Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

ZWANZIGSTER BAND
MIT 96 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 11 TAFELN

1969
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart	*Band* **20**	*Seite 1-288*	*Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969*

Deutsche Quartärvereinigung

3 Hannover-Buchholz,
Alfred-Bentz-Haus
Postscheckkonto Hannover 45303
oder Bankkonto: Deutsche Bank Hannover Kto.-Nr. 56/06561

Vorstand

1. Vorsitzender :	K. Picard, 23 Kiel, Mecklenburger Straße 22/24
2. Vorsitzender :	B. Frenzel, 7 Stuttgart-Hohenheim, Botanisches Institut der Universität
1. Schriftführer :	B. Menke, 23 Kiel, Mecklenburger Straße 22/24
2. Schriftführer :	H.-J. Müller-Beck, 74 Tübingen, Schloß
Schriftleiter des Jahrbuches :	E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstraße 23 R. Huckriede, 355 Marburg, Deutschhausstraße 10
Schatzmeister :	H. Schneekloth, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus
Archivar :	L. Benda, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus

Beirat

G. von der Brelie, Krefeld
K. Brunnacker, Köln
H. Graul, Heidelberg
V. Ložek, Prag
G. C. Maarleveld, Wageningen
H. Mensching, Hannover
H. Schwabedissen, Köln
H. Spreitzer, Wien
G. Viete, Freiberg i. Sa.

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

Anmeldungen neuer Mitglieder und Anfragen wegen fehlender Jahrbücher sind an den Schatzmeister Dr. H. Schneekloth, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus, zu richten.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an Prof. Dr. E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstraße 23.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

ZWANZIGSTER BAND
MIT 96 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 11 TAFELN

1969
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart	*Band* **20**	*Seite 1-288*	*Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969*

Schriftleitung dieses Bandes: E. Schönhals

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf KG., Öhringen

INHALT

A. Aufsätze

Seite

RONAI, A.:
Eine vollständige Folge quartärer Sedimente in Ungarn . . . . . 5— 34

MENKE, B.:
Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste . . . 35— 45

DÜCKER, A.:
Der Ablauf der Holstein-Warmzeit in Westholstein . . . . . 46— 57

KUHNE, U.:
Vorläufige Ergebnisse paläopedologischer Untersuchungen im Bereich des Rhonegletschers nördlich und südlich von Lyon . . . . . 58— 67

FUCHS, F.:
Eine erste ^{14}C-Datierung für das Paudorf-Interstadial am Alpensüdrand . . . . . 68— 71

FRANKE, H. W. u. GEYH, M. A.:
Zur ^{14}C-Datierung des Würm-II/III-Interstadials mit Hilfe von Radiokohlenstoffmessungen an Höhlensinter und Schlußfolgerungen für die Wasseraltersbestimmung . . . . . 72— 75

MENKE, B.:
Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen aus Lieth bei Elmshorn . . . . . 76— 83

HENKE, J.-H.:
Zum Problem der saaleeiszeitlichen Terrassenbildungen im Unterlauf der Werre . . . . . 84— 89

BRUNNACKER, K., ALTEMÜLLER, H.-J. u. BEUG, H.-J.:
Das Profil von Kitros in Nord-Griechenland als Typusprofil einer mediterranen Lößprovinz . . . . . 90—110

HÖFLE, H.-CHR.:
Ein neues Interstadialvorkommen im Ammergebirgsvorland (Obb.) . . 111—115

BORTENSCHLAGER, S. u. PATZELT, G.:
Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores (2270 m) der Venedigergruppe . . . . . 116—122

STÄBLEIN, G.:
Die pleistozäne Vereisung und ihre isostatischen Auswirkungen im Bereich des Bellsunds (West-Spitzbergen) . . . . . 123—130

Seite

KELLETAT, D.:
Erdbülten als Frühjahrsformen im Raum um Göttingen . . . . . 131—137

MÄCKEL, R.:
Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung . . . . . 138—174

SCHAEFER, I.:
Der Drumlin von Hörmating in Oberbayern . . . . . 175—195

RICHMOND, G. M.:
Development and stagnation of the last Pleistocene icecap in the Yellowstone Lake Basin, Yellowstone National Park, USA . . . . . 196—203

FLOHN, H.:
Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell . . . . . 204—231

PAUL, W.:
Die plio- und pleistozänen Schotter der Wutach-Donau am Ost-Schwarzwald . . . . . 232—242

B. Mitteilungen

GRIMMEL, E.:
Ist die nordöstliche Lüneburger Heide eine „Endmoränen"-Landschaft? 243—244

C. Berichte — Tagungen

SCHNEEKLOTH, H.:
Eindrücke von einer Reise zu englischen Interglazialvorkommen . . . . 245—246

NIEDERMAYER, J.:
Die 36. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen . 247—248

LÜTTIG, G.:
Quartärstratigraphische Diskussionen in Frankreich und England . . . 249—251

DUPHORN, K.:
Der VIII. INQUA-Kongreß in Paris 1969 . . . . . 252—267

D. Buchbesprechungen . . . . . 268—275

E. Nachrufe . . . . . 279—287

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 5-34	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

A. Aufsätze

Eine vollständige Folge quartärer Sedimente in Ungarn

Von Andreas Rónai, Budapest

Mit 8 Abbildungen (Abb. 3 als Falttafel)

Zusammenfassung. Seit 1964 erfolgt im Ungarischen Becken eine ausführliche Untersuchung der quartären und oberpliozänen Sedimente. Mehrere Bohrungen mit vollem Kerngewinn sind abgeteuft worden, davon eine bei der Gemeinde Jászladány. Sie erreichte eine Teufe von 950 m (Abb. 2). Das Material war außerordentlich reich an Fossilresten und gab Gelegenheit, die Klimageschichte des Quartärs im Ungarischen Becken zu entziffern. Da es sich hier um einen ständig sinkenden Krustenteil handelt, der zu einem mit limnischen, fluviatilen und äolischen Bildungen gefüllten Becken wurde, in welchem die Erosion entweder keine oder eine nur sehr geringe Rolle spielt, scheint die Klimageschichte komplett zu sein.

Die Sedimentations-Zyklen, die sehr charakteristisch sind (Abb. 1), erlauben auch eine Klarstellung der Senkungsetappen.

Das Pleistozän ist in der Bohrung Jászladány 424 m mächtig, das Holozän 8 m, insgesamt das Quartär 432 m. Diese Serie besteht aus 10 Sedimentationszyklen, die eine treppenartige Senkung darstellen (Abb. 3). Sediment-Material ist Lehm, Schluff und Feinsand, nur in den tiefsten Komplexen und an den Zyklengrenzen sind mittelkörnige Sande zu beobachten. Die mineralogische Zusammensetzung der Sande zeigt 11 wesentliche Änderungen des Abtragungsfeldes, die in Zusammenhang mit wechselseitigen tektonischen Bewegungen der Randgebiete stehen. Mit Hilfe der paläontologischen Daten kann man während des Quartärs 20—30 größere und kleinere klimatische Änderungen unterscheiden. Erstrangige Beweise dafür liefern die Pollen, die in sehr großer Zahl in den aus dem Quartär entnommenen Proben vorhanden sind. Die vielen klimatischen Perioden des Pleistozäns kann man in drei größeren Gruppen einreihen (Abb. 8):

Die Schichten aus 8—129 m Teufe repräsentieren eine Klimaperiode mit im allgemeinen kalten und trockenen Klima mit einigen feuchteren und temperierten Perioden.

Die Schichten von 129—285 m Teufe wurden während einer mäßig warmen und im allgemeinen trockenen Klimaperiode abgelagert.

Während der Bildung der Schichten von 285—432 war das Klima warm, am Anfang und Ende feucht, in der Mitte meist trocken.

Als Beweise dazu dienen die paläontologischen Tabellen und Abbildungen 4—7.

Nach den heutigen Krustenbewegungen gerechnet kann die Zeitdauer der Sedimentation der quartären Schichten mit 1.3—1.4 Millionen Jahren geschätzt werden.

Abstract. Since 1964, a comprehensive investigation of the sediments of the Quaternary and the Upper Pliocene has been in progress in the Hungarian Basin. A number of drillings with full core profit were sunk, one of them being situated near the community of Jászladány. This drilling attained a depth of 950 m (Fig. 2). The drilled material was extremely rich in fossil relics and offered the opportunity to study the climatic history of the Quaternary in the Hungarian Basin. Since this basin is a steadily subsiding part of the crust filled with limnic, fluviatile and eolian formations in which the erosion either plays a very small part or none at all, the climatic history appears to be complete.

The individual very characteristic cycles of sedimentation (Fig. 1) permit also a clarification of the different stages of subsidence.

In the boring of Jászladány, the Pleistocene has a thickness of 424 m, the Holocene of 8 m, thus the Quaternary altogether 432 m. This series consists of 10 cycles of sedimentation representing a step-like subsidence (Fig. 3). The sedimentary material is loam, silt and fine sand; medium-grained sands are encountered only in the deepest complexes and at the borders of the cycles. The mineralogical composition of the sands shows 11 essential alterations of the denudation area, they are in relation with the reciprocal tectonic movements of the marginal regions. By means of paleontological data it is possible to distinguish, during the Quatertnary, 20—30 greater or smaller climatic changes. First-class proof for this fact is provided by the pollen which are present, in a very great number, in the samples extracted from the Quarternary. The great number of climatic periods of the Pleistocene can be classified into three major groups (Fig. 8):

The layers from 8—129 m depth represent a climate period with generally cold and dry climate with a few humid and temperate periods.

The layers from 129—285 m depth were sedimented during a moderately warm and generally dry climatic period.

During the formation of the layers from 285—432 m depth, the climate was warm, at the beginning and the end it was moist, and in the middle dry for most of the time.

The paleontological tables and figures Nos. 4—7 may serve as proof.

A computation according to present crustal movements allows an estimation of 1.3—1.4 million years for the period of sedimentation of Quaternary layers.

In Ungarn gibt es heute ungefähr 36 000 artesische Brunnen, von denen 26 000 aus dem Untergrunde der großen Tiefebene, der meist aus quartären Schichten besteht, ihr Wasser bekommen. Mehr als 10 000 Bohrprofile sind nach makroskopischer Bestimmung genau bekannt. Tausende von Brunnen sind geophysikalisch untersucht worden, so daß man davon sprechen kann, daß die Mächtigkeit der Quartärschichten im ungarischen Becken ziemlich gut bekannt ist.

Bis jetzt reichten aber die geologischen-palaeontologischen Beweise zur Aufstellung einer Stratigraphie der quartären Beckensedimente nicht aus.

In den letzten Jahren (1964—1966) sind in der großen Tiefebene rein wissenschaftliche Kernbohrungen abgeteuft worden, deren ganzes Material in verschiedenen Laboratorien vielseitig untersucht worden ist, so daß es jetzt möglich ist, die Biostratigraphie des ungarischen Quartärs aufzubauen.

Die Teufe der für Untersuchungs-Zwecke niedergebrachten Kernbohrungen reicht von 100 bis 950 Meter. Davon haben mehrere Bohrungen das gesamte Quartär, darunter noch oberpliozäne bzw. oberpannonische Schichten durchörtert. Eine dieser Bohrung ist nahe der Gemeinde Jászladány (15 km nördlich von Szolnok) abgeteuft worden; dort ist das Becken ständig langsam und allmählich eingesunken. In dieser Bohrung wurde in der gesamten Sediment-Serie vom Oberpliozän an aufwärts kein grobes Material festgestellt. Fluviatile und limnofluviatile Feinsande, Schluffe und Lehme folgen einander, z. T. auch Flugsande und Löß. Kiese gibt es gar nicht und Grobsand auch nur hie und da in dünnen Schichten. Man findet keine Andeutung von stärkeren Transportkräften. Die Kornzusammensetzung spricht für eine langsame Sedimentation auf weiten, fast abflußlosen Inundationsgebieten, fern von den Flußbetten. Das Gebiet muß meistens unter Wasserbedeckung gestanden haben, die aber zeitweise sehr seicht war. Mehrere fossile Böden, darunter viele Moorböden, sprechen von Stillstandsperioden in der Sedimentbildung und zeitweiliger Trockenlegung des Gebietes. Das bezeugen auch die Flugsande und lößähnlichen Sedimente.

Besonders glücklich war, daß die Bohrung von Jászladány sehr gute Kerne produzierte und das Material sehr reich an Makro- und Mikrofauna und ebenso außerordentlich reich an Pollen und Sporen war.

Die Molluskenfauna wurde von Dr. F. Bartha und von Dr. E. Krolopp bearbeitet, die Mammalier von Dr. M. Kretzoi, die Ostrakoden von M. Széles, die Pollen und Sporen von H. Lörincz und M. Farago Frau Mihältz.

Nach vielseitigen Untersuchungen sind wir überzeugt davon, daß wir eine fast lückenlose und vollständige Serie von Quartärsedimenten vor uns haben und daß das reiche paläontologische Material uns gestattet, die Stratigraphie des ungarischen Quartärs zu entwickeln. Das reiche und fortlaufende Pollenmaterial erscheint uns auch hinreichend, die Klimageschichte des Quartärs im ungarischen Becken zu zeigen.

Die Bohrung von Jászladány wurde von Mitte 1964 bis Ende 1965 abgeteuft. Eingesetzt wurde ein schwedischer Bohrapparat, Typ Craelius. Die Bohrung erreichte eine Tiefe von 950 m. Das Bohrmaterial wurde fortlaufend mit Doppel-Kernrohr gewonnen.

Die stratigraphische Kurzansprache ist wie folgt:

0— 8 m	Holozän
8—432 m	Pleistozän
432—730 m	Oberpliozän (? levantinische Schichten)
730—950 m	Mittelpliozän (oberpannonische Schichten)

Die oberpannonischen Schichten sind durch eine Schneckenfauna gut belegt. Die oberpliozänen (levantinischen) Schichten dagegen werden durch völlig faunalose terrestrische Lehmschichten repräsentiert. Die Quartärschichten bis in 212 m Teufe sind ziemlich reich an Schnecken; sogar Mammalier-Knochen, Wirbeltierzähne wurden gefunden. Von 212 m bis 432 m fehlen die Schnecken, das Material ist aber reich an Ostrakoden und noch reicher an Pollen und Sporen.

Hier sollen nur die Quartärschichten beschrieben werden, aus denen die Geschichte des ungarischen Quartärs ziemlich gut ablesbar ist, zumal da ihre Abfolge auch für Mitteleuropa nicht ohne Bedeutung zu sein scheint.

Die untere Grenze des Quartärs ist paläontologisch und lithologisch bestimmt. Die pleistozänen Ostrakoden sind bis in 432 m Tiefe fortlaufend auffindbar. Unter dieser Grenze beginnt eine Reihe von bunten terrestrischen Tonen, die so gut wie ganz fossilleer sind. Keine Spur von Schneckenresten, keine Ostrakoden oder Foraminiferen sind vorhanden. Letztere sind aber in großer Zahl, und zwar in die pleistozänen Schichten eingeschwemmt, vorhanden. Spuren von Pflanzen und Pollen, die in den höher und tiefer liegenden Schichten so außerordentlich reich sind, fehlen. Die in paläontologischer Hinsicht sterile Serie reicht von 432 m bis 730 m. Nach einem Analogieschluß zu anderen Profilen halten wir diese Serie für die Vertretung des Levantin, mit dem das Pliozän in weiten Gebieten des großen Beckens endet.

Von 735 m an abwärts sind schon oberpannonische (mittelpliozäne) Schichten paläontologisch gut belegt (*Prosodacna vutskitzki* BRUS., *Limnocardium proximum* F., *Limnocardium penslii* F., *Congeria* sp. cf. *neumayri* etc., bestimmt von F. BARTHA).

Die oben genannten bunten levantinischen Tone werden in einer Teufe von 430 m plötzlich von fluviatilen Sandschichten abgelöst, so daß die Grenze auch lithologisch ziemlich scharf ist.

Das 432 m mächtige Quartär besteht aus 10 fluviatilen Sedimentationszyklen. Am Anfang dieser Zyklen beginnt die Aufschüttung mit Feinsand, dann geht die Kornzusammensetzung mit kleineren Schwankungen in Schluff und Lehm über. In der Mitte der Zyklen ist die Fraktion bis 0,005 mm ϕ mit bis zu 40 %, die Fraktion bis 0,01 mm bis 80 % vertreten. Danach folgt wieder eine allmähliche und regelmäßige Vergröberung des Materials, und der Zyklus endet mit fein- oder mittelkörnigem Sand. Einen der schönsten dieser Zyklen zeigt Abb. 1.

Die Sedimentationszyklen bilden die treppenartige Senkungsperiode ab. Am Anfang der einzelnen Senkungsphasen ist die Oberfläche trocken. Fluviatile Sande lagern sich in Niederungen, Flugsande überall ab. Je weiter die Senkung fortschreitet, umsomehr vergrößern sich die Inundationsgebiete, und es bilden sich ständige Seen, in denen Lehm und Ton sedimentiert wird. Wenn die Absenkung aufhört oder langsamer wird, füllt die Aufschüttung die tieferen und größeren Teiche, die immer seichter und kleiner werden, bis das ganze Gelände wieder trockengefallen ist. Klimatische Vorgänge spielen neben den tektonischen Bewegungen eine Rolle für die Sedimentbildung. Sie wirken gleichsinnig oder gegensinnig zu den Senkungsprozessen.

Gibt es auch kürzere oder längere, regelmäßige oder unregelmäßige Störungen der einzelnen Senkungsvorgänge, so ist doch der Gesamteindruck des in den einzelnen Phasen

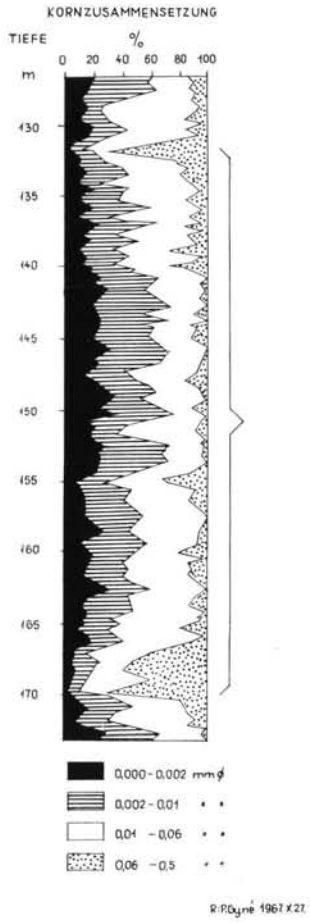


Abb. 1. Beispiel eines Sedimentations-Zyklus in den quartären Schichten des Ungarischen Beckens.

abgesetzten Materials sehr gleichartig. Feinsand, Schluff und Lehm wechsellagern in ziemlich derselben Verteilung und Proportion. Auch hat sich die Lage des Sedimentations-Gebietes während des Quartärs nicht wesentlich geändert.

Die Ähnlichkeit des Verlaufes der einzelnen Zyklen und die Homogenität des Materials, in großen Zügen gesehen, geben uns die Möglichkeit, mit Hilfe der Mächtigkeit der einzelnen Sedimentzyklen auch den dazu gehörigen Zeitraum verhältnismäßig gut zu beurteilen. Am Anfang des Quartärs war die Senkungsbewegung in unserem Gebiet etwas rascher, später aber — während der ganzen folgenden Zeit — war das Ausmaß der Bewegungen sehr gleichmäßig. Nur die Stillstandsperioden in der Sedimentbildung (und der Senkungen), die durch fossile Bodenschichten repräsentiert sind, bringen Unsicherheit in den Vergleich der Zeitspanne einzelner Sedimentationsperioden.

Die Sedimentationszyklen sind manchmal sehr regelmäßig und einheitlich, manchmal aber teilen sich die größeren Zyklen in zwei, drei oder vier kleinere. Zählt man diese kleinen Zyklen mit, so haben wir in der 432 m mächtigen Serie 16 fluviatil-limnische Sedimentationszyklen vor uns.

		Tiefe			
obere Phase	10.	0— 30 m	oberer Teil	30 m	95 m
	9.	30— 63 m	mittlerer Teil	35 m	
	8.	65— 95 m	unterer Teil	30 m	
mittlere Phase	7.	95—132 m	oberster Teil	37 m	177 m
	6.	132—170 m	oberer Teil	38 m	
	5.	170—203 m	mittlerer Teil	33 m	
	4.	203—272 m	unterer Teil	69 m	
		4) c. 203—225	22 m		
		4) b. 225—245	20 m		
		4) a. 245—272	27 m		
untere Phase	3.	272—345 m	oberer Teil	73 m	160 m
		3) d. 272—288	16 m		
		3) c. 288—300	12 m		
		3) b. 300—325	25 m		
		3) a. 325—345	20 m		
	2.	345—388 m	mittlerer Teil	43 m	
	1.	388—432 m	unterer Teil	44 m	
		1) b. 388—415	27 m		
		1) a. 415—432	17 m		

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Sande zeigen sich 11 schärfere Grenzen, die ebenso tektonische Änderungen andeuten wie die Sediment-Zyklen, d. h. Änderungen des Abtragungsfeldes. Die fluviatilen Schüttungen kamen in diesem Teil des Beckens von

DIE LAGE VON JÁSZLADÁNY.

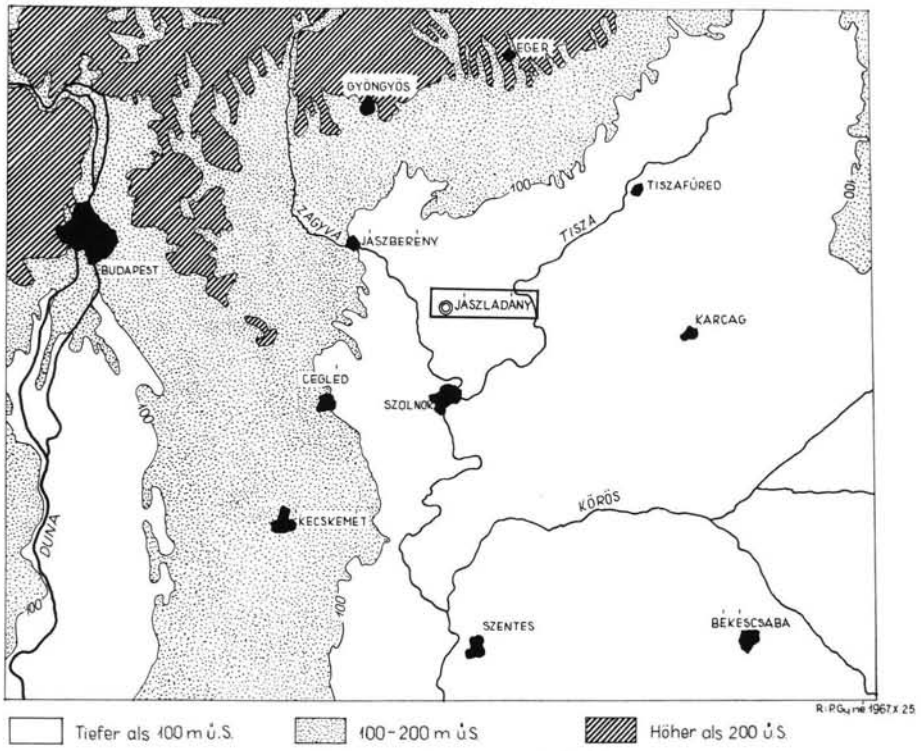


Abb. 2. Lageskizze von Jászladány.

Norden. Sie trugen wechselweise das Material des slowakischen Mittelgebirges (kristalline Gesteine), Trümmer der mesozoischen Gesteine des Bükk-Gebirges, endlich zweierlei Arten an Material der jungvulkanischen Gebiete des Mátra-Gebirges und von Börzsöny heran.

Parallel mit der Senkung des Beckens ging die Heraushebung der Randgebirge, aber nicht einheitlich, sondern blockartig. Wechselweise wurden einige Blöcke herausgehoben, andere nicht, so daß das Abtragungsfeld des Beckens sich mehrmals während des Quartärs änderte.

An Klimazyklen gibt es weitaus mehr. Wir können 20—30 größere und kleinere klimatische Änderungen unterscheiden, dazwischen sind solche Schichtenkomplexe, in denen Beweise für eine richtige Einteilung fehlen. Im großen und ganzen können wir die klimatisch geprägten Sediment-Zonen des Quartärs in drei größeren Gruppen einreihen.

Die erste geht auf eine warme Periode zurück, die von dem heißen und wechselnd feuchten und trockenen Klima des Pliozäns noch wenig abweicht und in der die etwas kühleren, gemäßigten Etappen noch selten sind. Die zweite ist durch ein im allgemeinen gemäßigtes Klima gekennzeichnet, die kühlen Teile treten dort nur am Ende auf. Die dritte hat ein richtiges kaltes Klima, und die temperierten Etappen sind selten, nur in der Niederschlagsmenge gibt es größere Schwankungen. Die Temperatur bleibt, wenn auch mit kleinen Änderungen, immer niedrig. Die drei Teile umfassen die ganze Schichtenfolge, und zwar wie folgt:

Teufe	129— 8 m	kalt, humide und trockene Phasen wechselnd
	285—129 m	mäßig, im allgemeinen trocken
	432—285 m	warm, feucht und trocken wechselnd.

Bei der Beurteilung des Klimas darf man nicht vergessen, daß Jászladány in der Mitte des Karpathen-Beckens liegt, auf einem flachen Gebiet + 90 m NN, das ringsum von 1500—2500 m hohen Berglandschaften umgeben und geschützt ist. Nur im Süden laufen die Bergketten nicht parallel mit der Beckengrenze, so daß die klimatischen Einflüsse hier nicht so gehemmt sind. Die mediterranen klimatischen Einflüsse, die auch heute noch im Karpathenbecken auffallend sind, waren während des Altquartärs noch stärker und verursachten lange, milde und mäßige Winter. Es gibt allerdings keine gute Erklärung, warum der letzte Teil des Quartärs auch in diesem Becken so kalt war. Soll man das mit der Größe der europäischen Vergletscherung erklären? Spielt die bedeutende Erhebung der Dinariden während des Quartärs eine Rolle? Hat diese die mediterranen Klima-Einflüsse zurückgehalten?

Betrachtet man den Sachverhalt über die genannten drei Perioden, von denen nur eine einzige (die letzte) wirklich kalt war, so versteht man die ungarischen Paläontologen und Geologen vom Anfang dieses Jahrhunderts, wie T. Kormos und I. Gál, die hartnäckige Monoglazialisten waren und nur von einer einzelnen glazialen Periode sprechen und wissen wollten.

Die Beweise fehlen noch zu einer genauen Parallelisierung, aber das kalte ungarische Oberpleistozän scheint den alpinen Begriffen Riß, Riß-Würm und Würm bzw. dem nordeuropäischen Saale, Eem und Weichsel zu entsprechen.

Bevor wir die einzelnen Sedimentations-Zyklen ausführlich erörtern, müssen wir noch allgemein über die fossilen Bodenschichten sprechen. Da das Gebiet während des Quartärs immer ein Inundationsgebiet, zuweilen eine Sumpflandschaft war, gibt es sehr viele fossile Bodenhorizonte, die einer Sedimentationspause von ein paar tausend Jahren bedeuten und auf ein für Bodenbildung geeignetes Klima zurückgehen. Bis in 432 m Tiefe trafen wir in der genannten Bohrung 58 fossile Bodenschichten, darunter torfige Moorböden, aber auch Tschernozjeme und Waldböden, daneben 3 Torfschichten und 8 Tonschichten mit Lignitstreifen an.

Über die absolute Zeitrechnung sollen — obwohl absolute Zeitalter-Bestimmungen fehlen — einige Worte gesagt werden.

Das Gebiet von Jászladány sinkt auch heute noch ständig. Die Geschwindigkeit der heutigen Senkung scheint von der der ständigen Senkung während des Quartärs nicht verschieden zu sein, wie auch die heutigen Sedimente nicht von den älteren verschieden sind. Die Kornzusammensetzung der holozänen Schichten weicht nicht von denen der Schichten der früheren Perioden ab. Nur im Unterpleistozän waren die Sedimente stärker sandig. In den letzten Jahrzehnten senkte sich das Gebiet von Jászladány nach den geodätischen Messungen 5 mm pro Jahrzehnt (L. BENDEFY). Da die Auffüllung mit der Senkung immer Hand in Hand schritt, kann man folgern, daß eine Sedimentation von 50 cm Mächtigkeit in einem Jahrtausend stattfand, d. h. daß 1 m Sedimentdicke 2000 Jahren entspricht. In Wirklichkeit ist diese Folgerung nicht ohne weiteres zulässig. Es bestanden Ruheperioden während der Senkung und der Sedimentbildung, so daß ein Meter Sedimentmächtigkeit im allgemeinen einen Zeitraum von mehr als 2000 Jahren umfaßt. Wo die Schichtenkomplexe stärker sandig sind oder reine Sandschichten anzutreffen sind, ging die Sedimentation rascher vor sich. So bildeten sich im Unterpleistozän mächtigere Schichten während derselben Zeitdauer. Im Mittelpleistozän ging die Senkung langsamer vor sich als im oberen Pleistozän und heute. In den altpleistozänen Tiefenschichten haben wir viele sehr fein geschichtete, blättrige Tone. Unseren Berechnungen nach repräsentiert die 432 m mächtige Schichtenserie quartärer Schichten eine Zeitdauer von wenigstens 1 300 000 bis 1 400 000 Jahre.

Der erste Sedimentationszyklus des Quartärs (Teufe 432—388 m) beginnt mit Schluffen, geht weiter mit mittelkörnigem Sand. Weiter nach oben folgen sehr feingeschichtete sandige und lehmige Schichten aufeinander; die Sande werden nach oben immer feiner, die Tone allmählich immer fetter. Nach einer Einschaltung von einigen Meter mächtigen Sandschichten in der Tiefe 410—415 m geht die Verfeinerung weiter, und in der Mitte des Zyklus geht der Ton- und Lehmanteil des Materials bis auf 40—60 % herauf. Von 395 m Teufe an geht der Zyklus zu Ende, und mit neuen Sandschichten beginnt die zweite Periode.

Die Schichten des ersten Sedimentationszyklus sind fossilarm. Schneckenreste trifft man nur selten (*Bithynia*-Opercula, einige *Viviparus* sp., *Pisidium amnicum*, *Unio* sp.). Die Ostrakodenarten sind: *Candona albicans* BRADY, Candona rostrata (BRADY & NORM.), *Cyclocypris ovum* (JURINE); *Cytherissa lacustris* (G. O. SARS); *Cyprideis littoralis* (BRADY). Ziemlich viele Pollenreste sind gefunden worden.

Die Gesamtzahl der Baumpollen, Nichtbaumpollen und eingeschwemmten Pollen in den bedeutendsten Schichten ist wie folgt (bestimmt von H. LÖRINCZ):

Tiefe	BP	NBP	eingeschwemmte Pollen	insgesamt
392—393 m	73	54	2	129
396—397 m	2	12	—	14
397—398 m	993	236	—	1 229
398—399 m	794	66	—	860
399—400 m	483	54	—	537
Aus der Teufe von 408—400 m sind fast keine Pollenreste bekannt.				
408—409 m	42	23	7	72
409—410 m	2	1	—	3
412—413 m	514	106	—	620
415—416 m	26	21	—	47
417—418 m	389	156	—	545
419—420 m	145	169	—	314
421—422 m	796	120	—	916
422—423 m	35	26	—	61
423—424 m	25	20	—	45
431—432 m	428	130	—	558

Die Verteilung der Baumpollen nach Arten in den reichsten Schichten ist folgende:

Baumpollen-Arten	431—432 m	421—422 m	412—413 m	397—398 m
Pinus silvestris	2,8 %	11,5 %	0,8 %	6,6 %
Larix	0,9 %	3,5 %	0,4 %	6,6 %
Picea	3,7 %	10,0 %	—	4,7 %
Abies	2,3 %	20,0 %	—	8,1 %
Salix, Betula	1,8 %	0,5 %	—	0,4 %
Fagus	2,3 %	2,5 %	—	7,5 %
Acer	—	2,0 %	—	2,1 %
Quercus	1,4 %	11,0 %	—	2,0 %
Carpinus, Tilia, Fraxinus	1,4 %	1,0 %	—	0,3 %
Ulmus	5,6 %	12,5 %	—	9,6 %
Alnus	63,6 %	11,5 %	97,5 %	43,2 %
Coniferae, Taxodiaceae	2,3 %	2,0 %	0,8 %	1,4 %
Carya, Pterocarya, Nyssa	1,8 %	4,5 %	0,4 %	3,7 %
Gingko, Zelkova, Engelh.	2,3 %	1,0 %	0,4 %	0,8 %
Castaneae	2,3 %	3,5 %	—	1,7 %
Corylus, Rhus, Ilex	1,4 %	—	—	0,4 %
Zeder, Palmen	3,7 %	2,5 %	—	0,6 %

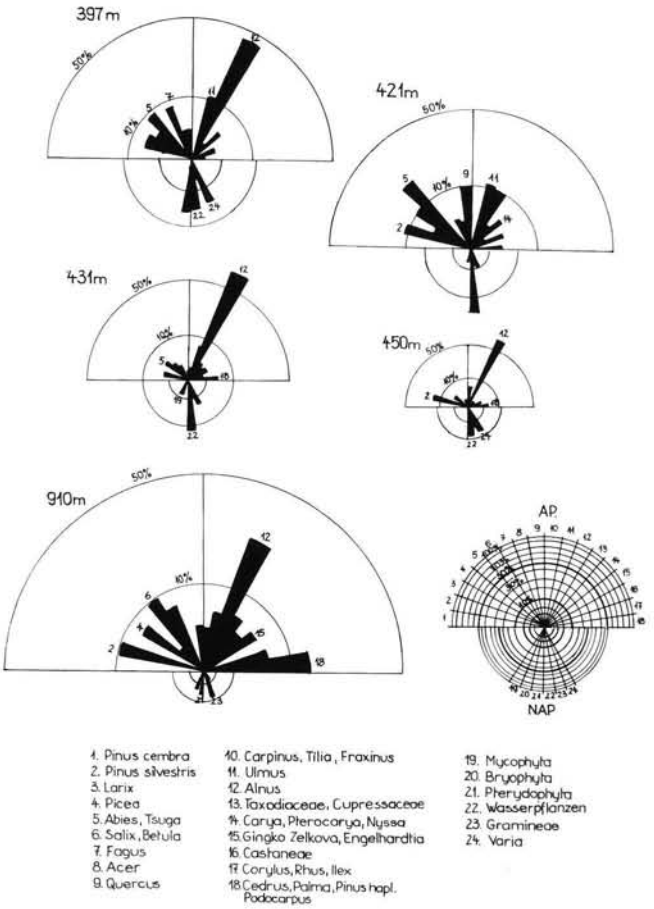


Abb. 4. Vergleich der Baumpollen-Spektren in pliozänen und altpleistozänen Schichten der Bohrung von Jászladány.

Nach dem warmen und trockenen Klima des obersten Pliozäns zeigt der Beginn des Pleistozäns eine Herabsetzung der Temperatur und die Zunahme der Niederschläge in den Wintermonaten. Die *Pinus*-Arten dringen vor, und die Vegetation zeigt deutliche Arten-Armut. Das Bild ist aber weit von dem eines glazialen Klimas entfernt.

Das Pliozän endet mit mehreren lignitischen Tonschichten und fossilen Bodenhorizonten. Solche treffen wir in

432,15—431,77 m
434,83—433,95 m
437,19—436,48 m,
438,86—438,68 m und
440,24—440,03 m an.

Davon sind die erste und die letzte schwarze fette, die andere dunkelgraue Lehm- und lehmige Sandschichten.

Der erste Quartärzyklus enthält in den untersten 10 m keine Lignitspuren und keine fossilen Böden, dann aber folgen 6 torfige Tonschichten mit Lignitspuren und 5 fossile Böden übereinander.

Diese liegen in folgenden Teufen:

anmoorige Böden mit Lignitspuren	fossile Wiesenböden
	392,15—391,65 m
392,25—392,15 m	
397,51—396,76 m	
398,90—398,81 m	
399,80—399,65 m	
	405,74—404,16 m
413,00—412,09 m	
413,90—413,73 m	
	416,12—415,48 m
	419,62—419,09 m
	422,84—422,30 m

In der mineralogischen Zusammensetzung der Sande herrscht Material vor, das aus metamorphen Gesteinen stammt. Überwiegend handelt es sich um Chlorite. Das Material kam vom weiten Norden, vom Slowakischen Mittelgebirge, teilweise vom Bükk-Gebirge. Die magmatischen Mineralien fehlen in der über 40 m mächtigen Serie vollkommen.

Die Zeitdauer dieser Periode, die wir als den unteren Teil des Altpleistozäns auffassen, könnte ungefähr 90 000—120 000 Jahre betragen.

Der darüber folgende zweite Sedimentationszyklus des Quartärs reicht von 388 m bis 345 m und ist in den mittleren Teil des Altpleistozäns zu stellen. Er ist zweigeteilt. Bei 367 m scheint eine Grenze zu liegen. Abweichend von dem sandig-schluffigen untersten Teil des Altpleistozäns sind hier die feinkörnigen Materialien vom Anfang bis zum Ende im Übergewicht. Der Anteil der Ton- und Schluff-Fraktion (bis 0,01 mm Korngröße) erreicht mehrmals 60—70 %.

Klimatisch begann diese Periode mit temperierten Zeiten; in der Mitte herrschte warmes und mäßig warmes, feuchtes Klima vor, erst später wurde es trocken. Ein baumloses trockenes Klima bleibt bis zur Ende der Periode bezeichnend. Die Schneckenfauna ist unbedeutend. Es gibt nur einzelne Fragmente von *Pisidium* und *Viviparus*-Arten, einige Exemplare von *Planorbis* cf. *spirorbis*, *Succinea oblonga*, *Valvata pulchella* und *Planorbis* cf. *planorbis* (bestimmt von F. BARTHA). Die Ostrakodenfauna ist ebenso arm. Reich sind aber die Schichten an Pollen und Sporen.

Folgende Ostrakoden-Arten wurden festgestellt:

Candona albicans (BRADY) - fast in allen Schichten -,
Cyclocypris huckei TRIEBEL - in allen Schichten zahlreich -,
Leptocythere baltica KLIE - selten -,
Cyprideis littoralis BAIRD (JONES) - selten -.

Außer diesen gibt es einige Exemplare von *Candona candida* (O. F. MÜLLER); *Candona rostrata* BRADY & NORM.; *Ilyocypris gibba* (RAHMDOHR); *Darwinula stevensoni* (BRADY & ROB.) - bestimmt von SZÉLES -.

Die Vegetation ist in der Mitte des Komplexes durch Dominanz von *Alnus* charakterisiert. Das Klima dieser Periode ist mithin dem des Mittelpliozäns sehr ähnlich. Die Gesamtzahl der Pollen und Sporen ist die folgende:

Tiefe	BP	NBP	eingeschwemmte Pollen	insgesamt
350—351 m	—	14	—	14
351—352 m	6	4	—	10
359—360 m	14	21	—	35
362—363 m	11	16	—	27
363—364 m	40	15	6	61
364—365 m	193	23	31	247
365—366 m	20	2	40	62
366—367 m	350	425	—	775
368—369 m	106	126	—	232
370—371 m	2 046	257	—	2 303
371—372 m	201	65	2	268
372—373 m	305	186	—	486
373—374 m	868	149	3	1 020
375—376 m	25	8	—	33
376—377 m	121	40	—	161
383—384 m	9	2	7	18
384—385 m	22	9	110	141
385—386 m	3	1	7	11
386—387 m	6	48	—	54
390—391 m	7	1	7	15
391—392 m	16	4	—	20

Die Verteilung der Baumpollen nach Arten (in Prozent) ist wie folgt:

	373—374 m	370—371 m	366—367 m
Pinus silvestris	4,2	0,9	24,4
Larix	1,6	1,9	9,0
Picea	2,3	1,6	5,7
Abies, Tsuga	4,7	1,3	5,4
Salix, Betula	1,6	1,0	0,6
Fagus	7,4	0,8	3,1
Acer	2,5	0,9	—
Quercus	9,1	3,7	6,3
Carpinus, Tilia, Fraxinus	4,6	0,8	2,9
Ulmus	3,9	3,4	—
Alnus	25,5	66,2	4,6
Coniferae (Taxodiaceae, Cupressaceae)	—	1,4	6,3
Carya, Pterocarya, Nyssa	18,9	8,0	11,4
Gingko, Zelkova, ENGELHARDT	4,4	0,4	0,6
Castaneae	1,6	0,3	8,6
Corylus, Rhus, Ilex	5,5	5,8	9,1
Zeder und Palmen	4,1	—	—

In der 43 m mächtigen Serie tritt sehr wenig Sand auf. Wo es solchen gibt, besitzt er eine ganz andere mineralogische Zusammensetzung als die Sande in den vorhergehenden und folgenden Perioden. Die magmatischen Mineralien Hornblende, Biotit und Hypersthene überwiegen; Chlorit und Granat spielen, obwohl sie von Bedeutung sind, eine weitaus kleinere Rolle als in den tieferen bzw. höheren Schichten. Offensichtlich hat sich die Berglandschaft NW des Beckens (Börzsöny, Cserhát) in dieser Phase des Altpleistozäns wesentlich herausgehoben, so daß die Flüsse deren Material in das Senkungsgebiet herantrugen.

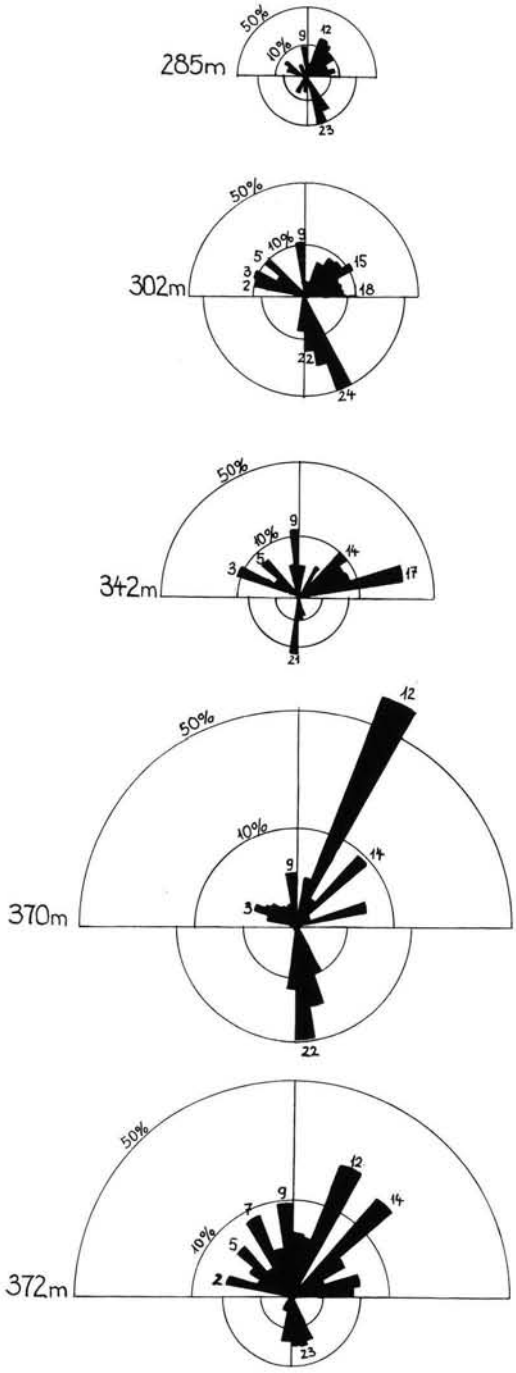


Abb. 5. Verteilung der Baumpollen in den altpleistozänen Schichten der Bohrung Jászladány.

Am Anfang des Zyklus sind drei fossile Bodenschichten in der Tiefe von

380,89—380,40 m,
381,91—381,64 m,
384,10—383,98 m

zu beobachten. Es handelt sich um schwarze tschernosemartige Lehm- und lehmige Sandböden. Dann folgt eine 10 Meter mächtige Schichtserie ohne fossile Böden. Bei 373,80 bis 370,44 m beginnt eine Bodenserie mit anmoorigem Boden, der nach oben allmählich in feingeschichteten Lehmboden mit zwischengelagerten geringmächtigen, nicht humushaltigen Schichten übergeht.

Die nächste Bodenschicht ist ein feinblättriger Lehmboden bei 366,90—366,38 m. Er ist schwarz und lignitisch. Dann folgt eine Sedimentserie ohne Böden bis in 358 m Teufe. Von da an nach oben gibt es drei fossile Böden bis zum Ende des Zyklus, und zwar bei

352,24—352,04 m,
356,93—355,93 m und
358,03—357,30 m.

Zwei davon sind dunkelbraun und auf sandigem, bröckeligem Lehm, der mittlere ist ein torfiger Moorboden.

Auf diesem Komplex folgt eine Schichtenserie, die aus mehreren kleinen Zyklen zusammengesetzt ist. Von 345 m bis 272 m gibt es vier Sedimentkomplexe, in denen sich das Material, von grobem Korn (hier immer nur mittelkörnigem Sand) ausgehend, sich allmählich verfeinert, so daß die Tonfraktion in der Kornverteilung schließlich 60—80 % erreicht, um danach wieder allmählich am Ende des Zyklus in Sedimente überzugehen, in denen die Sand-Fraktion 60—80 % erreicht. Die vier kleineren Zyklen setzen einen ziemlich einheitlichen größeren zusammen; in den zwei mittleren Zyklen ist der Tongehalt größer als in dem ersten und letzten.

Mollusken sind nur durch einige Exemplare repräsentiert: *Pisidium amnicum*, *Bithynia*-Opercula sind erkennbar neben Fragmenten von *Bithynia* sp., *Melanopsis* sp., *Stagnicola* sp., *Unio* sp., *Pisidium* sp., *Planorbis* sp. (bestimmt von F. BARTHA). Von 366 m bis 331 m, dann von 327 m bis 303 m und von 302 m bis 287 m hat man keine Spur von Mollusken gefunden. Die Ostrakoden sind gleichmäßiger verteilt. Den höchsten Prozentsatz erzielt *Candona albicans*, dann ist *Cyclocypris huckei* TRIEBEL zahlreich. Beide sind am häufigsten in der Tiefe von 294,4—294,9 m. Daneben wurden einige Exemplare von *Candona candida* (O. F. MÜLLER), *Candona rostrata* (BRADY & NORM.), *Ilyocypris gibba* (RAHMDOHR), *Cyclocypris lacustris* (G. O. SARS) beobachtet. Pollen und Sporen sind in allen Schichten zu finden, wenn auch in sehr verschiedener Zahl.

pollenarme Schichten	Schichten mit sehr vielen Pollen
347—350 m	—
—	340—347 m
335—339 m	—
—	334—335 m
305—334 m	—
—	229—303 m
294—299 m	—
—	285—294 m
275—285 m	—

Die Pollen-Anzahl in den pollenreichsten Schichten

Tiefe	BP	NBP	eingeschwemmte Pollen	insgesamt
285—286 m	108	74	91	273
286—287 m	91	29	70	190
287—288 m	150	54	—	204
288—290 m	198	227	—	425
291—293 m	230	67	—	297
293—294 m	67	44	—	111
294—295 m	142	61	—	203
299—300 m	80	37	—	117
300—301 m	78	80	—	158
301—302 m	321	165	—	486
302—303 m	192	69	—	261
334—335 m	190	85	—	275
340—341 m	141	36	—	177
341—342 m	369	58	—	427
346—347 m	247	83	—	330

Die Verteilung der Baumpollen in den wichtigsten Schichten nach Arten in Prozent ist die folgende:

Baumarten	341—342 m	334—335 m	301—302 m	291—293 m	285—286 m
Pinus silvestris	0,3 %	15,2 %	4,7 %	9,5 %	2,8 %
Larix	12,0 %	6,3 %	12,1 %	2,2 %	2,8 %
Picea	2,1 %	6,8 %	3,7 %	3,9 %	5,0 %
Abies, Tsuga	7,5 %	1,1 %	9,6 %	3,0 %	1,0 %
Salix, Betula	—	0,5 %	—	0,4 %	—
Fagus	—	—	—	—	—
Acer	3,0 %	1,1 %	0,3 %	8,7 %	1,8 %
Quercus	13,2 %	8,4 %	11,8 %	28,7 %	9,2 %
Carpinus, Tilia, Fraxinus	2,4 %	—	1,2 %	—	1,8 %
Ulmus	0,6 %	—	—	—	—
Alnus	3,6 %	2,6 %	5,6 %	9,7 %	18,5 %
Coniferae (Taxodiaceae)	0,6 %	—	7,5 %	6,9 %	17,5 %
Carya, Pterocarya, Nyssa	9,6 %	5,8 %	8,7 %	1,3 %	10,2 %
Gingko, Zelkova, Engelhardtia	7,2 %	11,1 %	13,4 %	—	10,2 %
Castaneae	7,8 %	17,9 %	4,7 %	0,8 %	6,5 %
Corylus, Rhus, Ilex	30,3 %	11,6 %	6,2 %	5,6 %	9,2 %
Zeder, Palmen	—	2,0 %	5,0 %	10,9 %	3,7 %

Wie aus der Entwicklung der Vegetation hervorgeht, kann das Klima dieser Periode als warm bezeichnet werden. Einige Schwankungen zwischen feuchtigkeitsliebenden und auch unter trockenen Verhältnissen blühenden Arten sind festzustellen, aber kalte Perioden gibt es keine. Im Abschnitt von 333 bis 303 m sind keinerlei Anzeichen von feuchten Perioden erkennbar, in diesem Teufenbereich sind Schluffe, Flugsande aber auch Lehme festzustellen. Unter trockenen Verhältnissen können wir die Lehmbildung nur mit eluvialen Vorgängen erklären. Dafür sprechen mehrere fossile Bodenschichten.

Von 352 m bis 320 m gibt es keine Bodenschicht. Von da an folgt eine Sedimentserie mit wiederholter Bodenbildung. Die Böden sind tschernosemartige Landböden, die auf lößartigen Schichten ausgebildet sind. Nur in der Mitte des Zyklus gibt es zwei Moorböden, wenig Lignitspuren bei 302 und 297 m. Die fossilen Bodenschichten liegen in folgender Teufe:

274,00—274,21 m	305,28—305,14 m
284,23—283,67 m	307,61—306,74 m
288,77—288,30 m	312,90—311,68 m
298,50—296,73 m	318,30—317,50 m
302,91—301,86 m	320,10—319,61 m.

In den Schichten fanden sich folgende Ostrakoden-Arten (bestimmt von M. Széles):

	277—278 m	281—282 m	294—295 m	329—331 m
Candona albicans B	5	11	18	5 Stück
Candona neglecta G. O. Sars	—	3	1	—
Candona rostrata Brady & Norm.	—	2	—	—
Cyclocypris huckei Triebel	—	10	8	1
Cyclocypris ovum (Jurine)	—	—	—	1
Ilyocypris gibba Ramdohr	—	3	5	1
Cytherissa lacustris (G. O. Sars)	—	—	—	1

Am Anfang des Zyklus wurde meistens Flugsand sedimentiert und es bildete sich kein Bodenhorizont.

Während der Ablagerung der Schichten, die von 303 m an aufwärts folgen, war das Klima warm und feucht. Das Land stand fast ständig unter Wasser. Es gibt in diesem Abschnitt von 303 bis 285 m nur zwei Bodenhorizonte.

Auffallend sind in dem Pollenspektrum dieser Zeitabschnitte die Palmen und Zedern. Die Pollen dieser Bäume sind so gut erhalten und unversehrt, daß wir sie kaum als eingeschwemmt auffassen können. Eingeschwemmtes Pollenmaterial ist sonst in vielen Abschnitten der Bohrung reichlich zu beobachten, nicht aber in den soeben erörterten Tiefen.

Am Ende der genannten Periode muß das Klima offensichtlich mild geworden sein, und zwar mäßig warm und trocken. Ebenso wie die kleineren Sedimentationszyklen von mehreren tektonischen Senkungsetappen sprechen, spiegeln sich die Bewegungen der Randgebiete auch in der petrographischen Zusammensetzung der Sande wider. Am Anfang der Periode gibt es keine magmatischen Mineralien, nur metamorphe (Chlorit und Granat) und überwiegend Kalzit-Dolomit. Es folgt eine Serie mit vorwiegend metamorphen Mineralien, aber daneben sind die Hypersthene und Biotite von Bedeutung. Darauf kommt wieder eine Periode mit fast nur metamorphen Mineralien. In 300 m Teufe sind nochmals auch magmatische Mineralien vorhanden. In den Proben aus geringerer Teufe fehlen die metamorphen und magmatischen Minerale vollständig oder die einzelnen Körner sind korrodiert und unkenntlich. Am Ende dieser Periode enthalten die Sande fast nur metamorphe Mineralien.

Es liegt dem Verfasser fern, nur aus der petrographischen Zusammensetzung der Sande Rückschlüsse auf das Abtragungsgebiet zu ziehen. Zu betonen ist lediglich, daß es neben den Sedimentationszyklen auch entsprechende Wechsel in den petrographischen Gegebenheiten gibt. Das kann auch ein Beweis dafür sein, daß die Zyklen nicht klimatisch sondern tektonisch bedingt sind.

Die Schichten von 432 m bis 272 m Teufe, also die aus den drei ersten größeren Senkungszyklen, sind nach allen bisher bekannten Daten in das Altpleistozän einzustufen. Wir sind der Meinung, daß diese Periode die Zeit, die im Alpengebiet Prägünz und Günz genannt wird und noch das Cromer-Interstadial umfaßt. Auf Grund der Analogie der Sedimentbildung könnte dieser Zeitabschnitt ungefähr 450 000 Jahre umfassen.

Von einer Teufe von 272 m beginnen die Schichten, die wir als Mittelpleistozän bezeichnen. Diese reichen bis 95 m nach oben. Diese Schichtenserie ist feinkörnig. Es gibt nur wenige Sandschichten, und die Tonfraktion (Körnung bis 0,005 mm Diameter) erreicht im allgemeinen 40—50 %, mit der Schluff-Fraktion (0,005—0,01 mm) überschreitet sie sogar oft 60—80 %. Von 150 m bis 200 m überwiegt die Schluff-Fraktion. Die Senkung muß sehr langsam vorangegangen sein. Die Zeitdauer des Mittelpleistozäns dürfte mit ungefähr 600 000—700 000 Jahren angenommen werden. Im Mittelpleistozän haben wir vier Senkungszyklen, von unten gezählt die Nummern 4 - 5 - 6 - 7. Zum vierten gehören die Schichtenserien von 272—203 m, zum fünften die Schichten von 203 m bis 170 m. Der sechste enthält das Material von 170 m bis 132 m und der siebente das von 132 m bis 95 m.

Der erste Teil des Mittelpleistozäns, also die vierte große Senkungsperiode im Quartär, war durch ein gemäßigtes Klima gekennzeichnet. Die Molluskenfauna ist arm. Von 270 m bis 230 m fand man nur Fragmente von *Bithynia*-Opercula. Dasselbe gilt von 224—203 m. Die Schichten zwischen 230 und 224 m enthielten aber zahlreiche Wasser-Mollusken (bestimmt durch E. KROLOPP):

Pisidium amnicum (MÜLL.)	(einige Stücke)
„ sp. indet.	(mehrere)
Valvata piscinalis (MÜLL.)	(viele)
„ cf. *naticina* MKE.	(viele)
Bithynia sp. indet.	(viele)
„ *leachi* (SHEPP.) Operc.	(viele)
„ -Opercula	(sehr viele)
Micromelania sp. ?	(einige)
Planorbis corneus (L.)	(einige)
„ *planorbis* (L.)	(einige)

Die Ostrakodenfauna zwischen 270 bis 205 m (bestimmt von M. SZÉLES) ist:

Candona candida (O. F. MÜLLER)
Candona albicans BAIRD (viele)
Candona rostrata (BRADY & NORM.)
Cyclocypris huckei TRIEBEL
Limnocythere sp.
Cytherissa lacustris (G. O. SARS)
Erpetocypris brevicaudata KAUFM.

Pollen und Sporen traf man in jeder Teufe an. Am reichsten sind diese in folgenden Abschnitten:

Tiefe m	BP	NBP	eingeschwemmte Pollen	insgesamt
209—210 m	5	211	110	326
219—220 m	5	248	14	267
223—224 m	132	48	22	202
224—225 m	166	182	—	348
228—229 m	425	244	16	685
241—242 m	225	143	6	374
251—252 m	150	70	1	221
260—261 m	631	305	60	996
261—262 m	759	706	—	1465

Folgende Baumpollen (nach Arten) wurden in den reichsten Schichten gefunden:

Baumarten	261—262 m	251—252 m	241—242 m	228—29 m2
Pinus silvestris	12,5 %	30,1 %	4,0 %	3,8 %
Larix	1,3 %	2,0 %	8,0 %	8,4 %
Picea	8,3 %	8,0 %	4,9 %	5,8 %
Abies, Tsuga	5,1 %	0,7 %	14,2 %	7,5 %
Salix, Betula	3,2 %	4,0 %	8,0 %	5,6 %
Fagus	—	—	—	0,5 %
Acer	1,2 %	—	4,0 %	5,8 %
Quercus	7,5 %	1,3 %	14,2 %	21,0 %
Carpinus, Tilia, Fraxinus	2,6 %	0,7 %	3,1 %	0,2 %
Ulmus	0,8 %	—	—	—
Alnus	8,8 %	1,3 %	4,4 %	2,3 %
Coniferae (Taxodiaceae)	3,8 %	34,6 %	7,1 %	27,2 %
Carya, Pterocarya, Nyssa	3,9 %	—	5,3 %	0,9 %
Gingko, Zelkova, Engelhardtia	4,6 %	5,3 %	0,9 %	—
Castaneae	3,8 %	—	0,9 %	5,9 %
Corylus, Rhus, Ilex	10,9 %	—	9,8 %	4,0 %
Zeder, Palmen	7,3 %	6,6 %	1,0 %	1,2 %

Die Baumarten zeigen ein mäßig warmes und ziemlich trockenes Klima an. Dafür sprechen die vielen Nichtbaumpollen und die geringe Anzahl der eingeschwemmten Pollen.

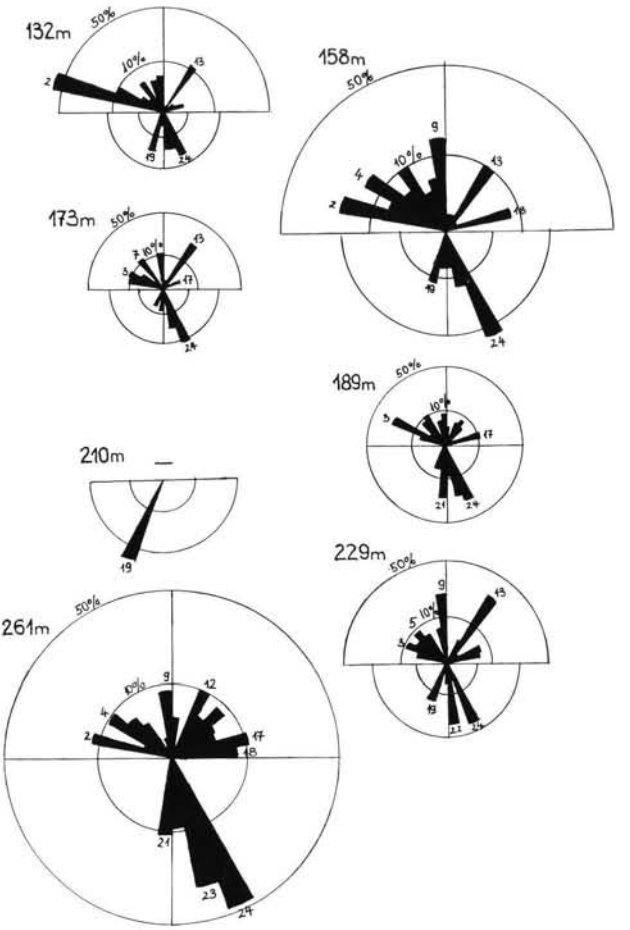


Abb. 6. Verteilung der Baumpollen in den mittelpleistozänen Schichten.

Die Zahl der fossilen Bodenschichten ist groß. In diesem Zyklus findet man vorwiegend Moorböden.

Von oben nach unten wurden in folgender Teufe Bodenschichten festgestellt:

206,45—206,00 m	241,93—241,10 m
210,42—210,22 m	247,30—246,75 m
213,38—213,24 m	250,25—249,98 m
224,80—224,00 m	254,82—254,54 m
229,81—228,81 m	262,79—261,50 m
233,91—233,06 m	265,14—264,82 m.

Petrographisch sind die Sande dieser Senkungsperiode auffallend einheitlich. Die magmatischen Mineralien fehlen fast ganz, nur in einer Schicht traf man mehrere Biotite an. Überwiegend sind die metamorphen Mineralien (Chlorit, Granat), am Anfang und am Ende der Periode die anderen Mineralien (Calzit, Dolomit) und korrodierte Körner.

Die fünfte Senkungsperiode umfaßt einen nur 33 m mächtigen Schichtenkomplex (203—170 m). Diese Periode scheint verhältnismäßig lange gedauert zu haben. Die

Mächtigkeit der zugeordneten Sedimente zeigt das nicht an, offensichtlich weil wiederholt Pausen in der allgemeinen Senkung und Sedimentation eintraten. Die Oberfläche scheint oftmals trocken gelegen zu haben. Es gibt keine Fluß- und Seesedimente, stattdessen äolischen Sand und Löß. Für Trockenheit sprechen die an Mollusken sterilen Schichten. Außer einigen Resten von *Bithynia*-Schließdeckeln sind keine anderen Mollusken-Arten enthalten. Ebenso fehlen auch die Ostrakoden in den Schichten, die dem ersten Teil der Periode entsprechen. Trockenheit und Kälte des Klimas dieser Zeit kommt auch im Bilde der Vegetation dieser Periode zum Ausdruck. Baumpollen fand man nur in zwei Proben in größerer Zahl, außer diesen sind nur Nichtbaumpollen festgestellt worden. Die eingeschwemmten Pollen sind selten.

Die Gesamtzahl der Pollen in den pollenreicheren Schichten ist die folgende:

Tiefe	BP	NBP	eingeschwemmte Pollen	insgesamt
172—173 m	170	144	42	356
188—189 m	202	168	8	378
193—194 m	14	81	8	103
198—199 m	1	91	17	109
199—200 m	2	108	20	130

Die Schichten, welche genügend viel Baumpollen enthalten, ergeben nach Baumarten folgendes Bild (nach H. LÖRINCZ):

	188—189 m	172—173 m
Pinus silvestris	4,9 %	11,2 %
Larix	30,7 %	14,7 %
Picea	3,4 %	5,9 %
Abies, Tsuga	7,4 %	1,7 %
Salix, Betula	10,9 %	12,3 %
Fagus	0,5 %	0,6 %
Acer	4,9 %	—
Quercus	6,9 %	11,8 %
Carpinus, Tilia, Fraxinus	2,4 %	0,6 %
Ulmus	—	—
Alnus	4,4 %	1,2 %
Coniferae (Taxodiaceae)	5,9 %	35,3 %
Carya, Pterocarya, Nyssa	3,9 %	1,2 %
Gingko, Zelkova, Engelhardtia	—	—
Castaneae	0,9 %	0,6 %
Corylus, Rhus, Ilex	12,4 %	2,9 %
Zeder, Palmen	—	—

Folgende Ostrakoden wurden festgestellt:

	174—177 m	191—192 m	201 m
Candona albicans BAIRD	29	5	3 Stück
Candona neglecta G. O. SARS	1	—	1
Cyclocypris huckei TRIEBEL	12	—	—
Cyclocypris laevis (O. F. MÜLLER)	—	1	—
Ilyocypris gibba RAMDOHR	1	—	—
Limnocythere inopinata (BAIRD)	2	—	—

Diese Phase des Mittelpleistozäns in Ungarn entspricht möglicherweise der Mindel-Eiszeit der Alpen.

Fünf fossile Böden sind in dieser Serie zu finden. Diese sind dunkelbraune und dunkelgraue Sandböden auf feinsandigen, lehmigen und lößähnlichen Schichten, und zwar in folgender Teufe

173,90—172,30 m
182,50—180,50 m
189,50—188,40 m
193,00—192,00 m
196,50—196,30 m.

In der mineralogischen Zusammensetzung der Sande unterscheiden sich die Schichten dieser Periode nicht von denen der vorangehenden. Metamorphe und andere Mineralien überwiegen. Die magmatischen Mineralien sind in wenigen Prozenten durch Hypersthene, Diopside, im liegenden Teil durch Apatite, im oberen Teil durch Zirkon vertreten.

Die sechste Senkungsphase des ungarischen Quartärs ist die regelmäßigste. Ihre Sedimente beginnen mit Sanden, dann verfeinert sich das Material regelmäßig und graduell. Mit Fortschreiten der Senkung wurde das zutage austretende Wasser immer tiefer. Im Teufenbereich zwischen 154 und 143 m erreicht der Tongehalt (Körner bis 0.005 mm) 60 % der Kornzusammensetzung. Dann beginnt eine neue Vergröberung, die Senke wurde vollgeschüttet, das Wasser immer seichter. Zuweilen muß die Oberfläche trocken gelegen haben, so daß nur das gröbere Material von Überschwemmungen das Gebiet erreichte. Am Ende der Phase sinkt der Tongehalt der Sedimente wieder auf 10 % herab.

Die Bodenschichten passen sich dieser Entwicklung gut an. Am Beginn und am Ende des Zyklus' sind mehrmalige tschernosem-artige dunkelbraune Landböden zu finden, in der Mitte schwarze, tonige Moorböden.

Die Bodenschichten liegen in folgenden Teufen:

133,90—133,70 m	146,30—145,20 m
136,00—135,60 m	154,50—152,20 m torfig
137,20—137,00 m	156,70—155,30 m torfig
144,00—143,10 m	170,00—167,50 m

In petrographischer Hinsicht treten nach oben hin die magmatischen Mineralien langsam in den Vordergrund: Biotite, Diopside, Hypersthene. Die Mineralien metamorpher Abstammung und die dritte Klasse der anderen Mineralien bleiben aber im Sedimentkörper der gesamten Periode überwiegend.

Dieser Komplex ist meistens frei von Mollusken. Nur die Schichten in der Teufe von 149,15—149,19 m und 130,63—130,87 m enthalten einige Schneckenschalen, und zwar (nach E. KROLOPP):

Pisidium amnicum (MÜLL.)	*Planorbarius corneus* (L.)
Bithynia tentaculata (L.)	*Planorbis* cf. *spirorbis* (L.)
Bithynia leachi (SHEPP.)	*Succinea oblanga* (DRAP.)

Succinea oblonga, die einzige terrestrische Form, erscheint von der Tiefe von 130 m an, d. h. am Ende der Phase. Alle anderen Schneckenarten sind Wasserbewohner.

Die Ostrakoden sind in allen Schichten mit wenigen Arten am Anfange aber mit vielen Exemplaren anwesend. Die Arten sind (nach M. SZÉLES):

	144—146 m	157—158 m	160—161 m	162—164 m
Candona albicans BAIRD	6	7	9	9 Stück
Candona neglecta G. O. SARS	—	—	—	3
Ilyocypris gibba (RAMDOHR)	1	—	1	9
Cyclocypris huckei TRIEBEL	—	—	16	—
Limnocythere inopinata (BAIRD)	—	—	2	21

Diese Periode kann man wohl mit dem Großen Interglazial der Alpen, dem Mindel-Riß-Interglazial korrelieren. Die Vegetation ist während des größten Teiles dieses Zeitabschnittes sehr vielfältig. Es gibt im gesamten Quartär keinen Schichtenkomplex, in dem wir so viele Pollen finden, und zwar ohne Lücke in jeder Tiefe. Am reichsten an Pollen sind die folgenden Schichten:

Tiefe	BP	NBP	eingeschwemmte Pollen	insgesamt
129—130 m	424	62	34	520
132—134 m	450	142	18	560
133—134 m	76	56	7	139
135—136 m	69	77	19	165
136—137 m	60	132	13	205
137—138 m	82	189	15	286
139—140 m	140	172	42	354
140—141 m	76	38	45	159
141—142 m	241	91	45	377
142—143 m	284	72	169	525
148—149 m	66	59	12	137
149—150 m	164	160	10	334
151—152 m	33	92	48	173
152—153 m	40	104	44	188
153—154 m	43	113	20	176
155—156 m	30	50	44	124
156—157 m	330	257	—	587
157—158 m	972	435	13	1 420
158—159 m	642	551	25	1 218
159—160 m	66	86	8	160
160—161 m	21	233	18	272

Die Senkungsperiode geht nicht genau mit der Entwicklung des Klimas konform. In der Mitte der Senkungsperiode wurde das Klima allmählich immer kühler, am Ende der Periode ist, nach Aussage der Vegetation, schon ein Übergang zum kalten Klima zu bemerken.

Folgende Pollen wurden festgestellt:

Tiefe	157—158 m	149—150 m	141—142 m	132—133 m
Pinus silvestris	20,9 %	2,4 %	63,0 %	75,3 %
Larix	7,4 %	20,1 %	5,4 %	9,5 %
Picea	15,1 %	0,6 %	7,5 %	1,8 %
Abies	4,4 %	0,6 %	0,8 %	1,6 %
Salix, Betula	8,6 %	—	2,5 %	5,1 %
Fagus	2,7 %	—	—	0,2 %
Acer	4,4 %	—	—	4,6 %
Quercus	17,6 %	—	0,4 %	5,1 %
Carpinus, Tilia, Fraxinus	1,3 %	—	—	—
Alnus	1,5 %	—	0,4 %	0,2 %
Coniferae (Taxodiaceae)	0,2 %	76,1 %	19,9 %	12,7 %
Carya, Pterocarya, Nyssa	0,5 %	—	—	—
Castaneae	0,6 %	—	—	0,9 %
Corylus, Rhus, Ilex	7,3 %	—	—	2,0 %

Der darüber folgende Senkungszyklus (der siebente) gehört völlig in eine kalte Periode. Er entspricht dem Teufenbereich von 132 m bis 91 m und kann mit aller Wahrscheinlichkeit mit der Riß-Eiszeit korreliert werden. Diese Klimaperiode war die erste wirklich kalte unseres Gebietes. Das Klima war zunächst humid und temperiert, wurde dann aber immer kälter und trockener. Fluviatile Mollusken herrschen in den Sedimenten der ersten Hälfte, in der zweiten sind die terrestrischen Schnecken überwiegend. Der Anteil des Schluffes und Lösses in den Bohrproben ist groß. Das Ende der Zeitperiode war wiederum humider. In der ersten Hälfte dieser Periode sind keine Böden entstanden. In der Mitte der Sedimentfolge treffen wir einen zweiteiligen, dicken Schlammboden an, dann nochmals eine Sedimentserie ohne Bodenschichten. Am Ende der Periode, als die Auffüllung die Senkung wettmachte, wurden mehrere Bodenkomplexe ausgebildet; mehrere davon sind sehr mächtig.

Folgende Bodenschichten wurden festgestellt:

99,10— 97,50 m	106,00—105,00 m
103,00—105,00 m	119,30—117,50 m

Die Schichten sind im allgemeinen reich an Mollusken, einige auch an Ostrakoden. Am reichsten sind die Molluskenfunde in den Teufen von 125, 123, 118, 111, 107 und 96 m (bestimmt von E. KROLOPP).

	125	123	118	116	111	107	96 m
Sphaerium corneum (L.)		+					
Pisidium amnicum (MÜLL.)	+	+					
Valvata pulchella STUD.			+				
Valvata naticina MKE.	+	+					
Valvata piscinalis (MÜLL.)		++					
Bithynia leachi (SHEPP.)		++	+	+			+
Bithynia-Operc. cf. *leachi* (SHEPP.)	++	++	++			+	
Bithynia tentaculata (L.)	+	+					+
Lithoglyphus cf. *naticoides* (FER.)	+						
Radix peregra (MÜLL.)			+	+			
Stagnicola palustris (MÜLL.)		+	+				+
Galba truncatula (MÜLL.)			+				
Planorbarius corneus (L.)				+			+
Planorbis planorbis (L.)			+				
Planorbis spirorbis (L.)			+	+			+
Planorbis vorticulus (TROSCH)							
Planorbis leucustomus (MILL.)							
Gyraulus crista (L.)			+				
Succinea oblonga DRAP.			+	+			
Succinea cf. *pfeifferi* ROSSM.		+	+				
Cochlicopa lubrica (MÜLL.)				+		+	
Vertigo cf. *pygmaea* (MÜLL.)			+	+	+	+	
Vertigo antivergo (DRAP.)			+				
Pupilla muscorum (L.)			+	+	+	+	
Chondrula tridens (MÜLL.)						+	
Vallonia pulchella (MÜLL.)					+	+	
Vitrea cristallina (MÜLL.)							
Zenobiella rubiginosa (A. SCHM.)				+			

+ = einige (1—5 Stück); ++ = mehrere (5 < Stück).

In der ersten Hälfte der Periode sind *Cyclocypris huckei* vertreten, in der zweiten Hälfte *Candona albicans, Candona rostrata, Ilyocypris gibba* und *Cyclocypris laevis* (O. F. MÜLLER) (bestimmt von M. SZÉLES).

Von 130 m bis 103 m findet man sehr wenige Pollen. In den 1 m mächtigen Schichten, aus denen 4—6 Präparate hergestellt wurden, enthalten die Präparate nur 1—7 Pollen, einige 20—40 Stück. Davon ist die Hälfte Nichtbaumpollen; die Baumpollen gehören fast alle zu *Pinus*. Der Zeitabschnitt muß kalt und trocken, die Vegetation sehr arm gewesen sein. Nur am Ende des Zeitraumes (der Teufe von 103 m entsprechend), erweiterten sich die Kiefer-Wälder, langsam erschienen auch andere Baumarten, aber immer nur in sehr geringer Menge (bestimmt von Frau I. MIHÁLTZ).

Baumarten	102—103 m	101—102 m	100—101 m	98—99 m
Pinus silvestris	98,0 %	87,4 %	83,0 %	78,0 %
Larix	—	2,0 %	—	—
Picea	—	3,3 %	—	—
Salix, Betula	—	—	4,8 %	1,1 %
Fagus	—	—	—	1,1 %
Quercus	0,6 %	0,7 %	—	7,4 %
Carpinus, Tilia, Fraxinus	0,6 %	3,3 %	2,4 %	8,4 %
Alnus	—	—	—	—
Taxodiaceae, Cupressaceae	—	—	1,2 %	—
Carya, Pterocarya, Nyssa	—	0,7 %	—	—
Corylus, Rhus, Ilex	0,6 %	0,7 %	—	—

Die Gesamtzahl der BP und NBP war in den oben erwähnten Schichten folgende:

Tiefe	BP	NBP	eingeschwemmte Pollen	insgesamt
98— 99 m	95	11	2	108
100—101 m	85	169	3	256
101—102 m	150	65	—	215
102—103 m	177	17	—	194

Die sedimentpetrographische Zusammensetzung der Sande in dieser Sedimentreihe ist von der vorangehenden und nächstfolgenden völlig verschieden. Die magmatischen Minerale überwiegen am Anfang der Folge, und diese Gruppe besteht aus sehr verschiedenen Mineralien (Hypersthene, andere Pyroxene, Diopside, basaltische Hornblende, Biotite). Eine bedeutende Heraushebung des vulkanischen Mátragebirges fällt in diese Periode.

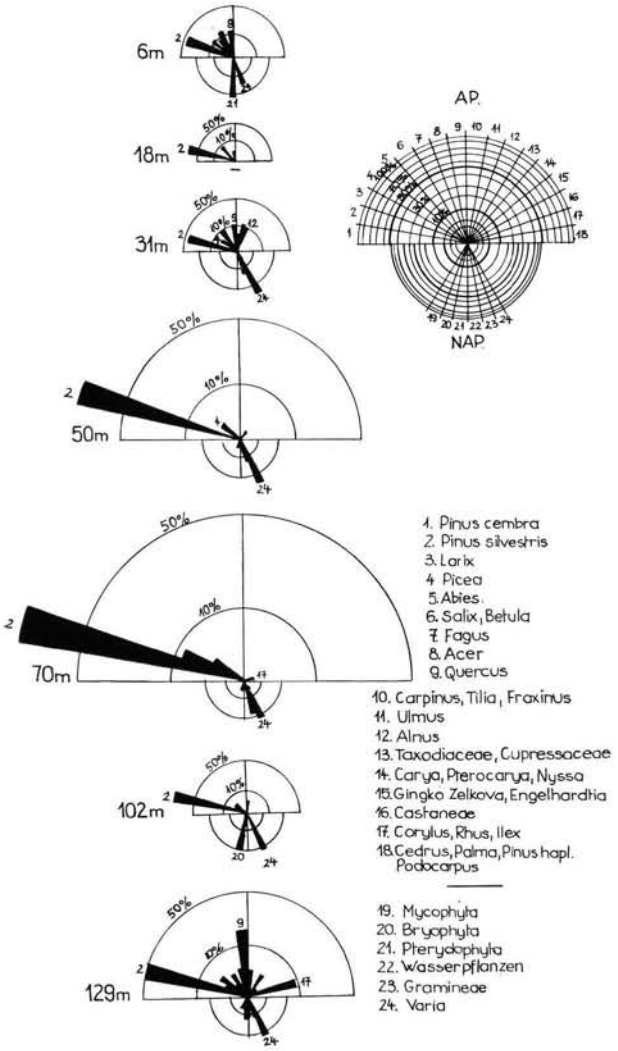


Abb. 7. Verteilung der Baumpollen in den oberpleistozänen Schichten der Bohrung Jászladány.

Schnecken-Arten in den Schichten von 65—95 m

(bestimmt von E. Krolopp)

	87,8—88,3	84,9—86,1	83,1—83,3	80,6—81,5	75,9—72,2	69,8—71,4
Pisidium sp. indet						+
Valvata pulchella Stud.	+					
Bithynia tentaculata (L.)	+					
Bithynia operculum (Shepp.)		+			+	+
Bithynia leachi (Shepp.)	+					+
Radix peregra peregra (Müll.)	+	+				+
Planorbarius corneus (L.)	+	+	+			
Planorbis planorbis (L.)	+					
Planorbis spirorbis (L.)	+					
Bathyomphalus contortus	+					
Gyraulus viparius (West)	+					
Succinea oblonga Drap.		+	++	+		
Succinea pfeifferi Rus.						+
Cochlicopa cf. *lubrica* (Müll.)	+	+		+		
Pupilla cf. *muscorum* (L.)		+	+	+		
Vertigo pygmaea (Drap.)	+	+		+		
Chondrula tridens (Müll.)		+			+	
Clausilia cf. *pumila* C. Pfr.	+	++		+		
Vallonia costata (Müll.)				+		
Vallonia pulchella (Müll.)			+			
Vallonia enniensis (Goldb.)		+				
Vitrea crystallina (Müll.)				+		
Limax sp. indet		++	+	+		
Trichia sp. indet.			+			
Punctum pygmaneum (Drap.)				+		
Pertoratella bidentata (Gmel.)				+		
Zenobiella rubiginosa (A. Schm.)		+				
Helicida sp. indet				+		

+ = einige (1—5 Stück); ++ = mehrere (5 < Stück).

Später nehmen die metamorphen Minerale in der Sedimentreihe zu, sie ergeben die Mehrheit der Mineralien, aber die Minerale von magmatischem Ursprung bleiben bis zum Ende bedeutend.

Von 95 bis 65 m folgt der achte Senkungszyklus mit ziemlich viel Sand und Schluff. In der Mitte der Sedimente dieses Zeitabschnittes erreicht und überschreitet das feinkörnige Material (unter 0,01 mm ϕ) 50 %. Die Sande sind meistens Flugsande; es gibt nur einen fossilen Boden am Anfang und zwei andere in der Mitte und am Ende dieser Serie.

Die Bodenschichten sind als graue und braune Landböden auf lößartigen Sedimenten ausgebildet. Die betreffenden Tiefen sind:

69,8—68,9 m (torfig) 93,7—91,6 m
77,8—75,9 m

Klimatisch ist die Periode in ihrem ersten Teil als temperiert, dann als kalt anzusprechen, und zwar am Anfang als feucht, dann als trocken. In den Bohrproben überwiegen die lößähnlichen Sedimente, und unter den Schnecken herrschen die terrestrischen Arten vor. Die zweite Hälfte der Periode scheint wieder ein humides Klima besessen zu haben. Das Gebiet stand zu dieser Zeit unter Wasser; die Schnecken gehören meistens zu den Wasserarten.

Die Ostrakoden sind durch folgende Arten vertreten (nach M. Széles):

	67 m	69 m	91 m
Candona albicans G. W. Müller	3	11	6
Candona rostrata (Brady & Norm.)	—	2	—
Cyclocypris huckei Triebel	—	—	1
Cyclocypris laevis (O. F. Müller)	—	1	—
Ilyocypris gibba Ramdohr	—	4	4
Limnocythere inopinata (Baird)	—	1	1

Die Sedimente dieser Zeitperiode sind sehr pollenarm, obwohl die Schichten meistens tonig sind. Die Vegetation war außerordentlich spärlich. Es gibt nur zwei Intervalle, in denen Spuren von Wäldern zu finden sind, deren Bäume fast alle kälteunempfindlichen Arten angehören. Die zwei pollenführenden Schichten liegen in einer Teufe von 92—93 m und 69—70 m und enthielten folgende Sporomorphen (bestimmt von Frau I. Mihältz).

	92—93 m		69—70 m	
Baumarten	Absolutzahl	%	Absolutzahl	%
Pinus cembra	—	—	4	0,6
Pinus silvestris	31	51,6	602	90,3
Larix	—	—	45	6,7
Picea	1	1,7	14	2,1
Salix, Betula	7	11,7	—	—
Quercus	1	1,7	—	—
Carpinus	1	1,7	—	—
Alnus	6	10,0	—	—
Carya, Pterocarya, Nyssa	8	13,3	—	—
Corylus, Rhus, Ilex	5	8,3	2	0,3
Gesamtzahl der Baumpollen	60	100,0	667	100,0
Gesamtzahl der Nichtbaumpollen	13		40	

Die magmatischen Mineralien, die in den Sedimenten der vorangehenden Periode so bedeutend waren, sind auch in dieser Zeit in den Sanden vertreten, aber mit kleineren Mengen. Groß ist die Anzahl der anderen Mineralien, der verschiedenen Glimmer, und am Anfang der Serie der korrodierten Körner. Am Ende nehmen die Mineralien metamorpher Abstammung zu, die Granate überwiegen.

Die Schneckenfauna zeigt folgendes Bild

(nach E. KROLOPP)

	64,4—65,4	60,2—60,6	59,8—60,3	52,1—52,9	50,1—51,8	49,6—50,3	48,0—49,0	42,0—42,9 m
Unio sp. indet	+							
Sphärium corneum (L.)	+	+						
Pisidium amnicum (MÜLL.)	+	+	+					
Pisidium supinum A. SCHM.	+	+	+					
Pisidium sp. indet.		+	+	+				
Valvata pulchella (STAD.)		+	+	+			+	+
Valvata piscinalis (MÜLL.)	++	+	+					
Valvata naticina (MKE)		+	+					
Viviparus sp. indet.	+							
Bithynia tentaculata (L.)	+	+	+					
Bithynia leachi (SHEPP.)			+	+			+	
Bithynia Opercula	+				+		+	
Lithoglyphus naticoides (FÉR.)	+	+	+					
Stagnicola palustris (MÜLL.)	+		+	+			+	
Radix peregra peregra (MÜLL.)							+	
Galba truncatula (MÜLL.)			+	+			+	
Aplexa hypnorum (L.)			+					
Planorbarius corneus (L.)		+	+	+			+	
Planorbis planorbis (L.)	+	+	+				+	
Planorbis spirorbis (L.)			+	+				
Planorbis leucostomus (MÜLL.)				+				
Gyraulus alba (MÜLL.)				+				
Gyraulus crista (L.)				+			+	
Succinea putris (L.)				+			+	
Succinea oblonga (DRAP.)		+		+			+	+
Pupilla muscorum (L.)		+	+					+
Pupilla cfr. *triplicata* (STUD.)			+					
Columella columella (G. MART.)			+					
Vertigo pygmaea (DRAP.)					+			
Vertigo cfr. *parcedentata* (WEST.)				+				
Charychium minimum (MÜLL.)				+				
Vallonia tenuilabris (A. BR.)				+				
Vallonia pulchella (MÜLL.)		+		+		+		
Valvata costata (MÜLL.)	+	+						
Condrula tridens (MÜLL.)				+		+	+	
Clausilia sp. indet				+				+
Helicida sp. indet.					+	+		
Arianta arbustorum (L.)				+				

+ = einige (1—5 Stück); ++ = mehrere (5 < Stück).

Die nächste Periode (Nr. 9) umfaßt die Schichten von 65 bis 30 m. Der zugehörige Sedimentkörper ist regelmäßig aufgebaut, obwohl von 45 bis 30 m eine Unterteilung zu vermuten ist. Die Tonfraktion (< 0,005 mm) erreicht bei 50—55 m Tiefe 50 %, bei 65 und 30 m liegt sie bei 5—10 %. Die Schwermineralien der Sandschichten sprechen dafür, daß sich das Abtragungsgebiet während dieser Zeit verändert hat. Ganz im liegenden Teil der Schichten überwiegen die metamorphen Minerale. Dann nehmen rasch die von magmatischem Ursprung (vor allem Hornblenden) zu. Am Ende sind nochmals die metamorphen und die Minerale anderen Ursprungs überwiegend. Auffallend ist die große Zahl der Pyrite im oberen Teil der Serie. In dieser Periode setzte sich der Aufstieg des Mátra-Gebirges fort (jungvulkanische Gesteine u. a. Andesite), und die Abtragung erfolgte vor allem in dieser Gegend.

Klimatisch muß die Periode als kalt bezeichnet werden. Sie beginnt mit einer trockenen und kalten Zeit, dann folgt eine kurze humide Periode. Die zweite Hälfte muß kalt und trocken gewesen sein, mit einer Klimaverbesserung am Ende. Die Vegetation ist — abgesehen von der kurzen humiden Periode — arm, ebenso das Tierleben. Wasserschnecken und terrestrische Arten sind in den Sedimenten der ersten Hälfte des Zeitraumes zu finden, in der zweiten Hälfte fehlen die Schnecken ganz.

Die Ostrakoden sind am zahlreichsten im Teufenbereich von 44,0—44,9 m vertreten. In den anderen Schichten kommen nur sporadisch einzelne Exemplare vor. In der Teufe von 44—45 m sind von M. Széles gefunden worden:

Candona candida (O. F. Müller)	1	Exemplar)
Candona albicans Baird	85	„
Candona cf. *protzi* Hartwig	1	„
Ilyocypris gibba (Rahmdohr)	3	„
Ilyocypris sp.	1	„
Cyclocypris laevis (O. F. Müller)	7	„

Die Schichten enthalten sehr wenige Pollen. Nur ein einziger Abschnitt ist pollenreich, und zwar der im Teufenbereich von 48—51 m. Bei den Pollen in diesen Schichten handelt es sich aber überwiegend um eingeschwemmte Pollen von Schichten des Präquartärs. Die hier gefundenen Baumpollen sind meistens Kiefernpollen und sprechen von einem recht kalten Klima. Frau I. Mihaltz bestimmte folgende Pollen:

Tiefe	BP	NBP	eingeschwemmte Pollen	insgesamt
35—30 m	255	127	282	664
40—35 m	89	38	2	129
45—50 m	84	48	—	132
50—45 m	500	147	802	1449
55—50 m	1132	67	1047	2246
60—55 m	7	20	97	124
65—60 m	7	3	11	21

Die Pollenanzahl in den pollenreichsten Schichten ist (jeweils 1 m Schichtmächtigkeit wurde zusammengefaßt) folgende:

33—31 m	329 Stück	50—49 m	849 Stück
34—33 m	210 Stück	51—50 m	1631 Stück
35—34 m	125 Stück	53—52 m	385 Stück
49—48 m	572 Stück		

Baumarten	— Prozent — 50—51 m	48—49 m	31—33 m
Pinus cembra	—	2,8	—
Pinus silvestris	97,5	80,6	41,6
Picea	1,1	2,6	4,7
Salix, Betula	0,2	0,7	11,8
Quercus	—	4,4	12,6
Carpinus, Tilia	—	—	3,9
Ulmus	—	—	13,4
Alnus	—	—	11,0
Coniferae (Taxodiaceae)	0,5	8,2	—

Dieser Zyklus enthält 5 Bodenhorizonte, bei denen es sich um schwach entwickelte Landböden auf lößähnlichem Substrat handelt. Diese Schichten liegen in folgender Teufe:

35,1—35,4 m
38,0—38,5 m
42,9—43,2 m
49,5—50,1 m
63,2—63,8 m

Die Minerale in den Sanden sind überwiegend metamorphen Ursprungs. Der erste Abschnitt der Sande enthält ziemlich viele magmatische Minerale. Im oberen Teil der dieser Periode zuzuordnenden Schichten sind Minerale anderer Abstammung zahlreich, vor allem Limonit, verschiedenartige Glimmer und viele angeätzte Körner.

Die Schichten der letztgenannten Periode reichen von 30 m Teufe bis zur Tagesoberfläche. Diese Periode scheint ebenfalls zweiteilig zu sein, und zwar läßt sich eine Grenze im Teufenbereich von 16 m erkennen. Diese Teilung spiegelt sich nicht nur in der Kornzusammensetzung wider, d. h. in zweimaliger Verfeinerung und darauf folgender Vergrößerung des Sedimentmaterials, sondern ist auch an der sedimentpetrographischen Zusammensetzung der Sandfraktion zu erkennen. Darin tut sich eine Änderung des Abtragungsgebietes kund. In den Schichten, die dem ersten Abschnitt dieser Periode entsprechen, wiegen unter den Schwermineralen die Pyrite vor. Dagegen treten Chlorite und Kalzite sowie Dolomite stark zurück. In der Teufe von 18—20 m nehmen die zuletzt genannten Minerale sehr stark zu, so daß sie schließlich den überwiegenden Teil der Fraktion, und zwar mehr als 50 % des Gesamtgewichtes, bilden. Die Pyrite fehlen hier ganz. In den Schichten, die der ersten Hälfte dieses Zeitabschnittes entsprechen, senkte sich das Süd-Jászáger Becken allmählich und langsam ein. Die Abtragung erfaßte das Material der pannonischen Schichten, die am Rande des Einzugsgebietes der Bergflüsse überall anstehen. Später erfolgte eine zwar nicht allzu große, aber relativ plötzliche Anhebung der Bükk- und Mátra-Gebirge. Das Abtragungsmaterial gibt die Gesteine dieser Gebirge in der mineralogischen Zusammensetzung wieder.

Die Sedimentabfolge der letzten Senkungs-Periode beginnt mit sandigen Äolianiten, die immer größeren Lehmgehalt bekommen. Auf ein sandiges Zwischenglied folgen Schichten, in denen Ton- und Schluff-Fraktion (unter 0,01 mm) bei 14 m Teufe mehr als 60 % der Gesamtfraktion erreichen. Von da an nach oben werden die Sedimente immer gröber körnig. Lehmige Lösse und Löß-Sande wechseln sich bis in eine Teufe von 2 m ab. Dort hat eine neue Verlehmung stattgefunden, die aber bereits mit der heutigen Bodenbildung in Verbindung steht.

In klimatischer Hinsicht kann der erste Abschnitt der Periode als mild und feucht bezeichnet werden. Dann muß das Klima kühler und trockener geworden sein. Die Schichten in 13—14 m Teufe enthalten echt kalte Faunen- und Florenelemente. Der paläontologische Inhalt der jüngeren Schichten ist arm. Es ist zu vermuten, daß das Klima kalt und trocken geblieben ist. Eine Milderung der klimatischen Verhältnisse scheint aus den Schichten des Teufenbereiches von 8—9 m ablesbar zu sein.

In diesem Abschnitt treffen wir nur zwei Bodenschichten an, bei denen es sich um schwach entwickelte Lehmböden handelt. Die erste dieser Schichten liegt in 25,6—25,8 m, die zweite bei 12,1—12,7 m Tiefe. Die letzt-genannte Bodenschicht ist ein Sumpfboden.

In diesen Schichten haben wir nur sehr wenige Ostrakodenreste gefunden, und zwar bei 26 m nur einige Fragmente, bei 27—28 m 6 Schalen von *Candona albicans* und eine Klappe von *Ilyocypris gibba*.

Der Inhalt der molluskenreichsten Schicht ist nach E. KROLOPP:

	25,7—26,0 m	20,9—21,12 m	12,6—13,5 m	8,9—9,5 m
Pisidium sp. indet.	+		+	
Valvata pulchella STUD.	++	+	+	
Bithynia-Opercula cf. *leachi* (SHEPP.)	++		++	
Bithynia leachi (SHEPP.)	++	+		
Stagnicola palustris (MÜLL.)	+			
Radix peregra peregra (MÜLL.)	+			
Galba truncatula (MÜLL.)	++	+		
Planorbarius corneus (L.)		+		
Planorbis planorbis (L.)	+	+	+	+
Planorbis spirorbis (L.)		++	+	
Planorbis leucostomus (MÜLL.)	++			
Gyraulus albus (MÜLL.)		+		
Gyraulus laevis (ALD.)	+			
Gyraulus riparius (WEST)	+			
Succinea sp. indet.				+
Succinea putris (L.)	+	+		
Succinea oblonga (DRAP.)		+		
Vallonia pulchella (MÜLL.)				+
Vertigo pygmaea (DRAP.)		+		
Pupilla cf. *muscorum* (L.)		+		
Limax sp. indet.		+		
Zenobiella rubiginosa (A. SCHM.) ?		+		
Arianta arbustorum (L.)		+		

+ = einige (1—5 Stück); ++ = viele (mehr als 5 Stück).

Die Schichten in 25—28 m Teufe sind sehr pollenreich. Es folgen die Schichten von 17—18 m und von 12—13 m Teufe. In klimatischer Hinsicht scheint die Schicht von 12—18 m Teufe die kältesten Verhältnisse widerzuspiegeln. Die Schichten von 11 m an aufwärts geben eine rasche Klimaaufbesserung kund.

Tiefe	BP	NBP	eingeschwemmte Pollen	insgesamt
8— 9 m	7	19	—	26
9—10 m	16	54	2	72
11—12 m	17	22	5	44
12—13 m	74	16	—	90
13—17 m	9	29	—	38
12—18 m	46	13	—	59
18—25 m	18	35	13	66
25—26 m	88	104	330	522
26—27 m	35	2	105	142
27—28 m	46	43	113	202

Frau I. MIHÁLTZ zählte folgenden Polleninhalt aus:

	27—82 m	25—26 m	17—18 m	12—13 m	9—10 m
Pinus cembra	—	4,5 %	—	—	—
Pinus silvestris	50,0 %	25,1 %	85,0 %	96,1 %	6,2 %
Larix	—	53,5 %	—	—	18,5 %
Picea	5,0 %	—	—	—	—
Abies	—	—	—	—	—
Coniferae (Taxodiaceae)	—	—	—	1,3 %	—
Alnus	7,0 %	4,5 %	—	—	18,5 %
Carpinus, Betula, Salix	30,0 %	—	8,7 %	1,3 %	18,5 %
Quercus, Tilia	8,0 %	7,9 %	4,2 %	—	32,1 %
Corylus, Ostrya	—	4,5 %	2,1 %	1,3 %	6,2 %

Zusammenfassend ist folgendes zu betonen. Die 432 m mächtige und aller Wahrscheinlichkeit nach vollständige quartäre Sedimentserie im ungarischen Becken spiegelt 10 größere und mehrere kleinere Senkungsperioden wider. Das Material der Schichten ist Lehm, Schluff und Feinsand während des ganzen Profils. Mittelkörnige Sande von größerer Bedeutung sind nur in den tiefsten Komplexen, und zwar von 388—432 m und von 272—345 m zu beobachten.

Lithologisch kann man das ganze Profil in drei größere Serien teilen, in einen unteren und stärker sandigen Teil (von 272—432 m), in einen mittleren und feinerkörnigen Teil mit großem Schluffanteil (von 95—272 m) und in einen oberen Teil, der ebenso viel Lehm und Schluff aber ein wenig mehr Feinsand enthält und von 95 m bis an die rezente Oberfläche reicht.

Das Abtragungsgebiet, aus dem die an der beschriebenen Stelle entstandenen Schichten angefrachtet worden sind, hat sich infolge tektonischer Bewegungen in den Randgebieten des Beckens teils auch wegen ständiger Änderung der Flußrichtung in der sehr flachen Ebene ständig geändert. In der Zusammensetzung der Schwerminerale der Sande kann man unterhalb der Schichtenreihe 11 in der Teufe von 432 m einen bedeutenden Wechsel beobachten.

Die Schichten sind sehr reich an Fossilien. Ostrakoden und Pollenreste sind im gesamten Quartär-Profil fast ohne Lücke nachzuweisen. Die Gastropoden sind zahlreich von der Oberfläche bis in einer Tiefe von 240 m zu beobachten. Von da aber fehlen sie bis 730 m, wo rein oberpannonische (mittelpliozäne) Formen aufkommen.

In klimatischer Hinsicht, und zwar vorwiegend nach den Angaben der Sporomorphen, ist die Serie in gleicher Weise in drei große Teile zu gliedern. Der erste Teil, den wir Unterpleistozän nennen, war ziemlich warm. In ihm ist nur eine größere Periode zu erkennen, die man als kühl gemäßigt bzw. temperiert bezeichnen könnte. Dieses klimatisch definierte Unterpleistozän reicht von 432 m bis 285 m Teufe. Die Schichten, die wir als Mittelpleistozän bezeichnen, reichen von 285 m bis 129 m. Hier kann man in klimatischer Hinsicht eine Grenze zum Oberpleistozän ziehen. Oberhalb dieser Grenze folgen Schichten, die der eigentlich kalten Periode des Quartärs entspricht. Mittelpleistozäne und oberpleistozäne Klimaperioden scheinen einander ähnlich zu sein. Ein ziemlich bedeutender, in klimatologischer Hinsicht temperierter Zeitabschnitt liegt bei 90 m. Von da an aufwärts folgen die Schichten, die wir in lithologischer Hinsicht als Oberpleistozän bezeichnen.

Die Mittelpleistozän genannte Klimaphase reicht also von 285—129 m und kann im allgemeinen als temperiert gelten. In der Mitte dieser großen Periode können wir auf Grund der Vegetationsarmut einige kühlere und trockenere Zeitabschnitte vermuten.

Kühl bis kalt war offensichtlich der oberpleistozäne Klimaabschnitt. Das kalte und trockene Klima muß vorgeherrscht haben. Ausweislich der Vegetationsreste sind nur

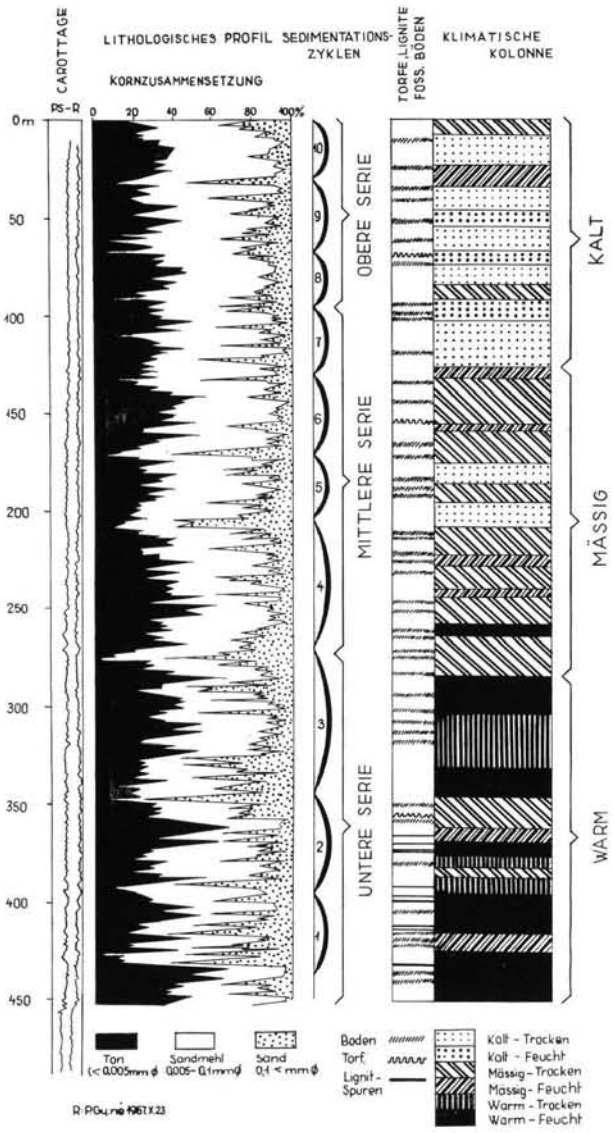


Abb. 8. Vergleich der lithostratigraphischen und klimastratigraphischen Zyklen der quartären Schichten der Bohrung Jászladány.

einige kleinere, kühlere und feuchtere Zeitabschnitte und ein milderer Abschnitt bis zum Holozän zu erkennen. Am Ende der Periode, die durch Schichten von 8—10 m Teufe an aufwärts repräsentiert ist, läßt sich wieder milderes Klima erkennen.

Die erläuterte Dreiteilung des Quartärs und unsere Definition des oberen Quartärs stimmt nicht mit den Einteilungen überein, die heute in West- und Mitteleuropa in quartärstratigraphischer Hinsicht gelten. Unser Unterquartär enthält höchstwahrscheinlich den Zeitraum von Prägünz, Günz und möglicherweise auch das Cromer-Interglazial. Unser Mittelpleistozän scheint mit der Mindel-Zeit anzufangen und Mindel-Riß-Interglazial mit

zu beinhalten. Unser Oberpleistozän enthält Riß-Eiszeit, Riß-Würm-Interglazial und Würm, am Ende noch das einige Meter mächtige Holozän.

Da die Sedimentanhäufung hier im nördlichen Teil der großen ungarischen Tiefebene während des gesamten Quartärs ziemlich gleichartig war, bekommen wir auch von der Zeitdauer der einzelnen Perioden eine Vorstellung.

Nach den geodätischen Messungen ist anzunehmen, daß das Ausmaß der rezenten Senkung in der Gegend von Jászladány jährlich bei 0,5 mm liegt. Die Sedimentation in Ober- und Mittelpleistozän scheint unter ähnlichen Verhältnissen vor sich gegangen zu sein. Daher kann man versuchen, die Zeitdauer der einzelnen Sedimentationszyklen annähernd abzuschätzen. Dabei gilt, daß wir für die Sedimentation der Sande des Unterpleistozäns eher mit einer größeren, hinwiederum bei den feinerkörnigen Sedimenten des Mittelquartärs mit einer kleineren Senkungsgeschwindigkeit rechnen müssen. Wenn wir zusätzlich dazu Ruheperioden in der Sedimentation veranschlagen, die auf Grund der Mächtigkeit der Bodenschichten und Bodenkomplexe im rezenten Klima auch über einige Jahrtausende gedauert haben mögen, kommen wir zu folgendem Resultat:

Die drei ersten Senkungszyklen des Unterquartärs dauerten etwa 450 000 Jahre. Etwas kürzer ist die Zeitdauer des klimatischen Unterquartärs zu veranschlagen, dessen Schichten nur 147 m mächtig sind. Die lithostratigraphische Einheit, untere Serie genannt, ist hingegen 160 m mächtig. Für die vier Senkungszyklen des mittleren Quartärs (Teufe von 272 m bis 95 m) kann man 630 000 Jahre veranschlagen. Das Oberquartär mit seinen drei Sedimentzyklen (95 m bis 0 m), hat wahrscheinlich etwa 260 000 Jahre gedauert. Davon entfällt auf den letzten Abschnitt dieser Periode (30 m bis 0 m) ein Zeitraum von ungefähr 75 000 Jahre.

Die Grenze zwischen klimastratigraphischer Einheit Mittelquartär und klimastratigraphischer Einheit Oberquartär stimmt nicht mit der Grenze zwischen den lithostratigraphischen Einheiten entsprechender Bezeichnung überein. Der mäßig temperierte klimastratigraphische Abschnitt Mittelquartär ist durch nur 156 m mächtige (285—129 m) Schichten vertreten, was ungefähr 530 000 Jahren entsprechen dürfte. Die kalte Periode dauerte, wenn man die temperierte Zwischenglieder mit einschließt, etwa 390 000 Jahre. Die letzte eigentliche Kaltzeit (24 m bis 8 m) dauerte etwa 40 000 bis 45 000 Jahre. Auf diese Kaltzeit folgt das Spätglazial und Holozän (8 m bis 0 m) mit gemäßigtem Klima mit einer ungefähren Zeitdauer von 20 000 bis 16 000 Jahren.

Manuskr. eingeg. 19. 4. 1968.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. A. Rónai, Ungarische Geologische Landesanstalt Budapest XIV, Népstadion-ut 14.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 35-45	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste

Von Burchard Menke, Kiel

Mit 2 Tafeln und 3 Abbildungen

Zusammenfassung. An Hand einer Zusammenstellung von Pollenspektren aus verschiedenen Profilen wird der Verlauf der allgemeinen Vegetationsgeschichte aufgezeigt. Zur Datierung der pollenfloristischen Zonengrenzen liegen Radiocarbon-Datierungen vor. Ferner werden Fragen der genetischen Deutung der Schichtfolgen behandelt. Im Vordergrund steht die Frage, wie weit sich die frühere Vegetation als Ausdruck maßgeblicher Standortsbedingungen und deren Änderungen rekonstruieren läßt und welche Schlußfolgerungen sich daraus im Hinblick auf die Küstenentwicklung, insbesondere das Ingressionsgeschehen, ergeben.

Summary. In order to give a survay over the main features of the development of the forest in the area of the Western Shore of Schleswig-Holstein during the last 7000 Years, the author has drawn a composed pollen diagram, using pollen spektra from various diagrams. Radiocarbon-datings have been carried out for dating the borderlines of the pollen floristic zones. Further, the paper deals with local successions of plant communities, giving information about fluctuations of ecological factors, caused by the changing power of ingress of the North Sea.

1. Einleitung

Seit mehr als einem Jahrzehnt wird das Holozän an der schleswig-holsteinischen Westküste im Rahmen wirtschaftlicher Maßnahmen von seiten des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein erneut geologisch bearbeitet. Es ergab sich, daß der petrographische Aufbau in großen Gebieten anscheinend Regelmäßigkeiten zeigte, die zur Annahme einer Reihe von „Überflutungsfolgen" führten (Brand, Hageman, Jelgersma & Sindowski 1965). Diese Auffassung stand im Widerspruch zu den Ansichten Dittmers (1952) und ist auch in jüngster Zeit in dieser Form nicht unwidersprochen geblieben. Der Beweis, daß die lithologischen „Ingressionsfolgen" („Überflutungsfolgen", „Sedimentdecken") überall auch die gleichen genetischen und zeitlichen Einheiten sind, läßt sich freilich nicht immer einfach führen: Einerseits steht und fällt dieser Beweis mit der Sicherheit der Datierungen, andererseits mit der Richtigkeit der geologischen Deutung der Schichtfolgen. Besonders umstritten ist nicht zuletzt die geologische Bewertung eingeschalteter Torfhorizonte (z. B. Overbeck 1934, Schütte 1939, Dewers 1941, Haarnagel 1950, Dittmer 1952, Jelgersma 1961, Wiermann 1962, Prange 1963, 1967a, 1967b, Bantelmann 1966, Lange & Menke 1967, Menke 1968). Ein wesentliches Moment im Hinblick auf die regionale Verallgemeinerungsfähigkeit der Aussagen ist ferner die Dichte des Beobachtungsnetzes bzw. der davon abhängige Erfahrungsschatz. So konnte Dittmer (zit. Haarnagel 1950) die Existenz des „mittelatlantischen" Torfhorizontes für Schleswig-Holstein bestreiten und aus dem angeblichen Fehlen von Anzeichen für eine Verlandung den Schluß ziehen, die Transgression sei zu jener Zeit nicht unterbrochen gewesen. Neuerdings wurde dieser Torfhorizont aber auch an der schleswig-holsteinischen Westküste in anscheinend weiter Verbreitung nachgewiesen (Lange & Menke 1967, Menke 1968).

Die Lösung der Probleme wird dadurch noch schwieriger, daß einerseits eine strenge Gleichzeitigkeit im Einsetzen und Ausklingen der Ingressionen an verschiedenen Orten theoretisch nicht gefordert werden kann und auch nicht zu erwarten ist, daß sich selbst alle jüngeren Ingressionen an allen Orten nachweisen lassen werden, da jeweils auch die geologische Vorgeschichte der Landschaft mitbestimmen mußte, in welcher Weise und in wel-

chem Ausmaß sich eine Ingression auswirkte. Es kann daher nicht bestritten werden: „Die Schichtfolge in den einzelnen Gebieten wurde also nicht nur vom Meeresspiegelanstieg, sondern in starkem Maße auch von lokalen Faktoren bestimmt" (PRANGE 1967a). Das hat wiederum zur Folge, daß die speziellen Ergebnisse von der Auswahl der Lokalitäten mitbestimmt werden. Auch in den günstigsten Faziesbereichen, nämlich in den brackischen Randgebieten, kommt es sehr auf die Auswahl an, denn die optimalen Bereiche sind oft nur sehr klein. Das setzt sowohl genügende Erfahrungen voraus, als auch gründliche Kenntnis des petrographischen Aufbaues der Landschaft.

Zu herzlichem Dank bin ich allen Kollegen aus dem Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein, die im Küstenholozän gearbeitet haben, ganz besonders aber Herrn Dr. M. A. GEYH, Hannover, verpflichtet, der die Radiocarbon-Datierungen durchführte und das Manuskript kritisch durchsah.

2. Ältere Radiocarbon-Datierungen

In den ersten Jahren der neuen Küstenbearbeitung mußte versucht werden, die strittigen Fragen im wesentlichen allein mit Hilfe von relativ wenigen Radiocarbon-Datierungen zu lösen. Dabei konnten die Proben zunächst nur nach dem makroskopischen Befund ausgewählt werden.

Das Gesamtergebnis war wegen zu großer Streuung der Daten wenig befriedigend. Seit 1962 konnte dann intensiv die Pollenanalyse herangezogen werden, nachdem in Nordfriesland bereits WIERMANN (1962) pollenanalytisch gearbeitet hatte. Durch die mikroskopischen Untersuchungen wurden nunmehr auch Fehlerquellen erkannt, die sich vorher einem makroskopischen Nachweis entzogen und vielfach zu offensichtlichen Verfälschungen der wirklichen Altersstellung der Horizonte geführt hatten. Sie ließen sich in der Folgezeit dann weitgehend ausschalten.

Zur Veranschaulichung dient die Abbildung 1. Es handelt sich um 8 Radiocarbon-Datierungen aus dem Miele-Gebiet und zwar aus einem geologisch und zeitlich einstufbaren Horizont (HUMMEL, mdl.). Das erwartete Alter beträgt etwa Chr. Geb. Ein schwacher, aber deutlicher Gipfel liegt zwar im erwarteten Bereich, die Daten streuen aber weit. Dabei ist die Wahrscheinlichkeit, daß eine Datierung zu alt ausfällt, besonders groß. Diese Erfahrung wurde an den älteren Datierungen immer wieder gemacht. Die mikroskopischen Befunde zeigten bei eindeutig zu alten Daten, daß diese Proben häufig einen erheblichen Gehalt an Ton, haloben Diatomeen, Hystrichosphaeren, Foraminiferen, sowie auch Pollen und Sporen von soziologisch sich gegensätzlich verhaltenden Taxa (etwa *Chenopodiaceae, Symphytum* u. a. einerseits, Ericaceen, *Sphagnum* u. a. andererseits) führten, so daß die Fehler vor allem auf eingeschwemmtes, älteres Material zurückgeführt werden

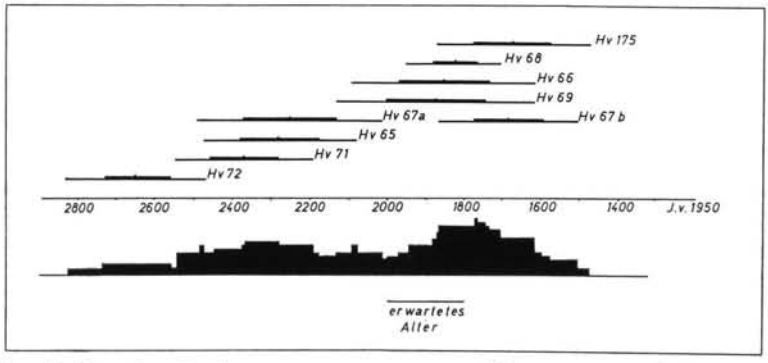


Abb. 1. Ältere Radiocarbon-Datierungen aus organogenen Ablagerungen aus der Zeit um Chr. Geb.

dürfen. Nach diesen Erfahrungen wurden später die Proben erst aufgrund des makro- und mikroskopischen Befundes ausgewählt. Die Ergebnisse zeigten, daß die schwerwiegendsten Fehlerquellen offenbar in der Probenauswahl für die Radiocarbon-Datierungen liegen. Sie muß daher mit größter Sorgfalt erfolgen.

3. Datierungen auf pollenanalytischer Basis

Seit den Anfängen der pollenanalytischen Arbeitsweise hat man sich um Datierungen auf pollenanalytischer Basis bemüht (FIRBAS 1949, 1952). Die Möglichkeit dazu beruht darauf, daß sich die Pollendiagramme in eine Anzahl von waldgeschichtlichen Abschnitten bzw. pollenfloristischen Zonen gliedern lassen. Die Gliederung der Pollendiagramme beruht in Nordwestdeutschland vor allem auf dem Verhalten der Komponenten des EMW, sowie *Fagus* und *Carpinus*. Zusätzlich werden *Corylus, Myrica* und Siedlungsanzeiger herangezogen. Als wesentliches Ergebnis kann vorweggenommen werden, daß die allgemeine Vegetations- (insbesondere Wald-)entwicklung im Küstenbereich Dithmarschens, ebenso in Eiderstedt, nicht aus dem geläufigen nordwestdeutschen Rahmen herausfällt. Statt der Einzeldiagramme, die den Rahmen des Berichtes gesprengt hätten, sind in Tafel 1 Probenreihen aus verschiedenen Diagrammen zusammengestellt worden, vor allem, um die Originalspektren der Radiocarbon-Proben zu verwenden. Dieses zusammengesetzte Diagramm zeigt aber den normalen Verlauf der allgemeinen Vegetationsgeschichte.

Um örtliche Einflüsse durch Bruchwaldbildner auszuschalten, sind die Pollenanteile von EMW, *Fagus* und *Carpinus* im „EMW s. l." zusammengefaßt worden. Diese Summe bildet die Grundsumme für die Berechnung der Anteile dieser Taxa und einiger Siedlungsanzeiger. Das Verfahren hat sich in den Marschenrandgebieten gut bewährt.

Auf die pollenfloristische Gliederung der frühholozänen Ablagerungen soll hier nicht eingegangen werden, dazu kann auf LANGE & MENKE (1967) verwiesen werden. Die Grenze vom Boreal zum Atlantikum (Zonenwende 7/8) wird an die rationelle *Alnus*-Grenze gelegt. Sie ist älter als Hv 626 mit 5675 ± 100 a v. Chr.

Das Radiocarbon-Alter wird an sich stets auf 1950 bezogen. Da der Bezug auf Chr. Geb. im allgemeinen jedoch geläufiger ist, wurden vom Radiocarbon-Alter jeweils 1950 Jahre abgezogen und die so erhaltenen Daten als „a v. Chr." bzw. „a n. Chr." bezeichnet.

Das Atlantikum (Zone 8) läßt sich in Dithmarschen pollenfloristisch vorläufig nicht weiter untergliedern. Die Abgrenzung gegen die folgende Zone wird heute gewöhnlich an den Beginn des markanten *Ulmus*-Abfalles gelegt, der in Mitteleuropa allgemein auf etwa 3000 v. Chr. datiert wird. Dem fügt sich die Probe Hv 627 mit 3080 ± 175 a v. Chr. aus diesem Niveau ein. Die Pollenzone 9 läßt sich besser untergliedern. Die empirische *Fagus*-Grenze (*Fagus*-Anteile ca. 1 % der EMW s. l.-Summe) kann nach den Proben Hv 624, 625, 631, 1445 einerseits, Hv 1444 und 1443 andererseits, auf rund 2100 bis 2000 a v. Chr. veranschlagt werden (Tafel 1). Etwas unter diesem Niveau liegt das meist gut ausgeprägte *Corylus*-Maximum „C_3", das in die Zeit um 2400 bis 2200 a v. Chr. datiert werden muß. Die rationelle *Myrica*-Grenze läßt sich in Dithmarschen anscheinend ebenfalls zur Datierung verwenden, wobei allerdings zu berücksichtigen ist, daß *Myrica* ein bevorzugter Lokalspender zu sein scheint. Diese Grenze kann auf etwa 1900 bis 1800 a v. Chr. (Hv 1444) angesetzt werden. In diesem Niveau liegt auch die empirische *Carpinus*-Grenze. Ein weiterer *Corylus*-Gipfel fällt nicht selten in die Zeit um 1700 a v. Chr. („C_3a").

Die Zonengrenze 9/10a wird an den Beginn des Abfalles vom *Corylus*-Maximum „C_4" gelegt. Die *Corylus*-Höchstwerte werden anscheinend häufig nur kurzfristig erreicht, so daß der Gipfel nicht immer gut ausgeprägt ist. Der folgende Abfall ist meist jedoch gut erkennbar. Die Zonengrenze 9/10a wurde durch die Probe Hv 765 auf 1060 ± 70 a v. Chr. datiert, was den Erwartungen voll entspricht.

Ein erster Anstieg der *Fagus*-Anteile dürfte nach Interpolation auf 800 bis 700 a v. Chr. zu datieren sein, ein weiterer Anstieg auf durchschnittlich über 5—7 % der EMW s. l.-Summe wurde durch die Proben Hv 766, 237 und 1441 auf etwa 600 bis 400 a v. Chr. eingeengt. Dieses Niveau entspricht etwa der Grenze zwischen dem Subboreal und dem Subatlantikum im Sinne von FIRBAS (1949, 1952); es markiert die Grenze 10a/b. Für die Abgrenzung der Zone 10b gegen die Zone 11 eignet sich vor allem ein Anstieg der *Fagus*-Anteile auf durchschnittlich 10 % der EMW s. l.-Summe. Aus diesem Niveau stammt die Probe Hv 768 mit 60 ± 65 a v. Chr. Häufig liegt hier auch die rationelle *Carpinus*-Grenze, jedoch spielt *Carpinus* zunächst auch weiterhin eine bescheidene Rolle. Der Beginn des „Steilanstiegs" der *Fagus*-Kurve (durchschnittlich 15—20 % der EMW s. l.-Summe) wurde durch die Probe Hv 676 auf rund 200 a n. Chr. datiert. Dem fügen sich aus Tholendorf/Eiderstedt (MENKE, im Druck) ein Siedlungshorizont der Röm. Kaiserzeit ein, der auf etwa 200 n. Chr. (BANTELMANN, mdl.) datiert wurde, ebenso einige ^{14}C-Daten aus Nordfriesland (WIERMANN 1966a, wobei allerdings die Ursache einiger überraschend stark abweichender Daten unklar bleibt). In einem Profil aus Delve/Eider fallen in dieses Niveau die ersten Pollenfunde von *Secale*.

Die Ergebnisse zeigen, daß eine „Eichung" pollenfloristischer Leithorizonte mit Hilfe von Radiocarbon-Datierungen durchaus möglich ist. Je mehr Daten aus vergleichbaren Niveaus verschiedener Profile vorliegen, desto begründeter werden natürlich die Aussagen. Sind genügende Erfahrungen vorhanden, so entsprechen sich Alterserwartung aufgrund der Pollenanalyse und Ergebnis der Radiocarbon-Datierung meist recht gut. In diesen Fällen ist dann eine doppelte Sicherung der Datierung gegeben, anderenfalls lassen sich oft Hinweise auf Fehlerquellen finden. Der besondere Vorteil der pollenanalytischen Datierung beruht darauf, daß sie sich auf übertragbare Leithorizonte gründet.

4. Genetische Deutung der Schichtfolgen

Die Aussage im Hinblick auf die Frage der wechselnden Ingressivität der Nordsee hängt entscheidend von der Richtigkeit der geologischen Bewertung der Schichtfolgen ab. An dieser Stelle interessiert in erster Linie die Bewertung der Torfe, die sich in den brakkischen Hinterländern und Ästuarien mit tonigen Ablagerungen verzahnen und häufig als Stillstands- oder Regressionsmarken im Verlauf des Meeresspiegelanstiegs angesehen werden. Für die geologische Bewertung der Torfe ist die Rekonstruktion ihrer Genese von entscheidender Bedeutung. Es muß daher versucht werden, die paläoökologischen Bedingungen zur Zeit der Ablagerung möglichst weitgehend zu rekonstruieren. Anderenfalls besteht die Gefahr, daß die Diskussion in rein gedanklichen Erwägungen steckenbleibt.

Die besten Zeiger der durchschnittlichen ökologischen Bedingungen zur Zeit der Ablagerung sind zweifellos die derzeitigen Lebensgemeinschaften, in diesem Fall die Pflanzengesellschaften. Es mußte also nach Wegen gesucht werden, die eine genügend weitgehende Rekonstruktion der früheren Pflanzengesellschaften an Hand möglichst kleiner Probenmengen gestatten. Das letzte ist wichtig, weil einerseits oft nur wenig Material zur Verfügung steht, es andererseits aber auch möglich sein muß, kurzfristige Änderungen durch enge Probenabstände zu erfassen. Die makroskopische Torfansprache genügt dafür keineswegs. Im Verlauf der pollenanalytischen Arbeiten wurde die Erfahrung gemacht, daß sich bestimmte Pollengruppen anscheinend immer wieder ganz ähnlich verhalten, so daß der Versuch unternommen werden konnte, die Pollenspektren nach ihrer Zusammensetzung zu „Spektrengruppen" zusammenzufassen (MENKE 1968 u. im Druck). Dabei zeigten die charakteristischen Pollengruppen ein ganz ähnliches soziologisches Verhalten, wie ihre Mutterpflanzen es heute noch tun. Untersuchungen an Oberflächenproben aus rezenten Beständen untermauerten die vegetationskundliche Deutung der fossilen Spektren. Eine Zusammenfassung der paläosoziologischen Gliederung fossiler Spektren zeigt Tafel 2,

Spektrengruppe Form	vegetationskundliche Deutung	ökologische Deutung: Hydrographie	mittl. Wasserspiegel	Trophie	Verbrackung
a 1	Erlen-	feucht	unter d. Oberfläche	eutroph	süß
a 2	Birken- Bruchwald	feucht	unter d. Oberfläche	meso-oligotroph	süß
a 3	(Gagel-) Bruchwald	feucht	unter d. Oberfläche	"	süß
b 2	Hoch- u. Heidemoor	feucht	unter d. Oberfläche	dystroph	süß
b 1	Hoch- u. Heidemoor	feucht	unter d. Oberfläche	oligo-(dys-)troph	süß
c 1	Torfmoos-	feucht	unter d. Oberfläche	oligotroph	süß
c 2	Natterzungen-	"	unter d. Oberfläche	± "	±süß
c 3	Mädesüß- Ried	"	unter d. Oberfläche	eutroph	süß
c 4	sonstig. Ried	" bis naß	unter d. Oberfläche	± "	±süß
c 5	Kleinseggen-Sumpf	naß	± in d. Oberfl.	oligotroph	süß
d	Farn-Sumpf	naß	± in d. Oberfl.	±mesotroph	süß
e 1	Schneiden-	sehr naß	± über d. Oberfläche	±oligotroph	fakult. brackig
e 2	Rohrkolben-	sehr naß	± über d. Oberfläche	meso-eutroph	fakult. brackig
e 3	Reith- Röhricht	sehr naß	± über d. Oberfläche	eutroph	fakult. brackig
e 4	Simsen-	sehr naß	± über d. Oberfläche	oligo-eutroph	±brackig
f	±vegetationsfreies Watt				

Abb. 2. Vegetationskundliche und ökologische Deutung der fossilen Spektrengruppen aus Tafel II.

ihre vegetationskundliche und paläoökologische Deutung ist Abb. 2 zu entnehmen. Im einzelnen muß auf die Beschreibung verwiesen werden, die an anderer Stelle gegeben werden (MENKE 1968 u. im Druck).

Gliedert man die Pollendiagramme nach der Aufeinanderfolge der Spektrengruppen und ihrer Formen und legt man die paläoökologische Deutung zugrunde, so ergeben sich in der Regel „sinnvolle" Abfolgen, die sich ihrer Entwicklungstendenz nach in zwei Gruppen zusammenfassen lassen:

1) Die „allogenen Serien" zeichnen sich vor allem durch zunehmende Vernässung, Eutrophierung und gegebenenfalls durch Verbrackung aus. Sie werden klar durch äußere Einflüsse verursacht.
2) Die „ ± autogenen Serien" sind vor allem durch abnehmende Vernässung, Aussüßung und häufig durch Oligo- bzw. Dystrophierung gekennzeichnet. Man kann natürlich darüber diskutieren, ob abnehmende Vernässung eine äußere oder „innere" Ursache hat. Für die geologische Bewertung ist das jedoch von untergeordneter Bedeutung.

Die allogenen Serien verzahnen sich klar mit den minerogenen Sedimenten, z. B. durch Einschaltung von ± vegetationsfreiem Brackton (f). Im einzelnen sind die Abläufe recht vielgestaltig. Die meisten Spektrengruppen bzw. Formen können sich sowohl in allogene wie in ± autogene Serien einschalten. Für die geologische Bewertung kommt es lediglich auf die Entwicklungsrichtung an. Anfang und Ende dieser Serien können im Gelände, überhaupt makroskopisch, nur mit wenigen Ausnahmen genügend sicher erkannt werden.

Es wurde zwar die Erfahrung gemacht, daß mit dem Einsetzen der Vermoorung meist auch eine deutlich autogene Serie einsetzt; die Datierung der Liegend- und Hangend-Torfe einer Tonschicht ist aber ohne nähere Analyse nicht immer ein geeignetes Mittel zur Datierung von Anfang und Ende einer Ingressionsfolge. Ein Beispiel mag dies erläutern:

Wenn eine dystraphente Hochmoorvegetation allmählich unter den Einfluß von Überflutungen gerät, so vermögen einzelne Überschwemmungen u. U. zunächst kaum eine durchgreifende Veränderung herbeizuführen. So findet man gelegentlich makroskopisch z. T. nicht sichtbare Anreicherungszonen von haloben Diatomeen und Ton im Hochmoortorf, ohne daß eine Störung des Hochmoorwachstums erkennbar ist. In anderen Fällen nehmen in diesen Lagen etwa die *Ericales*- Anteile vorübergehend ab, die *Myrica*-Anteile vorübergehend zu. Mehr oder minder regelmäßige Überschwemmungen führen dann aber zu einer Eutrophierung, d. h. die dystraphente Hochmoorvegetation wird von einer meso- bis eutraphenten Vegetation (z. B. *Myrica*-Gebüsche) abgelöst. Tritt gleichzeitig keine Vernässung ein, so kann das Torfwachstum offenbar zum Stillstand kommen. In anderen Fällen geht die Torfbildung im Flachmoor weiter (z. B. b_1——a_3——e_3), dabei kann auch die Verbrackung zunehmen (e_3——e_4——f), sie muß es freilich nicht. Würde man in diesem Beispiel (Braaken) die Probe für eine Radiocarbon-Datierung unmittelbar unter dem Torf-Ton-Kontakt (also in e_4) entnehmen, so würde der Ingressionsbeginn zu jung datiert werden, da die allogene Serie schon mit dem Übergang von b_1 zu a_3 einsetzt. Hier muß richtig die Probe entnommen werden. Wie groß die zeitliche Differenz sein kann, läßt sich natürlich nicht allgemein sagen; die paläoökologisch vergleichbaren Niveaus können sich nämlich an verschiedenen Orten in recht unterschiedlicher Lage zum Torf-Ton-Kontakt befinden. So entstand in Braaken zu Beginn der „Dornum"-Ingression (Tafel 1) vor der Überdeckung durch Ton zunächst ein Flachmoortorf von ca. 100 cm Mächtigkeit, in einem Fall in Delve dagegen nur von ca. 20 cm. Im Falle einer Datierung des Torf-Ton-Kontaktes würde im ersten Fall ein Alter von etwa 2700 a v. Chr., im zweiten von ca. 3000 a v. Chr. zu erwarten sein. Die allogene Serie setzte in beiden Fällen aber kurz vor etwa 3000 a v. Chr. ein. Im ersten Fall müßte die Probe gut 100 cm, im zweiten dagegen gut 20 cm unter dem Torf-Ton-Kontakt entnommen werden. Diese Niveaus lassen sich am besten vergleichen. Eine Probenentnahme für Radiocarbon-Datierungen allein auf petrographischer Basis ist daher mit Unsicherheiten in bezug auf das vergleichbare genetische Niveau behaftet.

Auf paläosoziologischer Basis ist anscheinend eine bessere, genetisch begründete Defition von Anfang und Ende einer „Ingressionsfolge" als auf rein petrographischer Basis möglich: Als Anfang wird der Beginn einer allogenen Serie angesehen, als Ende der Beginn einer ± autogenen Serie, wobei freilich nicht unbedingt alle allogenen Serien durch Ingressionen verursacht worden sein müssen. Die Anwendung dieser Forderung setzt aber eine Probenentnahme für Radiocarbon-Datierungen erst aufgrund der paläobotanischen Entwicklung und der sonstigen makro- und mikroskopischen Befunde voraus.

5. Datierung der genetischen Serien und Folgerungen

Ein Überblick über die bisherigen Ergebnisse wird an anderer Stelle (Menke 1968 u. im Druck) gegeben; im einzelnen muß die Veröffentlichung des Materials den geplanten Gebietsbeschreibungen vorbehalten bleiben. Hier kann nur kurz auf wenige Beispiele eingegangen werden. Aus Tafel 1 ist die Verknüpfung dieser Serien mit der allgemeinen Vegetationsgeschichte und den Radiocarbon-Datierungen ersichtlich, die Symbole in den Spalten „Serien" beziehen sich auf Tafel 2 und Abb. 2.

Als wesentliches Ergebnis kann festgehalten werden, daß in verschiedenartigen Landschaften zur gleichen Zeit im großen und ganzen gleichsinnige Entwicklungstendenzen auftraten, freilich mit lokalen Abwandlungen. An der Eider machte sich die bisher älteste Ingression (ca. —20 m NN) wahrscheinlich im frühen Atlantikum bemerkbar. Die Konsequenzen, die sich für die Genese erheblich höher liegender, aber älterer Basaltorfe ergeben, haben Lange & Menke (1967) erläutert. Auf der Eider-Terrasse (ca. —10 bis —11 m NN) erfolgte die erste brackische Beeinflussung wahrscheinlich um 5200 bis 5000 a v. Chr. (Hv 628 mit 5165 ± 90 a v. Chr.). Anschließend wurde ein mächtiges Tonpaket

abgelagert. Eine großflächige Vermoorung (ca. —5 bis —6 m NN) setzte dann wohl um 4500 a v. Chr. (Schätzung nach Hv 629) ein, zunächst mit einer klaren autogenen Serie (f — e_4 — e_3 — a_1, in Tafel 1, unten) um 4500 bis 4000 a v. Chr., die dann bald von einer allogenen Serie, die aber hauptsächlich in der Torffazies verlief und nur gelegentlich zur Einschaltung dünner Tonlagen führte, abgelöst wurde (a_1 — e_2). Sie endete noch vor 3000 a v. Chr. (Zonenwende 8/9 und Hv 627). Es folgte wieder eine ± autogene Serie (e_2 — c_4) kurz vor 3000 a v. Chr. Diese ± autogenen Serien kurz vor 3000 a v. Chr. sind an der Eider, an der Treene (Wildes Moor) und im Miele-Gebiet (Braaken) deutlich erkennbar.

Müller (1962) datierte im Wesergebiet Unterbrechungen im Transgressionsverlauf auf etwa 4200 bis 4000 a v. Chr. und auf 3300 bis 3000 a v. Chr. In Holland (Brand, Hageman usw. 1965) wurden derartige Unterbrechungen auf etwa 4300 und auf etwa 3200 a v. Chr. datiert. Unter Berücksichtigung der bisherigen geringen statistischen Sicherheit der Daten lassen sich diese Unterbrechungen zwanglos als gleichzeitig ansehen.

Eine kräftige Ingression fand an der Eider und in Braaken in der Zeit von etwa 3000 a v. Chr. bis um 2400 a v. Chr. statt, mit einer möglichen kurzen Unterbrechung um 2800 a v. Chr. (Interpolation). Für das Ende dieser allogenen Serien liegen folgende Daten vor:

Hv 1445:2150 ± 85 a v. Chr., nach Beginn der Oligotrophierung (Braaken)
Hv 624:2400 ± 75 a v. Chr., nach Beginn der Dystrophierung (Delve-92)
Hv 625:2515 ± 75 a v. Chr., Zeit der Oligotrophierung (D-92)
Hv 631:2615 ± 100 a v. Chr., Beginn der Aussüßung (D-122).

Damit kann das Ende dieser Ingression auf etwa 2500 bis 2200 a v. Chr. eingeengt werden. Die entsprechenden Daten lauten für das Ende dieser Ingression aus dem Weser-Gebiet (Müller 1962): 2400 (2000) a v. Chr. und aus Holland (Brand, Hageman usw. 1965): etwa 2200 a v. Chr. Auch hier ergibt sich in Anfang (um 3000 a v. Chr.) und Ende (um 2500 bis 2200 a v. Chr.) dieser Ingression eine offensichtliche Übereinstimmung der Daten. Die mit dem Ende der Ingression einsetzenden ± autogenen Serien zeichnen sich vielenorts durch sehr rasche Dystrophierung aus, wobei zwischen echten Gezeiten-Sedimenten (f), die unter dem derzeitigen MTHW abgelagert sein dürften und echten Hochmoortorfen, die erheblich über dem MTHW gewachsen sein müssen, oft nur wenige Zentimeter Niedermoortorfe eingeschaltet sind, die überstürzte Entwicklungen von einer salzbeeinflußten Vegetation (e_4 mit Foraminiferen) zu einer oligotrophen Süßvegetation erkennen lassen und für deren Ablagerung nur eine kurze Zeitspanne zur Verfügung stand. Somit wird man vielfach an ein echtes Absinken des örtlichen MTHW denken müssen. In diesem Zusammenhang muß vielleicht auch die jungsteinzeitliche Marschensiedlung (v. Regteren Altena & Bakker 1962 u. 1963, zit. Bantelmann 1966) in Vlaardingen gesehen werden.

Hier interessieren auch Torfhorizonte aus der Zeit wahrscheinlich um 2000 a v. Chr. (beginnende *Fagus*-Kurve bei fehlenden *Myrica*- und nur sehr vereinzelten *Carpinus*-Pollen), die R. Overbeck (1965) in Süderdithmarschen s e e w ä r t s von der fossilen Ausgleichsküste bei Hemmingstedt fand. In zwei Fällen wurden diese Torfe von Wiermann (zit. R. Overbeck) pollenanalytisch untersucht. Der höher gelegene Torf (ca. —4,5 bis —5,0 m NN) entstand den Pollenspektren nach unter einer Süßvegetation vom Riedtyp (c), z. T. mit *Ophioglossum*, im tiefer gelegenen (ca. —5,5 bis —6,0 m NN) sind die Anteile der für die Riedspektrengruppe bezeichnenden Kräuterpollen nur sehr gering vertreten, dafür die Chenopidiaceen-Anteile höher. Beide Torfe, die in die gleiche Zeit zu datieren sind, führen Hystrichophaeren als Überschwemmungszeiger. Sie sind auf Ton gewachsen und von Sand überdeckt worden. Wesentlich ist, daß auch noch seewärts von der fossilen Küste der marine Einfluß um 2000 a v. Chr. demnach deutlich abgenommen haben dürfte. Über die ursprüngliche Tiefenlage der Torfe lassen sich keine sicheren An-

gaben machen. An der Eider und in Braaken liegen die zeitlich entsprechenden Horizonte meist um —2,5 bis —3 m NN, was den Angaben aus Holland und aus dem Weser-Gebiet (MÜLLER 1962) etwa entspricht. Ob die tiefe Lage der von R. OVERBECK gefundenen Torfe nur auf Setzung zurückzuführen ist oder ob die Torfe schon primär tiefer lagen, bleibt offen.

Der Meereseinfluß wurde an der Eider und in Braaken um 1900 bis 1800 a v. Chr. wieder deutlich stärker. Im Profil Braaken markiert die Probe Hv 1444 mit 1875 ± 65 a v. Chr. den Beginn einer neuen allogenen Serie, die hier um 1800 bis 1700 a v. Chr kurzfristig unterbrochen wurde (Hv 1443) und die dann bis etwa 1400 oder 1300 a v. Chr. (Interpolation) andauerte, auf jeden Fall aber spätestens um 1100 a v. Chr. (Zonenwende 9/10a) endete. Die Hauptphase der allogenen Serie fiel wohl in die Zeit um 1600 bis 1500 a v. Chr. Dieser Ingression gehören zweifellos die überdeckenden Sande der von R. OVERBECK beschriebenen Torfe an, jedenfalls deren ältere Teile. Das bedeutet, daß die Auffüllung mit Treibsand in diesem Küstenbereich erst im Laufe der älteren Hälfte des 2. vorchristlichen Jahrtausends einsetzte. Das deckt sich mit archäologischen Befunden (BANTELMANN 1966).

An der Eider liegen die Verhältnisse etwas anders (MENKE 1968), jedoch erfolgten auch hier in diesem Zeitbereich vielfach deutlich allogene Beeinflussungen.

Vergleichbare Daten lauten aus dem Wesergebiet (MÜLLER 1962) für eine entsprechende Ingression: 1900 bis etwa 1300 a v. Chr., aus Holland (BRAND, HAGEMAN usw. 1965): etwa 1600 bis etwa 1000 a v. Chr. Es handelt sich auch hier anscheinend um eine weit verbreitete Erscheinung.

Dann folgte in Braaken wieder eine autogene Serie. Wahrscheinlich um 800 bis 700 a v. Chr. (Interpolation!) traten hier einzelne allogene Störungen auf, die aber nicht zu einer bleibenden Eutrophierung des Hochmoores führten. Eine ähnliche Erscheinung zeigt vielleicht ein Profil aus Husum. MÜLLER datierte eine Ingression auf etwa 1200 bis 900 (750) a v. Chr. Möglicherweise handelt es sich um vergleichbare Erscheinungen, die aber in Schleswig-Holstein noch zu wenig belegt sind.

Kräftige allogene Serien setzen dann aber an der Eider und in Braaken wieder um 600 bis 500 a v. Chr. ein und endeten wahrscheinlich um kurz vor Chr. Geb. Aus dem Wesergebiet gibt MÜLLER (1962) für diese Zeit keine Ingression an, wohl ist aber eine solche aus Holland beschrieben worden, wo sie ebenfalls auf die Zeitspanne von etwa 500 a v. Chr. bis Chr. Geb. datiert wurde (BRAND, HAGEMAN usw. 1965).

Eine erneute Versalzung eines vorherigen oligotraphenten Süßrasens wurde in Tholendorf/Eiderstedt auf rund 100 a n. Chr. (Interpolation!) datiert (MENKE, im Druck). Ihr entspricht zeitlich eine Störung (Hiatus, Mineralgehalt, halobe Diatomeen zwischen Hv 768 und Hv 676) in einem Hochmoor an der Eider. Nach MÜLLER (1962) setzte an der Weser ebenfalls um 100 a n. Chr. eine Ingression ein, in Holland (BRAND, HAGEMAN usw. 1965) eine solche um 250 a n. Chr. Die nachchristlichen Ablagerungen lassen sich wegen ihrer Oberflächennähe und häufig nur geringen Torfbildung mit Hilfe der Radiocarbon-Methode oft nur schwer datieren.

Im großen und ganzen scheinen sich von den Niederlanden bis nach Schleswig-Holstein zeitlich gut übereinstimmende „Ingressionen" abzuzeichnen, denen die bisher untersuchten allogenen Serien zugeordnet werden müssen. In den einzelnen Profilen wird zwar immer die jeweils streng lokale Entwicklung mit Hilfe der Pollen-Analyse erfaßt, jedoch sind die „Ingressionen" vegetationsgeschichtlich vielfach auch mit allgemeinen Verschiebungen in den Baumpollenspektren gekoppelt, dergestalt, daß die *Alnus*-Anteile relativ ab-, die EMW s. l.-Anteile relativ zunehmen und zwar auch dort, wo keine örtlichen Waldbestände nachweisbar sind. Anscheinend führten die Einbrüche in den sumpfigen Niederungen zu Waldvernichtungen *(Alnus)* wodurch der Pollenanflug von den Mineralböden der Geest her ein relativ stärkeres Gewicht erhielt (hauptsächlich EMW s. l.).

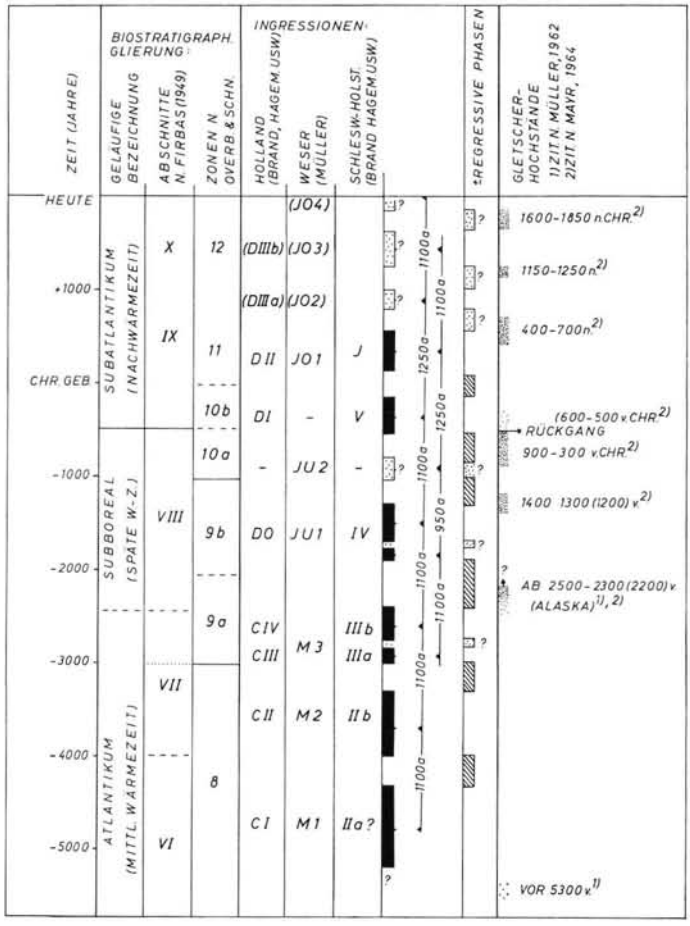


Abb. 3. Datierung „ingressiver" und „regressiver" Phasen im Bereich der südlichen Nordsee.

Vor allem in den Zeitspannen von etwa 2400 bis 1900 a v. Chr., von ca. 1300 bis ca. 600 a v. Chr. und um Chr. Geb., häuften sich besonders klare autogene Serien, oft mit Hochmoorbildung als Abschluß. Andererseits sind in den Niedermooren nicht selten auch Austrocknungsphasen (Vererdungszonen im Torf mit Pollenzersetzung) vorhanden, die in diese Zeiten datiert werden müssen. Im Gelände werden sie leicht übersehen, so daß über ihre Verbreitung noch wenig bekannt ist. In Zukunft verdienen sie eine stärkere Beachtung, da sie für Grundwasserabsenkungen oder für Stillstände im Anstieg sprechen können. Sollte in diesen Zeiten das Grundwasser tatsächlich vielfach abgesunken sein, so wäre damit eine zwanglose Erklärung für die Herausbildung der Sackungsmorphologie mit allen hydrologischen Folgeerscheinungen gegeben. Man könnte z. B. daran denken, daß die folgenden Ingressionen dann besonders die tiefliegenden Gebiete betroffen hätten, sofern das Meer Zugang hatte, daß sie aber auf hochliegenden, stabilen Flächen u. U. kaum nachweisbar wären. Solche Verhältnisse sind möglicherweise in Eiderstedt vorhanden (Menke, im Druck), wo die erste nachchristliche Ingression in den tiefen Gebieten zwischen den Wällen zur Versalzung und Marschenbildung führte, während um die gleiche Zeit auf einer damals schon hoch liegenden Marsch (Tofting, Bantelmann 1955) eine Süßvegetation nachgewiesen wurde. Die Verhältnisse liegen also keineswegs immer

so klar, wie in den oben geschilderten Fällen. Das gilt anscheinend auch für Nordfriesland (PRANGE 1963, 1967a, 1967b). WIERMANN (1962) gelangte jedoch auch für dieses Gebiet zur Annahme eines Meeresvorstoßes von etwa 500 bis 100 v. Chr., was sich vollkommen mit den allgemeinen Erfahrungen deckt. Über das ältere Ingressionsgeschehen ist aus Nordfriesland allerdings noch wenig bekannt, da die meisten Profile WIERMANNS (1962) nur die minerogene Überdeckung des subborealen Torfes zeigen.

Ein nachchristlicher Meeresvorstoß wurde von WIERMANN (1962) zunächst auf 500 bis 800 n. Chr. datiert, später wurden aufgrund neuer ^{14}C-Daten etwas ältere Daten (WIERMANN 1966b) angenommen. Wählt man nicht den Torf-Ton-Kontakt, sondern entsprechend der oben erläuterten Forderung den Beginn der Zunahme der Halophyten-Pollen als Kriterium für den Beginn der Ingression, so kommt man auch in diesem Fall (Bordelum, WIERMANN 1966b) auf ein Alter von rund 200 a n. Chr., was wiederum den allgemeinen Erfahrungen entsprechen würde.

Die Grabung Tofting (BANTELMANN 1955) zeigte, daß es bereits um Chr. Geburt Marschen gab, deren Oberfläche noch heute zu den höchsten gehört. Man wird also damit rechnen können, daß das MTHW heute nicht höher ist als etwa im Maximum der letzten vorchristlichen Ingression.

Das schließt jedoch nicht aus, daß es seitdem Zeiten gab, in denen das MTHW niedriger lag.

Vergleicht man die bisher vorliegenden Daten und setzt ihre Richtigkeit voraus, so lassen die „ingressiven" Phasen anscheinend eine deutliche Periodizität erkennen, ganz ähnlich wie sie BENNEMA (1954) und BAKKER (1954) gefordert haben (Abb. 3). Für sie wird hauptsächlich eine klimatische Periodizität verantwortlich gemacht werden dürfen.

Verschiedentlich ist auf Beziehungen zwischen dem Eishaushalt der Erde und Schwankungen im Verlauf des Meeresspiegelanstiegs hingewiesen worden. (IVERSEN 1937, BENNEMA 1954, BAKKER 1954, GRAUL 1960, MÜLLER 1962 u. a.). Tatsächlich scheinen zwischen den Gletscherhochständen und den ± regressiven Phasen zeitliche Parallelen vorhanden zu sein (Abb. 3), wobei freilich die Ingressionen nicht ausschließlich eustatische Ursachen haben müssen und ferner auch zu berücksichtigen ist, daß die Daten noch viel zu wenig gesichert sind, um schon weitreichende Schlußfolgerungen zuzulassen.

Zitierte Literatur

BAKKER, J. P.: Relative sea-level changes in Northwest Friesland (Netherlands) Since pre-historic times. — Geol. en Mijnb., N. S. **16**, 232—246, Gravenhage 1954.

BANTELMANN, A.: Tofting, eine vorgeschichtliche Warft an der Eidermündung. — Offa-Bücher 1955.

— : Die Landschaftsentwicklung im nordfriesischen Küstengebiet, eine Funktionschronik durch fünf Jahrtausende. — Die Küste, **14**, 5—99, Heide i. H. 1966.

BENNEMA, J.: Bodem- en Zeespiegelbewegingen in het Nederlandse kustgebied. — Bor en Spade, **VII**, 1—96, 1954.

BRAND, G., B. P. HAGEMAN, S. JELGERSMA & K. H. SINDOWSKI: Die lithostratigraphische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. — Geol. Jb., **82**, 365—384, Hannover 1965.

DEWERS, F.: Das Alluvium in: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, **3**, 268—454, Oldenburg i. O. 1941.

DITTMER, E.: Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. — Meyniana, **1**, 138—168, Kiel 1952.

FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. **1**, Jena 1949, **II**, Jena 1952.

GRAUL, H.: Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstieges, berechnet an Hand von C-14-Datierungen. — Deutscher Geographentag in Berlin 1959. Tagungsbericht und wissensch. Abhdlg., 232—242, Wiesbaden 1960.

HAARNAGEL, W.: Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste. — Probleme der Küstenforschung im Gebiet der südlichen Nordsee, **4**, 146 S., Hildesheim 1950.

IVERSEN, Johs.: Undergøseler over Litorinatransgressioner i Danmark. - Med. Dansk. Geol. För., **5**, 169—188, 1937.

JELGERSMA, S.: Holocene Sea Level Changes in the Netherlands. — Meded. Geol. Sticht. **C**/VI, 7, 100 S., Maastricht 1961.

LANGE, W. & B. MENKE: Beiträge zur frühpostglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flußgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfes. — Meyniana, **17**, 29—44, Kiel 1967.

MAYR, F.: Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit Beginn der postglazialen Wärmezeit. — Z. Geomorph. N. F. **8**, 257—285, Berlin 1964.

MENKE, B.: Ein Beitrag zur pflanzensoziologischen Auswertung von Pollendiagrammen, zur Kenntnis früherer Pflanzengesellschaften in den Marschenrandgebieten der schleswig-holsteinischen Westküste und zur Anwendung auf die Frage der Küstenentwicklung. — Mitt. Flor.-soz. Arb.-gem. N. F. **13**, 195—224, Todemann/Rinteln 1968.

— : Vegetationskundliche und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen anStrandwällen (Mit Beiträgen zur Vegetationsgeschichte sowie zur Erd- und Siedlungsgeschichte Westeiderstedts). Mitt. Flor.-soz. Arb.-Gem. N. F. **14**, Todemann/Rinteln, im Druck.

MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, 197—226, Öhringen 1962.

OVERBECK, F.: Bisherige Ergebnisse der botanischen Moorforschung zur Frage der Küstensenkung an der deutschen Nordsee. — Abh. Naturw. Ver. Bremen **29**, 48—73, Bremen 1934.

OVERBECK, R.: Über den Aufbau der Marsch am Geestrand bei Lieth westlich von Hemmingstedt. — Unveröff. Diplomarbeit (Geolog. Institut der Universität Kiel). Kiel 1965.

PRANGE, W.: Das Holozän und seine Datierung in den Marschen des Arlau-Gebietes, Nordfriesland. — Meyniana, **13**, 47—76, Kiel 1963.

— : Über die Beziehungen zwischen Schichtfolge und Meeresspiegelanstieg im Holozän der Nordseemarschen. — Geol. Rundschau, **56**, 709—726, Stuttgart 1967 (1967a).

— : Geologie des Holozäns in den Marschen des nordfriesischen Festlandes. — Meyniana, **17**, 45—94, Kiel 1967 (1967b).

SCHÜTTE, H.: Sinkendes Land an der Nordsee? — Schr. Deutsch. Naturkundever., N. F., **9**, 144 S., Öhringen 1939.

WIERMANN, R.: Botanisch-moorkundliche Untersuchungen in Nordfriesland. Ein Beitrag zur Frage nach dem zeitlichen Ablauf der Meeresspiegelschwankungen. — Meyniana, **12**, 97—146, Kiel 1962.

— : ^{14}C-Datierungen zum zeitlichen Ablauf der marinen Transgression bei Schlüttsiel (Nordfriesland). — Meyniana, **16**, 117—122, Kiel 1966. (1966a).

— : ^{14}C-Daten zur Moor- und Marschengeschichte bei Bordelum (Nordfriesland). — Flora **156**, 237—251, Jena 1966 (1966b).

Manuskr. eingeg. 12. 9. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. B. Menke, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, 23 Kiel, Mecklenburger Straße 22/24.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 46-57	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Der Ablauf der Holstein-Warmzeit in Westholstein

Von Alfred Dücker, Kiel

Mit 2 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung. Vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein durchgeführte lagerstättenkundliche und bodenphysikalische Untersuchungen an marinen Tonen des Holstein-Interglazials erbrachten den Nachweis, daß es nach der Regression des Holstein-Meeres im terrestrischen Faziesbereich zur Entstehung eines Bodens (Humus-Orterde) und im limnischen Faziesbereich zur Bildung eines „Sumpftorfes" mit abschließender algenreicher Detritusmudde gekommen ist. Zwischen der marinen Tonserie und den organogenen Ablagerungen bzw. der Bodenbildung kann eine periglaziale Phase nachgewiesen werden, die sich in einer äolischen Akkumulation und in der Bildung von Frostrukturen (Kerkoboloide) ausdrückt. Aufgrund dieser Befunde und der von Menke (1968) festgestellten palynologischen Befunde läßt sich die Holstein-Warmzeit in ein älteres (Muldsberg-Warmzeit) und ein jüngeres Holstein-Interglazial (Wacken-Warmzeit) gliedern, das durch eine mehr oder minder lang andauernde bzw. kurzfristige Periglazialphase (Mehlbek-Kaltphase) zweigeteilt wird.

Summary. By means of Geological explorations in marine clays of Holstein (Needian) Interglacial age, carried out by the Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, a sequence of two interglacials was discovered. Pollenanalysis confirmed the Holstein Interglacial age of the marine clays (Menke 1968). This interglacial ("Holstein I") Muldsberg-warm-time) was succeeded by a phase of periglacial climate (= Mehlbek-cold-phase) indicated by Cover-sands of aeolian nature and frost structures ("Kerkoboloide"), superposing the marine clays. During the following second interglacial ("Holstein II") Wacken-warm-time) soil-building (humus illuvial horizon) took place on these sands in regions of terrestric facies, whilst on wet spots peat and fresh-water sediments were formed. These organic layers were submitted to pollen analysis too.

1. Einleitung

Seit Jahrzehnten werden von der Schleswig-Holsteinischen Zementindustrie in den westholsteinischen drenthezeitlichen Stauchmoränengebieten von Wacken und Mehlbek etwa 15 km nordwestlich Itzehoe holsteinzeitliche marine Tone abgebaut.

Sowohl in den alten, vor einigen Jahren aufgelassenen als auch in den neu erschlossenen Gruben Muldsberg und Wacken konnten im Rahmen geologischer und lagerstättenkundlicher Untersuchungen des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein Beobachtungen gemacht werden, die in litho-, chrono- und biostratigraphischer Hinsicht neue Erkenntnisse über das Mittelpleistozän mit sich brachten.

So konnte Menke (1968) aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen ein „neues Interglazial" mit einer warmzeitlichen Vegetationsentwicklung in den hangenden Schichten des marinen Holstein-Interglazials von Wacken beobachten und nachweisen. Infolge der Lagerungsverhältnisse stellte Menke dieses Interglazial in die frühe „Drenthe"-Zeit.

Nachfolgend soll über 2 Profile berichtet werden, die die biostratigraphischen Ergebnisse von Menke ergänzen und erweitern.

2. Das Profil von Muldsberg

Im nordöstlichen Teil der jetzt aufgelassenen Grube Muldsberg der Breitenburger Portland-Cementfabriken wurde bereits im Jahre 1964 nachstehende, E—W-streichende, d. h., vom Hangenden zum Liegenden verlaufende Schichtenfolge angetroffen (Mbl. Schenefeld 1922, r = 27890, h = 85700):

a) etwa 5 m dunkelgrauer sehr fester kalkreicher, geschiebeführender, sandig-schluffiger Ton (Probe 1)

b) 2 m gelblicher bis graugelber, etwas roststreifiger, kreuzgeschichteter Sand (Proben 2, 3, 4 und 5)

c) 0,45 m etwas feinkiesiger, roststreifiger, kreuzgeschichteter Sand (Probe 6)
d) 0,10 m hellgrauer, durch Xylitstaub braun gebänderter Sand (Probe 7)
e) 0,40 m grauer, feinkiesstreifiger Sand mit einzelnen 2—3 mm starken Rostbändern (Probe 8)
f) 0,10 m grauer, geschichteter Sand mit zahlreichen bis zu eigroßen Xylitgeröllen (Probe 9)
g) 0,10 m grauer, etwas feinkiesstreifiger Sand, mit 1—2 mm starken Rostbändern (Probe 10)
h) 0,80 m grauer, roststreifiger, kreuzgeschichteter Sand (Probe 11)
i) 1,80 m grauer, kreuzgeschichteter Sand (Probe 12, 13, 14)
k) 0,50 m hellgrauer, wenig feinkiesiger, geschichteter Sand (Probe 15)
l) 0,50 m hellgrauer, stark feinkiesiger geschichteter Sand (Probe 16)
m) 0,06 m schmutziggrauer, etwas gebleichter Feinsand (Probe 17)
n) 0,60 m kakaobrauner, von einzelnen Humusbändern durchsetzter Feinsand (Proben 18, 19, 20, 21)
bis 1,50 m aufgeschlossen: hellgraugelber bis grauweißer geschichteter Feinsand (Proben 22, 23, 24, 25).

Die hier angetroffene Schichtenfolge konnte durch weitere Beobachtungen an anderen Stellen des Aufschlusses weiter verfolgt und ergänzt werden. Danach liegen die bis zu 1,50 m aufgeschlossenen hellgrauweißen Feinsande auf einer bis zu 10 m anwachsenden, zum Teil kreuzgeschichteten Feinsandserie auf, die in einzelnen Lagen durch eine charakteristische „Flaserstruktur" gekennzeichnet ist (Probe 26). Die lenticulare Struktur wird durch linsenförmige Einlagerungen von braungefärbtem Xylitstaub besonders hervorgehoben. Nach unten zu (Proben 27, 28) werden die „Flasersande" von einer 3 bis 5 m mächtigen, wechsellagernden Ton-, Schluff-Feinsandserie (Probe 29) abgelöst, die neben Wurmgängen besonders in ihrem unteren Teil auch marine Foraminiferen und Mollusken führen. Abgeschlossen wird die gesamte Schichtenfolge von der petrographisch nicht einheitlich ausgebildeten marinen Tonserie der eigentlichen Holstein-Warmzeit, die ihrerseits wiederum auf rot und schwarz gefärbtem Lauenburger Ton auflagert.

Wie aus Bohrungen hervorgeht, konnte in wechselnder Tiefe unter dem Gesamtkomplex des Holstein-Interglazials wiederum ein Geschiebemergelhorizont festgestellt werden.

2.1 Kornzusammensetzung und Lithogenese der einzelnen Schichten

Über die Kornzusammensetzung der einzelnen Schichten der oben aufgeführten Profilfolge unterrichtet die Tabelle 1. Demnach sind nachstehende Bodenarten an ihrem Aufbau beteiligt:

1) Ton-, Schluff-, Sandgemenge mit geringem Kieskornanteil,
2) Mittelsande mit Grobsandanteil und nur wenig Feinsand,
3) mehr oder weniger kiesführende gemischtkörnige Sande,
4) ausgesprochene Feinsande mit sehr wenig Schluffanteil und
5) feinsandig-tonige Schluffe.

Die unter 1) beschriebene Bodenart mit hohem Ungleichkörnigkeitsgrad erweist sich als wenig plastischer Geschiebemergel. Nach den Geschiebeuntersuchungen von Lüttig — wofür ihm an dieser Stelle der Dank ausgesprochen wird — handelt es sich dabei um drenthezeitlichen Geschiebemergel (Untersuchungsprobe Nr. 177, TGZ = 15,1—57,7).

Die unter 2) und 3) aufgeführten Bodenarten müssen als frühdrenthezeitliche, glazifluviatile Vorschüttsande aufgefaßt werden.

Die unter 4) ausgewiesene feinsandige Bodenart kann aufgrund der Oberflächenbeschaffenheit seiner Quarze als äolisches Akkumulationsprodukt angesehen werden (Franz 1965). Auch ein Großteil der „Flasersande" kann noch als gerippelte Flugsande aufgefaßt werden. Erst nach dem Liegenden zu, wo die linsenförmigen Einlagerungen aus tonigem Schluff bestehen, hat man es mit gerippelten Wattsanden zu tun, wobei die Rippeltäler zumeist isolierte Bögen darstellen. Die eigentliche Wattsandfazies wird durch die unter 5) ausgewiesenen feinsandig-tonigen Schluffe gekennzeichnet.

Tabelle 1

Korngrößenverteilung der Schichtenfolge von Muldsberg

Lfd. Proben-Nr.	Mächtigkeit der Schicht in m	Korngrößenverteilung						U
		Feinstkorn < 0,002 mm	Schluffkorn 0,002-0,06 mm	Feinsandkorn 0,06-0,2 mm	Mittelsandkorn 0,2-0,6 mm	Grobsandkorn 0,6-2 mm	Kieskorn > 2,0 mm	
1	5,0	24	38	25	10	3	—	41
2	0,50	—	1	26	68	5	—	2,2
3	0,50	—	1	18	80	1	—	2,3
4	2,0 0,50	—	1	11	76	11	1	2,3
5	0,50	—	1	7	91	1	—	1,8
6	0,45	—	1	7	51	30	11	2,7
7	0,10	—	3	52	41	3	1	1,8
8	0,40	—	1	8	55	27	9	3,3
9	0,10	—	1	10	62	27	—	2,7
10	0,10	—	2	7	50	32	9	2,5
11	0,80	—	1	10	77	12	—	2,4
12	0,60	—	1	17	77	5	—	3,0
13	1,80 0,60	—	1	4	87	8	—	1,8
14	0,60	—	1	25	74	—	—	1,8
15	0,50	—	1	5	61	40	6	2,3
16	0,50	—	2	4	37	39	18	3,3
17	0,06	—	2	97	1	—	—	1,7
18	0,10	—	3	96	1	—	—	1,7
19	0,10	—	4	94	1	1	—	1,7
20	0,20	—	6	93	1	—	—	1,7
21	0,30	—	5	91	3	1	—	1,7
22	0,30	—	4	94	2	—	—	1,6
23	0,30	—	4	95	1	—	—	1,5
24	0,30	—	2	97	1	—	—	1,7
25	0,60	—	4	95	1	—	—	1,6
26	Flasersand	—	3,8	95,8	0,4	—	—	1,52
27	Flasersande	—	3,2	60,4	36,0	0,2	—	2,57
28	(Wattfazies)	—	6,6	68,8	24,2	0,4	—	1,88
29	Wattsande	12	49,8	35,8	2,4	—	—	—

Tabelle 2

Chemische Kennwerte des holsteinzeitlichen Bodens

Profil Nr.	Lagerungsform	Horizont	Schluffanteil unter 60 μ	Org. Subst.	P_H-Wert		Basensättigung			Metall-Kationen mval/100 g Boden					Oxalat-Auszug nach Tamm			SiO_2 : M_2O_3
					H_2O	KC1	S-Wert	T-Wert	V-Wert	Ca	Mg	K	Na	Summe	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	
1	gestaucht, Einfallen der Schichten 30° NE	A_e	2,0	—	3,6	3,6	2,8	2,5	—	2,0	0,4	Sp.	0,4	2,8	0,020	0,055	0,020	0,27
		B_s	4,3	2,1	2,9	2,8	7,0	9,0	77,8	6,5	0,1	Sp.	0,4	7,0	0,043	0,198	0,033	0,14
		C	0,7	0,2	3,5	3,3	3,7	2,5	—	3,0	0,1	0,1	0,5	3,7	0,015	0,078	0,020	0,22
2	senkrecht aufgerichtete Schichten (Faltenschenkel)	A_e	2,4	—	5,2	4,9	2,4	1,5	—	2,0	0,1	Sp.	0,3	2,4	0,011	0,046	0,017	0,30
		B_s	3,4	0,3	3,7	3,5	1,3	3,5	—	1,0	Sp.	Sp.	0,3	1,3	0,015	0,070	0,015	0,18
		C	5,5	—	4,0	4,0	2,5	2,0	—	2,0	0,1	Sp.	0,4	2,5	0,010	0,045	0,021	0,38

2.2 Lagerungsverhältnisse der Schichtenfolge

Die im Profil angetroffenen und im einzelnen näher beschriebenen Schichtenglieder liegen nicht mehr in ursprünglicher horizontaler Lagerung. Sie wurden von dem vorrückenden Eis der Saale-Vereisung (Drenthe-Glazial) erfaßt und gestaucht. Diese eisektonisch bedingte Verstellung der Profilfolge führte zu einer Aufrichtung der Schichten um 30 bis 40 Grad. Die vom Geologischen Landesamt durchgeführte gefügekundliche Ermittlung von Faltenachsen und die Messung der Aufschiebungsflächen in der alten Grube Muldsberg weisen auf einen Schub aus Nordosten hin (FRANZ 1965).

Diesem ersten Vorstoß des Eises folgten im Verlauf des Drentheglazials weitere Eisvorstöße aus zum Teil verschiedener Richtung, die, abgesehen von Abscherungen vereinzelter kleiner Schuppen am First des Holsteintons, keine nennenswerten glazialtektonischen Veränderungen mehr erzielten.

2.3 Der fossile Boden und seine chemischen Kennwerte

Die aufgrund ihrer Oberflächenstruktur als äolische Flugsande gedeutete Feinsandserie wird im Hangenden von einem Boden abgeschlossen. Es handelt sich bodentypologisch um eine kakaobraune Orterde (Humus-Orterde). Der A_h-Horizont ist infolge von Denudationen nur noch vereinzelt erhalten geblieben. Auch der Eluvialhorizont (A_e) schwankt in einer Stärke zwischen 10 und 30 cm. Durch die glaziäre Beanspruchung der gesamten Schichtenfolge ist auch der B-Horizont in seiner Mächtigkeit starken Schwankungen unterworfen. Während er bei schuppenartiger Lagerung nur noch in dünnen Lagen erhalten geblieben ist, nimmt seine Mächtigkeit bei nahezu ungestörtem Schichtenverband auf über 60 cm zu.

Um einen Einblick in die Bodengenese zu erlangen, wurden die einzelnen Bodenhorizonte von 2 verschiedenen Stellen der nordöstlichen Grubenwand auf ihren Tongehalt, ihren Gehalt an mobilem Eisen und Aluminiumoxyd sowie an mobiler Kieselsäure untersucht.[1]) Die Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengefaßt. Wie aus den Analysenergebnissen zu ersehen ist, ist die Verwitterungsintensität bei allen untersuchten Bodenprofilen gleich. Ein Tongehalt ist nicht nachweisbar, so daß ein Lessivierungsprozeß nicht stattgefunden hat. In dem Illuvialhorizont hat neben einer Humusanreicherung nur eine sehr geringe Sesquioxydanreicherung stattgefunden. Verglichen mit rezenten Podsolprofilen ähnlichen chemischen Aufbaues darf man annehmen, daß der Bodenbildungsprozeß bei sehr hohem Grundwasserstand erfolgt ist. Dieser bewirkte, daß die im A_e-Horizont in Lösung gegangenen Sesquioxyde in der Hauptsache vom Grundwasser fortgeführt wurden, so daß nur ein geringer Anteil im B_s-Horizont niedergeschlagen wurde. Zum andern ist aber zu bedenken, daß die dem bodendynamischen Prozeß unterworfenen Flugsande von Natur aus arm an mobilen Sesquioxyden, Kieselsäure sowie Metallkationen gewesen sind, wie aus den chemischen Werten der Tabelle 2 entnommen werden kann.

2.4 Stratigraphische Deutung der Schichtenfolge

Nach der Ablagerung der marinen Tone der Holstein-Warmzeit zog sich das Meer mehr oder weniger langsam zurück. Brackwassersedimente, bestehend aus wechsellagernden, dünnen, meist 1 bis 3 cm starken Ton-, Schluff- und Feinsandschichten mit einzelnen marinen Fossilien (Foraminiferen und Mollusken) sowie von Wurmgängen durchsetzt, gelangten zum Absatz. Nach dem Hangenden zu werden diese bis zu 5 m mächtig werdenden, in einem wattartigen Meeresraum zur Ablagerung gebrachten Sedimente zunehmend sandiger. Es stellen sich Feinsande mit „Flaserstruktur" ein, die in ihrem unteren Bereich noch als gerippelte Wattsande, in ihrem oberen Teil als Flugsandrippeln aufgefaßt werden können. Nach oben zu verlieren sich die Rippeln und es gelangen geschichtete Feinsande

[1]) Die Untersuchungen wurden im chemischen Laboratorium des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein unter Leitung von Herrn Dr. BACH ausgeführt.

zur Ablagerung, die nach der Oberflächenstruktur ihrer Quarzkörner als äolisches Sediment anzusehen sind (FRANZ 1965). Ob diese Windwirkungsphase während der Regression des Meeres bereits auf eine Klimaverschlechterung zurückzuführen ist, soll erst später im Zusammenhang mit dem Profil von Wacken erörtert werden. Auf jeden Fall aber läßt sich feststellen, daß es nach der äolischen Akkumulationsphase nochmals zu einer Vegetationsausbreitung kam, die die Veranlassung zur Entstehung eines Bodens war. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse kann der Boden als die jüngste terrestrische Bildung der Holstein-Warmzeit angesehen werden. Sie wird konkordant überlagert von zum Teil kiesigen, grobkörnigen, lagenweise durch Eisenoxyd rostig verfärbten glazifluviatilen Sedimenten, die als Vorschüttsande der Drenthe-Vereisung aufzufassen sind. Erst das aus Nordost vorrückende Drenthe-Eis brachte die gesamte Schichtenfolge der Holstein-Tonserie einschließlich des Lauenburger Tons sowie die hangenden Wattsande, die Flugsande, den Boden und die glazifluviatilen Vorschüttsande durch seine Stauchwirkung aus ihrem sedimentären Verband, wobei der gesamte Komplex als eisrandparalleler, NW—SE-streichender Rücken bis nahezu auf ± 0,0 m NN aufgepreßt wurde.

3. Das Profil von Wacken

Dem Bodenprofil von Muldsberg, das vom Verfasser bereits 1964 eingehend untersucht werden konnte, wurde bislang wenig Beachtung geschenkt, da aufgrund der Lagerungsverhältnisse angenommen werden konnte, daß er in der Strandnähe des Holsteinmeeres auf den dort gebildeten Dünen zur Ausbildung gelangt sei. Erst durch die pollenanalytischen Untersuchungen von MENKE (1968) an einem Torflager im Hangenden der marinen Holstein-Tonserie und durch das Auffinden von Periglazial-Erscheinungen im Liegenden des Torfes erschien das Bodenprofil von Muldsberg in einem ganz anderen Aspekt.

Im Sommer 1968 wurde an der nordwestlichen Seite der neuen Tongrube von Wacken der Alsen'schen Cementfabrik das in der Abbildung 1 wiedergegebene Profil beobachtet (Mbl. Schenefeld 1922; r = 26350, h = 88000). Nachstehende Schichtenfolge wurde dabei festgestellt:

a) 0,30 m schwarzbrauner gepreßter Torf
b) 1,50 m hellbraungelber, feinschichtiger Feinsand (Probe 1)
c) 0,90 m hellgrauer von einzelnen Feinkieskörnern regellos durchsetzter feinsandiger Mittelsand (Probe 2), der von einzelnen Tonlagen bzw. Tonkörpern (Probe 4) in charakteristischer Weise durchzogen wird
d) 0,25 m grauer, wenig schluffiger, gemischtkörniger Sand (Probe 3), der von mehreren 1 bis 2 cm dicken ungestörten Tonlagen (Probe 4) durchzogen wird.
e) 0,30 m hellgrauer, geschichteter, wenig feinkiesführender Sand (Probe 5)
f) über 2 m aufgeschlossen, weißgrauer Feinsand (Probe 6).

3.1 Kornzusammensetzung und einzelne physikalische Kennwerte sowie Lithogenese der Schichtenfolge

Über die Kornzusammensetzung der Schichtenfolge unterrichtet die Tabelle 3. Wie hieraus hervorgeht, wird das Liegende der Schichtenfolge von einem fast reinen Feinsand gebildet, der in seiner Ausbildung und seinem Aussehen dem Feinsand der Muldsberggrube völlig gleicht und auf der dort die Bodenbildung in der Schlußphase der Holstein-Warmzeit erfolgte.

Die hier über dem Feinsand liegende Schichtenfolge ist in ihrem Kornaufbau und somit in ihrer Genese wesentlich anders gestaltet. Sie beginnt zunächst mit einem feinkiesführenden gemischtkörnigen Sand, der von einem tonstreifigen bzw. von eigenartig gestalteten Tonkörpern durchsetztem Sand abgelöst wird. Trotz des hohen Feinstkornanteils (38 %) ist der Ton nur wenig plastisch (Rollgrenze = 0,14, Fließgrenze = 0,30). Sein Raumgewicht bei natürlichem Wassergehalt liegt zwischen 2,1 und 2,2 t/m³. Abgeschlossen wird die gesamte Schichtenfolge von einem gemischtkörnigen Feinsand, der keine Ton-

Tabelle 3

Korngrößenverteilung der periglazialen Schichtenfolge von Wacken

Lfd. Proben-Nr.	Mächtigkeit der Schicht in m	Feinstkorn < 0,002 mm %	Schluffkorn 0,002-0,06 mm %	Feinsandkorn 0,06-0,2 mm %	Mittelsandkorn 0,2-0,6 mm %	Grobsandkorn 0,6-2,0 mm %	Kieskorn > 2,0 mm %	U
1	1,50	—	4,2	59,0	32,4	4,4	—	2,64
2	0,90	—	1,6	18,8	57,7	16,9	—	3,07
3	0,25	—	5,9	20,9	53,7	19,5	—	5,0
4	2—4 cm und als „Tropfen“	38,0	28,0	32	—	—	—	—
5	0,30	—	2,3	23,8	38,8	29,0	6,1	5,14
6	2,0	—	1,6	98,0	0,4	—	—	1,74

zwischenlagen mehr enthält. Ihrer Korngrößenzusammensetzung nach sind mit Ausnahme der liegenden äolischen Feinsande die am Aufbau des Profils beteiligten Sedimente nur wenig aufbereitet, wenngleich auch die Mittelsandfraktion (0,6—0,2 mm) überwiegt. (〉 als 50 %). Dennoch sind sowohl Feinsande (0,06 bis 0,2 mm) als auch Grobsande (0,6 bis 2,0 mm) zu fast gleichen Teilen am Aufbau mitbeteiligt. In ihrer Art entsprechen sie Flugsanden, denen während der Ablagerung ganz erhebliche Sedimentmengen durch Schneeschmelzwässer vom Hang her zugeführt wurden (vgl. VAN DER HAMMEN 1951, S. 172—173). Für diese Annahme ihrer Entstehung entspricht auch das Vorkommen von vereinzelten und regellos über das ganze Profil verteilten, scharfkantigen Fein- bis Mittelkieskörnern bzw. -geröllen. Man geht daher nicht fehl in der Annahme, daß die gesamte Sedimentfolge in einem mehr oder weniger von Wasser erfülltem Becken zum Absatz gebracht wurde, wobei sowohl der Wind als auch Schneeschmelzwässer als Sedimentlieferanten infrage kommen. In gelegentlichen Ruhepausen der Akkumulation kam es vornehmlich im unteren Bereich des Profils zum Absatz von nur wenig plastischen, feinsandig-schluffigen, geringmächtigen Tonlagen. Auf ihre nachträgliche Dislokation sowie auf die Bildung der im Hangenden des Profils vorhandenen, stark gepreßten „Torfschicht“ wird später noch zurückzukommen sein.

3.2 Lagerungsverhältnisse

Ähnlich wie in Muldsberg ist auch das Vorkommen des Holstein-Interglazials von Wacken glaziär stark beansprucht. Alle Schichten fallen mit etwa 30 bis 45° nach Osten ein. Die oben näher beschriebene Schichtenfolge ist dabei in ihrem ursprünglichen Verband kaum nennenswert gestört worden.

3.3 Periglaziale Frostst rukturen

Die in der Schicht c) des oben beschriebenen Profils angetroffenen eigenartigen Tongebilde können aufgrund ihrer Formengestaltung als periglaziale Frostst rukturen angesprochen werden. Sie gleichen in ihrer langgestielten Tropfenform den Erscheinungen, die erstmals STEUSLOFF (1941) aus Westfalen und VAN GALEN (1943) aus den Niederlanden beschrieben haben. STEUSLOFF (1952) bezeichnete sie als „Tropfen“ oder „Kerkoboloide“ (geschwänzte Tropfen), VAN GALEN (1943) als „Druipstarten“.

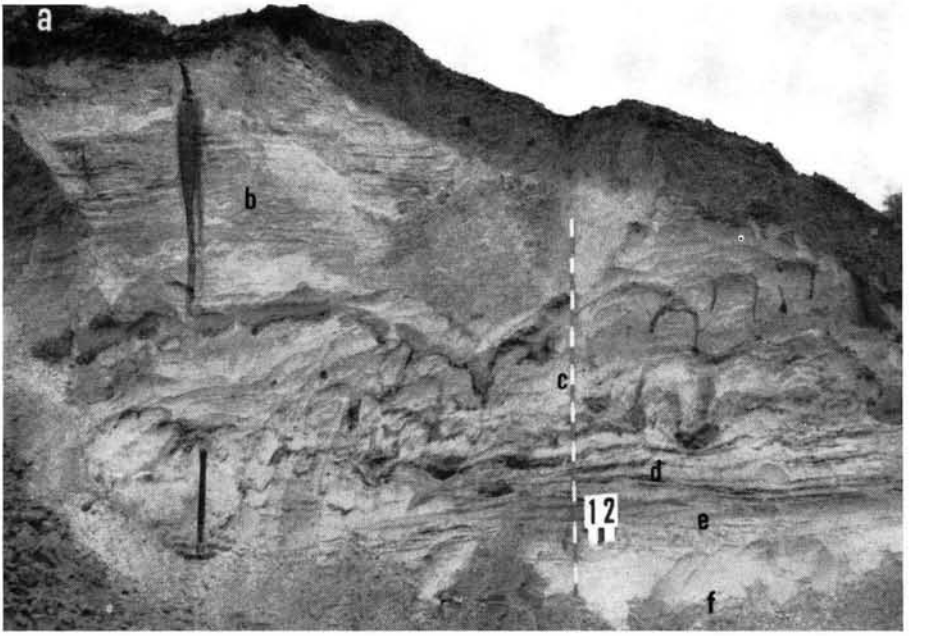


Abb. 1. Blick auf die Ostwand im Westteil der Tongrube von Wacken, die durch besondere Frostst rukturen - Kerkoboloide - gekennzeichnet ist. — a = warmzeitlicher „Sumpftorf und algenreiche Detritusmudde"; b = Flugsand; c = von „Tropfen" durchsetzter Mittelsand mit einzelnen Kieskörnern; d = tonstreifiger, geschichteter Mittelsand; e = feinkiesiger, geschichteter Sand; f = äolischer, geschichteter Feinsand. — Einfallen aller Schichten 25° E.

Wie die Abbildungen 1 und 2 erkennen lassen, sind ausgehend von einer meist nur 1 bis 2 cm starken Tonschicht einzelne aus dem gleichen Material bestehende, schweif- oder stielartig geformte Tonkörper mehr oder weniger senkrecht nach unten gerichtet, wo sie sich in 90 cm Tiefe klunkerartig verdicken und verbreitern (Abb. 2). Der Durchmesser dieser meist etwas unregelmäßig gestalteten, nach unten gelegentlich etwas abgeplatteten Klunker bewegt sich zwischen 10 und 20 cm.

Beim ersten Anblick der Grubenwand gewinnt man den Eindruck (Abb. 1), daß man es mit zwei getrennten Klunkerhorizonten zu tun hat. Eingehende Untersuchungen erbrachten aber den Nachweis, daß sich die einzelnen Klunkerstiele aus dem unteren Bereich bis in den oberen Tropfenhorizont verfolgen lassen. Gleichzeitig konnte dabei festgestellt werden, daß die einzelnen Klunkerstiele zu einem System horizontaler und senkrechter, vielfach unregelmäßig gestalteter Spalten gehören.[2])

3.4 Stratigraphische Deutung des Profils

Bei der Ausdeutung des Profils kann davon ausgegangen werden, daß die im Liegenden des Tropfenhorizontes angetroffene Feinsandserie in die gleiche Schichtenfolge gehört, die in Muldsberg als Flugsand den gesamten Wattsandkörper überdeckt. Während dieser äolischen Akkumulationsphase kam es aber nicht nur zum Absatz von Flugsanden, sondern es entstanden auch gleichzeitig an verschiedenen Stellen des wattartigen Meeres-

[2]) Es kann hier nicht die Aufgabe sein, über die Genese, über die bekanntlich in der Literatur keine einheitliche Auffassung besteht, Stellung zu nehmen. Es wird hier lediglich die Auffassung vertreten, daß die Kerkoboloide ähnlich wie z. B. die Eiskeile zu dem Formenkreis des frostdynamischen Periglazials zu zählen sind.



Abb. 2. Charakteristische Form eines „Tropfens"; Nordwand des gleichen Grubenabschnittes wie Abb. 1.

raumes durch die Deflationswirkung des Windes mehr oder weniger große und kleine Windmulden, die flache, oft mit Wasser erfüllte Seebecken darstellten. In sie wurden sowohl grobkörnige als auch feinkörnige Sedimente transportiert, wobei der Wind und Schneeschmelzwässer als Sedimentbringer in Frage kommen. Unter dem Einfluß eines zunehmenden Periglazialklimas kam es vorübergehend zur Bildung eines Tropfenbodens, der abschließend von weiterem Flugsand überlagert wird.

Nach dem Abklingen des periglazialen Klimas füllte sich das nur noch sehr flache Seebecken rasch mit Wasser; es entsteht eine sumpfige Niederung, die nach Rückkehr einer warmzeitlichen Vegetation zur Entstehung eines „Sumpftorfes" und einer algenreichen Detritusmudde führte. Damit liefert also die im limnisch-telmatischen Faziesbereich entstandene Schichtenfolge von Wacken den unmittelbaren Beweis dafür, daß die aus dem terrestrischen Profil von Muldsberg gezogenen, aber nur vermuteten Rückschlüsse richtig sind.

4. Ablauf des geologischen Geschehens während des Holstein-Interglazials in Westholstein

Das Auffinden von periglazialen Froststrukturen sowie das Vorkommen eines fossilen Bodens (Humus-Orterde) und eines Torflagers im Hangenden der marinen Holstein-Tonserie läßt das geologische Geschehen während des Holstein-Interglazials in Westholstein in ein wesentlich anderes Bild erscheinen, als es bislang Gültigkeit hatte.

Wie die pollenanalytischen Untersuchungen von Menke (1968) gezeigt haben, erfolgte die Transgression des Holstein-Meeres schon zu einem Zeitpunkt, als das Eis wäh-

Tabelle 4

Stratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen in Westholstein

		Waldgeschichtliche Zeitabschnitte (n. MENKE 1968)	Geologisches Geschehen
Holozän		—	Boden- und Torfbildungen
Weichselvereisung		—	Periglaziale Vorgänge (Solifluktion, Eiskeile, Tropfenboden, äolische Deflation und Akkumulation
Eem-Interglazial		—	Boden- und Torfbildungen
Saale-Vereisung (i. w. S.)		—	Stauchwirkungen des Eises, Ablagerungen von Geschiebemergel, glazifluviatilen Vorstoß- und Rückzugssanden, glazilimnischen Tonen und Schluffen
Holstein-Interglazial	Wacken-Warmzeit (Holstein II)	Hainbuchenzeit mit Kiefern-Dominanz (4b)	algenreiche Detritus-Mudden-Ablagerungen mit Azolla
		EMW-Zeit mit Kiefern-Dominanz (4a)	
		Kiefern-Zeit (3)	Sumpftorf- und Bodenbildung
		Birken-Kiefern-Zeit (2)	
	Mehlbek-Kaltphase	—	äolische Akkumulation und Bildung von Tropfenböden
	Muldsberg-Warmzeit (Holstein I)		Regression des Meeres: Ablagerung der Sandwattserie
		EMW-Zeit mit Kiefern-Dominanz (III)	Transgression des Meeres: Ablagerung der Holstein-Tonserie
		Birken-Kiefern-Zeit (II)	
		Birken-Zeit (I)	
Elster-Spätglazial			Ablagerung glazilimnischer Tone und Schluffe (Lauenburger Ton (schwarze und rote Tone)
Elster-Vereisung		—	Ablagerung von Geschiebemergel, glazifluviatilen und glazilimnischen Schluffen und Tonen

rend der Spät-Elstereiszeit allmählich verschwand. Daraus erklärt sich auch das Auftreten arktischer Molluskenformen zu Beginn des Meereseinbruches, so wie dies auch schon von GRAHLE (1936) angenommen wurde. Auch die weitere waldgeschichtliche Entwicklung (vgl. Tabelle 4), wie sie von MENKE aufgezeigt werden konnte, deckt sich weitgehend mit den Schlußfolgerungen, die GRAHLE (1936) aus seinen faunistischen Untersuchungen ziehen konnte. „Der Klimaablauf von Arktisch bis zu Gemäßigt" zeigt, „daß die Transgression der Holsteinsee etwa die erste Hälfte des Altinterglazials umfaßt" (GRAHLE 1936, S. 95). Mit dem Beginn der Regression der Holsteinsee kam es in Westholstein zur Ablagerung mächtiger Wattsandbänke, bestehend aus wechsellagernden dünnen Ton-, Schluff- und Feinsandschichten. In ihrem unteren Bereich erweisen sie sich als marine verbrackende Sedimentserie, die noch marine Foraminiferen *(Streblus batavus)* und Mollusken *(Spisula subtruncata, Nucula nutiba, Ostrea edulis)* führt (FRANZ 1965). Auch das Vorkommen von charakteristischen Lebensspuren, wie Wühlgänge von Würmern usw. lassen die Wattsandfazies deutlich werden.

Nach dem Hangenden zu wird der eigentliche Wattkörper von äußerst feinen Sanden überlagert. Sie sind in ihrem unteren Bereich zum Teil als „Flasersande" und nach oben zu als schwachgeschichtete hellgrauweiße Feinsande ausgebildet. Man geht nicht fehl in der Annahme, daß es sich bei ihnen um ein äolisches Ablagerungsprodukt handelt. Auch FRANZ (1965) hielt die Feinsande aufgrund der Oberflächenstruktur ihrer Quarzkörper für Flugsande. Wenngleich auch das Vorkommen äolischer Absätze nicht unmittelbar mit einem periglazialen Klima verbunden zu sein braucht, so weisen die in der Grube von Wacken im Hangenden der Flugsande ausgebildeten Froststrukturen auf eine mehr oder weniger kurzfristige oder auch langandauernde Periglazialphase nach der Regression der Holsteinsee hin. Auch die pollenanalytischen Untersuchungen des im Hangenden des Periglazials zur Ausbildung gelangten Torflagers lassen den Schluß zu, daß vor der Bildung der organogenen Ablagerung und nach dem Rückzug der Holsteinsee ein Klimarückschlag erfolgte, der „bis zur Ausmerzung aller thermophilen Gehölze (EMW, *Alnus, Corylus, Taxus* u. a.) und sogar *Picea* geführt" hat (MENKE 1968, S. 41).

Nach der Periglazialphase setzte dann in Westholstein wiederum eine charakteristische warmzeitliche Vegetationsentwicklung ein, die MENKE (1968) als ein neues Interglazial wertet und in die frühe „Drenthe"-Zeit stellt. Demnach müßte aber die Vegetationsentwicklung den Charakter einer Interstadialphase aufweisen, was aber zweifellos nicht der Fall ist. Es erscheint daher sinnvoller, das von MENKE nachgewiesene neue Interglazial ebenfalls noch dem Holstein-Interglazial zuzuordnen. Auf diese Weise würde man zu einem älteren (Muldsberg-Warmzeit) und einem jüngeren Holstein-Interglazial (Wacken-Warmzeit) gelangen, die durch eine mehr oder weniger kurzfristige oder auch langandauernde Periglazialphase (Mehlbek-Kaltphase) voneinander getrennt sind (Tabelle 4). In dieser Auffassung wird man bestärkt durch den Hinweis von WOLDSTEDT (1960), wonach in der Tschechoslowakei nach den Untersuchungen von MAČOUN, ŠIBRAVA, TYRÀCK und KNEBLOVÁ-VODICKOVÁ (1965) auch dort das Holstein-Interglazial durch eine kalte Phase zweigeteilt ist. Zu dem gleichen Ergebnis scheint auch RUSKE (1964 u. 1965) aufgrund seiner Untersuchungen im östlichen Harzvorland gelangt zu sein, indem er die mittelpleistozäne Holstein-Warmzeit durch eine echte Kaltzeit („Fuhne"-Kaltzeit) in eine ältere („Interglazial von Edderitz") und eine jüngere Holstein-Warmzeit gliedert. Wieweit die von KAISER (1966) geltend gemachten Einwände zu Recht bestehen, daß die warmzeitliche Verlehmung der Edderitzer Terrasse auch auf eine Auenvergleyung zurückzuführen ist, möge in diesem Zusammenhang vorläufig dahingestellt bleiben.

Zusammengefaßt ergibt sich für den westholsteinischen Raum eine zeitliche Einordnung und Gliederung des Holstein-Interglazials, wie sie in Tabelle 4 schematisch dargestellt ist.

5. Schriftennachweis

FRANZ, U.: Gefügekundliche Untersuchungen im Holstein-Ton. — Vortrag 32. Tagung der Arbeitsgemeinschaft der Nordwestdeutschen Geologen, Flensburg 1965.

GALEN, J. VAN: Eiszeitliche Befunde aus Utrecht (Nederland). — Geogr. en Geol. Meded. Physiograph.-geol. Reek, **17**, 39 S., 35 Abb., 17 Taf., Utrecht 1943.

GRAHLE, H. O.: Die Ablagerungen der Holstein-See (Mar. Interglaz. I), ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. — Abh. Preuß. Geol. Landesamt. NF **172**, 110 S., 1 Taf., 14 Abb., Berlin 1936.

HAMMEN, Th. VAN DER: Late-glacial floren and periglacial phenomena in the Netherlands. — Dissertation, 183 S., Leiden 1951.

KAISER, K.-H.: Eiszeitforschung in Mitteldeutschland. — Z. Geomorphologie, NF 10, 183—190, 6 Abb., 1 Fig., Berlin 1966.

MAČOUN, J., ŠIBRAVA, Vl., TYRÁČK, J. & KNEBLOVÁ-VODIČKOVÁ, Vl.: Kvartér Ostravska a Moravské brány. — 341 S., Praha 1965.

MENKE, B.: Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland (pollenanalytische Untersuchungen aus Westholstein). — Meyniana, **18**, 35—42, 5 Abb., Kiel 1968.

RUSKE, R.: Das Pleistozän zwischen Halle (Saale), Bernburg und Dessau. — Geologie, **13**, 570—597, 15 Abb., 2 Tab., Berlin 1964.

— : Zur Gliederung der Holstein- und Saalezeit im östlichen Harzvorland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 88—96, 4 Abb., 1 Tab., Öhringen/Württ. 1965.

STEUSLOFF, U.: Brodelböden aus zwei Eiszeiten in der Umgebung von Haltern (Westfalen). — Z. Geschiebeforsch., **17**, 5—16, 10 Abb., Leipzig 1941.

— : Periglazialer „Tropfen"- und Taschenboden im südlichen Münsterland bei Haltern. — Geol. Jb., **66**, 305—312, 5 Abb., Hannover 1952.

WOLDSTEDT, P.: Der Ablauf des Eiszeitalters. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 1 Taf., 1 Abb., 153—158, Öhringen/Württ. 1966.

Manuskr. eingeg. 7. 3. 1969.

Anschrift des Verf.: Direktor Dr. A. Dücker, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, 23 Kiel, Mecklenburger Straße 22/24.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 58-67	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Vorläufige Ergebnisse paläopedologischer Untersuchungen im Bereich des Rhônegletschers nördlich und südlich von Lyon

Von Udo Kuhne, Heidelberg

Mit 10 Abbildungen

Zusammenfassung. Durch physiko-chemische Untersuchungsmethoden, die im wesentlichen auf den Erkenntnissen von Metzger (1966) aufbauen, wird versucht, das Alter von Paläoböden aus dem Bereich des quartären Rhônegletschers im Gebiet der Dombes und der Plaine Lyonnaise relativ zueinander zu datieren und die Anwendbarkeit der Methoden in verschiedenen Klimagebieten und Einzugsbereichen zu prüfen.

Die Ergebnisse liefern erste Anhaltspunkte für die Annahme, daß der Würm- und Riß-Vereisung eine Mindel- und Günz-Vereisung vorausgegangen ist, eine Verbesserung des derzeitigen Forschungsstandes der Quartärstratigraphie im Gebiet des Rhônegletschers demnach möglich sein könnte.

Summary. By the use of physical-chemical methods based mainly on the results of work done by Metzger (1966) an attempt is made here to fix the dates of the age of palaeo-soils in the quarternary Rhone-glacier region of the Dombes area and of the Plaine Lyonnaise in relation to one another, and to test the applicability of the above methods in various climatic zones and spheres of influence.

The results give cause to believe that the Würm and Riß glacial periods were preceded by Mindel and Günz glacial periods. It might therefore be possible to carry out further research into the quarternary stratigraphy in the Rhone glacier area.

Die Einbeziehung von Paläoböden erweiterte die Methoden zur Erforschung glazialer Abfolgen und gab in Verbindung mit geomorphologisch-stratigraphischen Methoden und schotterpetrographischen Analysen die Möglichkeit einer relativ sicheren Datierung glazialer Ablagerungen.

Um die Paläoböden für eine alleinige Aussagekraft zu gewinnen, erarbeitete Metzger (1966) eine Methode, die aufgrund physikalisch-chemischer Untersuchungen an Bodenproben eine interglaziale Einordnung sowohl fossiler als auch relikter Verwitterungshorizonte ermöglichen sollte.

Porengröße und Porenvolumen werden als Funktion der Zeit angesehen und für den Flüssigkeitsanstieg in Bodensäulen verantwortlich gezeichnet, die Steighöhe pro Zeiteinheit gilt als Maß physikalischer Verwitterung.

Gleichzeitig findet aber eine Adsorption von Flüssigkeitsmolekeln statt, die von der Summe der Oberfläche aller Bodenteilchen abhängig ist und die theoretisch errechneten Steighöhen von den ermittelten Versuchswerten abweichen läßt. Metzger (1966) spricht hier von einer Steighöhendepression infolge von Adsorption der Flüssigkeitsmolekeln. Auch durch die Adsorption soll eine relative Altersdatierung möglich sein. Da Adsorptions- und Kapillarwasser als Haftwasser bezeichnet werden (Scheffer-Schachtschabel 1966) und beide Mengenanteile in die Adsorptionsmessung in Gramm pro Gramm Boden eingehen, möchte ich unter den ermittelten Werten im Gegensatz zu Metzger (1966) und Fritz (1968) besser von Haftwasser als von Adsorption sprechen.

Das unterschiedliche Quellungsvermögen der Tonminerale versuchte Metzger durch Erhitzen der Bodenproben auf 200° C zu eliminieren, so daß der mit zunehmendem Alter steigende Tongehalt durch Steighöhen mit Wasser ermittelt werden konnte, da nur Proben annähernd gleichen Tongehaltes miteinander verglichen werden können.

Metzger (1966) hält eine relative Altersgliederung anhand von Steighöhen in einer bestimmten Zeiteinheit und der Adsorptionsmessung (jetzt als Haftwasser zu bezeichnen)

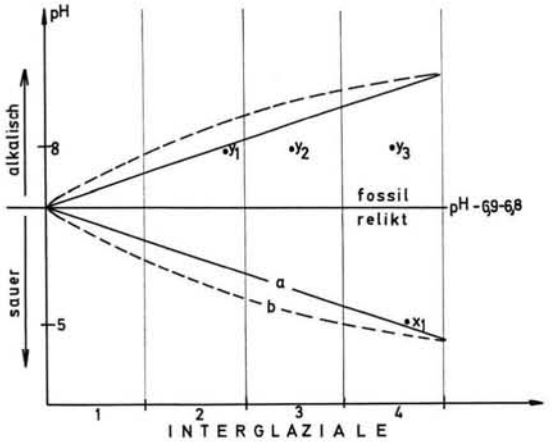


Abb. 1. Hypothese zur Relativdatierung anhand von pH-Werten.

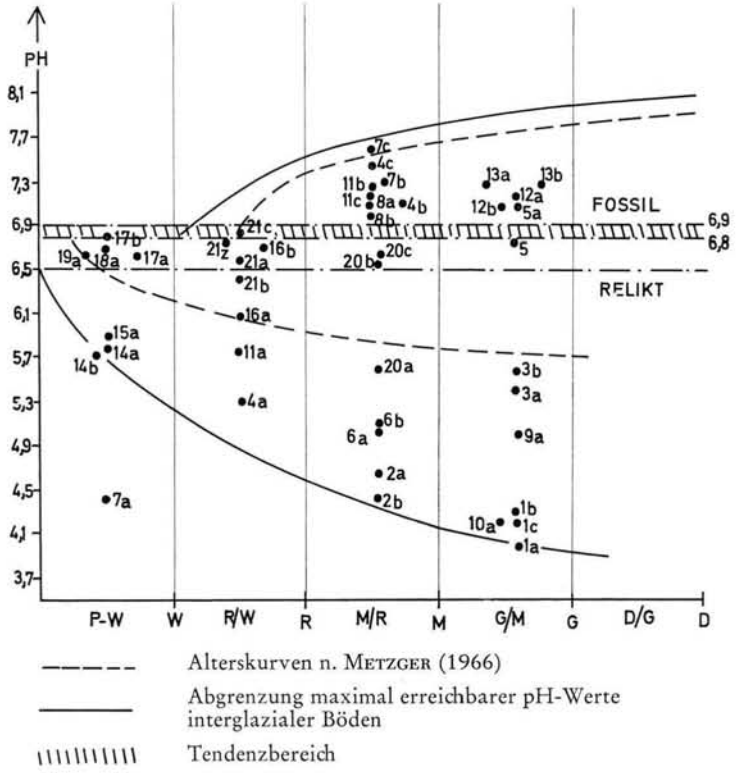


Abb. 2. Relativdatierung anhand von pH-Werten.

in Gramm / Gramm Boden für möglich. Die besten Ergebnisse ließen sich hier mit dem Fließmittel Chloroform erzielen.

Zudem soll eine Altersgliederung von Paläoböden anhand von pH-Werten möglich sein, da das chemische Wechselspiel von Adsorption und Desorption zu differenzierenden pH-Werten aufgrund der unterschiedlichen Ausprägung der Wechselschichten führt.

Zu allen Versuchen wurde die Korngröße kleiner als 0,2 mm verwendet.

Nachdem die Methode zu erfolgreichen Ergebnissen geführt hatte und auch von FRITZ (1968) bestätigt werden konnte, versuchte ich die Anwendbarkeit dieser Methode in einem anderen Klimagebiet zu prüfen, zugleich aber auch hiermit die Abfolge eiszeitlicher Ablagerungen im Bereich des Rhônegletschers nördlich und südlich von Lyon zu ergründen, da nach Ergebnissen von Arbeitsexkursionen des Geogr. Inst. der Universität Heidelberg unter Leitung von Prof. H. GRAUL (1965) und Dr. F. FEZER (1968) eine Verbesserung des gegenwärtigen Forschungsstandes in diesem Gebiet für möglich gehalten wurde.

Die Relativdatierung warmklimatischer Verwitterungshorizonte erfordert eine Trennung fossiler und relikter Bodenbildungen. Nach METZGER (1966) und ebenso nach FRITZ (1968) wurde ein pH-Grenzbereich von 6,5—6,9 ermittelt, ein Erfahrungswert, der sich auch in meinem Gebiet bestätigte, ja sogar auf 6,8—6,9 eingeengt werden konnte.

Die relative Altersgliederung anhand der pH-Werte scheint mir hingegen sehr zweifelhaft. Andererseits glaube ich aber das Mindestalter eines Verwitterungshorizontes, sofern es die relikten Böden betrifft, durch die pH-Werte fixieren zu können. Dabei ging ich von folgender Überlegung aus (Abb. 1):

Verläuft die Entwicklung der pH-Werte fossiler und relikter Böden entsprechend zunehmendem Alter linear, so sind Ausgangswert und Endwert durch die Gerade a zu ver-

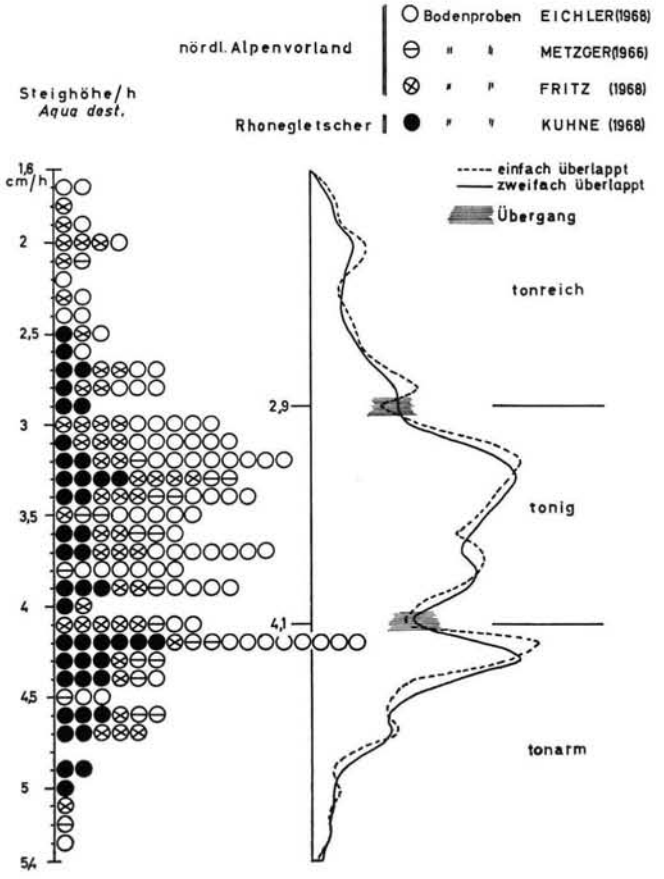


Abb. 3. Tongruppengrenzen fossiler und relikter Bodenproben (ermittelt nach „Natürlichen Gruppen").

binden, verläuft sie exponential, so müßte die entsprechende Funktion durch eine Kurve b zum Ausdruck kommen. In beiden Fällen aber müßten diese Verbindungslinien die maximal erreichbaren pH-Werte aller dazwischen liegenden Entwicklungsstadien anzeigen.

Ordnet man nun die Bodenproben nach bereits vorgenommener Altersgliederung in die entsprechenden Interglazialbereiche ein (Abb. 2), so lassen sich die relikten Proben durch eine Kurve begrenzen, nicht so die fossilen Proben. Auffallend dabei ist, daß den relikten Böden ein wesentlich größerer Streubereich zukommt als den fossilen Böden.

Daraus ist zu schließen, daß ein Boden, sofern er von einer Deckschicht überlagert ist, vermutlich doch wesentlich langsamer in seiner Entwicklung fortschreitet als nach METZGER (1966) angenommen wird, jedenfalls soweit es die Entwicklung der pH-Werte betrifft.

Für die relative Altersgliederung nach Steighöhen und Adsorptionswerten müssen die Proben erst in Tongehaltsgruppen erfaßt werden, eine Einteilung in B_v und B_t reicht hier nicht mehr aus, da, wie FRITZ (1968) bereits feststellte, Proben aus einem Verwitterungshorizont unterschiedliche Tongehalte anzeigen können, ohne daß deshalb unterschiedliches Alter vorliegen muß.

Um eine willkürliche Grenzziehung der Tongehaltsgruppen, entsprechend den Steighöhen mit Wasser, zu vermeiden, versuchte ich anhand von rund 190 Bodenproben drei „Natürliche Gruppen" zu ermitteln, wobei sich recht deutlich ein mittlerer Tonbereich, den ich als „tonig" bezeichne, gegenüber einem „tonreichen" und einem „tonarmen" herauskristallisiert (Abb. 3).

Entsprechend diesen ermittelten Tongruppen werden die Bodenproben sowohl nach ihren Steighöhen, als auch nach ihren Adsorptionswerten in ein Koordinatensystem eingetragen, das eine Abhängigkeit der ermittelten Werte von der Entwicklungsdauer der Böden zum Ausdruck bringt (Abb. 4 u. 5).

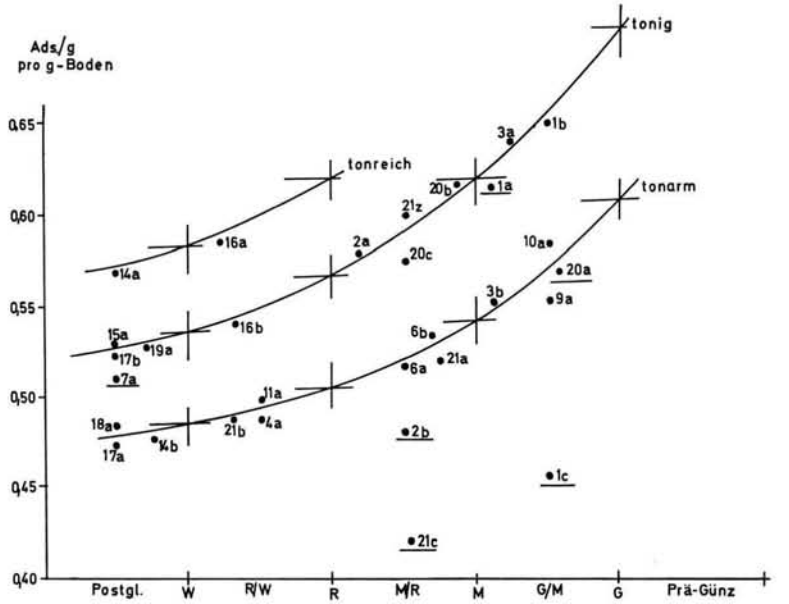


Abb. 4. Relativdatierung anhand der Adsorption (Haftwasser) von Chloroform für Reliktböden.

Versucht man nun auf der Abszisse die unterschiedliche Zeitdauer der Interglaziale zu berücksichtigen, in diesem Falle nach einer Zeitskala von BOURDIER (1961), so strecken sich die Alterskurven zu Geraden, ohne daß sich an der getroffenen Altersstellung für fossile sowie relikte Bodenproben wesentliche Änderungen ergeben (Abb. 6 u. 7).[1])

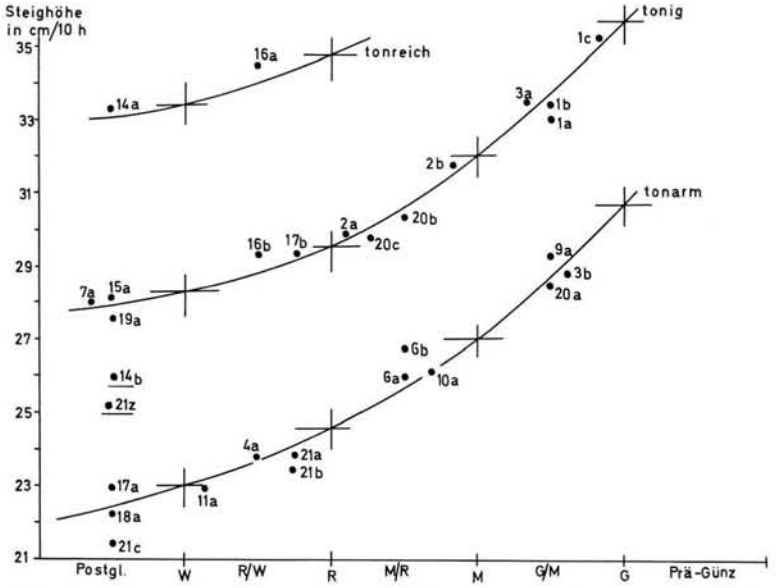


Abb. 5. Relativdatierung anhand der Steighöhen mit Chloroform für Reliktböden.

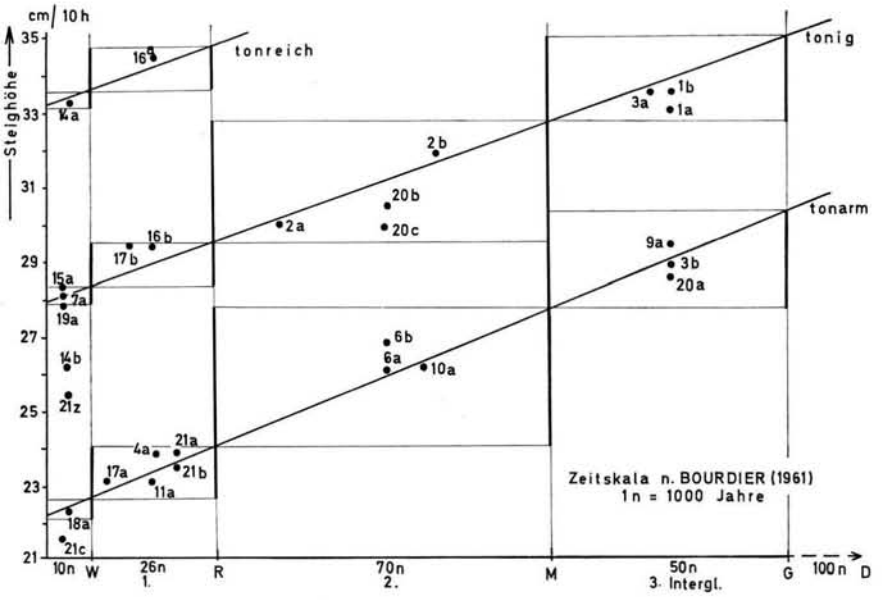


Abb. 6. Relativdatierung relikter Bodenproben nach Steighöhen mit Chloroform unter Berücksichtigung unterschiedlicher Zeitdauer der Interglaziale.

[1]) Für fossile Bodenproben ließen sich ähnliche Diagramme anfertigen (KUHNE 1968, S. 96+98).

Diese Tatsache führt zu folgenden Erkenntnissen:

I. Es findet unter Umständen eine Bestätigung der Zeitskala statt, sofern man eine lineare Bodengenese voraussetzt.
II. Es wird eine lineare Bodengenese bestätigt, sofern die Zeitskala Gültigkeit hat.
III. Die Zusammenhänge von I u. II bestätigen den in Abb. 4 u. 5 ermittelten Kurvenverlauf.
IV. Unabhängig von I, II u. III wird durch die gewählte Zeitskala die Probendatierung erleichtert, da im günstigsten Fall bereits mit zwei Werten eine Alterskurve ermittelt werden kann.

In vergleichenden Gesamtdarstellungen versucht man nun den zu datierenden Verwitterungshorizont, aus dem mindestens zwei Proben zur Datierung herangezogen werden sollten, nach der Häufigkeit der Altersgleichheit dem entsprechenden Interglazial zuzuordnen.

Für die Altersstellung der glazialen Ablagerungen bedeutet dies, daß die datierten Verwitterungshorizonte nicht unbedingt dem Ausgangssubstrat zuzuordnen sind, weil eine zu früherem Zeitpunkt erfolgte Bodenbildung mit nachfolgendem Abtrag stattgefunden haben kann.

Da durch die bisherige Forschung in dem Gebiet von Lyon lediglich eine Riß- und Würmvereisung nachgewiesen wurde, Ansätze von BOURDIER (1961) und TRICART (1963) in Bezug auf eine Mindel- und Günzvereisung aber noch nicht eindeutig nachgewiesen werden konnten, ergibt sich nach meinen Untersuchungen ein erster Anhaltspunkt für die vermutlich berechtigte Annahme, daß der glaziale Ablauf im westlichen Alpenvorland dem des nördlichen entspricht.

Für die nachfolgende Hypothese müssen Ausgangssubstrat und Verwitterungshorizont als zueinandergehörig postuliert werden, die beigefügte Karte 1 ist als Übersicht heranzuziehen.

Die Endmoränen zwischen Bourg—Chanoz sind nach BOURDIER (1961) vom Rhônegletscher der Mindeleiszeit aufgebaut worden. Diese Ansicht scheint nur z. T. zutreffend zu sein, da zwei von drei untersuchten Reliktböden (Aufschl. 1 + 3) als Günz/Mindel-Bildungen datiert werden müssen.

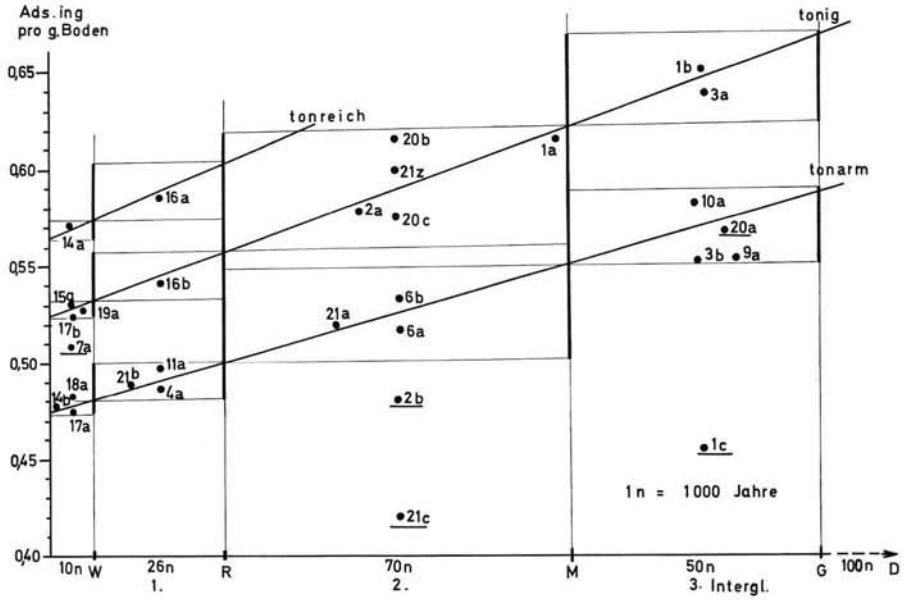


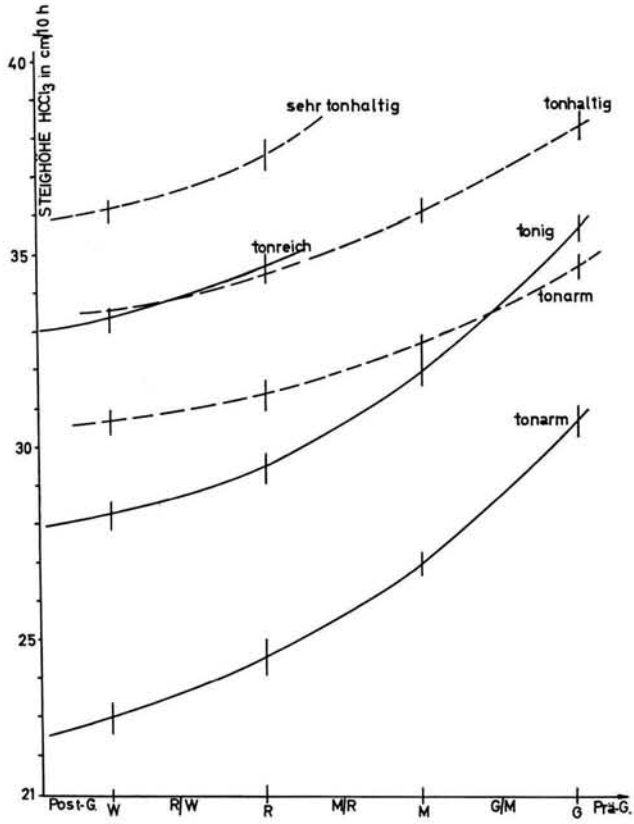
Abb. 7. Relativdatierung relikter Bodenproben anhand der Adsorption von Chloroform unter Berücksichtigung unterschiedlicher Zeitdauer der Interglaziale.

Ebenso ist der fossile Boden bei Ars mit einigem Vorbehalt in dieses Interglazial einzuordnen, mit ziemlicher Sicherheit dürfte er aber nicht jünger als Mindel/Riß zu deuten sein. Auch der Reliktboden von Sathonay (Aufschl. 9) deutet auf Günzmoräne als Ausgangssubstrat hin. Die Reliktböden der Aufschlüsse 2 und 6 sowie der fossile Boden von Massieux (7 und 8) gehören dem Mindel/Riß-Interglazial an.

Riß/Würm-Bodenbildungen sind in den Aufschlüssen 7, 4 und 21 zu finden, letzterer wurde nach BOURDIER (1961) bisher als Mindelablagerung datiert, was nicht unbedingt auszuschließen ist, da ein Mindel/Riß-Boden abgetragen, und ein Riß/Würm-Boden neugebildet worden sein kann. Der Aufschluß von Mars Pommiers (20) muß aufgrund seines Reliktbodens ins Mindel gestellt werden; nach BOURDIER (1961) soll es sich hingegen um eine Rißmoräne handeln.

Für das Gebiet der Dombes ist demnach festzustellen, daß der äußere Endmoränenkranz aus einer Verzahnung von Günz- und Mindelablagerungen besteht, denen sich unmittelbar die Rißmoränen anschließen, so daß ich dazu neige, TRICART (1963) zu bestätigen, der annimmt, daß die Moränen der Dombes von Ost nach West immer älter werden. Es muß demnach dem Rißgletscher eine Günz- und Mindelvereisung vorausgegangen sein.

Für die Plaine Lyonnaise muß der gleiche glaziale Ablauf angenommen werden. Aussagekräftigster Aufschluß scheint die Kiesgrube Serezin zu sein, deren fossiler Verwitte-



——— Steighöhenkurven ($HCCl_3$) n. FRITZ, W. (1968) Gebiet des nördl. Rheingletschers.
——— Steighöhenkurven ($HCCl_3$) aus dem Bereich des ehemaligen Rhônegletschers nördl. und südl. Lyon.

Abb. 8. Steighöhenkurven relikter Bodenproben verschiedener Untersuchungsgebiete in Abhängigkeit vom Tongehalt.

rungshorizont ins Günz/Mindel-Interglazial einzuordnen ist, während BOURDIER diesen Boden als eine interstadiale Bildung von Riß I/III ansieht, eventuell auch eine Mindel/Riß-Bildung für möglich hält.

Dieser Günz/Mindel-Boden dürfte nach meiner Ansicht von einem Mindelschotter fossilisiert und dieser wieder von einer Rißmoräne überdeckt worden sein, die westlich der Rhône den Endmoränenkranz bildet und mit der Rißhochterrasse des Aufschlusses 11 parallelisiert werden muß, die durch den fossilen Boden (Mindel/Riß) als solche anzusehen ist. Das würde weiter bedeuten, daß die durch Würmschmelzwasserrinnen zerschnittene Grundmoräne ebenfalls dem Rißgletscher angehört, so daß der bisherige Forschungsstand in diesem Falle bestätigt werden kann, sofern er die Maximalausdehnung des Rißgletschers betrifft. Den Endmoränenkranz südlich Lyon durch fossile oder relikte Bodenproben zu datieren, ist mir bisher nicht geglückt, da eine Bodenprobe aus dem einzigen Aufschluß bei Oullins zu unterschiedlichen Ergebnissen geführt hat.

Vermutlich wird dies auch dadurch erschwert sein, da der Gletscherstau vor dem Massif Central ohnehin zu ungesetzmäßigen Verhältnissen geführt hat, im Bereich der Dombes hingegen die großflächigere Gletscherausdehnung möglich war, so daß auch heute noch anhand der dieser Arbeit zugrunde liegenden Methode die ältesten Moränenreste datiert werden können.

Halten wir also kurz folgende neue Hypothese fest:

Im Bereich der Dombes wie auch der Plaine Lyonnaise hat vor der Rißvereisung eine Günz- und Mindelvergletscherung stattgefunden.

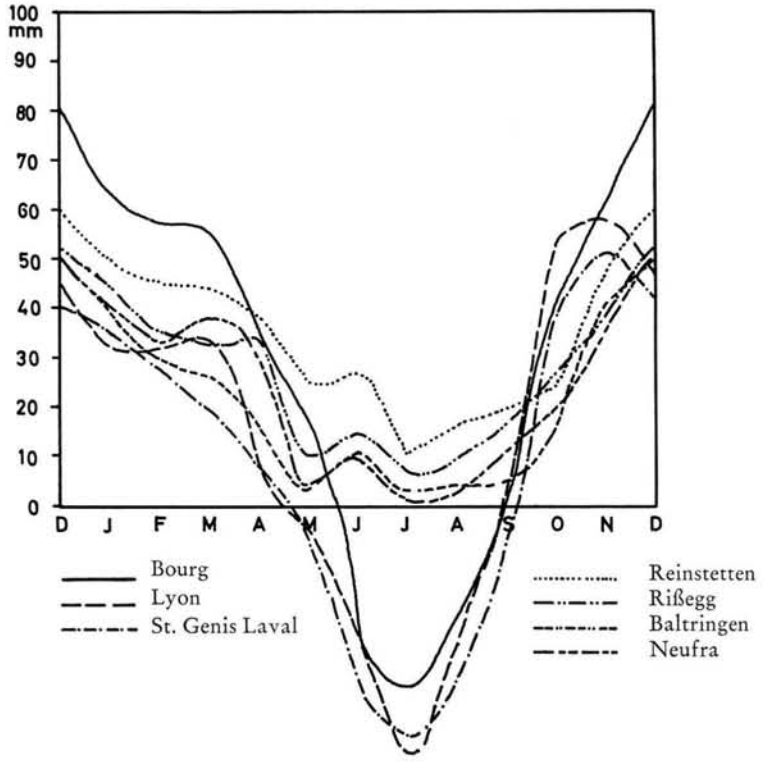


Abb. 9. Bodendurchfeuchtung im Jahresablauf
(errechnet nach THORNTHWAITE, 1955).

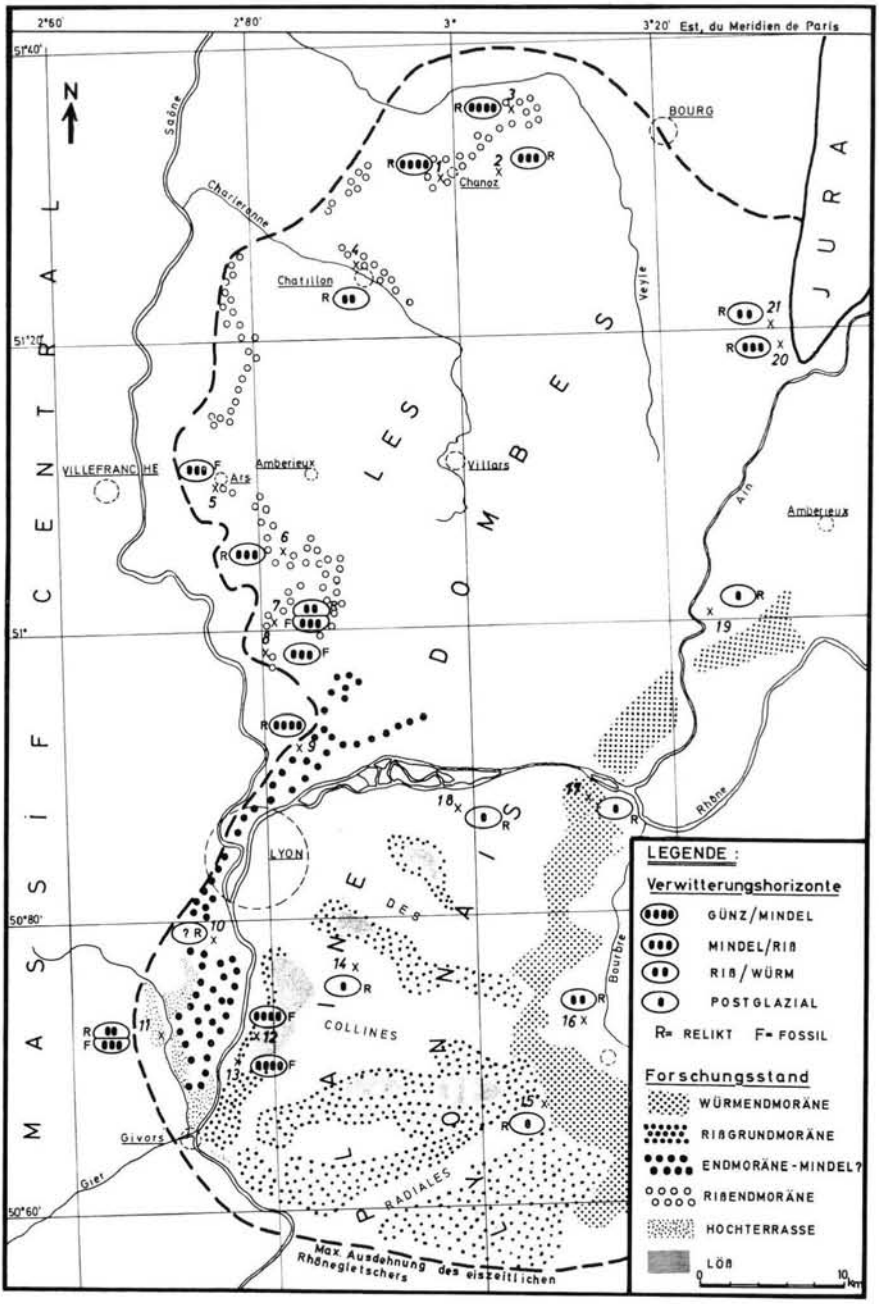


Abb. 10. Karte der im Text genannten Aufschlüsse. (Entwurf und Zeichnung: U. KUHNE.)

Nördlich Lyon sind es vorzugsweise alte Endmoränenreste, die aufgrund datierter relikter sowie fossiler Bodenproben diese Aussage ermöglichten, während südlich Lyon vor allem die fossilen Böden der Aufschlüsse Les Sept Chemins (11), Solaise (12) und Serezin (13) diese Hypothese stützen.

Wie steht es nun mit der Anwendbarkeit dieser Methode in verschiedenen Untersuchungsgebieten?

Daß sie anwendbar ist, habe ich gezeigt, glaube aber, daß Unterschiede klimatischer und schotterpetrographischer Art in den Versuchsdaten zum Ausdruck kommen müssen.

Wie sehr diese Vermutung zutrifft, ist aus Abb. 8 ersichtlich, die einen Vergleich von ermittelten Alterskurven relikter Bodenproben aus dem Bereich des nördlichen Alpenvorlandes nach FRITZ (1968) und den von mir ermittelten Alterskurven von Bodenproben des westlichen Alpenvorlandes darstellt.

Für fossile Böden lassen sich ähnliche Verhältnisse ermitteln.

Für diese Phasenverschiebung der Alterskurven glaube ich folgende Gründe verantwortlich machen zu können:

a) Unterschiedliche Bodendurchfeuchtung im Jahresablauf (Abb. 9).
b) Unterschiedliche Mineralzusammensetzung des Bodenausgangssubstrates und die dadurch entstehenden Tonminerale und Tonmineralanteile. Aufgrund der unterschiedlichen Verwitterungsstabilität kommt es auch zu unterschiedlichen Korngrößenverteilungen, folglich auch zu unterschiedlicher Porosität und unterschiedlichen Steighöhen, die zugleich durch verschiedene Tonmineralbestände beeinflußt werden.
c) Schließlich bewirkt das Erhitzen der Proben auf 200° C nach METZGER (1966) nicht für alle Tonmineralzusammensetzungen den gleichen Effekt.

Es bleibt demnach abschließend festzustellen, daß die physikochemische Methode zur relativen Altersgliederung warmklimatischer Verwitterungshorizonte wohl zu brauchbaren Ergebnissen geführt hat. Sie ist also auch in unterschiedlichen glazigenen Einzugsbereichen anwendbar. Berücksichtigt muß allerdings werden, daß für jedes Arbeitsgebiet andere Einordnungsbereiche zu erwarten sind, sofern keine Homogenität in Klima und Ausgangssubstrat vorliegt, die im Versuch gewonnenen Daten diesbezüglich nur lokale Gültigkeit besitzen können.

Anhand weiterer Untersuchungen wird versucht, für diese neue Hypothese brauchbare Unterstützungen zu finden.

Literatur

BOURDIER, F.: Le Bassin du Rhône au Quaternaire, Bd. I u. II, Paris 1961/62.

FRITZ, W.: Versuch einer relativen Altersgliederung von relikten und fossilen Bodenproben aus dem Iller-Riß-Gebiet und dem Riedlinger Becken anhand chemisch-physikalischer Untersuchungsmethoden. — Magisterarbeit, Geograph. Inst. Hdlbg. 1968. Kurze Zusammenfassung erschienen in Heidelberger Geogr. Arbeiten H. 20, 107—124, Heidelberg 1968.

KUHNE, U.: Versuch einer Altersgliederung warmklimatischer Verwitterungshorizonte aus dem glazial überformten Gebiet der Dombes und der Plaine Lyonnaise anhand relativ datierter Bodenproben durch physikochemische Untersuchungsmethoden. — Staatsexamensarbeit, Geogr. Inst., Heidelberg 1968.

METZGER, K.: Physikochemische Untersuchungen an fossilen und relikten Böden im Nordgebiet des alten Rheingletschers. — Diss. Heidelberg 1966, Heidelberger Geogr. Arb., H. 19, Heidelberg 1968.

THORNTWAITE, C. W. u. MATHER, J. R.: The Water Balance. — Publications in climatology VIII/1, Centerton 1955.

Manuskr. eingeg. 30. 3. 1969.

Anschrift des Verf.: Udo Kuhne, 69 Heidelberg-Kirchheim, Langgarten 34.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 68-71	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Eine erste ^{14}C-Datierung für das Paudorf-Interstadial am Alpensüdrand

Fossiles Holz aus dem Val Caltea in der Monte Cavallo-Gruppe
Venezianische Voralpen (Italien)

Von Friderun Fuchs, Frankfurt/Main

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung. In der Monte Cavallo-Gruppe fand Verf. in Stauseesedimenten fossile Holzstücke, für die die ^{14}C-Datierung ein Alter von 29350 ± 460 Jahren vor 1950 n. Chr. ergab. Die schluffigen Ablagerungen, die in etwa 900 m, fast 80 m über dem heutigen Flußbett des T. Caltea aufgeschlossen sind, ruhen auf Schottern und werden von Moräne überlagert.

Aufgrund seiner stratigraphischen Lage und seines ^{14}C-datierten Alters kann das Holz *(Picea abies* bzw. *Larix)* einem zeitlichen Äquivalent des Paudorf-Interstadials zugeordnet werden. Dieser Fund von Großresten ermöglicht somit eine erste absolute Datierung des Paudorf-Interstadials für die Südalpen und Oberitalien.

Summary. In the Monte Cavallo Range / Venetian Prealps (Italy) the author discovered fossil wood for which the radiocarbon dating proved an age of 29.350 ± 460 years before 1950 A. D. The material was found at an elevation of 900 m a.s.l., 80 m above the riverbed of the Caltea Creek. It is bedded in between a series of silt-layers underlain by gravel. The whole section exposed is covered by morainic deposits.

The stratigraphic position and the age of the wood due to the radiocarbon dating presumably refer it to the Paudorf Interstadial. This finding of fossil macroscopic remains allows a first absolute dating of the Paudorf Interstadial in the Southern Alps and Northern Italy.

Die Monte Cavallo-Gruppe in den südlichen Kalkvoralpen östlich des Piavetales trägt deutliche Spuren einer eiszeitlichen Lokalvergletscherung.

Im oberen Val Caltea ist seit 1966 ein dunkelgraues schluffiges Sediment aufgeschlossen, das vorher in diesem Gebiet nicht beobachtet werden konnte. Vermutlich sind es Stauseeablagerungen, die in der Korngrößenverteilung ein Maximum im Bereich des Schluffs zeigen (6,0 % Ton, 84,4 % Schluff, 9,2 % Feinstsand, 1,2 % > 0,1 mm). Sie gewinnen besondere Bedeutung dadurch, daß sie zahlreiche fossile Holzstücke enthalten.

An der rechten Flanke des tiefeingeschnittenen Tales sind die Stauseeablagerungen an zwei Stellen — ca. 80 m über dem heutigen Flußbett — aufgeschlossen.

In einem neugeschaffenen Wegeinschnitt erreicht der dunkelgraue (Munsell-Farbtafel feucht 10 YR 4/1) Schluff eine Mächtigkeit von ca. 3 m. Im Hangenden folgen hellere (feucht 10 YR 7/3) Sand- und Kieslagen (20—50 cm), die dann in Moräne (bis 4 m) übergehen (Abb. 1). Im Bereich des Aufschlusses läßt sich beobachten, wie der Schluff von der hangenden Moräne immer mehr gekappt wird und schließlich völlig auskeilt. Unter dem Schluff sind schwach geschichtete Schotter gerade noch aufgeschlossen. Sie sind im Kontakt zum Schluff angewittert und durch ein fahlbraunes bis gelbes Bindemittel (trokken 10 YR 7/4—6) verkittet. Zwischen Schluff und Schottern ist eine scharfe Grenze.

Die Stauseesedimente sind außerdem in einer Runse aufgeschlossen, die in ca. 200 m Entfernung talabwärts liegt und bis zum Talboden reicht. Der Schluff, der auch Holzstücke enthält, dürfte, da er in etwa gleicher Höhe auftritt, die Fortsetzung der Stauseeablagerungen des ersten Aufschlusses darstellen. Hier erreicht dieses Sediment eine Mächtigkeit von ca. 5 m und wird ebenfalls von Moräne überdeckt. Die auflagernde Moräne läßt sich übrigens vom einen zum anderen Aufschluß verfolgen, wo sie entlang eines Weges in noch größerer Mächtigkeit angeschnitten ist. Im Liegenden des Schluffs kehren die schwach geschichteten Schotter wieder. Darunter bietet sich in der Runse ein Einblick in deren Unterlage. Sie besteht aus einem vorwiegend grobblockigen Material, das z. T. verkittet, viel-

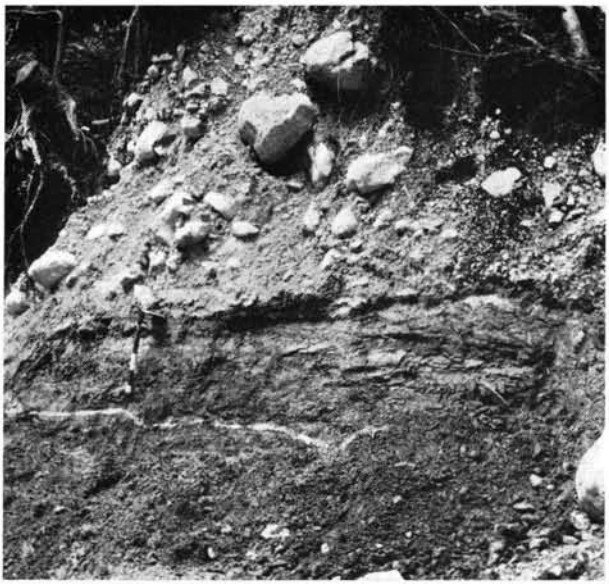


Abb. 1. Aufschluß am Wegeinschnitt im oberen Val Caltea zeigt die Stauseesedimente (mit ^{14}C-datiertem Holz) unter der hangenden Moräne.

fach verstürzt ist, was seine Deutung einigermaßen erschwert: Im Vergleich mit anderen Aufschlüssen in der Monte Cavallo-Gruppe läßt es sich weder einwandfrei als Moräne (sonst mehr kantengerundete Blöcke, höherer Anteil kleinerer Korngrößen) noch als zerrüttetes Anstehendes, wie es an tektonischen Störungslinien auftritt (Tal liegt im Bereich einer Störungslinie) deuten. Die Möglichkeit, daß es sich um Bergsturzmaterial handelt, ist nicht auszuschließen.

Bei näherer Betrachtung läßt sich in den Stauseeablagerungen ein charakteristischer Wechsel von hellen und dunklen Schichten feststellen. Die dunkelgrauen (feucht 10 YR 4/1) Schichten sind meist 0,5—1,5 cm dick. Das Material ist etwas feinkörniger als in den hellen (feucht 10 YR 7/1) Schichten, wo außer Schluff auch Sand und Kies auftreten. Über den hellen Lagen folgen fast immer nur mm-dünne dunkelbraune Einlagerungen, in denen das Holz angereichert ist.

In der periodischen Wiederkehr der Schichten scheint ein jahreszeitlicher Wechsel der Ablagerungen zum Ausdruck zu kommen.

Die Holzstücke sind meist kleine und mittelgroße Äste, auch Teile von Wurzeln (20—40 cm lang, zwischen 2,5—6,5 cm breit und zwischen 1—3 cm dick; ein besonders großes Stück war fast 1 m lang, 30 cm breit und 4 cm dick).

Für das Holz wurde mit Hilfe der Radiocarbon-Methode ein Alter von 29 350 ± 460 Jahren vor 1950 n. Chr. ermittelt. Die Analyse verdanke ich Herrn Dr. M. A. Geyh vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover.

Die paläobotanische Bestimmung mehrerer Holzstücke ergab Fichte *(Picea abies)* bzw. Lärche *(Larix)*, da zwischen beiden auf holzanalytischem Wege nicht eindeutig unterschieden werden kann (Frenzel 1964). Das Vorkommen von *Picea abies* ist jedoch durch die Bestimmung von jungen Fichtenzweigen mit Rinde und Fichtennadeln gesichert; andererseits spricht der Fund eines Lärchenkurztriebes auch für *Larix*. — Alle paläobotanischen Untersuchungen besorgte dankenswerterweise Herr Dr. F. Schaarschmidt vom Senckenberg-Museum in Frankfurt/Main.

Bei der Suche nach Pollen wurden festgestellt: *Picea* (überwiegend), *Pinus* (hoher An-

teil) und Nichtbaumpollen: *Gramineen* u. a. (häufig), Laubhölzer (keine). *Picea-* und *Pinus*-Pollen sind in allen Proben des Profils vertreten.

Außer dem pflanzlichen Material wurden kürzlich noch ein Knochen sowie mehrere Flügeldecken von Insekten gefunden. Die Untersuchungen hierzu sind noch nicht abgeschlossen.

Die Aufschlußverhältnisse im oberen Val Caltea und die Altersstellung des fossilen Holzes lassen sich folgendermaßen deuten:

Bei der Unterlage der Schotter kann es sich also, falls Anstehendes nicht in Frage kommt, um ältere Moräne oder Bergsturzmaterial handeln. Es scheint, als hätte dieses Material zur Bildung des Stausees beigetragen.

Die Ablagerung der darüber folgenden Schotter in dieser Höhe über dem heutigen Talboden erklärt sich am besten durch einen Stau im weiteren Verlauf des Tales. Die Frage, ob die Schotter fluvialer oder glazifluvialer Entstehung sind, muß offen bleiben. Ein Boden läßt sich darauf nicht erkennen. Die Ursache für Verwitterung und Verkittung direkt unter dem Schluff kann eine längere Stauwasserwirkung sein.

Die Einbettung von Holz in großer Fülle zeigt an, daß während der Schluffsedimentation zahlreiche Bäume in der Umgebung des Stausees gestanden haben müssen.

Schon die Tatsache, daß Fichten in 900 m Höhe und darüber existieren konnten, spricht für eine wärmere Phase in jenem Abschnitt der Würmeiszeit. Die auflagernde Moräne zeigt dagegen, daß später eine Klimaverschlechterung ein erneutes Vordringen der Gletscher über dieses Areal hinaus ermöglicht hat. Auch ein Vergleich der rezenten Waldgrenze mit eiszeitlichen Verhältnissen ergibt, daß es sich um eine Wärmeschwankung gehandelt haben muß; denn die heutige Waldgrenze, die nicht über 1700 m hinaufreicht, dürfte während der letzteiszeitlichen Vergletscherungsphasen eine Absenkung um wenigstens 1000 m erfahren haben. Die würmeiszeitliche Schneegrenze lag in der Monte Cavallo-Gruppe zwischen 1350—1400 m (Fuchs 1969), und der Abstand zwischen Wald- und Schneegrenze beträgt im allgemeinen 700—900 m (von Klebelsberg 1949, 664). Die Existenz von Fichten während der Entstehung des Stausees zeigt auch, daß die Phase der Klimabesserung bereits vorher eingesetzt hat, da man eine gewisse Zeitspanne für die Wiedereinwanderung der Baumflora in Rechnung stellen muß. Allerdings konnte die Einwanderung sehr rasch erfolgen; denn die letzteiszeitlichen Refugien der Fichte lagen nach Firbas (1949) am Fuß der südöstlichen Alpen.

Während heute im Val Caltea Buchenwald vorherrscht und Fichten nur an schattigen Standorten wachsen, weist die Dominanz von Fichte und Lärche in den Stauseeablagerungen auf ein damals kühleres Klima hin. Ähnliche Relationen ergeben sich aus der unterschiedlichen Bodenbildung in Oberitalien (Fränzle 1960).

Im Vergleich mit den ^{14}C-Datierungen, die man bisher für das Paudorf-Interstadial kennt — Zusammenstellung der verfügbaren Daten bei Frenzel (1967) — liegt auch der Fund aus dem Val Caltea im Bereich dieser Wärmeschwankung.

Die überlagernden Moränen gehören dann in das darauffolgende Würm-Stadial, das den maximalen Vorstoß dieser Eiszeit brachte (Fränzle 1965). Beweise dafür lassen sich allerdings in der Monte Cavallo-Gruppe bis jetzt noch nicht erbringen. Spätglaziale Moränen treten erst in 4 km Entfernung von den beschriebenen Aufschlüssen in ca. 1200 m Höhe auf. Sie lassen sich in Dimension und Lage deutlich von den Moränen des letzten Würm-Stadial unterscheiden.

Für das Paudorf-Interstadial, seit langem bekannt und am besten erforscht in den Lößgebieten von Niederösterreich und Mähren (Fink 1962, Klima u. a. 1962), fand Fränzle (1965) entsprechende Böden in der nördlichen Po-Ebene. Dieses Interstadial kann nun auch durch eine absolute Datierung für den Südrand der Alpen belegt werden. Bislang fehlen Paudorf-^{14}C-Daten sowohl für die Südalpen (Frenzel 1967) als auch für Norditalien (Mancini 1963).

Literatur

FINK, J.: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. — Archaeologica Austriaca, **31**, 1—18, Wien 1962.

FIRBAS, F.: Waldgeschichte Mitteleuropas, Bd. 1, Jena 1949.

FRÄNZLE, O.: Interstadiale Bodenbildungen in oberitalienischen Würm-Lössen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**, 196—205, Öhringen 1960.

— : Die pleistozäne Klima- und Landschaftsentwicklung der nördlichen Poebene im Lichte bodengeographischer Untersuchungen. — Abh. Math.-Naturw. Kl. d. Akad. Wiss. u. Lit. zu Mainz, **8**, Mainz 1965.

FRENZEL, B.: Zur Pollenanalyse von Lössen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 5—39, Öhringen 1964.

— : Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. — Die Wissenschaft, **129**, Braunschweig 1967.

FUCHS, F.: Studien zur Karst- und Glazialmorphologie in der Monte Cavallo-Gruppe/Venezianische Voralpen (Italien). — Frankfurter Geogr. Hefte, **47**, Frankfurt/Main 1969.

KLEBELSBERG, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien 1948/49.

KLIMA, B., KUKLA, J., LOŽEK, V. & DE VRIES, H.: Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolni Vestonice (Unter-Wisternitz). — Anthropozoikum, **11**, 93—145, Praha 1962.

MANCINI, F.: Le variazioni climatiche in Italia dalla fine del Riss all'Olocene. — Boll. Soc. Geol. Ital., **81**, 181—214, Roma 1963.

MUNSELL: Soil Color Charts. — Baltimore USA 1954.

Manuskr. eingeg. 12. 10. 1968.

Anschrift der Verf.: Dr. Friderun Fuchs, Geographisches Institut der Univ. Frankfurt, 6 Frankfurt/Main, Senckenberganlage 36.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 72-75	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Zur ^{14}C-Datierung des Würm-II/III-Interstadials mit Hilfe von Radiokohlenstoffmessungen an Höhlensinter und Schlußfolgerungen für die Wasseraltersbestimmung

Von Herbert W. Franke, Kreuzpullach, und Mebus A. Geyh, Hannover

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung. Die Ergebnisse der ^{14}C-Altersbestimmungen von Kalksinter-Proben aus dem Würm II/III-Interstadial werden diskutiert. Es scheint mit derartigen Untersuchungen möglich zu sein, das bisher vorhandene Bild über das Paläoklima abzurunden oder sogar zu verfeinern. Der Versuch, die ^{14}C-Ergebnisse in Temperaturwerte zu übersetzen, führt zu Widersprüchen mit den bisherigen Vorstellungen, die vermutlich ihre Ursachen in dem komplizierten Mechanismus der Sinterbildung und in der Problematik der Radiokohlenstoff-Datierung von Kalksintern haben.

Summary. First results of ^{14}C-age determinations of stalagmite samples formed during the Paudorf-Interstadial are discussed. By means of such investigations it seems possible to complete the present knowledge available of the paleo-climate. The attempt to interprete the ^{14}C-ages as paleo-temperatures leads to inconsistencies with the existing conceptions. The reasons presumably lie in the complicated mechanism of the formation of calcite and the difficulties in its radiocarbon dating.

Wie früher gezeigt wurde (Franke 1966), kann mit Hilfe der Radiokohlenstoffmethode Höhlensinter datiert werden und eine chronologische Gliederung des Jungpleistozäns und des Holozäns erfolgen. Das ist möglich, weil die Sintergenerationen Repräsentanten vegetationsbegünstigender Perioden darstellen. Der Schluß auf klimatische Bedingungen erfolgt allerdings indirekt. Das stärkste Sinterwachstum wird warm-feuchten Zeiten zugeschrieben (Franke 1967), doch erfolgt Versinterung auch unter allen anderen, dem Pflanzenwuchs zuträglichen Bedingungen (Geyh & Schillat 1965).

Eine Unterscheidung von Klimaphasen, die sich nur relativ wenig durch Temperaturen und Niederschlagswerte voneinander abheben, wird von der Statistik vieler ^{14}C-Daten erwartet. Zwar liegen heute für die Ermittlung detaillierter Aussagen noch zu wenig Ergebnisse vor, doch ist eine Häufung der ^{14}C-Modellalter von Sinter im warm-feuchten Atlantikum unverkennbar. Viel eindeutiger sollten noch die Grenzen von Hocheiszeiten, in denen nahezu keine Ablagerung von sekundärem Kalk (Geyh & Schillat 1965) erfolgte, gegenüber Interglazialen oder Interstadialen festzulegen sein.

Als Bestätigung dieser Annahme kann die Übereinstimmung der bisher vorliegenden Sinterdaten mit dem gut gesicherten Zeitmaßstab der ausklingenden Eiszeit gelten. Während der eigentlichen Glazialperiode ist so gut wie kein Sinterwachstum nachweisbar. Es setzt erst wieder während des Übergangs zum wärmeren Klima ein (Franke & Geyh, i. Dr.). Daß dieser Vorgang allmählich und nicht überall gleichzeitig erfolgt, dürfte auf die unterschiedliche örtliche Entwicklung der postglazialen Vegetation zurückzuführen sein.

Die Chronologie der ausklingenden Eiszeit, für die mehrere Datierungsmethoden — insbesondere die Warwenchronologie und die Radiokohlenstoffbestimmung organischer Proben — übereinstimmende Resultate lieferten, darf heute im großen und ganzen als gesichert angesehen werden. Nicht ganz problemlos ist dahingegen die Einordnung des Würm-II/III-Interstadials in den absoluten Zeitmaßstab. Als Paudorfer Interstadial bezeichnet, wurde ihm in Europa auf Grund von ^{14}C-Datierungen an Meeressedimenten und anderen organischen Stoffen eine Periode zwischen 39 000 bis 27 000 Jahren vor der Gegenwart zugeschrieben (van der Hammen u. a. 1967). Auf Grund der ermittelten Isotopentemperaturen von Bohrkernen der Karibischen See dieses Abschnittes (Emiliani 1965)

konnte der Nachweis für ein weltweites mildes Klima erbracht werden, das zwischen 46 000 bis 25 000 Jahren vor der Gegenwart geherrscht haben soll. Auch die jüngsten biostratigraphischen Analysen von Bohrkernen aus dem Indischen Ozean bestätigen das Vorhandensein des Würm-II/III-Interstadials für eine Zeit zwischen 42 000 und 22 500 Jahren vor heute (Frerichs 1968). Da sich alle diese Arbeiten auf marine Verhältnisse beziehen, sind ergänzende kontinentale Daten von besonderem Interesse. Sie wurden von Radiokohlenstoffanalysen an Kalksinterproben aus mitteleuropäischen Höhlen erhalten. Neben der schon erwähnten Häufung von Sinteraltern im Bereich zwischen rund 10 000 und 2 000 Jahren vor der Gegenwart[1]) wurde eine andere zwischen 40 000 und 25 000 bis 22 000 ^{14}C-Jahren vor der Gegenwart gefunden. Da bei 40 000 Jahren vor der Gegenwart die Meßgrenze der ^{14}C-Methode für Kalksinter liegt, ist der größere Wert nicht signifikant. Die zeitliche Begrenzung zur Gegenwart hin steht in guter Übereinstimmung mit den vorgenannten Anschauungen. Selbstverständlich muß eine Bestätigung dieser Schlußfolgerung mit einer größeren Zahl von ^{14}C-Daten erfolgen, da die Beendigung der Sinterwachstumsphase in diesem Zeitbereich bisher nur durch einige wenige Stalagmitenspitzen verschiedener Höhlen angezeigt wurde (Abb. 1).

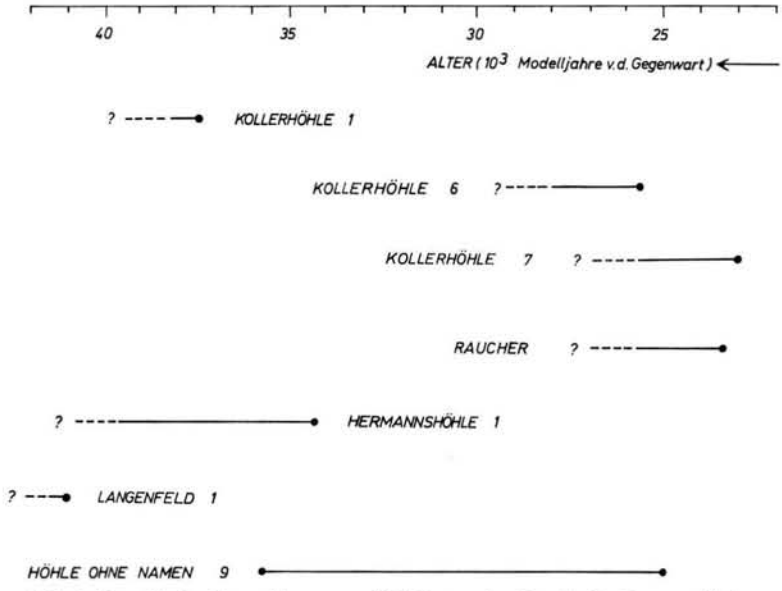


Abb. 1. Graphische Darstellung von ^{14}C-Daten des Paudorfer Interstadials.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen könnten auch im Hinblick auf die Beantwortung der Frage nach den Paläotemperaturen von Bedeutung sein (Geyh & Schillat 1965, Labeyrie et al. 1966). Es scheint nach den bisherigen Erfahrungen eine Grenztemperatur zu geben, unterhalb derer normalerweise keine nennenswerte Sinterbildung mehr erfolgt (Franke 1967). Wenn man die heute in Mittelgebirgshöhlen beobachtbare schwache Kalkausscheidung damit in Beziehung bringt, könnte der Grenzwert im Bereich der derzeit dort herrschenden mittleren Jahrestemperaturen liegen. Merklich wärmer war es im Atlantikum, in dem die stärkste postglaziale Sinterbildung stattfand. Aus dem ebenfalls mächtigen Sintervorkommen im Paudorfer Interstadial könnte demnach gefolgert werden, daß das damalige Klima milder war als das heutige. Die aus dieser Warmzeit stam-

1) Die ^{14}C-Modellalter von Kalksinter wurden unter der Annahme berechnet, daß die ^{14}C-Konzentration von rezenten Proben dieser Art um 15 % kleiner ist als die von organischem Material.

mende Sintergeneration — etwa der Kollerhöhle bei Winzenberg/Niederösterreich — ist mindestens ebenso mächtig wie die aus dem Atlantikum stammende (FRANKE, GEYH & TRIMMEL i. E.). Für das Vorhandensein einer Grenztemperatur für die Bildung von Kalkkonkretionen spricht auch das Ergebnis der Datierung einer Stalagmitenspitze aus der Raucherhöhle, Totes Gebirge/Oberösterreich, die ein ^{14}C-Modellalter von 23 300 ± 1 150 Jahre vor der Gegenwart aufweist (FRANKE 1967). Da in dieser Höhle — wie auch in anderen Hochgebirgshöhlen — die nacheiszeitliche Sintergeneration fehlt, könnte sogar angenommen werden, daß die mittleren Jahrestemperaturen im Paudorfer Interstadial höher lagen als im postglazialen Klimaoptimum. Hierzu im Widerspruch stehen einige andere Befunde. Nach EMILIANI (1965) lagen die mit Hilfe isotopenphysikalischer Untersuchungen ermittelten Meerestemperaturen des Paudorfer Interstadials um 3° C unter den heutigen. BERTALAN & KRETZOI (1965) geben den Unterschied auf dem Kontinent mit 5° C an. Auch mit der von SHEPARD (1960)inzwischen vielfach bestätigten Kurve über die Veränderung der Meeresspiegelhöhe mit der Zeit ist die Temperaturhypothese nicht in Einklang zu bringen.

Eine ander Deutung ergibt sich, wenn man annimmt, daß in dem Interstadial die CO_2-Produktion in den oberen Bodenschichten hauptsächlich durch Zersetzung von Kalk durch Humussäure erfolgte. Daß dieser Vorgang zumindestens im Mittelgebirge leicht möglich ist, zeigt das Ergebnis einer ^{14}C-Datierung eines rezenten Stalaktiten aus der Charlottenhöhle bei Hürben/Baden-Württemberg (ADAM et al. 1968). Mit einem ^{14}C-Modellalter von 8 700 Jahren vor heute war das Zustandekommen dieses Bildungsprozesses für Kalksinter bestätigt. Die hohen $\delta\,^{13}C$-Werte, die für das Paudorfer Interstadial erwiesen sind, (GEYH & SCHILLAT 1965) unterstützen diese Deutungsmöglichkeit. Geologisch gesehen könnten die starken Bodenbildungen die notwendige Humussäure geliefert haben — unerklärlich wäre nur, warum die mit Hilfe der Kalksinter-Altersbestimmungen gefundene zeitliche Grenze für das Ende das Paudorfer Interstadials mit der mit Hilfe anderer Untersuchungen ermittelten so gut übereinstimmt.

Eine Klärung dieser Diskrepanzen ist dringend erforderlich, da z. B. der Nachweis höherer Temperaturwerte im Würm-II/III-Interstadial beträchtliche Konsequenzen für viele Einordnungsversuche nach sich ziehen würde. Beispielsweise brauchten dann die Knochenlager des Höhlenbären und der Höhlenbärenjäger aus dem Hochgebirge (EHRENBERG 1965) nicht bis ins Riß-Würm-Interglazial zurückgestuft zu werden.

Andererseits wäre mit der Bestätigung der Temperaturhypothese ein weiterer Beweis für die erfolgreiche Anwendbarkeit der ^{14}C-Methode auf Kalksinter und Wasser gefunden.

Die bisherigen, sich teilweise widersprechenden Ergebnisse lassen aber vermuten, daß nicht allein die Temperatur, sondern vielmehr ein kompliziertes Zusammenwirken von Temperatur, Feuchte und Vegetation für die Intensität des Sinterwachstums bestimmend ist. Das schließt nicht aus, daß dabei die Wärme der dominierende Faktor ist.

Zu danken ist der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die die Durchführung der Arbeit finanziell unterstützte, und den Herren Heinz ILMING, Dr. Hubert TRIMMEL und Karl TROTZL, die sich an der Probenentnahme beteiligten.

Literatur

BLEICH, K. E.: Zur Geologie der Charlottenhöhle. Publiziert in: ADAM, K. D., BINDER, H., BLEICH, K. E. & DOBAT, K.: Die Charlottenhöhle bei Hürben. — Abh. z. Karst- u. Höhlenkunde, Reihe A, H. 3, 1—20, München 1968.

BERTALAN, K. & KRETZOI, M.: Die Bedeutung der ungarischen Karst- und Höhlensedimente für die Geochronologie. — III. Intern. Kongr. f. Speläologie, IV, 63—68, Wien 1965.

EHRENBERG, K.: Zum Lebensraum von Höhlenbär und Höhlenbärenjäger. — III. Intern. Kongr. f. Speläologie, IV, 21—26, Wien 1965.

Emiliani, C.; zitiert nach Bertalan, K. & Kretzoi, M.: Die Bedeutung der ungarischen Karst- und Höhlensedimente für die Geochronologie. — III. Intern. Kongr. f. Speläologie, IV, 63—68, Wien 1965.

Franke, H. W.: Ein speläochronologischer Beitrag zur postglazialen Klimageschichte. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 149—152, Öhringen 1966.

Franke, H. W.: Isotopenverhältnisse in sekundärem Kalk — geochronologische Aspekte. — Atompraxis, **13**, 363—366, Karlsruhe 1967.

Franke, H. W. & Geyh, M. A.: Grundriß einer Chronologie der Kalksinterablagerungen in Höhlen; i. E.

Franke, H. W., Geyh, M. A. & Trimmel, H.: Ergebnisse einer Radiokohlenstoffdatierung von Sintergenerationen der Großen Kollerhöhle bei Winzendorf (N.-Ö.); i. E.

Frerichs, W. E.: Pleistocene-Recent Boundary and Wisconsin Glacial Biostratigraphy in the Northern Indian Ocean. — Science **159**, 1456—1458, Washington 1968.

Geyh, M. A. & Schillat, B.: Messungen der Kohlenstoff-Isotopenhäufigkeit von Kalksinterproben aus der Langenfelder Höhle. — Aufschluß, **17**, 315—323, Göttingen 1965.

van der Hammen, T., Maarleveld, G. C., Vogel, J. C. & Zagwijn, W. H.: Stratigraphy, Climatic-Succession and Radiocarbon Dating of the Last Glacial in the Netherlands. — Geol. Mijnbouw, **46**, 79—95, 's-Gravenhage 1967.

Labeyrie, J., Duplessy, J. C., Delibrias, G., Letolle, R.: Etude des températures des climats anciens par la mesure de O^{18}, de C^{13} et de C^{14} dans les concrétions des cavernes. — Radioactive dating and methods of Low-Level-Counting, IAEA Wien, 153—160, Wien 1967.

Shepard, F. P.: Rize of sea level along north-west Gulf of Mexico. — In: Am. Ass. Petr. Geol., 338—344, Tulsa (Oklahoma) 1960, keine Band-Nr. — Sammelband unter Bezeichnung: „Recent sediments, north-west Gulf of Mexico, 1951—1958".

Manuskr. eingeg. 27. 10. 1968.

Anschrift der Verf.: Dr. Herbert W. Franke, 8024 Kreuzpullach, Post Deisenhofen, und Dr. Mebus A. Geyh, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 76-83	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen aus Lieth bei Elmshorn

Von Burchard Menke, Kiel

Mit 1 Abbildung und 4 Tafeln

Zusammenfassung. In der „Meinert'schen Kalkgrube" in Lieth bei Elmshorn (Westholstein) wurde durch pollenanalytische Untersuchungen an organogenen Ablagerungen, die hier in einer Karstsenke liegen, eine altpleistozäne, vor-cromerzeitliche Schichtfolge nachgewiesen. Ihre Vegetationsentwicklung läßt eine Reihe von Klimaschwankungen erkennen. Die Möglichkeit ihrer Eingliederung in die bisherige Altpleistozän-Stratigraphie wird diskutiert.

Summary. Organic layers, situated in a sink whole of the surface of the Zechstein, digged off in the "Meinert Lime Pit" in Lieth (Elmshorn, Schleswig-Holstein — NW Germany), were deposited during a Pre-Cromerian period of the Early-Pleistocene. By means of pollen-analytical intestigations several oscillations of the climate were discovered. It is a matter of discussion, in how far they fit in the development of the Early Pleistocene, known up to now.

1. Einleitung

Seit Jahrzehnten beansprucht die „Meiert'sche Kalkgrube" in Lieth bei Elmshorn großes erdgeschichtliches Interesse (Gripp 1964, Dücker & Menke 1968). Abgebaut wird hier der Zechsteinkalk. Seine Oberfläche ist von Verkarstungserscheinungen gekennzeichnet. Die Karstsenken haben als „Sedimentfallen" eine besondere Bedeutung. Ihre Füllungen bestehen aus Sanden und organogenen Ablagerungen, die hier vor Abrasion geschützt waren. Neue Aufschlüsse aus den Jahren 1966/67 und 1968 bieten die Möglichkeit einer erneuten vegetationsgeschichtlichen Bearbeitung derartiger organogener Ablagerungen (Dücker & Menke 1968, Lüttig, Menke & Schneekloth 1967). Besonders herzlich danken wir den Gebrüdern Hell, Inhaber der Liether Kalkwerke, für ihre Erlaubnis und ihr Entgegenkommen.

2. Lagerung und Petrographie

Die organogenen Ablagerungen bestehen aus extrem gepreßten Torfen und Mudden, die eine braunkohleartige Konsistenz haben. Es sind mehrere Flöze vorhanden, die durch Sande und (in geringerem Maße) Schluffe voneinander getrennt sind (Abb. 1). Der neue Aufschluß liegt an der Südflanke einer Karstsenke. Die Schichten fallen mit durchschnittlich etwa 40—60° zur Senke hin ein, sie streichen in Ost—West-(bis ESE—NNW)-Richtung. Die Flöze sind stark zerklüftet, besonders starke Störungen weist der Komplex „C" (Abb. 1) auf. Die oberflächennahen Schichten der Serie sind jeweils mehr oder minder stark „verbrodelt". Darüber liegen Fließerden, die mit einer windkanterführenden Steinsohle abschließen. Dann folgen geschichtete „Decksande", in die drei humose Horizonte eingelagert sind, deren oberer durch eine etwa 4 cm mächtige torfige Humuslage und eine deutliche Bleicherde gekennzeichnet ist (wahrscheinlich Alleröd-Interstadial).

Für die pollenanalytischen Untersuchungen wurden sorgfältig solche Profile ausgewählt, die keine Lagerungsstörungen erkennen ließen; trotzdem ist im Profil „Bremsberg" (Tafel I) offenbar eine solche vorhanden.

3. Darstellung

Die Darstellung der Pollendiagramme (Tafel I bis IV) erfolgte nach dem „Iversen-Verfahren" mit der Gesamtsumme der Pollen (mit Ausnahme der Wasserpflanzen- und *Cupressaceae/Taxodiaceae*-Pollen) als Bezugsbasis („Grundsumme"). Die Sporen und Wasserpflanzen-Pollen wurden auf die Grundsumme bezogen, die *Cupressaceae/Taxodiaceae*- (incl. „*Juniperus*-Typ") Pollen auf

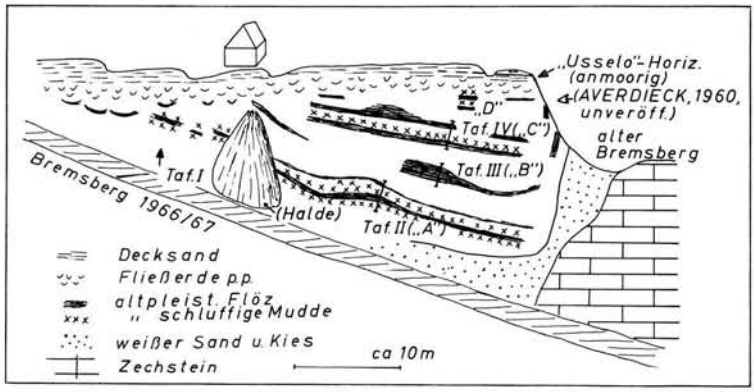


Abb. 1. Lagerungsverhältnisse im Aufschluß 1968 am Bremsberg der Meinert'schen Kalkgrube in Lieth nach einer Faustskizze. Blick nach Norden.

die um diese Typen vermehrte Grundsumme. Die Summe der „Bäume und Sträucher" (im folgenden kurz als „Baumpollen" bezeichnet) schließt *Corylus, Myrica, Salix, Alnus* cf. *viridis, Frangula*-Typ, *Ilex*, „*Rhamnaceae*-Typ" u. a. ein. Der Pollen vom „*Rhamnaceae*-Typ" konnte allerdings noch nicht bestimmt werden; wahrscheinlich handelt es sich nicht um eine *Rhamnacee*. Eine Beschreibung und Diskussion der Pollentypen ist an dieser Stelle aus räumlichen Gründen nicht möglich. Sie wird später nachgeholt werden. Die Pollenerhaltung war im allgemeinen sehr gut.

4. Vegetationsentwicklung

4.1 Begriffsbestimmung

Die Pollendiagramme lassen auf eine Anzahl von Klimaschwankungen schließen. Von einer „Warmzeit" wird im folgenden gesprochen, wenn eine „vollständige", d. h. mit einer thermophilen Gehölzflora kulminierende Waldentwicklung nachweisbar ist. Die Grenze einer „Kaltzeit" zur Warmzeit wird an den Beginn bzw. das Ende einer „subarktischen Parklandschaft" (ZAGWIJN 1957, 1960) gelegt. Schwierig wird die Entscheidung ob eine Kaltzeit vorliegt oder nicht, wenn die Entwicklung von einer thermophilen Gehölzflora nicht bis zu einer eindeutig „subarktischen Parklandschaft" führt.

Wenn die Vegetationsentwicklung während einer Warmzeit auf eine zeitweilige, merkliche Abkühlung schließen läßt, ohne daß diese zu einer „subarktischen Parklandschaft" führt, so wird der „kühle" Abschnitt im folgenden als „Kryophase", die sie flankierenden „warmen" Abschnitte werden als „Thermophasen" bezeichnet.

Führt die Entwicklung in „warmen" Abschnitten innerhalb einer Kaltzeit bis höchstens zu „borealen" Waldtypen, so werden diese Abschnitte als „Interstadial", der vorangehende bzw. folgende „kalte" Abschnitt wird als „Stadial" bezeichnet. Die Abgrenzung eines Interstadials zur Warmzeit wird unsicher, wenn in geringem Maße eine thermophile Gehölzflora auftritt. Es ist zu berücksichtigen, daß thermophile Gehölze (z. B. *Ulmus, Quercus)* heute weit in die borealen Regionen vordringen. Außerdem müssen die heutigen Vegetationszonierungen und Arealgrenzen nicht unbedingt auch als Modelle für die früheren Verhältnisse brauchbar sein.

Diese Definitionen können natürlich nur für ein bestimmtes Gebiet gelten; wenn z. B. die Waldentwicklung während eines bestimmten Zeitabschnittes in Schleswig-Holstein bis zu einer „subarktischen Parklandschaft" führte, so muß dies natürlich nicht auch für ganz Mitteleuropa zutreffen. Damit werden aber auch Konnektierungen über größere Gebiete hinweg u. U. schwierig sein. Zur Zeit kann daher nur versucht werden, die Entwicklung zunächst jeweils ganz lokal so weit wie möglich zu rekonstruieren.

4.2 Ekholt-Kaltzeit

An der Basis des Flözes „A" (Abb. 1, Tafel I und II) liegt eine schluffige, gelbbraune Mudde. Das NBP/BP-Verhältnis ist hier sehr hoch (Zone E). Der Baumpollen erreicht jeweils nur geringe Anteile. Pollen thermophiler Taxa ist nur in Spuren vorhanden, die sich auf sekundärer Lagerstätte befinden dürften, wie auch der Pollen typischer Tertiär-

gehölze, der — wie in allen stark mineralhaltigen Ablagerungen der Serie — ebenfalls in Spuren vorhanden ist. Unter den „Kräutern" sind vor allem *Artemisia, Thalictrum, Rubiaceae* und *Rosaceae* zu nennen; häufig wurden auch Sporen vom *Selaginella selaginoides*-Typ gefunden. Im übrigen dominiert der *Gramineen-* und *Cyperaceen*-Pollen, während die *Ericales*-Anteile noch gering sind.

Die Pollenspektren sind zweifellos als Ausdruck einer offenen, kaltzeitlichen Vegetation zu werten. Der Verlauf der weiteren Entwicklung spricht ebenfalls klar für diese Deutung. Diese Kaltzeit wurde als „Ekholt"-Kaltzeit bezeichnet (DÜCKER & MENKE 1968).

Die Vegetation enthielt — so weit die Pollenanalysen darüber Auskunft geben — im Gegensatz zu den bisher in Schleswig-Holstein näher untersuchten Floren des Saale- und Weichsel-Spätglazials — anscheinend kaum typisch basiphile Heliophyten. Möglicherweise herrschten mehr oder minder oligotrophe Bedingungen.

4.3 Nordende-Warmzeit

An der Grenze zwischen der schluffigen Mudde und den mineralarmen, organogenen Ablagerungen (Mudde) beginnt die „Nordende"-Warmzeit (DÜCKER & MENKE 1968) mit einem markanten Abfall des NBP/BP-Verhältnisses und der *Salix*-Anteile, sowie einer Zunahme der *Betula*-Anteile als Ausdruck der einsetzenden Bewaldung (Tafel I und II). Die „Birken-Zeit" (N_1) ist nur schwach ausgeprägt. Mit ihrem Beginn nehmen die Pollenanteile vom *Alnus viridis*-Typ (der sich gut vom *Alnus glutinosa*-Typ abtrennen läßt) deutlich zu.

Die heutige *Alnus viridis* ist eine strauchförmige Erle, die in zahlreichen Sippen (die heute als selbständige Arten aufgefaßt werden) in den borealen Gebieten (und in den montan-subalpinen Regionen der Gebirge) Eurasiens (außer Nordeuropa) und Nordamerikas verbreitet ist. Die Grünerle bevorzugt feuchte Standorte auf kalkarmen, mäßig sauren Böden. In den Alpen tritt sie bestandbildend vor allem in kühl-humider Klimalage im subalpinen Knieholzgürtel auf, während sie in tieferen Lagen vor allem in Schneerunsen und an Bachrändern zu finden ist (OBERDORFER 1962).

Während der „Kiefern-Zeit" (N_2) setzt sich der Abfall des NBP/BP-Verhältnisses fort. *Alnus* cf. *viridis* kulminiert mit Anteilen um 3—4 %. Von Anfang an ist der Pollen thermophiler Taxa vorhanden: Zuerst erscheint *Ulmus*, dann *Quercus*, später der Pollen vom *Alnus glutinosa*-Typ. Im Laufe des Abschnittes breitet sich *Osmunda* aus, eine thermophile Farngattung, die saure Humusböden bevorzugt. Mit dem Beginn der „Ersten Mischwald-Zeit" (N_3) setzt etwa gleichzeitig die Hauptausbreitung von *Alnus cf glutinosa, cf Ostrya* (auch *Ostryopsis* und *Carpinus*-Arten können in Betracht kommen) und *Ulmus* sowie der Beginn der Ausbreitung von *Carpinus* ein. Zuerst kulminieren *Ulmus* und *cf Ostrya*, dann erreicht *Quercus* eine starke Dominanz. Die *Pinus*-Anteile sinken auf geringe Werte, so daß die Kiefer als Waldbildner wohl keine nennenswerte Rolle mehr spielte. In den Spektren der Ersten Mischwald-Zeit drücken sich Waldtypen eines gemäßigten Klimas aus, in denen Ulme, Eiche, Hopfenbuche (oder Verwandte) eine große Rolle spielten, die Hainbuche sich ausbreitete, während Kiefer, Fichte, Eibe, Hasel wohl nur eine sehr untergeordnete Bedeutung hatten, Tanne und Linde aber anscheinend fehlten. Bezeichnend ist der allmähliche Rückgang des Pollens vom *Alnus viridis*-Typ. Es folgt eine „Zweite Mischwald-Zeit" (N_4), die durch höhere *Carpinus-* und geringere *Quercus-* und *cf Ostrya*-Anteile, vor allem jedoch durch die Ausbreitung von *Eucommia* und *Pterocarya* gekennzeichnet ist. In diesem Abschnitt ist der *cf Cupressaceae*-Pollen („*Juniperus*-Typ") etwas häufiger; es kann sich um Pollen von Tertiär-Relikten handeln. Pollen weiterer Tertiär-Relikte tritt in Spuren auf *(cf Celtis, Symplocos, cf Clethra* u. a.). Sie befinden sich wohl auf primärer Lagerstätte, können aber fernverbreitet sein. Erwähnenswert sind zahlreiche Pollenfunde von *Ilex*, während *Myrica*-Pollen praktisch nicht vorhanden ist.

4.4 Krückau-Kaltzeit

Die Entwicklung bricht mit einer geringmächtigen Sandschicht ab (Tafel II). Darüber liegt wieder eine sandig-schluffige Mudde (K_0) mit ähnlichen Kriterien wie im Abschnitt E, jedoch mit erheblicher *Ericales-*, *Myrica-* und *Alnus cf viridis*-Beteiligung. Diese Unterschiede schließen — wie auch die Lagerungsverhältnisse — eine Verdoppelung der unteren Serie aus, so daß es sich hier um eine jüngere Kaltzeit handelt. Zu erwähnen sind Sporenfunde vom *Selaginella selaginoides-* und *Selaginella helvetica*-Typ, von *Lycopodium selago* und wiederum höhere Anteile von *Artemisia* und *Thalictrum*. Die Umgebung war also offenbar eine ozeanisch-subarktische Landschaft mit Gebüschen und Heiden. Pollen und Sporen thermophiler Taxa, die in Spuren auftreten, befinden sich wohl auf sekundärer Lagerstätte. Mit dem Abschnitt K_0 beginnt somit eine Kaltzeit, die als „Krückau"-Kaltzeit bezeichnet wurde (Dücker & Menke 1968).

Dann folgt erneut eine geringmächtige, organogene Serie mit einer „Birken-Zeit" (K_1), einer „Kiefern-Zeit" (K_2), in der *Ulmus* und *Quercus* wieder geschlossene Kurven erreichen, und einer beginnenden „Mischwald-Zeit" (K_3), in der sich *Alnus cf glutinosa, Quercus, Ulmus, Carpinus* und *Osmunda* erneut kurzfristig ausbreiten. *Pinus, Alnus cf viridis* und *Myrica* bleiben in diesen Abschnitten gut vertreten. Die Entwicklung wird dann offenbar erneut durch einen Rückschlag (K_4) abgebrochen, demzufolge die thermophilen Elemente wieder verschwinden. In den Abschnitten K_3 und K_4 breiten sich *Alnus cf viridis* und vor allem Ericales stark aus. Es scheint jetzt auch *Larix* vorhanden gewesen zu sein. Läßt man mit dem Abschnitt K_0 eine selbständige Kaltzeit beginnen, wie es hier aufgrund der oben gegebenen Definition geschehen ist, so sind die Abschnitte K_1 bis K_3 als ein Interstadial anzusehen, der Abschnitt K_4 als ein Stadial.

Zwischen den Flözen „A" und „B" (Abb. 1) liegt eine Sandschicht von wechselnder (in diesem Fall 1,60 m) Mächtigkeit. Sie kann wohl mit dem für den Abschnitt K_4 wahrscheinlich gemachten Klima-Rückschlag in Beziehung gebracht werden.

Das Flöz „B" (Tafel III) ist auf diesem Sand allem Anschein nach natürlich gewachsen. Petrographisch besteht es hauptsächlich aus Ablagerungen eines *Ericales-Sphagnum*-Moores. In diesem Zusammenhang sind ein Pollenfund von *Drosera*, Sporenfunde vom *Lycopodium inundatum*-Typ und hohe *Ericales*-Anteile zu nennen. Das braunkohlenartige Material enthält *Sphagnum*-Reste, *Tilletia*-Sporen und z. T. reichlich Pilzhyphen, wie dies ähnlich auch von holozänen Ablagerungen aus Heide- und trockneren Hochmooren geläufig ist. Gelegentlich gefundene *cf Pinus*-Tracheiden lassen Lokalvorkommen von *Pinus* vermuten. Größere Hölzer sind allerdings selten. Weiterhin ist vor allem im älteren Teil mit gelegentlichen Lokalvorkommen von *Alnus cf viridis* und *Myrica* zu rechnen.

Unter den Baumpollen (Tafel III) herrschen *Pinus* und *Betula*. Erheblich vertreten sind außer den *Ericales* (darunter *Calluna)* weiterhin vor allem *Alnus cf viridis, Myrica* und *Cupressaceae*-Typen. Pollen vom *Larix*-Typ, der anscheinend vor allem in „borealen" Spektrentypen auftritt, ist ebenfalls nicht selten. Andererseits erreichen aber auch Pollen und Sporen thermophiler Taxa nicht unerhebliche Anteile; vor allem sind zu nennen: *Alnus cf glutinosa, Ulmus, Quercus, Carpinus* und *Osmunda*. Ihre Anteile überschreiten aber (mit Ausnahme von *Alnus cf glutinosa)* in keiner Probe 5 % der Pollensumme. Die *Carpinus*-Anteile bleiben im Durchschnitt sogar unter 1 %. Der Pollen vom *Ostrya*-Typ und von *Corylus* erreicht mehr oder minder geschlossene Kurven, jedoch kann er fernverbreitet sein. *Eucommia*-Pollen tritt vor allem im jüngeren Teil des Abschnittes K_5 mit geringen Anteilen auf, während Pollenfunde von *Pterocarya* auf zwei Proben beschränkt bleiben. Beide Taxa müssen nicht in der engeren Umgebung vorgekommen sein.

Die Deutung der Spektren ist nicht einfach: Der Umgebungsniederschlag wird durch den zweifellos erheblichen Lokalniederschlag relativ gedrückt, wobei sich das Ausmaß freilich schwer beurteilen läßt. Trotzdem sprechen die Spektren für mehr oder minder

boreal-subboreale Verhältnisse. Das wird besonders deutlich, wenn man das Flöz „C" (Tafel IV) zum Vergleich heranzieht, in dem zweimal ganz ähnliche Lokalverhältnisse herrschten. Der mächtige Torf des Flözes „B" spricht nicht gegen mehr oder minder „boreale" Verhältnisse: Heide- und *Sphagnum*-Moore sind sowohl in ozeanisch-gemäßigten als auch in borealen Zonen verbreitet.

Thermophile Elemente können vor allem unter eu-ozeanischen Bedingungen mehr oder minder weit in die borealen Gebiete vordringen. Erinnert sei in dem Zusammenhang auch an das heutige Vorkommen mediterraner Arten in England und Irland.

Es läßt sich insgesamt wohl die Auffassung vertreten, der Abschnitt K_5 (Tafel III) sei als ein großes Interstadial der Krückau-Kaltzeit anzusehen; es wird vorläufig als „Ellerhoop-Interstadial" bezeichnet.

Andererseits muß aber auch zur Diskussion gestellt werden, ob die im ganzen geringen Anteile thermophiler Taxa lediglich durch eine lokale Überrepräsentanz vor allem des *Ericales*- und *Pinus*-Pollens verursacht sein können. In diesem Fall ließe sich das Flöz „B" als eine warmzeitliche Ablagerung auffassen.

Man könnte dazu u. a. auf die häufigen Pollenfunde von *Eucommia* verweisen. Die heutige, in Ostasien beheimatete *Eucommia ulmoides* ist eine ausgesprochen thermophile Art (WANG 1961). Damit wissen wir über die Ansprüche der im späten Tertiär bei uns heimischen *„Eucommia europaea"* (MÄDLER, zit. ZAGWIJN 1960), um die es sich wohl im vorliegenden Fall handelt, allerdings noch nichts.

Eine eindeutige Entscheidung, welche von beiden Möglichkeiten der Deutung zutrifft, ist zur Zeit noch nicht möglich. Im Abschnitt K_6 herrschten dagegen zweifellos „boreale" Verhältnisse; das Verschwinden der thermophilen Elemente ist eindeutig belegt. Abgesehen von einer Zunahme der *Alnus cf viridis-*, *Cyperaceen-* und *Gramineen*-Anteile sind die Veränderungen im übrigen gering. Später (K_7) wird das Moor allmählich mit Sand überdeckt. Im Verein mit dem im Abschnitt K_6 nachgewiesenen Klima-Rückschlag läßt sich diese Sandschicht ursächlich mit arktisch-subarktischen Verhältnissen in Beziehung bringen. Sieht man den Abschnitt K_5 als ein Groß-Interstadial der Krückau-Kaltzeit an, wie es hier geschehen ist, so gehört der hangende Sand des Flözes „B" dieser Kaltzeit als stadiale Ablagerung an.

4.5 Tornesch-Warmzeit

Das Flöz „C" (Abb. 1, Tafel IV) ist auf dem hangenden Sand des Flözes „B" offenbar natürlich gewachsen. Das Flöz setzt mit einem Torf ein, der überwiegend in einem *Ericales-Sphagnum*-Moor gewachsen ist. Dann folgt eine tonig-schluffige, sandstreifige Mudde; das Moor wurde also überflutet. Diese Mudde wird von einer mineralarmen Mudde überlagert. Die limnischen Ablagerungen wurden dann übersandet (ca. 40 cm Sand). Auf dem Sand wuchs zunächst ein Ried- oder Übergangsmoor, später wieder ein *Ericales-Sphagnum*-Moor auf. Stellenweise ist im Hangenden noch eine geringmächtige Mudde vorhanden, dann folgt die Sandschicht, die das Flöz „C" vom nächsten Flöz „D" trennt.

Die Vermoorung setzt im Laufe einer Warmzeit (Zone TA, Tafel IV) ein, deren älteste Abschnitte daher nicht erfaßt sind. Neben den geläufigen thermophilen Gehölzen *(Quercus, Ulmus, Carpinus, Corylus, Alnus cf glutinosa)* sind wiederum *cf Ostrya, Eucommia* und *Pterocarya* vorhanden. Dazu kommt in geringem Maße Pollen weiterer thermophiler Tertiär-Relikte *(Clethra*-Typ, *Phellodendron* u. a.). Die thermophile *Osmunda* ist ebenfalls vorhanden. Trotz des wohl erheblichen Lokaleinflusses kommt der thermophile Charakter der Vegetation klar zum Ausdruck. Anfangs trug das Moor anscheinend den Charakter eines Ried- oder Übergangsmoores *(Gramineae, Cyperaceae, Thalictrum, Rubiaceae, Lythrum, Gentianaceae* einerseits, *Ericales, Sphagnum, Lycopodium cf inundatum* andererseits), später den eines reinen *Ericales-Sphagnum*-Moores.

Auf die „Thermophase" (TA) folgt eine „Kryophase" (TB), in der die Pollenanteile der thermophilen Taxa ständig abnehmen. Zuerst verschwinden weitgehend die Pollen

vom *Ostrya*-Typ, vom *Clethra*-Typ, von *Eucommia* und *Pterocarya* und die Sporen von *Osmunda* (TB_1), während der Pollen vom *Alnus viridis*-Typ erneut langsam zunimmt. Im folgenden Abschnitt (TB_2) kann die deutliche Zunahme der *Artemisia*-Anteile auf eine gewisse Auflichtung des Waldes hinweisen. Innerhalb des Baumpollens bildet sich eine schwache *Betula*-Dominanz heraus. Pollen und Sporen „borealer" Elemente, *Alnus cf viridis, cf Larix, Lycopodium cf selago,* werden häufiger, während die Pollenanteile thermophiler Elemente ein Minimum durchlaufen. Trotz der Seeablagerung spielt der *Ericales*-Pollen immer noch eine große Rolle; vielleicht war die Umgebung mehr oder minder verheidet. Das Klima hatte wohl einen ozeanischen Charakter *(Lycopodium cf inundatum, Myrica).* Ob es schon als subarktisch bezeichnet werden darf, läßt sich nicht sicher entscheiden. Von der Beantwortung dieser Frage hängt es aber ab, ob der Abschnitt TB als eigene Kaltzeit oder als „Kryophase" der Tornesch-Warmzeit angesehen wird. Hier wird die zweite Auffassung vertreten. Im Vergleich zum Abschnitt K_0 (Tafel II) hatte die Vegetation dort einen deutlicher subarktischen Charakter.

Die jüngere „Thermophase" der Tornesch-Warmzeit (TC) setzt mit einem Abschnitt (TC_1) ein, in dem die *Ulmus, cf Ostrya-* und *Quercus*-Anteile wieder etwas zunehmen, während die *Alnus cf viridis-* und *cf Larix*-Anteile kulminieren. Zunächst wird eine mineralarme Mudde abgelagert, die große Mengen an Pollen und Sporen von Wasserpflanzen führt. Vor allem treten *Brasenia*-Pollen und *Isoetes*-Sporen auf, daneben Pollen von *Myriophyllum, Nymphaea, Alisma, Utricularia* und *Potamogeton.* Sie weisen auf ein wieder günstigeres Klima hin.

Im folgenden Abschnitt (TC_2) nehmen die Pollenanteile der „borealen" Elemente, wie *Alnus cf viridis* und *cf Larix,* wieder ab, während die Anteile von *Quercus* und *Ulmus* weiter ansteigen. *Carpinus-* und *Eucommia*-Pollen sind wieder regelmäßig beteiligt. Im Abschnitt TC_3 erscheint dann auch *Pterocarya,* während *Carpinus* und *Quercus* kulminieren.

In der hangenden Mudde (Zone „P") ist offenbar erneut ein „kalter" Abschnitt erfaßt worden, von dem sich aber noch nicht sicher sagen läßt, ob er einer Kaltzeit oder einer „Kryophase" angehört.

Die Tornesch-Warmzeit zeigt also bisher eine markante Dreiteilung mit den „Thermophasen" TA und TC und der „Kryophase" TB. Die Pollenflora der „Thermophasen" ist derjenigen der Nordende-Warmzeit ähnlich, aber anscheinend etwas ärmer an Spuren von Tertiär-Relikten.

5. Diskussion

5.1 Umfang der Lieth-Serie

Außer dem Hiatus zwischen den Abschnitten N_4 und K_0 (Tafel II) haben sich bisher keine Hinweise auf wesentliche Schichtlücken ergeben (wenn man von dem gegenüber der Klimabesserung offenbar verspäteten Beginn der Vermoorung in den Flözen „B" und „C" absieht). Wahrscheinlich umfaßt aber auch dieser Hiatus keine sehr große Zeitspanne. Die Kalt- und Warmzeiten gehören also einer anscheinend ununterbrochenen Abfolge an. Sie soll als „Lieth-Serie" bezeichnet werden. Diese Serie setzt sich im Flöz „D" (Abb. 1) weiter fort und ist auch mit diesem Flöz möglicherweise noch nicht abgeschlossen, doch kann darauf an dieser Stelle nicht eingegangen werden.

5.2 Kriterien der Lieth-Serie

Die „warmen" Abschnitte der Lieth-Serie zeichnen sich vor allem durch den Pollenniederschlag von Mischwäldern aus. Unter den Koniferen war hier nur *Pinus* stärker vertreten (sofern diese überhaupt eine Rolle spielten), während *Abies* anscheinend fehlte. *Picea* war wohl durchgehend, aber nur gering verbreitet, möglicherweise in mehreren Arten. Unter den Laubhölzern dominierte *Quercus.* In den jeweils jüngeren Abschnitten war auch *Carpinus* stärker vertreten. Regelmäßig waren vor allem *Ulmus, cf Ostrya* so-

wie in den jeweils jüngeren Abschnitten *Eucommia* und *Pterocarya* beteiligt. *Corylus* spielte nur eine geringe Rolle. Auffallend ist das nahezu völlige Fehlen von *Tilia*. Ferner kamen — wenigstens in der weiteren Umgebung — noch einige weitere Tertiär-Relikte vor. *Carpinus* verhielt sich praktisch wie eine Komponente des „Eichen-Mischwaldes", so daß eine klare Trennung in „EMW-Zeit" und „Hainbuchen-Zeit" nicht möglich ist. Die *Ericales*, darunter *Calluna*, spielten im jüngeren Teil der Serie eine zunehmend größere Rolle, desgleichen *Myrica* (die in der Nordende-Warmzeit offenbar noch fehlte) und *Lycopodium cf inundatum*. Daraus kann wohl auf eine zunehmende Ozeanität des Klimas geschlossen werden.

Die „kalten" Abschnitte zeichneten sich wohl hauptsächlich durch subarktische bis arktische Verhältnisse aus. Mit Ausnahme der Ekholt-Kaltzeit bestand die Vegetation der „kalten" Abschnitte wohl hauptsächlich aus *Ericales*-Heiden, durchsetzt mit Kräutern, wie *Artemisia, Thalictrum, Lycopodium selago, Selaginella* u. a., sowie Gebüschen aus *Salix, Myrica, Alnus cf viridis* und *Betula*. Auch hieraus läßt sich auf ein ozeanisches Klima schließen.

Zu Beginn der Warmzeiten und in den Interstadialen hatte die Vegetation einen mehr oder minder „borealen" Charakter. Sie bestand aus Birken- und Kiefern-Wäldern mit *cf Larix* und *Alnus cf viridis*, die hier ihre Hauptverbreitung hatten, ferner *Myrica* und wohl auch mit einem gewissen Anteil thermophiler Gehölze.

5.3 Stratigraphische Stellung der Lieth-Serie

Eem- und Holstein-Warmzeit scheiden für die Beurteilung der stratigraphischen Stellung der Lieth-Serie aufgrund ihrer völlig andersartigen Vegetationsentwicklung von vornherein aus.

Der „Cromer-Komplex" ist im einzelnen noch unzureichend bekannt; er scheint heterogen zu sein (Erd 1965, Grüger 1967, West 1962, West & Wilson 1966). Ein Teil der hierher gestellten Vorkommen enthält *Eucommia*, ein anderer anscheinend nicht (Grüger 1967). *Pterocarya* und *cf Ostrya* wurden bisher im „Cromer-Komplex" nicht nachgewiesen, desgleichen *Alnus cf viridis*. Außerdem ist den „cromerzeitlichen" Ablagerungen — gemeinsam, daß sich eine EMW-Zeit klar von einer Hainbuchen-Zeit abtrennen läßt (Andersen 1965, Grüger 1967, Müller 1965, West, zit. Benda, Lüttig & Schneekloth 1967, Zagwijn & Zonneveld 1956). Somit läßt sich die Lieth-Serie nicht in den „Cromer-Komplex" stellen.

Die typische Pollenvergesellschaftung der Lieth-Serie wurde aber von Zagwijn (1957, 1960, 1963) in altpleistozänen Ablagerungen in Holland nachgewiesen, so daß die Lieth-Serie in diesen Komplex gehört, also älter als der „Cromer-Komplex", aber jünger als das Pliozän ist.

Im einzelnen ist über das Altpleistozän in Mitteleuropa erst sehr wenig bekannt. Untersuchungen an rein organogenen Ablagerungen lagen bisher noch nicht vor; die Stratigraphie konnte daher praktisch nur an Bohrproben aus tieferen Bohrungen mit z. T. großen Probenabständen erarbeitet werden (Zagwijn 1957, 1960, 1963), so daß sich schwer beurteilen läßt, wie weit das Altpleistozän vollständig erfaßt ist.

Der Verlauf der Tornesch-Warmzeit (Tafel IV) läßt sich anscheinend zwanglos mit dem der Waal-Warmzeit (vgl. vor allem Bohrung „Eindhoven I", Zagwijn 1963) vergleichen, wenn man von Lokaleinflüssen absieht. Damit sind die Möglichkeiten einer zwanglosen Konnektierung aber auch schon erschöpft:

Faßt man das Flöz „B" als ein Groß-Interstadial auf (für das in der holländischen Eburon-Kaltzeit eine Parallele nicht recht erkennbar ist), so sollte die „Nordende-Warmzeit" in das Tegelen gehören und wäre als „Tegelen C" (Zagwijn 1963) anzusehen. Das würde bedeuten, daß das „Tegelen A" (Belfed-Ton) vom „Tegelen C" durch eine echte Kaltzeit („Ekholt-Kaltzeit") getrennt sein müßte, wofür aber aus Holland keine Anhaltspunkte vorliegen. Außerdem ist die pollenanalytische Übereinstimmung zwischen dem

„Tegelen C" in Holland und der „Nordende-Warmzeit" im einzelnen nicht gut. In Holland spielen *Pinus* und *Picea* eine ungleich größere Rolle als in Lieth, ferner tritt dort Pollen zahlreicher Tertiär-Relikte häufig auf, *Carya, Tsuga, Actinidia, Coriaria, Parthenocissus, Magnolia* u. a., ferner sind *Tilia*- und *Abies*-Pollen in Holland ziemlich regelmäßig beteiligt. Freilich können bei den pollenfloristischen Unterschieden lokale und regionale Vegetationsunterschiede mitspielen.

Sieht man das Flöz „B" dagegen als eine warmzeitliche Ablagerung an, so müßte diese in das „Tegelen C", die „Nordende-Warmzeit" dagegen in das „Tegelen A" gestellt werden. Man käme in diesem Fall zwar mit der Annahme lediglich eines „kühlen" Abschnittes zwischen beiden aus, jedoch wäre dann die Übereinstimmung noch schlechter, zumal das „Tegelen A" in Holland durch die Anwesenheit von *Fagus* charakterisiert ist.

Weiterhin ist im Flöz „D" wahrscheinlich noch wenigstens eine weitere Zone mit einer mehr oder minder thermophilen Vegetation (in der *Eucommia* vorkam) vorhanden, die sich schwer in die holländische Gliederung einfügen läßt.

Die stratigraphische Stellung der Lieth-Serie wird sich daher erst mit größerer Sicherheit beurteilen lassen, wenn der Anschluß an das Pliozän gelingt. Ein laufendes Bohrprogramm des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein dient u. a. diesem Ziel.

Zitierte Literatur

Andersen, Sv. Th.: Interglacialer og interstadialer i danmarks kvartaer. — Medd. Dansk Geol. Foren. **15**, 4, 486—506, København 1965.

Benda, L., Lüttig, G. & Schneekloth, H.: Aktuelle Fragen der Biostratigraphie im nordeuropäischen Pleistozän. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 218—223, Öhringen 1966.

Dücker, A. & Menke, B.: Das Altpleistozän von Lieth bei Elmshorn. — Geol. Jb., **86**, 791—796, Hannover 1968.

Erd, K.: Pollenanalytische Untersuchungen im Altpleistozän von Voigtstedt in Thüringen. — Paläont. Abh. A, II, 2/3, 259—272, Berlin 1965.

Gripp, K.: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. 411 S., Neumünster (Wachholtz) 1964.

Grüger, E.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**, 204—235, Öhringen 1967.

Lüttig, G.: Menke, B. & Schneekloth, H.: Über die biostratigraphische Forschung im nordeuropäischen Pleistozän-Stand 1967. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**, 236—239, Öhringen 1967.

Müller, H.: Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). — Geol. Jb., **83**, 327—352, Hannover 1965.

Oberdorfer, E.: Pflanzensoziologische Exkursionsflora für Süddeutschland. 987 S., Stuttgart (Ulmer) 1962.

Wang, C. W.: The forests of China with a survey of grassland and desert vegetation. — Maria Moors Cabot Foundation publ. 5, Cambridge, Mass. 1961.

West, R.: Vegetational history of the Early Pleistocene of the Royal Society borehole at Ludham, Norfolk. — Proc. Roy. Soc. B, **155**, 437—453, London 1962.

West, R. & Wilson, D. G.: Cromer Forest Bed Series. — Nature **209**, 5022, 497—498, London 1966.

Zagwijn, W. H.: Vegetation, climate and time correlations in the Early Pleistocene of Europe. — Geol. en Mijnb., N. S. **19**, 233—244, s'Gravenhage 1957.

— : Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. — Meded. Geol. Sticht., Serie C-III-1 No. 5, 5—78, Maastricht 1960.

— : Pollen-analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands. — Meded. Geol. Sticht. N. S., **16**, 49—72, Maastricht 1963.

Zagwijn, W. H. & Zonneveld, J. I. S.: The interglacial of Westerhoven. — Geol. en Mijnb. N. S., **18**, 37—46, s'Gravenhage 1956.

Manuskr. eingeg. 24. 12. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. B. Menke, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, 23 Kiel, Mecklenburger Straße 22/24.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 84-89	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Zum Problem der saaleeiszeitlichen Terrassenbildungen im Unterlauf der Werre

Von J.-H. Henke, Rotenhagen

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung. Die problematische Stellung der saaleeiszeitlichen Terrassenablagerungen der Werre, die sich aus der einschlägigen Literatur und den Geologischen Karten ergibt, veranlaßte den Verf. zu Terrassenuntersuchungen am Unterlauf der Werre bei Gohfeld und Bad Oeynhausen. Vor allem wurden der stratigraphische Aufbau der Ablagerungen untersucht und Rundungsmessungen an Quarzkörnern vorgenommen.

Als Beispiel wird die Terrasse bei Gohfeld, Nähe Bahnhof, an der eiszeitlichen Einmündung des Sudbaches in die Werre näher beschrieben und klimatisch gedeutet.

Im Hangenden des Terrassenkörpers befinden sich solifluidaler Wanderschutt bzw. Niederterrassenablagerungen, im Liegenden saaleeiszeitliche Sande und Kiese mit tieferreichenden Frostrukturen.

Bei den Kiesen handelt es sich um nordische Feuersteine; die Porphyre und Granite stammen aus dem Thüringer Wald und sind daher ursprünglich von der Weser herantransportiertes, mehrfach umgelagertes Material. Die überwiegende Mehrzahl der Quarzkörner ist mittelmäßig gerundet und auf jeden Fall transportbeansprucht.

Für eine einheitliche Fließgeschwindigkeit des Flusses und Akkumulation im Mittelterrassenkörper spricht die relativ gute Sortierung, denn Anzeichen für Staubeckenbildungen wurden bisher nicht gefunden. Zu Beginn der Saaleeiszeit lag die Talsohle der Werre bei Gohfeld im Lias etwas über dem Niveau der heutigen Talaue.

Die Anknüpfungen der Terrassen des Werreunterlaufs an die saaleeiszeitlichen Flußablagerungen im Wesersystem konnten festgestellt werden.

Summary. The classification of the fluviatile deposits of the river Werre showing its problematic character in the literature on the subject, caused the author to study the terraces of the lower course of the Werre near Gohfeld and Bad Oeynhausen.

The stratigraphy of the layers and the roundings of quartz grains were taken into special consideration.

By way of example the terraces near the station of Gohfeld are closely described and examined according to climatic changes during the ice age:

Two different horizons could be distinguished:

1) Keuper débris caused by solifluction, fluviatile deposits of the Lower Terrace respectively,
2) sands and pebbles of the Saale glacial epoch with periglacial frost-structures.

The pebbles consisted of Scandinavian flints; the porphyries and granites are originated in the Thüringer Wald.

Most of the quartz grains have a moderate rounding, proving in any case that they were transported by water.

The sorting is relatively good and indicates a uniform flowing speed of the river and accumulation in a Middle Terrace, for deposits in slack water could not be detected.

In the early Saale the bed of the river Werre was at the level of the recent bottom of the valley, reaching Lias.

The reference to the Middle Terrace of the river Weser could be stated.

Die Bestimmung der saaleeiszeitlichen Sand- und Kiesablagerungen im Gebiet der Werre gestaltet sich aus folgenden Gründen recht schwierig: Die Schmelzwasserablagerungen des Inlandeises liegen über und unter der Grundmoräne und scheinen sich nicht von den Sanden der Niederterrassen zu unterscheiden. Auch morphologisch ist die Abgrenzung der älteren eiszeitlichen Ablagerungen zu denen der Niederterrassen undeutlich. Die Terrassenränder steigen zu den Hängen meist kontinuierlich an, so daß eine Einordnung der Terrassen nur nach morphologischen Gesichtspunkten kaum möglich ist. Leider

wurden auch keine interglazialen Ablagerungen festgestellt, auf Grund derer man eine Gliederung hätte vornehmen können.

Die problematische Stellung der saaleeiszeitlichen Terrassenbildungen spiegelt sich auch in der einschlägigen Literatur wider: MESTWERDT (1922, S. 29), der sich sehr um die Bestimmung der älteren eiszeitlichen Ablagerungen bemühte, stellte in den Erläuterungen zum Geologischen Blatt Herford-Ost, Nr. 2083 folgendes Gesamtprofil der Entwicklung des Taldiluviums der Werre auf:

(Jüngste) Eiszeit: Aufschüttung der Unteren Terrasse,
Letzte Interglazialzeit: Ausfurchung in zwei Talstufen von verschiedener Höhenlage,
(Mittlere) Eiszeit: Mischung der Vorschüttsande mit Schottern einheimischer Gesteine.

DRIEVER (1921, S. 79) setzt die 20-, 5- und 2-m-Terrassen im Werre-Else-System zu den saaleeiszeitlichen Schotterablagerungen an der Porta in Beziehung und bezeichnet sie als postglazial.

Auf der Geologischen Karte von Bad Oeynhausen, im Maßstab 1 : 25 000, Nr. 3718 (hrsg. 1938), die von KOERT sowie STACH bearbeitet und von DIENEMANN ergänzt wurde, werden im Bereich der Werre eine Untere Terrasse der letzten Eiszeit (Delta 3s) und Schmelzwasserablagerungen der vorletzten Eiszeit (ds) kartiert. In den Erläuterungen zu den Geologischen Blättern Melle, Quernheim und Oeynhausen von DIENEMANN (1939, S. 49 ff) werden zwar saaleeiszeitliche Ablagerungen näher beschrieben, eine Mittlere Werreterrasse wird jedoch nicht erwähnt. Auch ZIERCKE (1960, S. 51) verzeichnet an der Werre keine Mittlere Terrasse, wobei allerdings zu beachten ist, daß ältere Sande und Kiese im Unterlauf der Werre durchaus diskutiert wurden (S. 75 ff).

In der Literatur werden also die eiszeitlichen Ablagerungen der Werre verschieden gedeutet.

Der folgende Beitrag versucht, das Problem der älteren Sande und Kiese am Nordhang des „Herforder Keupervorsprunges" zur Liasmulde hin zwischen Gohfeld und Bad Oeynhausen durch Untersuchungen hinsichtlich des stratigraphischen Aufbaus der Ablagerungen und Rundungsmessungen an Quarzkörnern zu lösen.

Für die sedimentpetrographischen Analysen ist der Verf. den Herren Direktor Dr. LÜTTIG und Dr. MATTIAT vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover zu Dank verpflichtet (vgl. Abt. Nr. 60 769—60 770).

Nach vorläufiger Aufnahme zieht sich mit nur kleinen Unterbrechungen ein einheitlich aufgebauter Terrassenkörper von Gohfeld bis Bad Oeynhausen entlang der Bahnlinie Bielefeld—Minden hin. Seine Ausdehnung fällt etwa mit der Fläche zusammen, die auf der Geologischen Karte Oeynhausen, Nr. 3718, als ds bzw. dm ausgeschieden wurde. Die Geländeoberfläche der Terrasse liegt bei Gohfeld 57,5 m, bei Bad Oeynhausen am Mittelbach 56,5 m über NN. Auf einer Strecke von 1,5 km Luftlinie entspricht das Gefälle im Terrassenkörper mit ca. 1 m dem in der Talsohle der Werre gemessenen Wert. Die Mächtigkeiten der Terrassenablagerungen betragen bei Gohfeld mehr als 3 m, im Aufschluß am Mittelbach mindestens 6 m, denn der Liasuntergrund wurde hier nicht erreicht.

Als Beispiel wird der Terrassenkörper an der weichseleiszeitlichen Einmündung des heutigen Sudbaches in die Werre (H: 52° 12′ 12″, R: 8° 45′ 30″) näher beschrieben und klimatisch gedeutet. Er liegt ca. 7—10 m über der Talaue der Werre und wird von der Bahnlinie Löhne/W.—Bad Oeynhausen durchschnitten.

Die Bestimmung des Vereisungsalters durch Gesteinsanalyse der Kiese mußte scheitern, da die Ablagerungen außer Feuersteinen kein nordisches Material aufwiesen. Von kristallinen Gesteinen konnten Porphyre und Granite aus dem Thüringer Wald nachgewiesen werden (briefliche Nachricht von Prof. Dr. HESEMANN, Krefeld, v. 6. 1. 68). Dies ist auch nicht weiter erstaunlich, da selbst in den Kamesbildungen von Hausberge/Porta Westfalica nordisches Material nur spärlich verteilt ist.

Der stratigraphische Aufbau der oben erwähnten Terrasse am Sudbach ergab folgendes Bild:

10 cm humoser sandiger Lehm

70 cm Schwemmlöß, der nach unten immer mehr in Sand übergeht und auch eckiges Geröll, z. B. Granite und Feuersteine, führt

70 cm kantig-plattige, horizontal geschichtete Lokalschotter aus Keuper

3,20 m teilweise kreuzgeschichtete Sande mit kleinen Splittern aus nordischen Feuersteinen, abgeplatteten Sandsteinen sowie zahlreichen schwärzlichen Schiefertonschüppchen, die aus dem Lias stammen dürften, der im Liegenden der Sande ansteht.

In die Sande und Schotter reichte eine Frostspalte von 1,40 m Tiefe und 40 cm oberer Breite (Abb. 1).



Abb. 1. Frostspalte, die bis in die Mittelterrassensande und -kiese der Werre bei Gohfeld, Nähe Bahnhof, reicht.

Deutlich erkennt man, daß sich die Ablagerungen aus zwei verschieden strukturierten Schotterkörpern zusammensetzen: Dem Schotterkörper im Hangenden und den liegenden Sanden und Kiesen, zwischen denen offenbar eine längere Abtragungsperiode gelegen hat, wie es ein Aufschluß 150 m weiter nördlich im gleichen Terrassenkörper andeutet, wo an Stelle des Keuperschotterhorizontes im Hangenden sich diskordant Sande mit Keupergeröllen befinden. Für die Ablagerung der beiden Schotterkörper machen wir ein differenziertes Klima verantwortlich.

Bei den hangenden Partien handelt es sich um Wanderschutt mit fluviatiler Überprägung, wie es auch die Indizes mit 48 % über Index-Wert 100 zeigen. Am Mittelbach bei Bad Oeynhausen liegt das Maximum mit 64 % bei den Indizes 50—100 (Henke 1968, S. 70). Die fluviatile Tätigkeit der Werre kann nicht als Ursache für die Überformung

angeführt werden. Der Wanderschutt wird sich in einem Klima mit Dauerfrostboden gebildet haben, wie es aus dem Frühglazial der Weichseleiszeit bekannt ist. Der Schutt wurde im vorliegenden Fall durch den Sudbach transportiert und lagerte sich dann an dessen eiszeitlicher Einmündung in die Werre ab. Er gelangte von den Keuperhängen in den Ober- und Mittellauf des Baches, denn im Unterlauf des Sudbaches steht Lias an. Daß es sich nicht um saaleeiszeitlichen Wanderschutt handeln kann, wird durch die Tatsache erklärt, daß dieser bei dem folgenden Gletschervorstoß vernichtet worden wäre. Auch die Frostspalte, die sich durch diesen Schuttkörper bis in die saaleeiszeitlichen Sande und Kiese erstreckt, hätte zerstört werden müssen oder dürfte gar nicht erst zur Ausbildung gekommen sein. Aus der erhalten gebliebenen Froststruktur, die im extrem-kalten Klima des Hochglazials der letzten Eiszeit gebildet wurde (HENKE 1968, S. 55 f), können wir gleichfalls schließen, daß die Schuttbildung im Frühglazial erfolgte. Wenn aber für den Keuperschuttkörper weichseleiszeitliches Alter anzunehmen ist, müssen die liegenden sandig-kiesigen Ablagerungen älter sein und der vorletzten Eiszeit angehören, denn interglaziale Bildungen konnten nicht festgestellt werden.

Zwei Sandproben aus dem als Beispiel genauer beschriebenen Terrassenkörper bei Gohfeld repräsentieren einen schwach schluffigen grobsandigen Mittelsand mit nur geringen Kiesanteilen. Die Sortierung ist relativ gut, bei Probe 1 (0,50 m Tiefe) etwas schlechter als bei der zweiten Probe (1,50 m Tiefe). Die Probe 1 enthält etwas mehr Schluff, Grobsand und Kies (Abb. 2).

Der Abrollungsgrad wurde an Quarzkörnern in den Fraktionen 0,2—0,63 mm und 0,63—2 mm Durchmesser bestimmt. Die überwiegende Mehrzahl der Körner liegt in den Rundungsklassen III und IV nach DAL VESCO, d. h., daß die Quarzkörner mittelmäßig gerundet und damit auf jeden Fall transportbeansprucht sind.

Im Gegensatz zu den Sandproben von Falkendiek, Meßtischblatt Herford—Ost, Nr. 2083, spricht die bessere Sortierung im Unterlauf der Werre für eine einheitliche Fließgeschwindigkeit und Akkumulation des Flusses im Mittelterrassenkörper. Anzeichen für Staubeckenbildungen, wie im Hameln-Rintelner Stausee an der Weser, konnten bisher nicht entdeckt werden. Nach einer brieflichen Mitteilung von Dr. habil. WORTMANN, Göt-

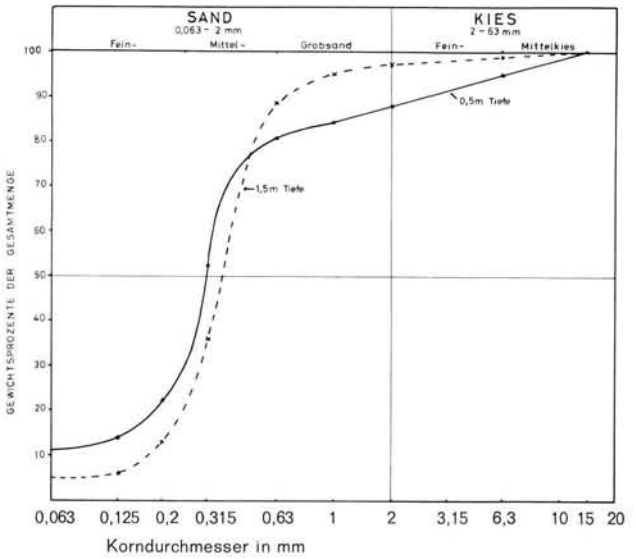


Abb. 2. Korngrößenverteilung der Mittelterrassensande und -kiese bei Gohfeld, Nähe Bahnhof. ——— 0,50 m Tiefe, - - - - 1,50 m Tiefe.

tingen, sind die Beckentone, die die Wesermittelterrasse bedecken, bis zum Bahnhof Oeynhausen-Süd nachgewiesen.

Bei Baugrunduntersuchungen für die Widerlager der Fußgängerbrücke über den 1966 neuangelegten Werredurchstich im Sielpark des Staatsbades Oeynhausen (Nähe Bülow Brunnen) stellte man unmittelbar unter der Sohle des neuen Werrebettes im Durchstich Tonschiefer des Lias in unbekannter Mächtigkeit fest. Dies teilte Kreisbauoberinspektor MIETRUP aus Minden dem Verf. am 15. 11. 1967 brieflich mit. Im Hangenden der Tonschieferschicht wurden bis zur Geländeoberfläche ca. 6 m mächtige Sande beobachtet, die mit leicht bindigen Bestandteilen durchsetzt waren (Abb. 3).

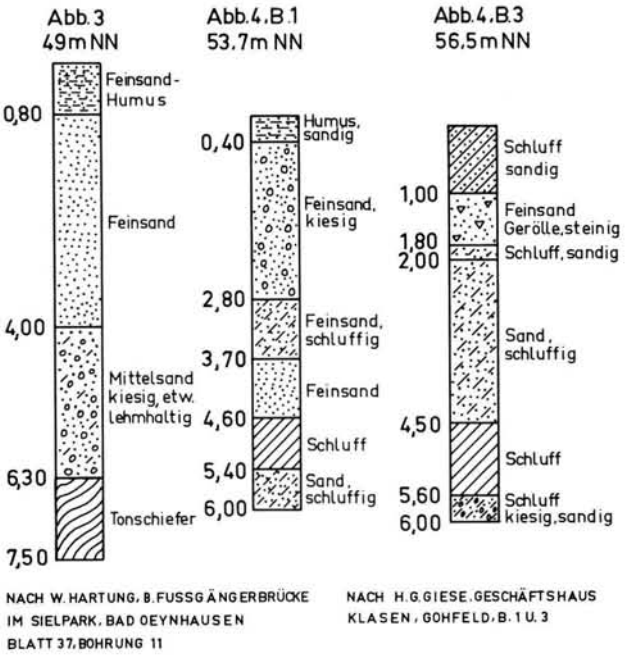


Abb. 3 u. 4. Die Schichtenfolge in 3 Bohrprofilen (Maßstab der Höhe 1 : 50).

Da für das saaleeiszeitliche Spätglazial Abtragung angenommen werden muß, werden die Sande und Kiese der Werre bei Gohfeld im Frühglazial oder zu Beginn des Hochglazials zur Ablagerung gekommen sein. Dies kann auch aus der Überlagerung der unter gleichen Bedingungen sedimentierten Sande mit Grundmoräne des Drenthe-Stadiums in einem Salze-Aufschluß, Nähe Gehöft Möller, Exter, geschlossen werden (Geolog. Karte Herford-Ost, Nr. 2083). Bei Gohfeld liegen auf den seitlichen Hängen nur noch Steinsohlen als Reste einer ehemals viel mächtigeren Grundmoräne. Die Talsohle der Werre lag zur Zeit der Ablagerung der Sande, also zu Beginn der Saaleeiszeit, im Lias hier ca. 1—2 m über dem Niveau der heutigen Talaue der Werre (50 m über NN bei Starke an der Werrebrücke). In ähnlicher Weise blieben auch die Schotterkörper, die sich zur Weichseleiszeit über die älteren Sande und Kiese legten, an den Einmündungen der größeren Bäche, wie Mittel- und Osterbach, in die eiszeitliche Werre erhalten (Abb. 4), nur daß die Sande und Kiese hier bereits unter das Niveau der heutigen Talsohle der Werre reichen. Zum Werrefluß selbst hin liegen die Basiswerte der saale- bzw. elstereiszeitlichen Flußablagerungen wesentlich tiefer, und zwar +41 m NN am neuangelegten Werredurchstich im Sielpark von Oeynhausen. An der Einmündung der Werre in die Weser bei

Rehme gibt ZIERCKE (1960, S. 83) +34 m NN als Niveau der elstereiszeitlichen Werre an. Seitdem ist das Werretal ca. 10 m höher gelegt worden. Wie im benachbarten Wesersystem reichen offenbar die älteren Flußablagerungen der Werre tiefer als die der weichseleiszeitlichen fluviatilen Ablagerungen.

Die Deutung des oben ausführlich beschriebenen Terrassenkörpers als Mittelterrasse wird ferner unterstützt durch die Beziehung zur Wesermittelterrasse. Die Oberkanten der Mittelterrassen liegen bei Gohfeld 56 m, am Mittelbach/Oeynhausen 55,5 über NN. Nehmen wir mit ZIERCKE (1960, S. 83) an, daß das Gefälle im Unterlauf der Werre seit der Elstereiszeit bis heute ziemlich gleich geblieben ist, so dürfen wir für die Strecke Gohfeld—Rehme ca. 4 m Gefälle ansetzen. Im Mündungsgebiet der Werre in die Weser müßte die Oberkante der Mittelterrasse also ca. 51 m über NN liegen, d. h. minimal 7 m über der jetzigen Talsohle. Wir befinden uns demnach im Niveau der Wesermittelterrasse bei Holzhausen/Porta.

Literatur und Karten

W. DIENEMANN: Erläuterungen zu den Blättern Melle, Quernheim, Oeynhausen, 145 S., Berlin 1939.

E. DRIEVER: Die Entwicklung des Längstales Porta-Osnabrück. — Jahresber. d. Naturw. Ver. zu Osnabrück, **18**, 1—88, Osnabrück 1921.

J.-H. HENKE: Morphologie des Herforder Keupervorsprunges unter besonderer Berücksichtigung eiszeitlicher Überformung. — Math.-Nat. Diss., 89 S., Hamburg 1968.

A. MESTWERDT: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Herford-Ost, Nr. 51, 45 S., Berlin 1922.

I. ZIERCKE: Talentwicklung und Oberflächenformen im Einzugsgebiet der Werre zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. — Forsch. z. Dt. Landeskunde, **116**, 92 S., Bad Godesberg 1960.

Geologische Karten: Maßstab 1 : 25 000 Bad Oeynhausen Nr. 3718, Herford-Ost Nr. 2083.

Manuskr. eingeg. 26. 2. 1969.

Anschrift des Verf.: Oberstudienrat J.-H. Henke, 4801 Rotenhagen Nr. 28.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 90-110	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Das Profil von Kitros in Nord-Griechenland als Typusprofil einer mediterranen Lößprovinz

Von Karl Brunnacker, Köln; Hans-Jürgen Altemüller, Braunschweig
und Hans-Jürgen Beug, Stuttgart-Hohenheim

Mit 14 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung. In einem kleinen Lager im Tiefland bei Kitros (Makedonien) werden fluviale Bildungen durch kolluviale Sedimente und einige Meter Löß mit fossilen Böden überdeckt. Trotz der makro- und mikromorphologisch sehr ausgeprägten Böden werden die Deckschichten gemäß der allgemeinen Geländesituation, wie der Details im Profilaufbau in die Würmeiszeit gestellt.

Die vier fossilen Böden sind weitgehend an Kalk verarmt, sie sind sehr tonreich und zeigen ausgesprochen verdichtetes Gefüge. Die typologische Ansprache als „rote Mediterranböden" kann vorerst allerdings nur eine Arbeitsbezeichnung sein. Der tiefste dieser Böden wird dem Zeitabschnitt Amersfoort- bis Broerup-Interstadial, der oberste dem Stillfried B zugeordnet.

Gleichartige Vorkommen wurden außerdem bei Xanthi und in der nördlichen Türkei gefunden. Damit zeichnet sich eine eigenständige Löß- und Paläobodenprovinz ab. Feuchtere bzw. wechselfeuchtere Phasen werden darin durch die Böden angezeigt. Diese sind einem Ablauf zwischengeschaltet, der trockener war, der insbesondere — wie auch sonst — gegen das Hochglazial hin durch aridere Bedingungen bei erheblich abgesenkten Temperaturen ausgezeichnet war.

Summary. In a small deposit in the lowlands near Kitros (Makedonia), fluvial formations are covered by collovial sediments and several meters of loess with fossil soils. In spite of the macro- and micro-morphologically weathered soils, the surface layers conform to the general terrain, as the details of the Würm Iceage show.

The four fossil soils are largely lime deficient, they are very rich in clays and show a markedly condensed texture. The typological classification of „red Mediteranean soil" can, nevertheless, only be an initial specification. The deepest of these soil layers is placed in the period between the Amersfoort and Broerup-Interstadial Ice-ages, the upper most in the Stillfried B.

Similar occurrences were discovered at Xanthi and in the north of Turkey, thereby defining a localized loess and paleo-soil region. More moist, respectively alternatingly more moist phases are indicated by the soils. These date from times falling within a generally drier era which, in particular, as is usual, was distinguished as being nye to high glacial by more arid conditions at low temperatures.

1. Einleitung

Nach der bisherigen Kenntnis liegen in SE-Europa die südlichsten Lösse bei Titograd und an der Neretva (Brunnacker, Basler, Ložek, Beug & Altemüller 1969), im Vardar-Tal (Marković-Marjanović 1964) sowie als „fluviatile lößartige Sedimente" in Südbulgarien (Fotakiewa & Minkow 1966). Planmäßige Suche nach noch weiter südlich gelegenen Vorkommen hat vor einigen Jahren zum Auffinden des Lößlagers bei Kitros, zwischen Aliakmon und Olymp, geführt. Neuerdings wurden außerdem in N-Griechenland und in der nördlichen Türkei weitere entsprechende Vorkommen entdeckt.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat durch Gewährung von Reisebeihilfen die Geländeuntersuchungen in den Jahren 1966 und 1968 ermöglicht. Meine früheren Mitarbeiter Herr Dr. R. Streit und Frau H. Staendeke, haben die röntgenographischen Untersuchungen bzw. Sedimentanalysen durchgeführt. Ihnen, wie allen, die auf sonstige Weise mitgeholfen haben die Untersuchungen zu fördern, danke ich. K. Brunnacker.

I. Profil Kitros (K. Brunnacker)

Der Aufschluß liegt nächst der Hauptstraße von Thessaloniki nach Larissa, nördlich der Ortschaft Kitros.

a. Profilaufbau

Am Nordhang eines flachen Tälchens (rd. 30 m NN), in welches das heutige Bachbett etwa 7 m eingeschnitten ist, sind Gehängesedimente und Löß mit zwischengeschalteten

Böden aufgeschlossen, die sich vom Unterhang gegen den Hangfuß in vier Horizonte auffächern. Am Hangfuß sitzen diese Deckschichten fluviatilen Bildungen auf (Abb. 1):

Nr.	Tiefe in cm	
	0— 25	Humushaltiger, braungrauer, feinsandiger, schluffiger Lehm, krümelig, kalkhaltig
a	—100	Hellgraubrauner, lehmiger Schluff, Wurzelkanälchen (zahlreich) und Nadelstichporen randlich kalkverkittet, darin dünne Rostauskleidungen, kalkhaltig, viel Kalkpseudomyzel (7,5 YR 5,5/4)
b	—175	hellbrauner, lehmiger Schluff, schwach prismatisch-brockig, Nadelstichporen mit Kalk umkrustet, schwach kalkhaltig, wenig Kalkpseudomyzel (7,5 YR 4,5/4)
c	—225	braunroter, lehmiger Ton, säulig absondernd, prismatisch-brockig, Mn-Flecken auf Bodenkörpern, schwach kalkhaltig, Kalkpseudomyzel, butzenartige Kalkabscheidungen (z. T. Spalten ausfüllend), an der Basis Lößkindel (bis 5 cm ⌀) (2,5 YR 4/4)
d	—275	hellbrauner, stark lehmiger Schluff, grobsäulig absondernd, entlang den Klüften schwache rötlichbraune Tontapeten mit z. T. dendritenartigen Mn- und Rostflecken, Nadelstichporen und dünne Wurzelkanäle, schwach kalkhaltig (5 YR 4,5/4)
e	—315	braunroter, nach unten brauner, lehmiger Ton, prismatisch-brockig, stark Mn-fleckig, schwach kalkhaltig, an der Basis Lößkindel (1 cm ⌀) z. T. miteinander versintert (5 YR 4/3)
f	—365	hellgraubrauner, sandiger, stark lehmiger Schluff, nach unten in sandigen Lehm übergehend, schwach prismatisch-brockig absondernd, auf Bodenkörpern Mn- und Rostflecken, Nadelstichporen und Wurzelkanälchen mit Mn-Belag ausgekleidet, stark kalkhaltig, Kalkpseudomyzel (10 YR 5/4)
g	—415	schwach humushaltiger, brauner bis rotbrauner, toniger Lehm, Wurzelkanäle mit Kalk umkrustet und mit Rostausscheidungen ausgekleidet, schwach kalkhaltig, viel Kalkpseudomyzel (7,5 YR 3/4)
h	—490	graubrauner Lehm, unten sandig und mit Kleinkieslagen, schwach prismatisch-brokkig, rost- und Mn-fleckig, Wurzelkanäle mit roten Eisentapeten ausgekleidet, kalkhaltig (10 YR 4,5/4)
i	—590	braunroter, lehmiger Ton, prismatisch-brockig, Mn-Flecken auf Bodenkörpern, unten mit Kalkpseudomyzel (5 YR 3,5/3).

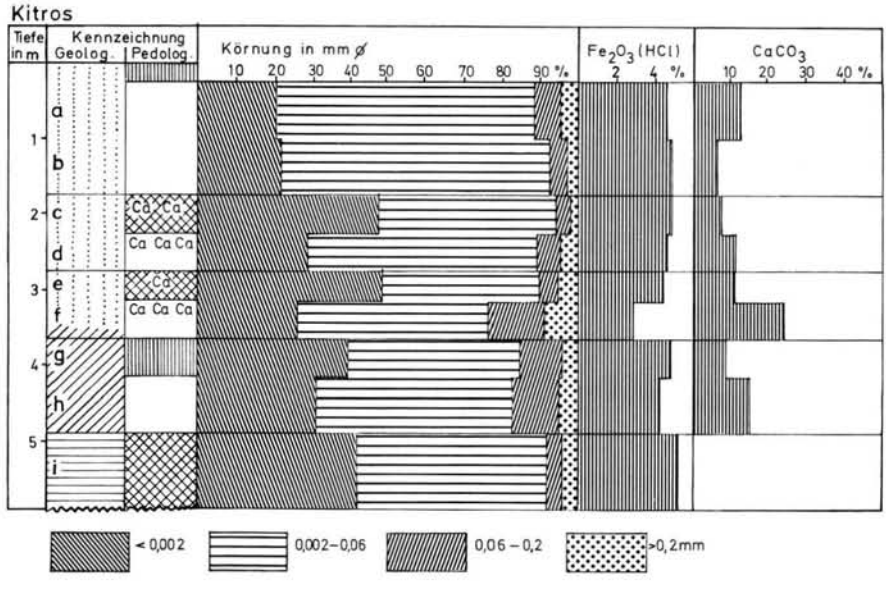


Abb. 1. Profil Kitros.

Deutung und Versuch einer stratigraphischen Einordnung:

Nr.	Tiefe in cm	
a+b	0—175	Löß, rezenter Boden weitgehend erodiert
c	—225	roter Mediterranboden = Stillfried B-Interstadial (PK I)
d	—275	Löß
e	—315	roter Mediterranboden = FWc (vgl. BRUNNACKER 1957)
f	—365	Löß über Kolluvium
g	—415	Mediterranboden mit Übergang zu Boden mit A—C-Profil = ohne Einordnung
h	—590	Kolluvium
i	—590	roter Mediterranboden = Frühwürm bis etwa einschließlich Broerup-Interstadial (PK II)
	—590	Talsedimente (R/W-Interglazial?) als mergelige Flußablagerungen mit Kiesschmitzen; am randlichen Hang unter dem Kolluvium wenig verfestigte Mergel (Jungtertiär).

b. Allgemeine Befunde

Nachfolgend werden, vor allem unter Verwendung routinemäßiger Laboratoriumsuntersuchungen, die Sedimente und Böden des Profils besprochen.

1. Sedimente

Im tieferen Abschnitt liegen zwischen den Böden und als Ausgangsmaterial derselben fluviatile Bildungen und Kolluvien (Abschnitt i—f), darüber gemäß dem Geländebefund, Löß (Abschnitt f—a). Molluskenreste fehlen. Die Körnung des sehr feinkörnigen Lösses fügt sich im Grundsätzlichen dem bekannten Bild ein (Abb. 2). Die einzige, jedoch nicht entscheidende Abweichung besteht darin, daß die Fraktion 0,002—0,006 mm ϕ etwas höhere Anteile auf Kosten der nächst gröberen aufweist. Dies dürfte entweder mit der speziellen Art des Substrates zusammenhängen, das aus dem Tal des Aliakmon über 20 bis 30 km Entfernung angeweht wurde, oder es liegen Verschiebungen in der Körnungsverteilung als Folge eines Kalkumsatzes bei und nach Ablagerung des Lösses vor.

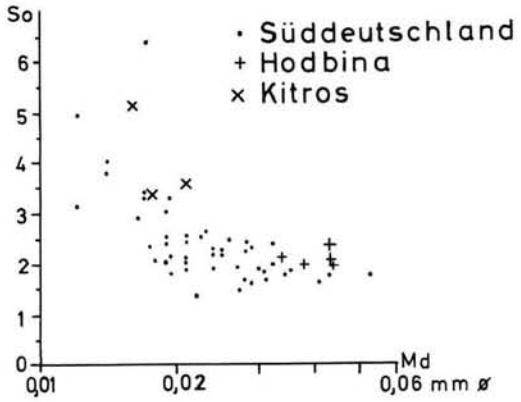


Abb. 2. Medianwert und Sortierungsgrad von Lössen.

2. Paläoböden

Der Oberflächenboden ist durch junge Erosion gestört. Im Profil selbst sind vier fossile Böden vorhanden, von denen der unterste (i) der mächtigste ist. Hinsichtlich Färbung, Bodengefüge, Fe- und Mn-Fleckung entsprechen ihm die Böden e und c. Die Ausbildung im Abschnitt g deutet dagegen vielleicht auf eine Übergangsbildung zwischen diesem Typ und einer feuchteren Variante des Tschernosems.

Fe- und Mn-Ausscheidungen auf den Bodenkörpern geben anscheinend Hinweise auf wechselfeuchte Bedingungen. Rötliche Bodenfarben und scharfkantige Bodengefüge in den Böden i, e und c sprechen ebenfalls für ausgeprägteren Wechsel von stärkerer Durchfeuch-

tung und kräftigerer Austrocknung, anscheinend bei geringeren Humusgehalten (SCHWERTMANN 1966).

In der röntgenographisch untersuchten Tonfraktion überwiegt insgesamt Montmorillonit (rd. 50—70%). Illit nimmt in den Lößdeckschichten auf Kosten des Montmorillonits zu (Abschnitt d bis a). In den Böden (i, g, e und c) erreicht der Illitanteil außerdem etwas höhere Werte als im jeweiligen unterlagernden, frischen Material. Demgegenüber bleibt der geringe Kaolonitgehalt (rd. 5—10%) im ganzen Profil einigermaßen konstant. Der besonders hohe Montmorillonitgehalt des tieferen Profilabschnittes dürfte mit der Gesteinsausbildung in nächster Umgebung des Profils (Mergel) in Beziehung stehen. Der im oberen Profilteil etwas ansteigende Illitgehalt hängt wohl mit der Lößanwehung aus Gebieten mit etwas abweichender Materialführung zusammen. In den Bodenhorizonten kann er außerdem jeweils mit der Verwitterung in Verbindung gebracht werden.

Die Böden verfügen, trotz anscheinend recht intensiver Verwitterung, über relativ hohe Kalkgehalte. Innerhalb der einzelnen Bodenkörper scheint allerdings weniger Kalk vorhanden als in deren Randzonen. Ferner nimmt der Kalk von der Horizontoberkante nach unten etwas ab. Beide Befunde zeigen auf eine gewisse Kalk-Illuviation in den Böden nach deren Fossilisierung. Daneben ist durchaus denkbar, daß während der Bodenbildung nicht nur Kalk aus dem Boden ausgewaschen wurde, sondern zeitweilig — vielleicht im Zusammenhang mit schwacher „Pseudogley"-Dynamik — darin auch etwas angereichert wurde.

Noch schwieriger ist es, eine Erklärung für die hohen Tongehalte der Böden zu finden. Im tiefern Profilbereich können sedimentationsbedingte relativ hohe Tongehalte das Körnungsbild der Böden von vornherein beeinflussen. Deutlichere Tontapeten entlang den Bodenkörpern fehlen. Das Zurücktreten der Nadelstichporen und Wurzelkanälchen in den Böden spricht hingegen für eine sehr starke Verdichtung des Rückstandes im Verlauf der Pedogenese.

Die Frage des angedeuteten Kalkumsatzes, des hohen Tongehaltes der Böden, wie die Gesamtprägung dieser Paläoböden läßt sich weder über Profilausbildung noch Routineanalysen, sondern am ehesten über mikromorphologische Untersuchungen einer Klärung näher bringen (vgl. Abschnitt c). Damit bleibt aber auch die Bezeichnung als „Roter Mediteranboden" eine vorläufige Benennung.

c. Mikroskopische Dünnschliffuntersuchungen (H.-J. ALTEMÜLLER)

Aus dem Profil von Kitros wurden Bodenproben mit ungestörtem Gefüge zu Dünnschliffen von etwa 2 x 3 cm Größe und 15 μm Dicke verarbeitet. Als Einbettungs- und Kittmittel diente das Polyesterharz Vestopal 130 mit einem Brechungsindex n = 1,56.

Die einzelnen Abschnitte des Profils haben zum Teil ähnliche oder auch übereinstimmende mikroskopische Merkmale. So sind die Lößschichten z. B. nur wenig voneinander verschieden. Auch die tieferliegenden Kolluvien haben noch Merkmale mit dem Löß gemeinsam. Sie unterscheiden sich vor allem durch den größeren Anteil von Sand-Korngrößen, der den Lössen fehlt. Die beiden Bodenhorizonte c) und e) sind vollkommen gleichartig und haben auch eine Ähnlichkeit mit dem an der Basis des Profiles liegenden Boden i). Der schwach entwickelte Boden g) nimmt eine gesonderte Stellung ein.

1. Befunde

Die mineralogische Zusammensetzung der Körner über etwa 10 μm ϕ ist im gesamten Profil ähnlich. Wesentliche Abweichungen zeigen sich nur in den Bodenhorizonten und sind vermutlich eine Folge der Bodenbildung. Die wichtigsten Mineralarten sind, soweit sie aus dem Dünnschliff mit festem Brechungsindex des Einbettungsmittels bestimmbar waren, nachstehend etwa in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit aufgeführt.

Quarz kommt zahlreich in rundlichen bis splitterartigen Körnern vor, die nicht selten undulöse Auslöschung zeigen. Größere Körner sind zum Teil pflasterartig verwachsen.

Alkalifeldspäte sind vor allem als Orthoklas vorhanden. Charakteristisch ist die deutliche Spaltung und die niedrige Lichtbrechung. Relativ häufig ist auch Mikroklin, der an seiner Gitterlamellierung bei gekreuzten Polarisatoren erkennbar wird.

Plagioklase sind leicht zu erkennen, wenn Zwillingslamellen bei gekreuzten Polarisatoren sichtbar werden. Bei Körnern, die aus einzelnen Lamellen entstanden sind, ist Verwechslung mit Quarz möglich. Da die Werte der Lichtbrechung jedoch in vielen Fällen deutlich kleiner als bei Quarz sind (Albit, Oligoklas), kann man an den dünnen Rändern der Schliffe mit Hilfe des Phasenkontrastes die Unterschiede wahrnehmen. Einige Körner wurden auch mit gleichem und etwas höherem Index als Quarz gefunden (Andesin ?). Diese zeigten starke Lösungserscheinungen.

Muscovit ist in allen frischen Schichten des Profils in reichlicher Menge beteiligt, er tritt aber in den Bodenhorizonten stark zurück. Die Plättchen kommen in allen Größen vor und sind zum Teil deutlich aufgespalten oder feinschuppig zerteilt. Es ist nicht auszuschließen, daß sich in dieser Gruppe auch andere Phyllosilikate verbergen.

Biotit ist ebenfalls zahlreich in den frischen Sedimenten und fehlt in den Bodenhorizonten. Die Kristallplättchen zeigen ausgeprägten Pleochroismus von hell gelblich nach dunkel gelbbraun. Viele sind deutlich angewittert, enthalten Einschlüsse und haben unscharfe, zum Teil aufgeweitete Randzonen.

Chlorit entspricht mengenmäßig etwa dem Biotit und tritt wie die beiden vorgenannten Minerale auf; er fehlt in den Bodenhorizonten. Die Chlorite sind charakteristisch grün gefärbt, haben sehr geringe Doppelbrechung und einen negativen optischen Charakter im Verhältnis zur Länge, in Schnitten senkrecht zur Plättchenebene. Vom Rand her sind sie jedoch alle wie folgt verändert: die Farbe wechselt von grün nach gelblich, die Doppelbrechung nimmt stark zu und der optische Charakter wird positiv zur Länge.

Hornblenden sind in kurzsäuligen Formen mit deutlicher Spaltung parallel zur Länge häufig vorhanden. Sie zeigen deutlichen Pleochroismus von nahezu farblos bis grau-grün. Auch eine braune Hornblende kommt nicht selten vor, deren Pleochroismus besonders ausgeprägt ist mit Absorptionen von hell gelblich bis tief rötlich-gelb-braun. Alle Formen, besonders die grünlichen sind stark angewittert und haben auffallende Korrosionsformen mit zackigen Spitzen parallel zur c-Achse.

Epidot tritt in körnigen, bisweilen auch etwas länglichen Formen zahlreich auf. Charakteristisch sind die übernormalen Interferenzfarben, die großen Achsenwinkel und die häufig zu beobachtenden Austritte einer optischen Achse (Lochblende !). In dieser Gruppe ist auch Zoisit enthalten, der sich in einigen Fällen nachweisen ließ.

Titanit ist ebenfalls häufig. Es kommen meist körnige Exemplare, aber auch größere Kristalle mit deutlichem Spaltsystem vor, das die bekannten rautenförmigen Querschnitte erkennen läßt. In geringerer Anzahl sind auch feinstkörnige Aggregate anzutreffen (Leukoxen).

Calcit, Dolomit (?) kommen als skelettbildende Korngrößen nur in den frischen Kolluvien in nennenswerten Mengen vor. Es handelt sich meist um Einzelkristalle oder Verwachsungen aus größeren Kristallen, zum Teil mit deutlichen Zwillingslamellen. In einigen Fällen sind zackige Korrosionsformen ausgebildet. Ein Nachweis auf Dolomit wurde nicht geführt.

Weitere Minerale sind:

Apatit (angewittert), Topas, Rutil, Zirkon, Disthen, Granat. Außerdem kommen opake Körner (Magnetit ?), braune Körner von Fe-Gel, gelbliche, glaukonitähnliche Aggregate und andere in untergeordneter Menge vor.

Die sekundären Ausscheidungen von Calcit, sowie von Mangan- und Eisenhydroxiden werden in der folgenden Gefügebeschreibung erwähnt.

Der obere Löß, 0—175 cm, Proben a) und b)

Die Abb. 3 zeigt eine Übersicht des Gefüges bei schwacher Vergrößerung mit einem lockeren, aber kohärenten Kornverband in welchen röhrenförmige Hohlräume, die sogenannten Nadelstichporen mit Durchmessern von im Mittel 0,2 bis 0,4 mm eingeformt sind. Die umgebenden dunklen Saumbildungen werden durch Calcit-Mikrolithe verursacht, die das Gefüge in den Randzonen durchsetzen und zum Teil verkitten.

Die gröberen Schluffkörner (20—60 μm) bilden stellenweise ein sperriges Gefügeskelett oder sind so aneinandergelagert, daß sich verwachsene Aggregatkomplexe abzeichnen.

Die tonigen Anteile sind im Schliff hell gelblichgrau durchscheinend und bilden dünne Beläge um freie Kornoberflächen oder Füllmassen in Kornzwischenräumen. Im unteren Teil des Löß (Probe b) wird die Färbung intensiver braun. Bei gekreuzten Polarisatoren

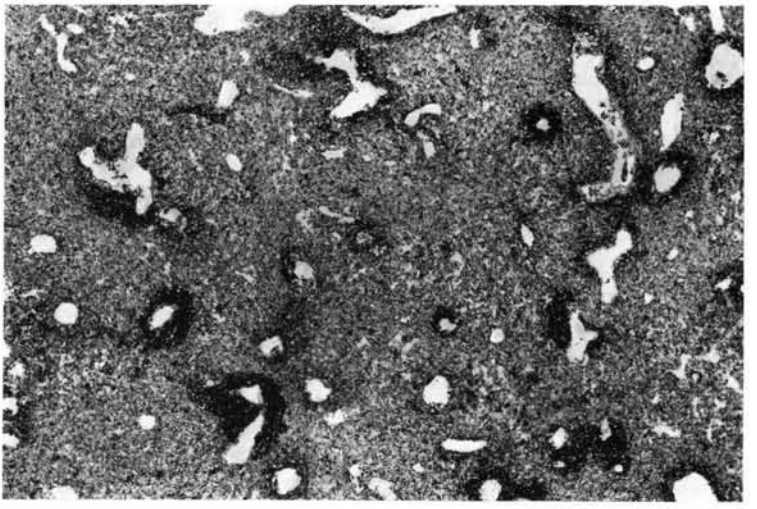


Abb. 3. Übersichtsbild, oberer Löß, Probe a: Kohärentes Gefüge aus locker gelagerten Grobschluffkörnungen. Zahlreiche röhrenförmige Hohlräume (Nadelstichporen) mit dunklen Randzonen durch Calcit-Ausscheidungen. — Abbildungsmaßstab M = 8 : 1. — Objektiv Leitz Photar 6,3 : 1, Hellfeld, Durchlicht, Adox Rollfilm R 14.

und mittlerer bis starker Vergrößerung zeigen die tonigen Anteile Richtungsdoppelbrechung in Kornbelägen und fleckige Orientierungen in den Füllmassen.

An den Wänden der Nadelstichporen sind, besonders im oberen Teil des Löß, geschichtete Feintonmassen orientiert angelagert. Ähnliche Beispiele aus einem tieferen Löß sind in den Abb. 7—10 dargestellt. Die Tonbeläge sind fast immer über den Calcit-Ausscheidungen angeordnet und werden nur sehr vereinzelt auch von Calcit überlagert.

Mangan- oder Eisenhydroxidausscheidungen sind im oberen Teil (Probe a) selten, im unteren Teil (Probe b) etwas häufiger vorhanden, doch meist nur als kleine Trümmer von Konkretionen und nur andeutungsweise als Neuausscheidungen.

Der obere Bodenhorizont, 175—225 cm, Probe c)

Bei hohem Tongehalt ist hier ein dichtes, braunlehmartiges Gefüge mit einer rötlichgelbbraun durchscheinenden Grundmasse ausgebildet, in welche die Feinskelettkörner eingeschlossen sind. Zur Übersicht kann die Abb. 4 herangezogen werden, die zwar den tieferen Bodenhorizont darstellt, der aber dieselben Merkmale aufweist. Man erkennt die glatten Risse, die den Boden ziemlich vollständig in polyedrische Körper zerteilen. Die Feinskelettkörner sind so dicht von der Tonmasse umschlossen, daß sie am frischen, nicht präparierten Boden auch unter der Lupe kaum sichtbar werden. Man glaubt, einen reinen, wachsartig glänzenden Ton vor sich zu haben. Erst im Dünnschliff wird die eingeschlossene Lößkörnung sichtbar.

An den Wandungen der Risse sind streckenweise schwarzbraune, krustenartige Ausscheidungen von Manganhydroxiden vorhanden (Abb. 11 und 12), die man an frischen Bodenproben als schwarze, glänzende Flecken mit unregelmäßiger Umgrenzung beobachten kann (Abb. 13).[1])

Stellenweise finden sich im Inneren der tonreichen Grundmasse auch sekundäre Calcit-Ausscheidungen als Sammelkristallisationen aus Mikrolithen, zum Teil mit Einschluß der Tonmasse. Interessant sind auch die verstreut vorkommenden Calcitausscheidungen an Oberflächen, wie sie zum Beispiel in Abb. 12 mit fast idealen Rhomboederformen aufgenommen sind.

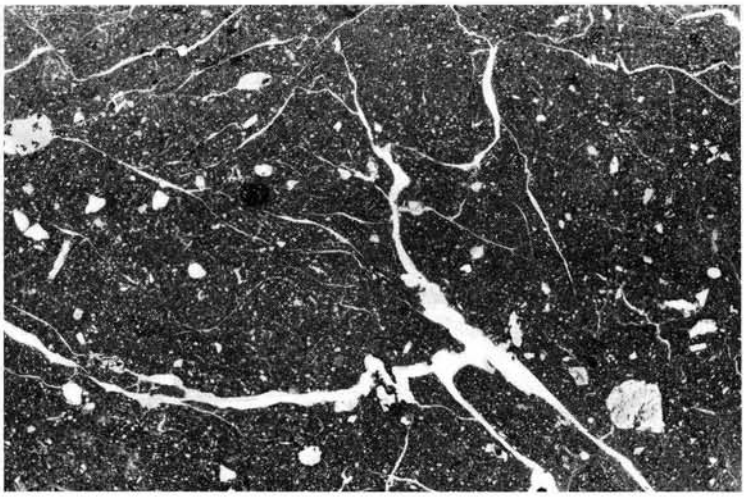


Abb. 4. Übersichtsbild, fossiler Boden, Probe e: Dichtes, braunlehmartiges Gefüge mit glatten Schwundrissen. — Techn. Daten wie Abb. 3.

Irgendwelche Ansammlungen von Feinton mit geschichteten Anlagerungsgefügen, z. B. in Klüften oder in den wenigen röhrenförmigen Hohlräumen, fehlen vollkommen. Auch im Gefügeinneren sind keine Merkmale für eine vorausgegangene Toneinlagerung erkennbar. Die Grundmasse ist im Durchlicht-Hellfeld nahezu homogen und zeigt bei gekreuzten Polarisatoren und mittlerer bis starker Vergrößerung regellos verteilte, ineinander übergehende doppelbrechende Komplexe von einigen μm Größe, die nur an den Rändern der Skelettkörner oder entlang von Spalten als Saumbildungen und Schlieren etwas mehr übergeordnete Orientierungsgrade erreichen.

Löß, 225—275 cm, Probe d)

Das Gefüge ist dem oberen Löß sehr ähnlich, jedoch ist ein größerer Anteil von braunem, tonigem Material vorhanden, das zum Teil als Bodentrümmer erkennbar und von braunlehmartiger Beschaffenheit ist. Daraus folgt die intensivere Braunfärbung des Löß und das Auftreten der Risse. Außerdem sind noch folgende Merkmale ausgeprägt:

Beläge von geschichtetem Feinton mit guter Richtungsdoppelbrechung und intensiver rötlich-gelbbrauner Färbung sind an den Wänden der zahlreichen Nadelstichporen und anderer Hohlräume angelagert (Abb. 7 bis 10). Auf den Tonbelägen befinden sich häufig krustenartige Ausscheidungen von Manganhydroxiden, die sich teilweise auch schuppenartig in die Tonbeläge hinein fortsetzen.

Der zweite Bodenhorizont, 275—315 cm, Probe e)

Das Gefüge entspricht vollkommen dem zuerst beschriebenen Bodenhorizont. Es ist in Abb. 4 als Übersicht bei schwacher Vergrößerung dargestellt. Manganhydroxid-Krusten und verstreut eingelagerte Calcit-Ausscheidungen sind wie oben vorhanden. Merkmale einer Toneinlagerung fehlen völlig.

Löß über Kolluvium, 315—365 cm, Probe f)

Hier zeigen sich überwiegend die Merkmale, die schon beim oberen Löß, Probe a), beschrieben wurden. Bei den Skelettmineralen nehmen jedoch größere Körnungen (über 60 μm ϕ) zu. Typisch sind wieder die Nadelstichporen mit ihren randlichen Niederschlägen aus Calcit-Mikrolithen. Carbonatminerale sind hier auch in größeren Körnern am Skelett beteiligt. Glimmerartige Minerale sind zahlreich vorhanden.

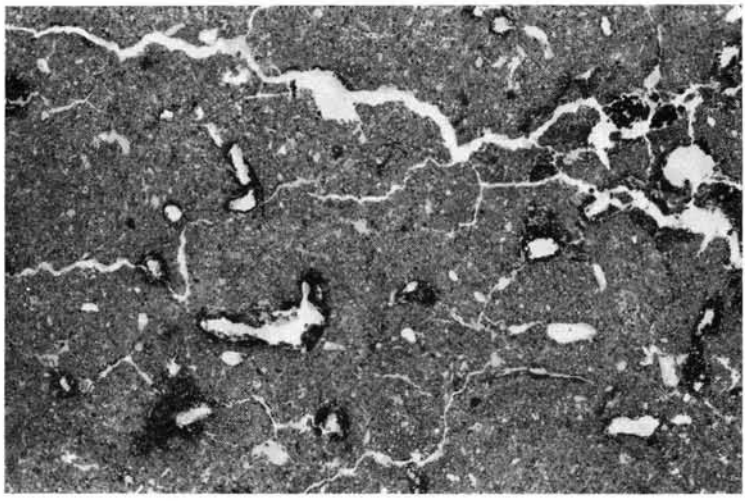


Abb. 5. Übersichtsbild, schwach entwickelter Boden, Probe g: Kohärentes Grundgefüge mit Schwundrissen. Nadelstichporen mit dunklen Säumen von Manganhydroxiden und teilweise Calcit-Ausscheidungen. Techn. Daten wie Abb. 3.

Die tonigen Anteile um die Skelettkörner und in Kornzwischenräumen sind gelblichgrau durchscheinend und bilden schwach doppelbrechende Säume. Von diesen sind die kräftig gefärbten rötlich-gelbbraunen Feintonbeläge in Nadelstichporen, die hier ebenfalls häufig sind, deutlich zu unterscheiden. Sie sind etwa den Belägen in den Abb. 7—10 ähnlich, aber es fehlen meist die Manganhydroxid-Krusten. Mn-Ausscheidungen sind mehr im Inneren des Gefüges als kleine Flecken in Kornzwischenräumen vorhanden.

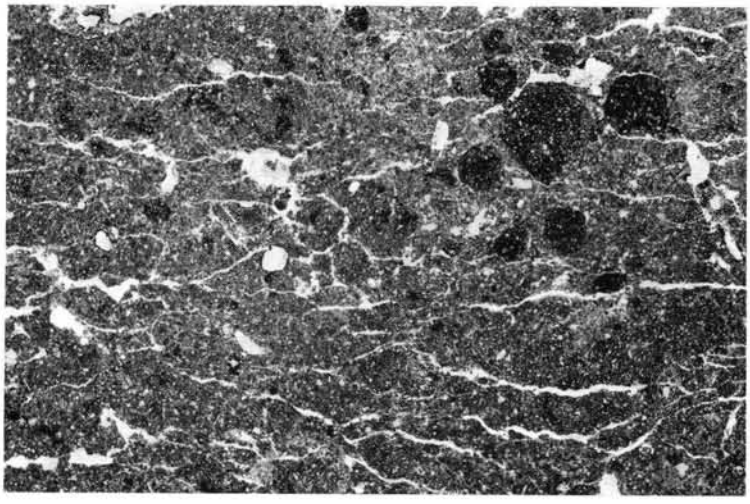


Abb. 6. Übersichtsbild, fossiler Boden, Probe i: Kohärentes, braunlehmartiges Grundgefüge mit angenähert parallel verlaufenden Rissen. Verstreut Fe-Mn-Konkretionen. Techn. Daten wie Abb. 3.

[1]) An freipräparierten Flecken gelingt der Nachweis des Mangan leicht mit einer Soda-Schmelze.

Schwach entwickelter Boden, 365—415 cm, Probe g)

Dieser Bodenhorizont ist tonreicher als die benachbarten Profilabschnitte und besitzt ein ziemlich dichtes Gefüge. Wie Abb. 5 in der Übersicht zeigt, ist dieser durch Schwundrisse unregelmäßig gegliedert. Die Färbung ist im Dünnschliff blaß gelblichgrau und nur um weniges intensiver als in dem darunterliegenden Kolluvium. Die zahlreichen Nadelstichporen sind von gleicher Größe wie im Löß (vgl. Abb. 3). Einzelne sind auch von Calcit-Ausscheidungen umgeben. Die Mehrzahl von ihnen ist jedoch von schwarzbraunen Mn-Krusten ausgekleidet. Auch Feinton-Beläge von rötlich-gelblichbrauner Farbe sind in diesen Leitbahnen vorhanden.

Das Innengefüge ist zum größten Teil carbonatfrei. Die Skelettkörner sind in diesen Partien ziemlich dicht gelagert und ringsum von deutlich doppelbrechenden Säumen aus hellem Tonmaterial umgeben. Größere doppelbrechende Schlieren fehlen. Glimmerartige Minerale sind in großer Menge vorhanden, aber meist als kleine Schuppen und Blättchen in die Tonmasse eingearbeitet.

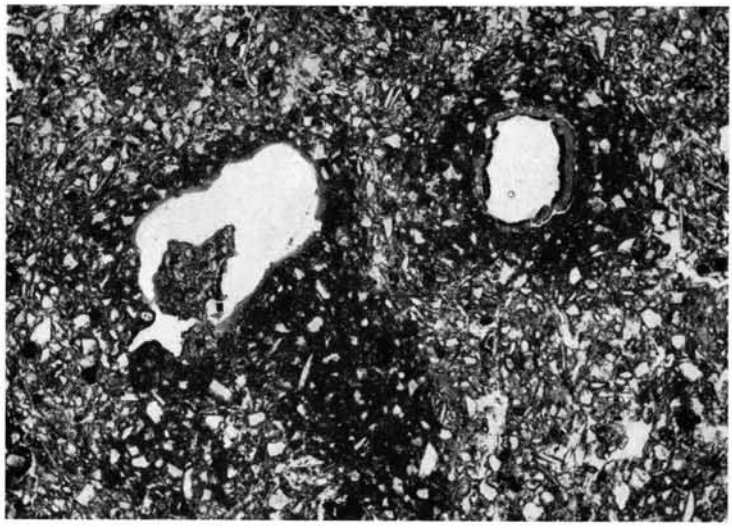


Abb. 7. Löß, Probe d: Nadelstichporen mit dünnen Tonbelägen und Calcit-Ausscheidungen. M = 40 : 1. — Objektiv Leitz Pl 4/0,10 Hellfeld, Durchlicht, Film Adox KB 14 (alle folgenden Abb. dto.)

Kolluvium, 415—490 cm, Probe h)

Für dieses Material trifft weitgehend die Beschreibung der Probe f) zu. Ergänzend muß auf einen größeren Anteil von Sand hingewiesen werden, der auch Gesteinstrümmer enthält, die vor allem kristallinen Schiefern angehören. Der Anteil der glimmerartigen Minerale ist wieder hoch, und Carbonate sind sowohl im Skelettanteil als auch in feinkristallinen Formen als Mikrolithe und als nadelförmiger Lublinit gleichmäßig verteilt vorhanden. Zum Teil finden sich auch rundliche Manganhydroxid-Konkretionen und braunlehmartige Bodentrümmer mit oder ohne randliche Mn-Krusten (Abb. 14).

Der unterste Bodenhorizont, 490—590 cm, Probe i)

Dieser Horizont ist vor allem den beiden braunlehmartigen Bodenhorizonten c) und e) ähnlich. Es ist ebenfalls eine rötlich-gelbbraune, dichte Ton-Grundmasse vorherrschend, in welche die Skelettkörner eingebettet sind. Durch den geringeren Tongehalt ist der Braunlehmcharakter jedoch weniger stark ausgeprägt. Eine Übersicht über das Gefüge bei schwacher Vergrößerung gibt Abb. 6.

Die Färbung ist im Dünnschliff infolge einer ungleichen Verteilung tonreicher und tonärmerer Partien und infolge einer Trennung in stärker und schwächer gefärbte Zonen etwas fleckig. Zum Teil erkennt man deutliche Grenzen. Die tonigen Anteile zeigen nur um die Skelettkörner doppelbrechende Säume. Schlieren im Gefügeinneren oder Orientierungen an den Rißoberflächen sind nicht zu beobachten. Ebenso fehlen alle Merkmale für eine Einlagerung von Feinton, wie z. B. geschichtete Beläge in Klüften oder Röhren.

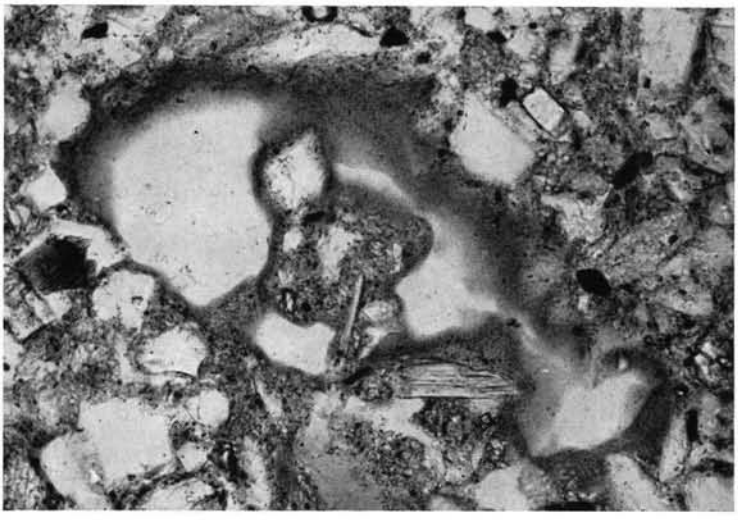


Abb. 8. Löß, Probe d: Dünner Tonbelag in einer Pore über calcitreichem Material. M = 250 : 1. Objektiv Leitz Pl 25/0,50.

2. Besprechung der Ergebnisse

Nach den mikroskopischen Untersuchungen ist der Löß im Profil von Kitros besonders in der jüngsten Schicht, die durch die Probe a) repräsentiert wird, mit typischen Merkmalen ausgebildet. Vergleicht man diesen Löß mit den äolischen Sedimenten des Neretwa-Tales (Brunnacker u. Mitarbeiter 1969), insbesondere dem Lößprofil von Hodbina, so zeigt sich als wesentlicher Unterschied die völlig andersartige Mineralzusammensetzung der skelettbildenden Korngrößen. Der Löß von Hodbina nimmt durch seinen dominierenden Gehalt an Dolomit eine Sonderstellung ein. In Kitros ist der Gehalt an Ca-Carbonaten im Wesentlichen auf die sekundären mikrolithischen Calcitausscheidungen zurückzuführen. Teile des Innengefüges sind sogar carbonatfrei. Vielleicht hat im ursprünglichen Löß ein größerer Carbonatanteil auch im Gefügeskelett existiert. Aus dem Vergleich mit dem tieferliegenden Kolluvium könnte diese Folgerung abgeleitet werden. Zuverlässige Hinweise gibt es noch nicht.

Der obere Löß nimmt nach der Tiefe einen mehr bräunlichen Farbton an. Auch der Löß zwischen den beiden Bodenhorizonten — Probe d) — ist auffallend braun. Dieses Phänomen der Braunfärbung einer jüngeren Lößdecke über einem begrabenen Bodenhorizont wurde schon in Hodbina beobachtet. Dort wurde vermutet, daß der Löß aufgearbeitetes Bodenmaterial enthält. Dabei bleibt es offen, ob der Boden als äolisches Material transportiert oder am Ort eingearbeitet wird. Durch die intensivere Bodenbildung in den fossilen Böden von Kitros läßt sich dieser Vermischungsprozeß hier mit größerer Sicherheit darstellen. Man erkennt deutlich, daß in die Lößschichten mehr oder weniger gut erhaltene Trümmer von braunlehmartigem Bodenmaterial eingearbeitet sind, die den anschließenden Bodenhorizonten völlig entsprechen. Auch in das Kolluvium über dem untersten Bodenhorizont sind Bodenreste eingearbeitet, es ist aber keine Farbveränderung

äußerlich zu erkennen. Hier wirkt vielleicht der höhere und gleichmäßiger verteilte Carbonatanteil maskierend. Überdies sind die Bodentrümmer häufig von Manganhydroxiden überkrustet, wie es das Beispiel in Abb. 14 zeigt.

Aus den Dünnschliffbeschreibungen geht ferner hervor, daß im Löß braunlehmartige Feintonbeläge an den Wänden der Nadelstichporen vorkommen. Dieser Ton ist wohl aus den jeweils darüberliegenden Bodenhorizonten eingewaschen. Man kann zwar nicht ganz ausschließen, daß auch örtlich eingemengtes Bodenmaterial zur Belagbildung beigetragen hat, die Tonbeläge finden sich aber auch dort, wo eine solche Bodeneinmischung nicht zu beobachten ist. So kann man z. B. in dem schwach entwickelten Bodenhorizont — Probe g) — keine Merkmalsbeziehungen zwischen dem Ton im Bodeninneren und dem Ton der Beläge herstellen.

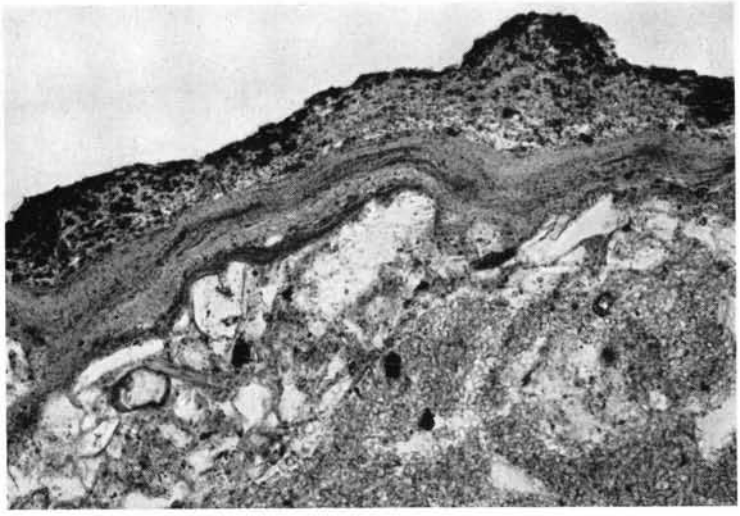


Abb. 9. Löß, Probe d: Deutlich geschichteter Tonbelag mit Kruste aus Mn-Hydroxiden. Darunter calcitreiches Material. — Techn. Daten wie Abb. 8.

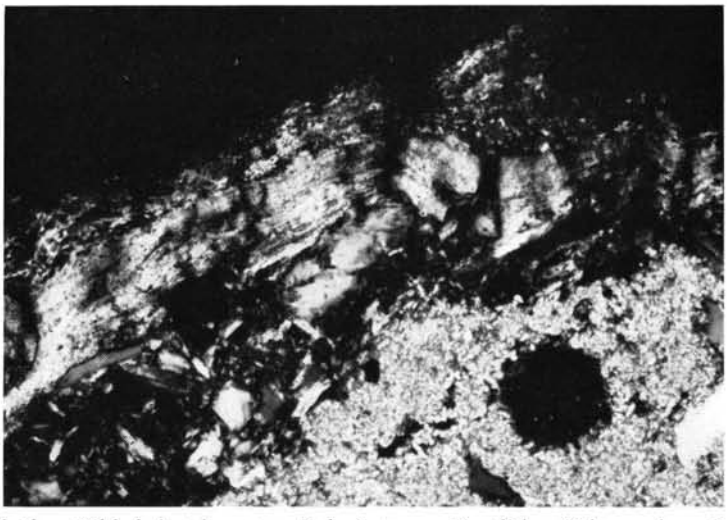


Abb. 10. Gleiches Bild bei gekreuzten Polarisatoren. Deutliche Richtungsdoppelbrechung im Tonbelag.

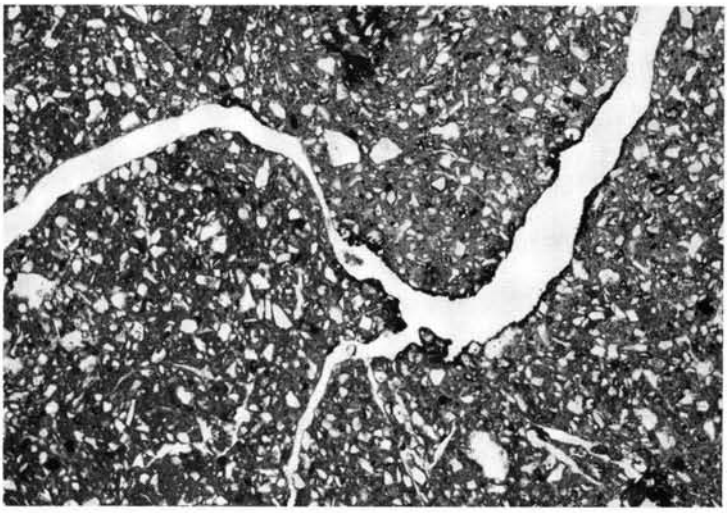


Abb. 11. Fossiler Boden, Probe c: Dichtes, braunlehmartiges Gefüge mit eingeschlossenen Skelettkörnern. Glatte Schwundrisse, teilweise mit Mn-Überzügen. — Techn. Daten wie Abb. 7.

Von den fossilen Böden des Profiles von Kitros können die beiden Horizonte c) und e) gemeinsam besprochen werden, da sie vollkommen gleichartig sind. Nach der Profilbeschreibung könnte man noch annehmen, daß es sich hier um die Tonanreicherungshorizonte von stark ausgeprägten Parabraunerden handelt, deren tonverarmte Oberböden erodiert wurden. Die Dünnschliffuntersuchungen zeigen jedoch, daß die erwarteten Merkmale der Parabraunerde fehlen. In den Bodenhorizonten sind keine Tonbeläge, die auf eine Toneinlagerung schließen lassen, zu erkennen. Es finden sich auch keine Anhaltspunkte dafür, daß solche Tonbeläge früher vorhanden waren. Aus Parabraunerden und Pelosolen sind Aufarbeitungsvorgänge bekannt, die ein vorhandenes Gefüge vollständig überprägen können. Dabei entstehen aber Reliktmerkmale, die den vorausgegangenen Gefügezustand rekonstruieren lassen (ALTEMÜLLER 1960, 1962). In Kitros zeigen die Bodenhorizonte keine entsprechenden Relikte.

So entsteht zunächst die Aufgabe, nach Möglichkeiten einer Tonanreicherung zu suchen, die nicht auf der Einwaschung aufbauen, für die es in den Horizonten selbst keine sicheren Merkmale gibt. Auch in dem fossilen Boden des Profiles von Hodbina konnten keine Merkmale für eine Toneinwaschung nach Art der Parabraunerden gefunden werden. Durch den ungewöhnlich hohen Dolomitgehalt des Ausgangsmaterials bot sich dort aber der Vergleich zur Bildung der Terra fusca an und man konnte den Tongehalt zunächst einmal als eine Akkumulation aus der Lösungsverwitterung erklären. In Kitros kann mit vergleichbaren Vorgängen nicht gerechnet werden. Selbst wenn man unterstellt, daß der Löß primär höhere Carbonatanteile im Skelett besaß, als heute vorhanden sind, gewinnt man keine befriedigende Basis.

Der Mineralbestand von Kitros deckt aber einen anderen Zusammenhang auf. Alle carbonathaltigen Lösse und Kolluvien enthalten in größerer Menge Muscovit, Biotit, Chlorit und vielleicht andere Phyllosilikate, die in verschiedener Größe und unterschiedlichem Frischezustand im Gefüge verteilt sind. In den Bodenhorizonten fehlen diese Minerale im Skelettanteil fast vollständig und kommen nur noch in feiner Zerteilung mit fließenden Übergängen in die Tonkorngrößen vor. Besonders interessant ist in diesem Zusammenhang der schwach entwickelte Bodenhorizont (Probe g). Die Glimmer- und Chlorite sind hier noch sehr zahlreich, sie nehmen aber hinsichtlich ihrer Größe und dem Grad der Zerteilung eine Mittelstellung zwischen den carbonatreichen Ausgangsmaterialien

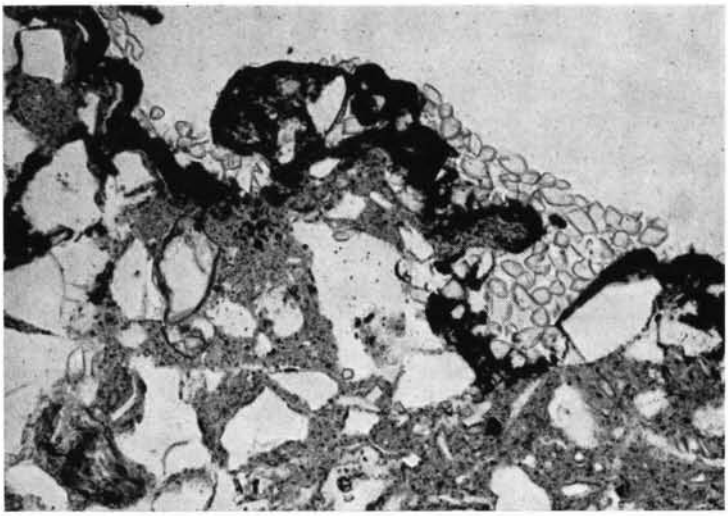


Abb. 12. Fossiler Boden, Probe c: Braunlehmartiges Gefüge bei stärkerer Vergrößerung mit Mn-Überzug und einer Ansammlung von Calcitkörnchen. — Techn. Daten wie Abb. 8.

und den Bodenhorizonten ein. Daraus ergibt sich zumindest eine qualitative Beziehung zwischen dem Rückgang des Anteils der Phyllosilikate und der Zunahme des Tonanteils. Irgendwelche anderen Beziehungen zwischen Verwitterungsmerkmalen an Mineralen und der Tonbildung lassen sich aus den Dünnschliffen nicht ableiten. Die beobachteten Lösungserscheinungen an Hornblenden, an Apatit und einigen Plagioklasen vermitteln keine Anhaltspunkte für eine Beziehung zur Tonbildung in solcher Menge.

Obwohl die Bodenhorizonte keine Merkmale einer Toneinwaschung aufweisen, darf die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, daß Einwaschungen stattgefunden haben. Immerhin sind doch unter den Bodenhorizonten im frischen Löß oder Kolluvium Tonbeläge aus Einwaschungen vorhanden, die aus den Bodenhorizonten stammen. Auch der schwach entwickelte Bodenhorizont g) enthält solche Tonbeläge. Diese Profilabschnitte haben aber alle ein intaktes Leitbahnsystem, das einen Tontransport im wassergesättigten Zustand ermöglicht. Den braunen Bodenhorizonten fehlt dieses. Es muß aber ursprünglich vorhanden gewesen sein, denn es ist für das Ausgangsmaterial kennzeichnend. — Daß die Leitbahnen (Nadelstichporen) heute fehlen, spricht für eine starke Aufarbeitung und Gefügeveränderung. Überraschend ist die Tatsache, daß keine Relikte den früheren Zustand sicher rekonstruieren lassen.

Nach ihrem Gefügebild gleichen die Bodenhorizonte c) und e) einem typischen Braunlehm im Sinne von KUBIËNA (1953)[2]). Ein wichtiges Merkmal des Braunlehms ist seine starke Neigung zum Dispergieren und Zerfließen. Diese Eigenschaften können sich nur in einem gleichmäßig feuchten Klima entwickeln und erhalten. Sie verlieren sich, wenn periodische Austrocknung oder auch Frostwirkung einsetzt. Dann ist das Bodenmaterial stabilisiert und besser imstande, Trümmer aus Aufarbeitungen über längere Zeit zu erhalten.

Man wird diese Braunlehmeigenschaften auch den Bodenhorizonten von Kitros zuerkennen müssen, wenn eine Erklärung gefunden werden soll für den Mangel an Gefügerelikten aus vorangegangenen Entwicklungsstadien. Es kann also nicht ganz von der

[2]) Herrn Professor KUBIËNA sei an dieser Stelle für die Durchsicht einiger Schliffpräparate und für wertvolle Hinweise herzlich gedankt.

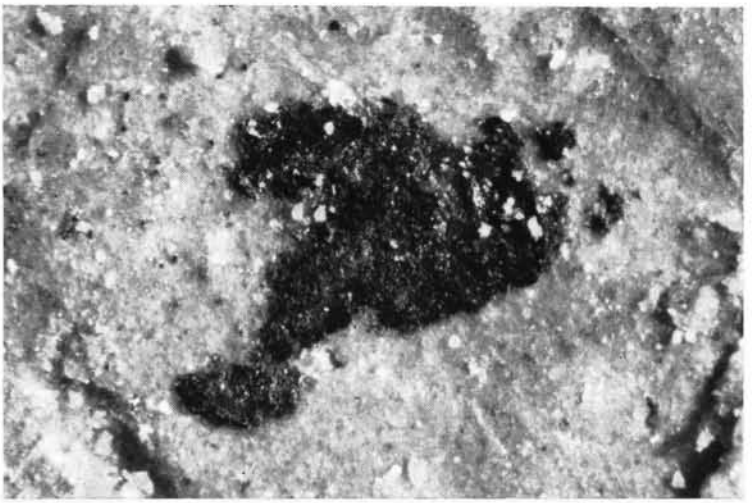


Abb. 13. Fossiler Boden, Probe e: Kluftfläche eines frischen, nicht eingebetteten Bodenstückchens im Auflicht. Fleckenartiger Überzug von Mn-Hydroxid. M = 40 : 1. — Objektiv Leitz UO 3,8, Ultropak-Illuminator.

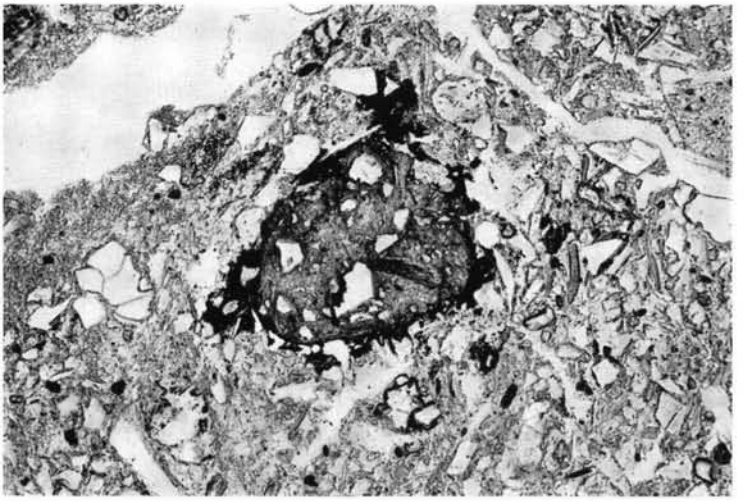


Abb. 14. Kolluvium, Probe h: Geröll eines braunlehmartigen Bodens, umkrustet von Mn-Hydroxid. M = 100 : 1. — Objektiv Leitz Pl 10/0,25 Hellfeld, Durchlicht.

Hand gewiesen werden, daß auch Toneinwaschungen in die tonreichen Bodenhorizonte erfolgt sind.

Die Ausscheidungen von Manganhydroxiden sind nicht leicht zu bewerten. Grundsätzlich sind sie als Pseudogleymerkmale aufzufassen, denn sie kommen in der Regel zusammen mit Eisenhydroxid-Ausscheidungen vor, sie zeigen aber eine gewisse Unabhängigkeit von den Fe-Ausfällungen. In Kitros ist ihre bevorzugte Ausscheidung an Oberflächen kennzeichnend. Vermutlich sind sie einem relativ späten Entwicklungsstadium zuzuordnen.

Eisenhydroxid-Ausscheidungen sind im gesamten Profil sehr selten. Die am natürlichen Aufschluß beschriebenen Fe-Flecken oder Überzüge erwiesen sich im Dünnschliff als Fe-

reiche Tonbeläge, die das Eisen in feinstverteilter Form enthalten, wie es für braunlehmartiges Material bezeichnend ist.

Die intensive Bodenbildung in den Horizonten c) und e) ist für die zeitliche Einordnung der Böden von großer Bedeutung. Unter mitteleuropäischen Verhältnissen könnte man solche Böden keinesfalls als interstadiale Bildungen ansehen. Auch für den Mittelmeerraum muß diese Intensität der Bodenbildung in einem Interstadial überraschen. Die Böden müssen eine ganze Folge von Prozessen durchlaufen haben, für die man bisher, auch wenn sie ineinanderwirken, einen nicht geringen Zeitfaktor angesetzt haben würde. Hierzu gehören vor allem

die Entkalkung und Verbraunung,
die Tonbildung durch Verwitterung der Glimmer,
mögliche Tonverlagerungen und -anreicherungen,
die Ausbildung und Steigerung braunlehmartiger Merkmale bei anhaltender Verwitterung und Verdichtung des Gefüges,
der Zusammenbruch des Leitbahnsystems,
Vorgänge der Aufarbeitung und Mischung bis zur Homogenisierung der Grundmasse.

Der schwach entwickelte Boden im Profil von Kitros ist danach lediglich bis zum zweiten Stadium vorgedrungen. Es fehlt jedoch das Merkmal der Verbraunung. Dafür sind die Manganhydroxid-Ausscheidungen dort stärker ausgebildet und deuten auf gewisse Staunässeeinflüsse.

Der unterste Bodenhorizont i) paßt in die aufgestellte Entwicklungsreihe zwanglos hinein. Manches spricht dafür, daß dieser noch eine längere Entwicklung durchlaufen hat. Die Untersuchung von weiterem Material wäre aber zu wünschen.

d. Pollenanalytische Untersuchungen (H.-J. Beug)

Die Anreicherung der Pollenkörner (PK) erfolgte mit Hilfe einer Schweretrennung und anschließender Azetolyse. Von jeder Probe wurden dabei 100 g aufbereitet. Bei den Proben a—d geschah dieses nach dem Verfahren von Frenzel (1964), bei den Proben e—i nach der bei Brunnacker et al. (1969) beschriebenen Methode. Für die Pollenzählungen mußte fast stets der ganze pollenführende Rückstand verwendet werden. Einigermaßen statistisch gesicherte Ergebnisse ließen sich nur bei den Proben e—h erzielen, während in den Proben a—d und i nur wenige PK gefunden wurden (Tab. 1). Die Spektren der pollenreicheren Proben Kitros e—f sind in Tabelle 2 zusammengestellt und die Einzelwerte in Prozenten einer Grundsumme berechnet, die aus Baumpollen und Nichtbaumpollenanteilen besteht. Es sei noch darauf hingewiesen, daß in der Probe h nur 18 PK gefunden wurden. Die statistische Sicherung der Einzelwerte ist daher in dieser Probe ganz besonders schlecht.

Bei einer früheren pollenanalytischen Untersuchung südeuropäischer Lösse (Brunnacker et al. 1969) konnte gezeigt werden, daß dort der Polleninhalt zum größten Teil von der nacheiszeitlichen Bodendecke her eingedrungen sein mußte. Etwas derartiges kann hier jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden, da in den obersten 3 m des Profiles — soweit untersucht — nur verschwindend geringe Pollenmengen enthalten sind (Proben a—d).

Auswertbare Unterschiede zwischen den pollenreicheren Spektren e—h scheinen nur in den Werten von *Pinus, Betula* und den klimatisch anspruchsvolleren Laubhölzern (*Quercus, Ulmus, Fraxinus, Ostrya, Vitis,* cf. *Phillyrea, Corylus, Carpinus* und *Fagus)* vorhanden zu sein. Tabelle 3 führt diese zusammen mit den Anteilen der Baumpollen und Nichtbaumpollen auf.

Tabelle 1

Pollenkörner in den Proben a—d und i

Kitros a	*Pinus*	1,5	PK
	Compositae	1	PK
Kitros b	*Pinus*	1	PK
Kitros c	*Pinus*	1	PK
Kitros d	*Pinus*	2	PK
	Alnus	1	PK
	Corylus	1	PK
	Gramineen	1	PK
	Farne	1	Spore
Kitros i	*Quercus*	1	PK

Tabelle 2

Pollenspektren der Proben e—h

	e	f	g	h
Pinus diploxylon-Typ	37,5	12,7	40,9	5,6
Betula	7,5	24,8	3,3	27,7
Salix		0,4		
Ephedra fragilis-Typ	1,2			
Ericaceae	3,8	2,2	1,1	
Ostrya		3,1		
Vitis		0,4		
cf. *Phillyrea*		0,9		
Quercus	1,2	0,9		11,1
Ulmus		1,3	1,1	5,6
Fraxinus excelsior-Typ		1,3		
Corylus	2,5	0,9		
Alnus	2,5	0,9		
Carpinus betulus	1,2	3,5	1,1	
Fagus		1,3		
Picea abies				5,6
Artemisia	2,5	1,3	1,1	5,6
Chenopodiaceae	7,5	9,0	11,4	16,6
Compositae	10,0	3,5	16,0	
Gramineae	2,5	9,7	3,4	5,6
Umbelliferae	3,8	2,6		
Papilionaceae	11,3	0,4	2,3	11,0
Ranunculaceae			10,2	
Polygonum aviculare-Typ	1,2	1,7	2,3	
Plantago lanceolata-Typ		6,1		
Cyperaceae		0,9		
Urtica		0,4		5,6
Cruciferae		0,4		
Plantago spec.		0,4		
Onosma-Typ		0,4		
Rubiaceae		0,4		
Centaurea jacea-Typ			2,3	
Unbestimmbare	3,8	8,2	2,3	
Summe Baumpollen	57,4	54,6	47,7	55,6
Summe Nichtbaumpollen	42,6	45,4	52,3	44,4
Gezählte Pollenkörner	80	229	88	18
Sumpfpflanzen:				
Sparganium		2,2	1,1	
Typha	1,2			

Tabelle 3

	e	f	g	h
Pinus	37,5	12,7	40,9	5,6
Betula	7,5	24,8	3,3	27,7
Klimatisch anspruchsvolle Laubhölzer	4,9	13,6	2,2	16,7
Summe Baumpollen	57,4	54,6	47,7	55,6
Summe Nichtbaumpollen	42,6	45,4	52,3	44,4

Niedrige *Pinus*-Anteile treten demnach zusammen mit hohen Werten der Birke und den anspruchsvollen Laubhölzern auf und umgekehrt. Von h zu e ist dabei ein zweifacher Wechsel von hohen zu niedrigen Anteilen dieser klimatisch anspruchsvollen Laubhölzer zu erkennen. Ein Zusammenhang mit den Änderungen der Nichtbaumpollen-Anteile scheint allerdings nicht zu bestehen. Diese liegen zwischen 42,6 und 52,3 % der Gesamtsumme. Aufgrund dieser Werte kann man im übrigen annehmen, daß es damals bei Kitros keine geschlossenen Wälder gab und höchstens ein spärlicher Baumwuchs möglich war. Auf die regelmäßigen, z. T. sogar häufigen Funde von Chenopodiaceen und *Artemisia* sei in diesem Zusammenhang besonders hingewiesen.

Es liegt nahe, die Pollenspektren von Kitros mit dem Pollendiagramm aus der Drama-Ebene zu vergleichen, die etwa 160 km ONO von Kitros entfernt ist (VAN DER HAMMEN et al. 1965). Für den jüngeren Teil der letzten Kaltzeit geben hier die Autoren sehr hohe Nichtbaumpollen-Anteile (darunter viel *Artemisia* und Chenopodiaceen) und unter den Baumpollen nur minimale Kiefern-Werte an. Im älteren Teil der Würm-Kaltzeit zeigen die Pollenspektren Nichtbaumpollen-Anteile etwa zwischen 90 und 50 % der Gesamtsumme. Unter den Baumpollen dominiert dabei die Kiefer, und die Laubholz-Anteile *(Quercus)* liegen etwa zwischen 5 und 10 %. Die Pollenspektren e—h aus Kitros lassen sich also durchaus mit dem vermutlich frühwürmzeitlichen Abschnitt (17,5—24 m Tiefe) des Pollendiagrammes aus dem Drama-Becken vergleichen.

Eine darüber hinausgehende vegetations- und klimageschichtliche Deutung der Pollenspektren ist z. Z. noch sehr schwierig. Über die Pollenflora südeuropäischer Lösse liegen so gut wie keine Erfahrungen vor. Außerdem müßte geklärt werden, ob und wie stark Pollenkörner hier bei Verlagerungsprozessen in den Lössen und Paläoböden mit erfaßt worden sind.

Die höheren Anteile klimatisch relativ anspruchsvoller Laubhölzer in den Spektren f und h scheinen für ein wärmeres und bzw. oder feuchteres Klima als in e und g zu sprechen. Unklar bleibt dann aber die Bedeutung der hohen *Pinus*-Anteile in e und g (Fernflug?). Eine Klärung dieser offen gebliebenen Fragen kann wohl nur durch weitere Untersuchungen an südeuropäischen Lössen, vielleicht auch durch eine Neubearbeitung des Profiles Kitros mit engerem Probenabstand erfolgen.

e. Zeitliche Einstufung (K. BRUNNACKER)

Zur Alterseinstufung bieten sich zwei grundsätzlich verschiedene Möglichkeiten an: Entweder wird das Profil durch interglaziale Böden gegliedert, womit die Deckschichten einen erheblichen Bereich des Pleistozäns überspannen würden, oder es handelt sich um interstadiale Bildungen, die sich allerdings auf das Würm beschränken müßten. Trotz der sehr kräftigen Ausprägung der Paläoböden wird die zweite Möglichkeit vorgezogen: Andernfalls müßte in Kitros, wie in anderen Profilen dieses Raumes, eine Abfolge ohne wesentlichere Erosionsdiskordanzen vorliegen, wie sie selbst in solchen Bereichen Mittel- und SE-Europas, welche für die Erhaltung reich gegliederter Profile günstiger sind, zu den großen Seltenheiten zählt. — Die Lage zum Talboden und der Aufbau des Profils sprechen, wie angedeutet, für Einstufung in das Jungpleistozän, wobei der Boden i am

Beginn des Würm stehen würde. — Das bei Estepona in S-Spanien gefundene analoge Profil liegt auf der 10-m-Strandterrasse, die dem letzten Interglazial zugerechnet werden kann (BRUNNACKER & LOŽEK 1969). — Interessant ist in diesem Zusammenhang das Verhalten des leichtlöslichen (dithionitlöslichen) Eisens. Dessen Anteil am (HCl-löslichen) Gesamteisen nimmt in Kitros mit dem Alter der begrabenen Böden in ähnlichen Raten ab, wie sie bei entsprechend eingestuften Würm-Paläoböden in Kärlich gefunden wurden (BRUNNACKER 1969).

Letztenendes gibt das Gesetz von der Korrelation der Fazies den Ausschlag: Hinsichtlich der Zahl der zwischengeschalteten Innerwürm-Böden ist ein Vergleich mit den Profilen der feuchteren Randgebiete der Lößverbreitung möglich (BRUNNACKER 1967). Der Ausprägungsgrad dieser Böden wird zudem gegen wärmere Räume hin vor allem dann zunehmen, wenn diese in etwas feuchteren Regionen liegen.

II. Weitere Vorkommen (K. BRUNNACKER)

Das Profil von Kitros ist insofern kein Einzelfall, als entsprechende Vorkommen in N-Griechenland bei Xanthi und in Kleinasien östlich von Adapazari entdeckt wurden. Außerdem wurden gleichartige Paläoböden zwischen Gehänge-Spülschutt und Kolluvien nördlich Thessaloniki angetroffen. Möglicherweise gehört das Profil von Kokkinopilos (DAKARIS, HIGGS & HEY 1964) ebenfalls dazu.

Damit zeichnet sich in den Tiefländern des nordöstlichen Mittelmeer-Raumes eine eigenständige Löß- und Paläoboden-Provinz ab, die sich durch Zahl und Ausbildung der Innerwürm-Böden deutlich von benachbarten Räumen abhebt. So ist an der Neretva nur ein Boden mit etwas schwächerer Ausprägung im Löß vertreten (vgl. BRUNNACKER u. Mitarbeiter 1969), ähnlich am Vardar in S-Jugoslawien. Im arideren westlichen Anatolien wurde in deutlicher entwickeltem Deluviallöß ebenfalls nur eine „Kalkbraunerde" gefunden (im Hochland bei Karaman und im Mäander-Tal bei Denizli).

Hingegen liegt in S-Spanien bei Estepona, zwischen Malaga und Gibraltar, ein Kolluvialprofil, das durch Böden unterteilt wird, die denen von Kitros entsprechen. Sie unterscheiden sich makromorphologisch lediglich durch ockerbraune Färbung (BRUNNACKER & LOŽEK 1969).

III. Stellung innerhalb der würmeiszeitlichen Klimazonen (K. BRUNNACKER)

Bezüglich Lößfazies und örtlichem Profilaufbau wirken Provinz, Humiditätsgrad und Standortgegebenheiten zusammen. Abgesehen von speziellen Lokaleinflüssen lassen sich deshalb die aus einem Profil ablesbaren Gegebenheiten extrapolieren, soweit der Landschaftstyp der gleiche bleibt.

Damit können die für Kitros dargestellten Befunde verallgemeinert werden. Für die Fazies gilt dabei, daß noch typischer Löß vorliegt. Doch muß innerhalb des durch den Löß als solchen angedeuteten Rahmens mit einer gewissen Neigung zu etwas feuchteren Bedingungen gerechnet werden. Dies zeigt sich besonders über die Böden an, wobei deren genaue stratigraphische Position im Würm ohne Belang ist.

Innerhalb der nordmediterranen Länder treten Profile mit einem Aufbau entsprechend Kitros in der Grenzzone des Lösses nach feuchteren Räumen auf. Je humider ein Gebiet ist, desto mehr werden Schwellenwerte wirksam, die für die Einschaltung zusätzlicher Böden und deren Ausprägung verantwortlich sind. Damit steht die durch Kitros repräsentierte Provinz — wie die in Estepona erfaßte — in einer ähnlichen Stellung zu trockenen mediterranen Provinzen, wie die des nördlichen Rheinlandes und des nördlichen Alpenvorlandes zu den trockeneren Bereichen Mitteleuropas (BRUNNACKER 1967).

Für die Stadialzeiten darf ein Klima mit weitgehend offener Vegetation unterstellt werden, wie es neuerdings FRENZEL (1967) aufgrund eines Pollenprofils in N-Griechenland fordert (VAN DER HAMMEN, WIJMSTRA & VAN DER MOLEN 1965), und dem die pollenanalytischen Befunde von Kitros nicht entgegen stehen. Dagegen sprechen auch nicht die Faunenfunde von Larissa (MILOJČIĆ, BOESSNECK, JUNG & SCHNEIDER 1965), zumal deren Zeitstellung unklar bleibt.

IV. Pluviale Phasen (K. BRUNNACKER)

Die für nordmediterrane Tiefländer skizzierten beiden, etwas humideren Löß- und Paläoboden-Provinzen sind heute durch etwa 16° C mittlere Jahrestemperatur bei einem Niederschlagsmittel von 500—600 mm und um 4 Dürremonate gekennzeichnet. Im Würm lag dieser Bereich etwa 400—700 m unter der damaligen Periglazialstufe (i. w. S.), wenn vom Erhaltungszustand der Terrae calcis und (was aber nicht überall ein sinnvolles Kriterium ist) der Untergrenze weitflächiger Gehänge-Spülschutte ausgegangen wird (BRUNNACKER u. Mitarbeiter 1969).

Eine überschlagsmäßige Abschätzung der eiszeitlichen Temperaturdrepression auf Grund der unterschiedlichen Lage der rezenten und würmeiszeitlichen Periglazialstufe bringt, wie an der Neretva und in SE-Spanien eine Absenkung von größenordnungsmäßig 10° C, also gegen 6° C Jahresmittel, im höheren Würm. Doch ist dies eine Frage des nicht sonderlich gut faßbaren Temperaturgradienten. Aber auch nach den bisherigen pollenanalytischen Befunden kommt man zu ähnlichen Vorstellungen; denn die hygrische Situation kann in diesen von zahlreichen großen und kleinen Tälern durchzogenen Tieflandsgebieten nicht die Begrenzung thermophilerer Waldvegetation bestimmen. Man wird deshalb auch in diesen Bereichen auf den Temperaturfaktor zurückgreifen müssen, um das Zurücktreten anspruchsvollerer Bäume zu Gunsten von Steppenelementen erklären zu können. Dafür ist wiederum eine erhebliche Depression Voraussetzung (heutiges Julimittel in Thessaloniki rd. 26° C).

Obiger Wert steht durchaus nicht isoliert, wenn z. B. die Angaben von MESSERLI (1967) vergleichsweise herangezogen werden. Doch kommt es derzeit gar nicht so sehr auf Interpretationsunterschiede in der Größenordnung einiger Grade an. Wesentlich ist vielmehr, daß man auch für den nordmediterranen Raum eine tiefgreifende eiszeitliche Temperatursenkung zu fordern beginnt. Eine solche könnte wegen der geminderten Verdunstung durchaus Erscheinungen auslösen, die andernfalls durch vermehrte Niederschläge, also durch Pluviale bisheriger Interpretation, erklärt werden mußten (FRENZEL 1967).

Nur soviel sei deswegen dazu bemerkt: Ein „fluviatiles Relief", das u. a. als Indiz für Pluvialzeiten herangezogen wird, sagt nicht viel; denn auch die weitaus meisten terrestrischen Sedimente, die (eindeutig) ariden Zeiten der Erdgeschichte zugesprochen werden, sind fluviatiler Herkunft (i. w. S.). Sowohl in deren Abtrags- wie Akkumulationsräumen muß damit ein derartiges fluviatiles Relief dominiert haben.

Die interstadialen Phasen der periglazialen Gebiete werden gegen Süden zu pluvialen Phasen, deren Hintergründe vorerst offen bleiben. Gemäß der Abhängigkeit vom jeweiligen entscheidenden „Schwellenwert" wird jedoch eine gebietsweise unterschiedlich große Zahl humiderer Abschnitte über die Böden faßbar. Denkbar ist ferner, daß der Beginn und das Ende der interstadial-pluvialen Bodenbildungen in wärmeren Bereichen früher eingesetzt und später geendet hat als im periglazialen Raum. Doch würde sich damit am Grundsätzlichen nichts ändern. Soweit Hinweise vorliegen, deuten die Interstadialböden insgesamt weniger auf stärkere Erwärmung als vielmehr auf etwas feuchtere Bedingungen hin. Unter solchen Aspekten sind wohl auch die genetisch noch recht problematischen „Mediterranböden" zu bewerten. Sie fügen sich in folgende Catena ein (Interstadiale des höheren Würm, z. B. Stillfried B):

rel. feucht:	rel. trocken:
Naßboden (Tundragley), insb. nördlich der Alpen	Brauner Boden (brauner Verwitterungshorizont u. dgl.), in Trockengebieten nördlich der Alpen
„Braunerde" (i. w. S.), z. B. bei Zandar	Tschernosem im pannonischen Raum
Mediterranboden, Typ Hodbina, im Neretva-Tal	
	„Kalkbraunerde", in Anatolien und
Mediterranboden, Typ Kitros, zwischen Kitros und Adapazari und bei Estepona	SE-Spanien

In Kitros werden gemäß der gebrachten stratigraphischen Interpretation eine kräftige pluviale Phase am Beginn des Würm (i) und eine weitere, schwächere, im Stillfried B (c) wirksam. Dazwischen sind noch zwei pluviale Phasen vorhanden (g, e), deren Wertigkeit anscheinend nach trockeneren Räumen hin wieder unter einen Schwellenwert zurück sinkt. So scheint, ähnlich dem trockenen SE-Spanien (BRUNNACKER & LOŽEK 1969) der Löß in Nordafrika nur durch einen Kalkausscheidungshorizont (im höheren Würm) unterteilt zu sein (SCHWEGLER 1944). Dies spricht keinesfalls gegen eine pluviale Hauptphase wie gegen allgemein etwas feuchtere Bedingungen am Beginn des Würm, zumal in den Sedimenten der Höhle der Crvena Stijena vom Süden kommendes lößartiges Material (wie in der Romanelli-Grotte) auftritt, das aus einem zuvor (etwa am Beginn des Würm) kräftiger chemisch verwittertem Substrat abzustammen scheint (BRUNNACKER 1967).

Schrifttum

ALTEMÜLLER, H.-J.: Mikromorphologische Untersuchungen an einigen Gipskeuperböden im Raum Iphofen/Franken. — Bayer. Landw. Jb., **37**, 4, 70—85, München 1960.

— : Mikromorphologische Untersuchungen an Bodenprofilen des mittleren fränkischen Jura. — Bayer. Landw. Jb., **39**, 1, 98—109, München 1962.

BRUNNACKER, K.: Die Sedimente der Crvena Stijena. — Glasnik, N. S., **21/22**, 31—65, Sarajevo 1967.

— : Die regionale Stellung der niederrheinischen Lößprovinz. — Sonderveröff. Geolog. Inst. Univ. Köln, **13**, 55—63, Köln 1967.

— : Ein Löß-Vorkommen bei Kitros/Südmakedonien. — Akademia Athenon, Athen 1968 [in Druck].

— : Kriterien zur relativen Datierung quartärer Paläoböden? — Z. Geomorphologie, 1969 [in Druck].

BRUNNACKER, K., BASLER, Dj., LOŽEK, V., BEUG, H.-J. & ALTEMÜLLER, H.-J.: Zur Kenntnis der Lösse im Neretva-Tal. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh. **132**, 127—154, Stuttgart 1969.

BRUNNACKER, K. & LOŽEK, V.: Löß-Vorkommen in Südostspanien. — Z. Geomorphologie, Stuttgart 1969.

DAKARIS, S. I., HIGGS, E. S. & HEY, W. R.: The Climate, Environment and Industries of Stone Age Greece: Part I. — Proc. Prehist. Soc., **30**, 199—244, London 1964.

FOTAKIEWA, Em. & MINKOW, M.: Der Löß in Bulgarien. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 87—96, Öhringen 1966.

FRENZEL, B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. — Braunschweig 1967.

HAMMEN, Th. v. D., WIJMSTRA, T. A. MOLEN, W. H. v. D.: Palynological Study of a very thick Peat Section in Greece, and the Würm-Glacial Vegetation in the Mediterranean Region. — Geol. en Mijnbouw, **44**, 37—39, 's-Gravenhage 1965.

KUBIËNA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — 392 S., Stuttgart 1953.

MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ, J.: Le loess en Yougoslavie. — Rep. VI. Intern. Congr. Quaternary, Warsaw 1961, IV, 551—570, Lodz 1964.

Messerli, B.: Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. — Geographica Helvetica, **22**, 105—228, Bern 1967.

Milojčić, V., Boessneck, J., Jung, D. & Schneider, H.: Paläolithikum um Larissa in Thessalien. — Beitr. z. ur- u. frühgesch. Archäologie des Mittelmeer-Kulturraumes, **1**, Bonn 1965.

Schwegler, E.: Bemerkungen zum Vorkommen von Löß im libyschen und tunesischen Gebiet. — N. Jb. Min. etc., Abt. B., Mh. 1944, 10—17, Stuttgart 1944.

Schwertmann, U.: Die Bildung von Goethit und Hämatit in Böden und Sedimenten. — Proc. Intern. Clay Conference, **1**, 159—165, Jerusalem 1966.

Manuskr. eingeg. 20. 2. 1969.

Anschriften der Verf.:

Dr. H.-J. Altemüller, Institut für Bodenbearbeitung der Forschungsanstalt für Landwirtschaft, 33 Braunschweig, Bundesallee 50.

Doz. Dr. H.-J. Beug, Botanisches Institut der Universität, 7 Stuttgart-Hohenheim.

Prof. Dr. K. Brunnacker, Geologisches Institut der Universität, 5 Köln, Zülpicher Straße 49.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 111-115	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Ein neues Interstadialvorkommen im Ammergebirgsvorland (Obb.)

Von Hans-Chr. Höfle, Berlin

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. Im Rahmen einer Glazialkartierung des nördlichen Teiles vom Blatt Bayersoien (1 : 25 000, Nr. 8331) wurden am östlichen Rand des Einflußbereiches vom ehemaligen Lechvorlandgletscher interstadiale Sedimente nachgewiesen. An den darin gefundenen Holzresten konnten mit Hilfe der ^{14}C-Methode absolute Altersbestimmungen durchgeführt werden. Das zwischen 31 200 und 36 000 Jahren festgestellte Alter machte eine Einordnung in die Hauptwürmschwankung möglich. Die Ablagerungsverhältnisse unterstrichen diese Einordnung. Da es sich bei dem Vorkommen um charakteristische Stauseesedimente handelte, wurde angenommen, daß die aufstauende Wirkung von Moränenwällen der Frühwürmvereisung ausging. Untersuchungen der Flora und Mikrofauna ergaben, daß während der Hauptwürmschwankung am nördlichen Alpenrand zumindest teilweise den heutigen Klimabedingungen sehr ähnliche Verhältnisse geherrscht haben müssen.

Summary. During a glazial survey of the northern part of sheet Bayersoien (scale: 1 : 25 000, Nr. 8331) interstadial sediments were established at the eastern margin of the former Lech ice apron environment. In wood fragments found amongst these sediments absolute age determinations were carried out by the use of the ^{14}C-method. The age of 31 200—36 000 y. obtained renders possible a relation to the main Würm oscillation. The conditions of deposition emphasis this relation. As the occurence consists of characteristic sediments of a glacial lake, it is suggested that the damming effects originated from moraine dams. Investigations of the flora and mikrofauna show that conditions similar to the recent climate must have prevailed to some extent during the main Würm oscillation along the northern margin of the Alps.

1. Einleitung

Im Sommer 1967 konnten südöstlich von Steingaden nahe der Bundesstraße 17 im Tal des Neuhaus-Baches und seinen Zuflüssen dem Kreisten-, Nickele- und Haareck-Bach interstadiale Ablagerungen aufgefunden werden. Das Vorkommen beschränkt sich auf ein System von kleinen Tälern in einem Gebiet, dessen Morphologie während der Würm-Kaltzeit durch den Lechgletscher geprägt wurde. Die Täler liegen zwischen meist N/S streichenden Moränenwällen, die Troll (1925) der Singener Rückzugsphase der Alpenvorlandgletscher zuordnet. Eberl (1931) betrachtet sie als zur III b und III c Randlage des Lechgletschers gehörend. Ältere Randlagen des Lechgletschers schließen nach E an. Im W erstreckt sich ein großes Drumlinfeld von Lechbruck bis nahe Steingaden (Abb. 1).

2. Beschreibung des Interstadialvorkommens

Die Aufschlüsse in den interstadialen Sedimenten bestehen in der Hauptsache aus Bachanrissen, die z. B. im Bett des Neuhaus- und Haareck-Baches mit kleinen Unterbrechungen über fast 2 km verfolgt werden können.

Von Schlögelmühle aus sind im Bett des Neuhaus-Baches zunächst die Steigbachschichten der Unteren Süßwassermolasse aufgeschlossen. Bachaufwärts legen sich auf den hier WSW streichenden und zwischen 60° und 70° einfallenden Molasseuntergrund dunkelgraue und im durchfeuchteten Zustand äußerst plastische Tone. Das bis unterhalb des Millimeterbereichs sehr fein geschichtete Material ist an den Rändern des Bachbettes bis maximal 1,5 m Höhe aufgeschlossen. An einigen Stellen ist es entweder längs oder quer zum Streichen des Tales deutlich gefaltet. Eine Schrägstellung der Tone ist darüber hinaus häufig zu beobachten. Allein durch Hangrutschung kann diese Beanspruchung nicht erklärt werden; es muß auch noch die Möglichkeit einer glazialen Überprägung in Betracht

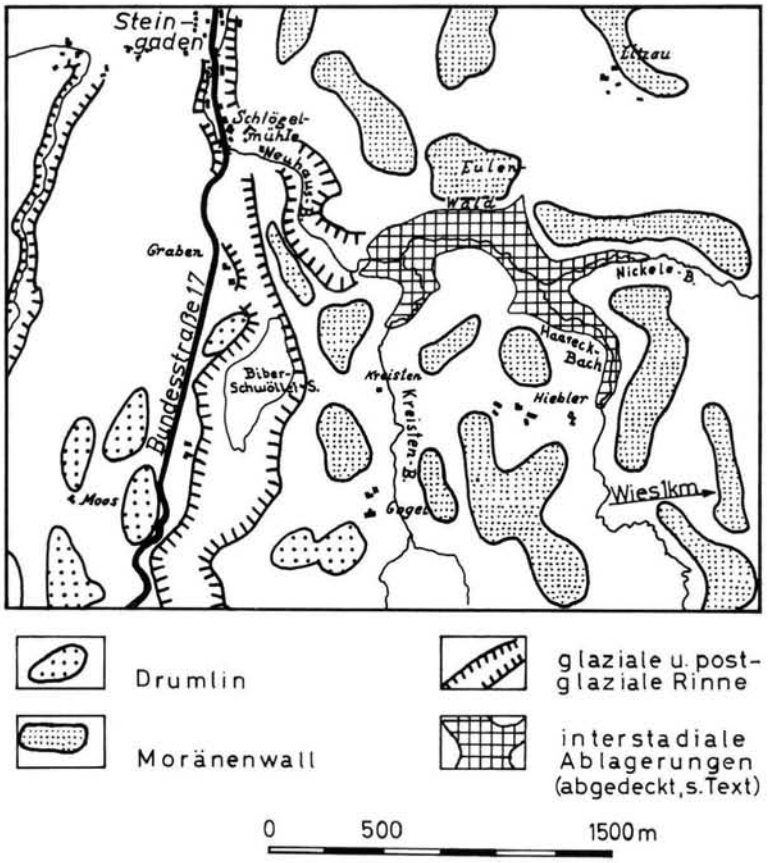


Abb. 1. Die Lage des Interstadialvorkommens nahe Steingaden.

gezogen werden. Etwa 400 m weiter aufwärts im Bett des Neuhaus-Baches setzt in den Tonen eine merkliche Schlufführung ein. Bis zum Zusammenfluß des Nickele- und Haareck-Baches nimmt der Sandgehalt der Tone allmählich zu (Abb. 2), so daß man dort schon von stark sandigen Tonen sprechen kann. Die Schichtung wird gröber und es ist nur noch eine gelegentliche Schrägstellung festzustellen. Der Tongehalt des jetzt hellgrau gefärbten Materials nimmt am Haareck-Bach aufwärts immer mehr ab. Nach einigen Aufschlüssen in zunächst noch stark und dann schwach tonigen, weichen Sanden stehen nach etwa 300 m in Höhe der Ortschaft Hiebler gelbliche, stark verfestigte Sande und einige z. T. durch Kalksinter verbackene Kies- und Konglomeratbänke an.

Auch in den übrigen Zuflüssen des Neuhaus-Baches ist bachaufwärts eine Zunahme des schluffig-sandigen Anteils sowie eine Kornvergröberung festzustellen entsprechend der Abb. 2.

Über diesen interstadialen Bildungen liegt meist eine unterschiedlich mächtige Decke von umgelagertem Moränenmaterial. Im Haareck- und Nickele-Bach konnte an mehreren Stellen die direkte Auflagerung von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben beobachtet werden.

Die ungefähre flächenmäßige Verbreitung des Interstadials ist aus den beiden Abbildungen ersichtlich. An den Rändern und auch im Streichen der Täler sind die Ablage-

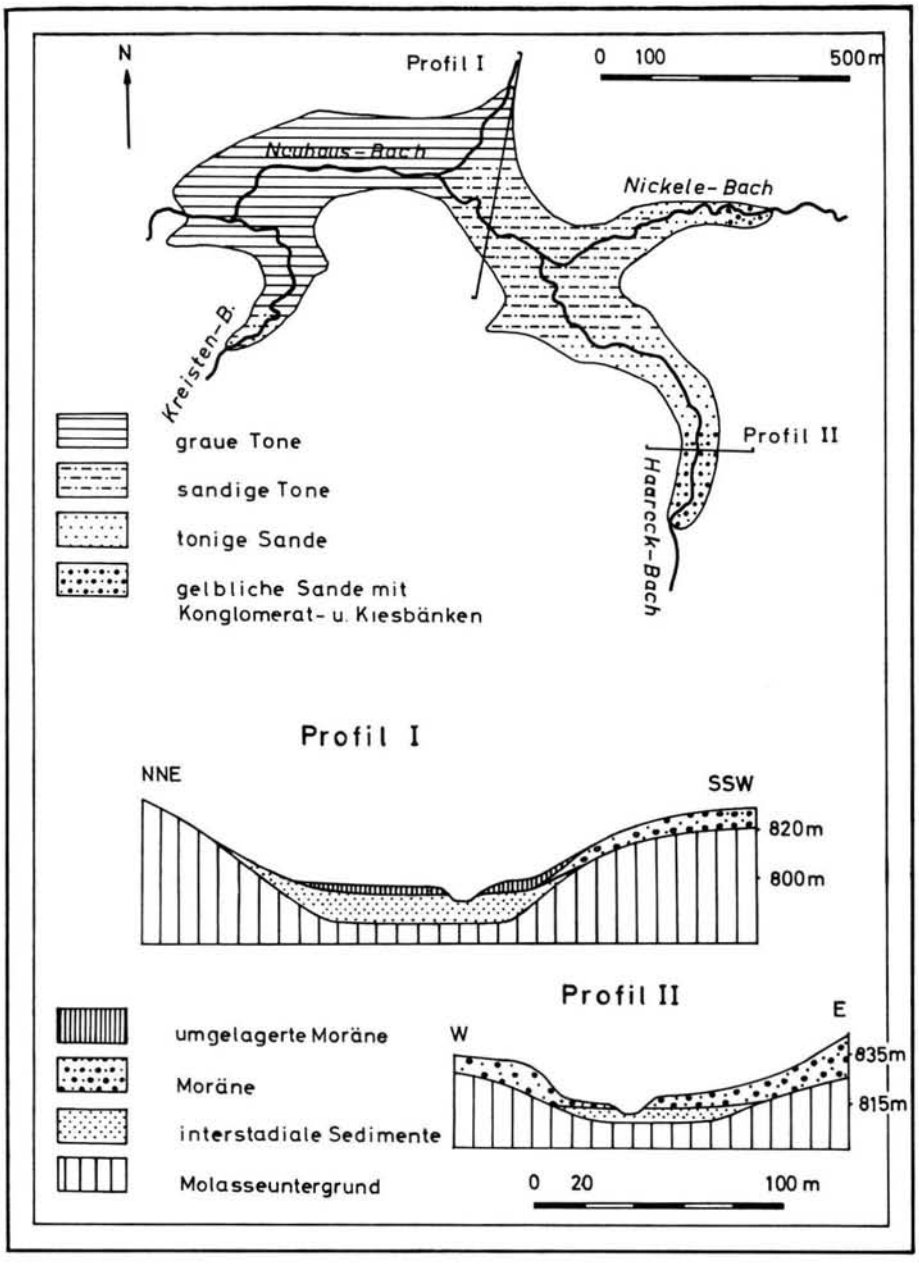


Abb. 2. Die Sedimentverteilung im Interstadialvorkommen nahe Steingaden.

rungen bis in eine Höhe von maximal 820 m zu verfolgen. Für das Tal des Neuhaus-Baches bedeutet dies, daß sie im Bachbett zwischen 785 und 805 m Höhe anzutreffen sind, an den Talrändern jedoch bis in eine Höhe von knapp 820 m hinaufreichen. Es muß also nach der Bildung der Sedimente Perioden der Erosion gegeben haben, in denen sie zum großen Teil wieder abgetragen wurden. Die teilweise direkte Auflagerung von Grund-

moräne auf das erodierte Interstadial beweist nicht nur eine Überfahrung durch das Eis des Lechgletschers, sondern auch eine vorangegangene Erosionstätigkeit. Erst nach dem Rückzug des Eises setzte eine weitere Periode der Erosion ein, in der nach der Einschneidung und Umlagerung des Grundmoränenmaterials die heutigen Verhältnisse geschaffen wurden.

3. Fossilinhalt und Altersbestimmung des Interstadials

An zwei Stellen, die etwa 50 und 80 m südlich des Zusammenflusses vom Nickele- und Haareck-Bach im Bett des Haareck-Baches liegen, konnte in stark sandigen Tonen ein jeweils nur wenige cm mächtiger Fossilhorizont mit Aststücken, Rindenresten und Samen und Zapfen von Fichten gefunden werden. Beide Horizonte waren stark zusammengepreßt, so daß z. B. die Aststücke einen linsenförmigen Querschnitt zeigten. Die mikroskopische Untersuchung eines 50 cm langen, 8 cm breiten und bis auf eine maximal Dicke von 1,5 cm zusammengepreßten Astes erwies sich wegen des hohen Grades der Verdrükkung als schwierig. Es gelang jedoch, die Herkunft auf Fichte, Tanne oder Lärche zu beschränken. Wegen des gefundenen Fichtensamens und der Fichtenzapfen ist die Wahrscheinlichkeit, daß es sich bei den Ästen um das entsprechende Holz handelt, sehr groß.

Die Suche nach einer brauchbaren Mikrofauna war nur in den feingeschichteten Tonen erfolgreich. In mehreren Proben aus dem Neuhaus-Bach wurde folgende Ostracodenfauna gefunden: *Cytherissa lacustris* (G. O. Sars), *Cuneocythere sp.*, *Candona sp.* Es handelt sich dabei um eine Fauna, die auch heute noch in Mitteleuropa weit verbreitet ist.

Außerdem sind in den Tonen und Sanden häufig äußerst zartschalige und daher meist verdrückte Gastropodengehäuse und Schalenreste zu finden, deren Bestimmung jedoch nicht möglich war.

An den Holzresten wurden mit Hilfe der ^{14}C-Methode zwei absolute Altersbestimmungen durchgeführt. Für die erste Probe, die etwa 80 m südlich des erwähnten Zusammenflusses im Bett des Haareck-Baches in 1 m Tiefe gefunden worden war, ergab sich ein Alter von 33 000 ± 1800 Jahren. Die zweite Probe, 30 m weiter bachabwärts entnommen, bestand aus dem Kernholz des bereits beschriebenen Astes und hatte ein Alter von 34 000 ± 2 000 Jahren. Auch hier wurde das Material in etwa 1 m Tiefe unter der Oberkante des mit einer dünnen Schicht aus umgelagertem Grundmoränenmaterial bedeckten Interstadials entnommen.

4. Hinweise für das Alter des Talsystems

Nur wenige Meter oberhalb des letzten Aufschlusses in den interstadialen Sedimenten des Haareck-Baches steht über eine Länge von ungefähr 300 m an den Rändern des Tales eine Nagelfluh an. Die Geröllkomponenten haben Durchmesser im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. Das Material ist völlig unsortiert und allgemein durch einen hohen Grad der Verwitterung gekennzeichnet. Nach Vergleichen mit ähnlichen Vorkommen an anderen Stellen wurde diese Nagelfluh als Glazialmaterial des Präwürm gedeutet, das in einer im Molasseuntergrund angelegten Talsenke zur Ablagerung kam.

5. Die Entstehung der interstadialen Sedimente

Die interstadialen Ablagerungen befinden sich in einem System von kleinen Tälern, deren Entstehung zumindest z. T. im Präwürm erfolgt ist. Der Ausgang dieses Entwässerungssystems wurde südöstlich von Schlögelmühle durch Endmoränenwälle der Frühwürmvereisung verbaut. Dadurch konnte ein See aufgestaut werden, dessen Spiegelhöhe etwa bei 820 m ü. NN gelegen haben muß. Nach dem Rückzug des Eises blieb der Stausee erhalten und wurde in der folgenden Interstadialzeit mit Sedimenten aufgefüllt. Die Sedimentation erfolgte hauptsächlich von S durch das Tal des Haareck-Baches, da in den

anderen Zuflüssen des Neuhaus-Baches die gröberen Komponenten in geringerem Maße anzutreffen sind. Als erstes wurden an der Mündung des Baches in den Stausee Sande und Kiese abgelagert. Es folgen dann entsprechend der im See nachlassenden Transportkraft des Wassers feinere Sande. In der bereits beschriebenen Abstufung bleibt zum Schluß nur noch eine feine Tontrübe übrig, die die feingeschichteten, grauen Tone bildet.

Der Moränenwall östlich von Schlögelmühle und die westlich am Kreisten-Bach vorbeiziehenden Wälle könnten als ein Rest dieser ehemals stauenden Frühwürmmoränenwälle angesehen werden. Da zwischen dem Molasseuntergrund und den Seetonen keinerlei Grundmoränenmaterial angetroffen wurde, muß angenommen werden, daß die Wälle während des Maximalstandes der Frühwürmgletscher entstanden sind. Wegen des Mangels an Aufschlüssen läßt sich ihr Frühwürmalter nicht mit letzter Sicherheit nachweisen. Die Gletscher der Mittel- oder Hauptwürmvereisung müßten für den Fall des Frühwürmalters der Wälle diese überfahren haben. Dabei stauchten und erodierten sie z. T. die Interstadialsedimente. Beim Rückzug des Eises kam es durch die enormen Schmelzwassermengen zur Erosion der ohnehin schon stark abgeschliffenen Frühwürm-Moränenverbauung im Bereich des Neuhaus-Talausganges und in der Folgezeit zur weiteren Abtragung und Zerschneidung des Interstadials durch postglaziale Bäche.

Für die Durchführung der ^{14}C-Bestimmungen möchte ich dem Hahn-Meitner Institut in Berlin-Wannsee, insbesondere Herrn Dr. P. Möller, sehr herlich danken.

Für die mikroskopische Untersuchung der Holzproben gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. G. Wagenitz vom Botanischen Museum in Berlin-Dahlem. Außerdem möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. I. Schäfer von der Universität Regensburg für die Unterstützung bei der Bearbeitung des Interstadials und bei Herrn Dr. F. Helmdach vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Freien Universität Berlin für die Bestimmung der Ostracoden bedanken.

Schrifttum

Eberl, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. — B. Filser, 427 S., 2 Kart., Augsburg 1930.

German, R.: Zur Geologie des Lechvorlandgletschers. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **44**, 61—83, Stuttgart 1962.

Gross, H.: Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**, 87—101, Öhringen 1956.

— : Die bisherigen Ergebnisse von C^{14}-Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **9**, 155—187, Öhringen 1958.

Höfle, H. C.: Die Molasse der Murnauer Mulde und das Glazial im Alpenvorland nördlich vom Ammergebirge. — Unveröff. Diplomarb., Freie Univ. Berlin, S. 1—70, 16 Abb., 2 Taf., 1 Karte, Berlin 1968.

Klebelsberg, R. v.: Glazialmorphologische Notizen vom bayrischen Alpenrand - III. — Z. f. Gletscherkunde, **7**, 225—243, Berlin 1914.

Troll, C.: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. Geogr. Ges. München, **18**, 281—292, München 1925.

Manuskr. eingeg. 2. 4. 1969.

Anschrift des Verf.: Dipl.-Geol. H.-Chr. Höfle, Geologisch-Paläontologisches Institut der Freien Universität Berlin, Lehrstuhl für allgemeine und historische Geologie, 1 Berlin-33, Altensteinstraße 34 a.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 116-122	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores (2270 m) der Venedigergruppe

Von S. Bortenschlager und G. Patzelt, Innsbruck

Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

Zusammenfassung. Das 225 cm mächtige Torflager eines Moores nahe der Rostocker Hütte im Maurertal (südliche Venedigergruppe), in unmittelbarer Nähe des Gletschervorfeldes von Simony- und Maurerkees wurde pollenanalytisch untersucht.

Das Torfwachstum begann in 2300 m Höhe um 6800 v. Chr. Somit konnte pollenanalytisch die Vegetationsentwicklung der ganzen postglazialen Wärmezeit erfaßt werden. Die sich im Profil abzeichnenden Klimaverschlechterungen wurden mittels ^{14}C datiert und mit unabhängig davon datierten oder zeitlich eingegrenzten Moränen des Simony- und Maurerkees und anderer Gletscher der Venedigergruppe verglichen. Drei wärmezeitliche Gletscherhochstandsperioden erscheinen damit gut belegt. Es wurden dafür die lokalen Bezeichnungen „Venedigerschwankung" (ca. 6700—6000 v. Chr.), „Frosnitzschwankung" (ca. 4400—4200 v. Chr.) und „Löbbenschwankung" (ca. 1500—1300 v. Chr.) eingeführt. Weitere Untersuchungen zur Sicherung dieser Ergebnisse sind in Arbeit.

Summary. The peat (225 centimetres thick) of a bog near the Rostocker Hut in the Maurer Valley (southern part of the Venediger Mountains) close by the glaciers (Simonykees and Maurerkees) has been investigated pollenanalytically.

In 6800 B. C. the peat began to grow in a heigh of 2300 metres. Consequently the development of the vegetation of the whole boreal to subboreal time could be seized pollenanalytically. The deteriorations of the climate that are to be seen in profile have been dated by C-14 and compared with moraines of the Simonykees and Maurerkees as well as with different glaciers of the Venediger Mountains (all of them dated independently from each other). Thus three postglacial periods of progress of glaciers seem to be well proved. For these periods local denotations have been introduced as „Venedigerschwankung" (oscillation, approx. 6700—6000 B. C.), „Frosnitzschwankung" (approx. 4400—4200 B. C.) and „Löbbenschwankung" (approx. 1500—1300 B. C.). Further investigations to secure these results are in preparation.

I. Einleitung

Die Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit sind Gegenstand einer im Herbst 1963 begonnenen Untersuchung an neun großen Talgletschern der Venedigergruppe in den Hohen Tauern. Es wurden dafür an Moränen und in dazwischenliegenden Mooren zahlreiche Aufschlüsse gegraben und aus der Stratigraphie der Boden- und Torfprofile mehrere Gletscherhochstandsperioden abgeleitet, begrenzt und untergliedert. ^{14}C-Daten von Holzresten aus entsprechenden Lagen gaben dazu absolute zeitliche Anhaltspunkte. Parallel zu den morphologisch-stratigraphischen Arbeiten wurde die pollenanalytische Untersuchung einiger günstig gelegener Moore begonnen. Davon liegt ein erstes Diagramm vor, das hier kurz besprochen und zur Diskussion gestellt werden soll (Tafel I).

Das untersuchte Moor liegt im Maurertal auf der Südseite der Großvenedigergruppe in unmittelbarer Nähe des Vorfeldes von Simony- und Maurerkees (Abb. 1). Diese beiden Gletscher hatten zur Zeit ihres letzten Hochstandes um 1850/55 eine gemeinsame Zunge, die über eine Steilstufe bis ca. 2070 m Höhe hinabreichte. Heute endet das Simonykees in 2400 m, seine Kammumrahmung ist mit den beiden Simonyspitzen bis zu 3488, bzw. 3440 m hoch. Es hat mit 3 km² nur mehr ca. 60% seiner damaligen Fläche. Das Maurerkees ist in mehrere Teilgletscher zerfallen, die zusammen nicht ganz 4 km² messen, weniger als die Hälfte der Fläche von 1855. Höchster Gipfel in seinem Einzugsgebiet ist der Große Geiger mit 3360 m. Von allen Gletschern der Venedigergruppe ist das Maurerkees am stärksten geschwunden. Ein 3 km langer flacher Taltrog ist dadurch eisfrei geworden.

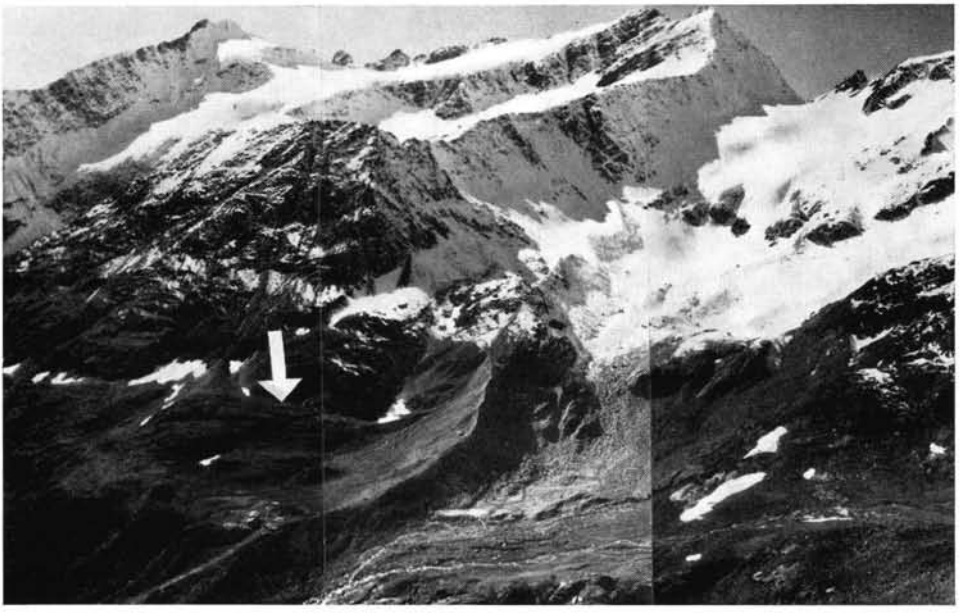


Abb. 1. Vorfeld des Simony- und Maurerkeeses bei der Rostocker Hütte (Pfeil bezeichnet die Torfgrabung bei T 2).

Der flache Trogboden findet talauswärts auf der rechten Seite in 2200 m Höhe seine Fortsetzung in einer breiten ebenen Felsterrasse, die der mächtige rechte Ufermoränenwall des Simonykeeses in westöstlicher Richtung überlagert (Abb. 2). Bevor es jedoch zur Ausbildung dieses Walles kam, hat sich der Gletscher mehrfach über die ganze Terrasse ausgebreitet. Dank der günstigen ebenen Lage sind die Moränen dieser Vorstöße sehr gut erhalten geblieben. Dazwischen und knapp außerhalb davon sind mehrere Moore gewachsen. Das untersuchte Moor liegt 350 m südwestlich der Rostocker Hütte in 2270 m Höhe, außer- und oberhalb der äußersten Moräne auf der Terrasse (T-2 in Abb. 2). Die Oberfläche des Moores ist durch Viehtritt zum Teil gestört, da die zur „Maurer Alm" gehörenden Gründe bis vor wenigen Jahren stark beweidet waren. Aus dem Moor ragen vereinzelt die Reste großer Zirbenstämme. Zur Zeit des Hüttenbaues (1911/12) sollen solche Bäume ausgegraben und zu Brennholz verarbeitet worden sein. Die heutige Waldgrenze ist im Maurertal bei etwa 1950 m, die Baumgrenze bei 2030—2050 m Höhe anzusetzen. Erste Baumbestände sind erst 1,5 km weiter talauswärts zu finden. Das Moor liegt mehr als 300 m über der heutigen Waldgrenze.

Die große Nähe zu den Moränen einerseits, die Höhenlage im Schwankungsbereich der Waldgrenze andererseits ließen erwarten, daß sich im Pollenprofil Vegetations-, Klima- und Gletscherschwankungen gut abzeichnen würden.

II. Pollenanalytische Untersuchung

1. Feld- und Laborarbeit

An einer Stelle des Moores, die von Muren, Lawinen und Steinschlag nicht erreicht werden kann, und an der die Grasnarbe unverletzt war, wurde ein Schacht gegraben. Die Schachtwand zeigte ungestörten reinen Cyperaceentorf mit mehreren holzreichen Lagen. An dieser Schachtwand wurde das Profil zur Gänze mittels Blechschachteln ausgestochen. An Ort und Stelle wurden die Schachteln mit Plastikfolie verschlossen und anschließend ins Labor gebracht. Dort wurde alle 5 cm, in der Tiefe von 30—60 cm, teils sogar alle

2,5 cm, aus dem Inneren des Profils 1 cm^3 Material entnommen und nach der üblichen Methode aufgeschlossen. Nur die beiden untersten Proben mußten mit Flußsäure behandelt werden. Nach Fertigstellung des Diagrammes wurden an Stellen mit NBP-Maxima 3—4 cm dicke Torfschichten für ^{14}C-Datierungen entnommen. Nur das unterste Datum stammt von Holzresten *(Pinus cembra)*. Die Datierungen wurden am Institut für Radiumforschung und Kernphysik in Wien (VRI 55, 111, 112, 113, 132, 133) von Dr. H. Felber durchgeführt.

2. Darstellung des Profils (Tafel I)

Nach der Spalte mit der Tiefenangabe in cm und der Stratigraphie folgt ein Kurvendiagramm, in dem nur die 4 wichtigsten auch noch in dieser Höhe vorhanden gewesenen Bäume und Sträucher enthalten sind. *Larix, Salix* und *Juniperus* mußten, um die Lesbarkeit zu erhalten, ausgeklammert werden. Die dickere Linie gibt die Grenze zwischen BP und NBP an. Die Gramineen verlaufen dieser Kurve ungefähr parallel. Anschließend folgt die Zonenangabe und im Schattenrißdiagramm die Vertreter des EMW. Die Arten ab *Larix* dürften alle bis auf die Cerealia an Ort und Stelle vorgekommen sein. Es folgt anschließend die Cyperaceenkurve, die meist gegenläufig zur NBP Kurve ist. Den letzten Teil bilden das Sporendiagramm, die Kurve der unbestimmbaren Pollen und die Zahl der ausgezählten Pollenkörner. Die 100 % Summe wurde aus sämtlichen Pollen unter Ausschluß der Cyperaceen und Sporen gebildet. Diese wurden auf die 100 % Summe bezogen. Dies war nötig, da die Cyperaceen die Torfbildner waren und ihr Pollenanteil sehr stark schwankt.

3. Vegetationsentwicklung und Klimaverlauf

Die unterste Probe wurde direkt aus dem Hangschutt entnommen, die Steine waren bis 5 cm groß und der Pollengehalt so gering, daß man keine Schlüsse ziehen soll. Für eine mehr oder weniger vegetationsarme Zeit spricht auch der erhöhte Anteil von *Selaginella*-Sporen.

Der geringe NBP-Wert in 225 cm Tiefe muß aber schon als eine für die Waldentwicklung in dieser Höhe günstige Zeit betrachtet werden, da in der Torfschicht zwischen 218 und 225 cm Zirbenzweige bis 2 cm Dicke und ein geschlossener Zirbenzapfen gefunden wurden. Daß diese durch Zirbenhäher verschleppt wurden, kann auf Grund der zahlreichen Zweige, Zapfenschuppen und Zirbennüsse ausgeschlossen werden. Es muß also angenommen werden, daß um 6800 v. Chr. in dieser Höhenlage so günstige klimatische Bedingungen herrschten, daß das Moorwachstum beginnen und Zirben fruchten konnten. Bei 220 cm zeichnet sich ein deutlicher Einschnitt ab, die BP gehen stark zurück und die NBP, vor allem die *Apiaceen, Ranunculus, Thalictrum* und die Compositae liguliflorae nehmen deutlich zu. Der Wald wurde vernichtet und die Waldgrenze unter das Moor herabgedrückt.

Diese kältere Phase wurde aber bald wieder von besseren Bedingungen abgelöst, wofür unter anderem die Einschwemmung einer ca. 1 cm dicken Tonschicht in 218 cm Tiefe gedeutet werden kann. Vermehrte Schmelzwässer haben wahrscheinlich zu Beginn der klimatischen Besserung das Moor überflutet und an dieser flachen Stelle den Ton abgelagert. Anschließend folgt wieder ein Anstieg der BP, der Wald hat aber das Moor wahrscheinlich nicht erreicht, die Baumgrenze lag noch knapp unterhalb des Moores. Diese wärmere Periode war nur kurz, und es folgte wiederum eine Phase mit ungünstigeren Bedingungen, die Baumgrenze wurde nochmals herabgedrückt und die NBP, vor allem die Compositae tubuliflorae und die Cyperaceen nahmen zu. In 200 cm Tiefe kehrt sich das ganze wiederum um, bessere klimatische Bedingungen dürften geherrscht haben, auch tritt wieder eine sehr schwach ausgeprägte Toneinschwemmung auf, die wie oben interpretiert werden könnte. Diesmal hat die Baumgrenze das Moor wieder erreicht, zumindest einige Vorposten der Zirbe. Durch die Verschlechterung des Klimas, die sich im Ab-

schnitt 180—190 cm wiederum durch eine starke Zunahme der NBP und eine entsprechende Abnahme der BP abzeichnet, sind diese Vorposten zugrunde gegangen. Die Baumgerippe blieben aber noch einige Zeit stehen und stürzten erst später, als sie morsch geworden waren, ins Moor. Deshalb sind Holzlagen häufig über NBP Maxima zu finden.

Mit dem Rückgang der NBP in ca. 175 cm Tiefe setzt die wärmezeitliche Klimabesserung ein, die es auch wieder dem Wald ermöglichte, in diese Höhe vorzudringen. Die Baumgrenze lag in dieser Zeit um einiges höher als das Moor. Erst in 120 cm Tiefe zeichnet sich wiederum eine klimatische Verschlechterung ab, die NBP nehmen zu, die Cyperaceen, *Pinus cembra* und *Alnus*, die Bäume in dieser Höhe, sinken stark ab. *Picea* nimmt scheinbar zu, dies ist aber nur eine relative Verschiebung, *Picea* dürfte gleichgeblieben sein, während die erstgenannten tatsächlich abnahmen. Diese Klimaverschlechterung war kurz, aber prägnant, was vor allem der mächtige Holzhorizont in 90—105 cm Tiefe beweist. Es wurden Stämme bis 15 cm Durchmesser gefunden. Hier sind ebenfalls die Bäume während der Kaltphase abgestorben, aber erst später ins Moor gestürzt.

Der Kurvenverlauf wird nun bis ca. 30 cm mehr oder weniger ausgeglichen, *Pinus*, vor allem *Pinus cembra* hat die höchsten Werte, während *Alnus* und *Picea* ständig wechseln. Nur an zwei Stellen, bei 55—57,5 cm und bei 30—37,5 cm sinkt *Pinus* unter *Picea* ab, ähnlich wie bei 115 cm. Die Änderungen in der NBP-Kurve sind aber so gering, daß man nur in Verbindung mit den sehr hohen *Selaginella*-Werten auf eine klimatische Änderung, bzw. die Bildung größerer offener Flächen schließen kann. Auch die Cyperaceenkurve zeigt analog der Tiefe 110—120 cm deutliche Minima, während *Thalictrum*, *Rosaceen*, Compositen u. a. eine deutliche Zunahme zeigen.

Die obersten Schichten sind für eine Interpretation zu stark gestaucht; weiter kommt hinzu, daß das Moor heute völlig verwachsen ist und vom Vieh beweidet wird und so durch Viehtritt stärker gestört ist. Wieweit hier die Zunahme der NBP auf Gletschervorstöße in nachchristlicher Zeit oder auf Rodungen durch den Menschen zurückzuführen ist, muß offen bleiben. Für Rodungstätigkeit würde das Auftreten von *Pteridium* sprechen.

Aus dem Pollenprofil lassen sich Waldgrenzensenkung in der Zeit von 6000–6700 v. Chr., um ca. 4300 v. Chr. und um ca. 1400 v. Chr. ableiten. Es soll aber nochmals darauf hingewiesen werden, daß die Bäume tieferer Lagen, vor allem die Vertreter des EMW, deren Pollen im Profil nur als Fernflug vorkommen, von diesen Schwankungen nichts zeigen. Es muß also gefolgert werden, daß sich solche Schwankungen, die man in Zusammenhang mit Gletschervorstößen bringen kann, nur an besonders günstig, gletschernahe gelegenen Mooren bestimmter Höhenlage abzeichnen. Der klimatische Einfluß hat sich bei der Vegetation in größerer Höhe, vor allem an der Baumgrenze bemerkbar gemacht, nicht aber in tieferen Lagen.

III. Die Gletscherschwankungen der postglazialen Wärmezeit

An der hohen rechten Ufermoräne des Simonykeeses lassen sich drei neuzeitliche Gletscherhochstände (17. Jh., 18. Jh. und 1850) im Vorfeld selbst die Moränen kürzerer Halte, bzw. Vorstöße von 1870, 1890 und 1927 nachweisen. Für den kleinen Wallrest (M) knapp westlich der Hütte kann aus der Schichtfolge der Böden auf einen Ablagerungszeitraum in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten geschlossen werden (PATZELT 1967). Pollenanalytisch sind diese Hochstände jedoch aus den gestörten obersten Torfschichten des Moores nicht mehr eindeutig zu erkennen und abzugrenzen und werden hier deshalb nicht eingehender dargestellt.

1. Frühwärmezeitliche Gletschervorstöße

Außerhalb des neuzeitlichen Gletschervorfeldes sind die Zungenendlagen aus älteren Vorstoßperioden durch guterhaltene Moränen markiert. Etwa 400 m westlich der Ro-

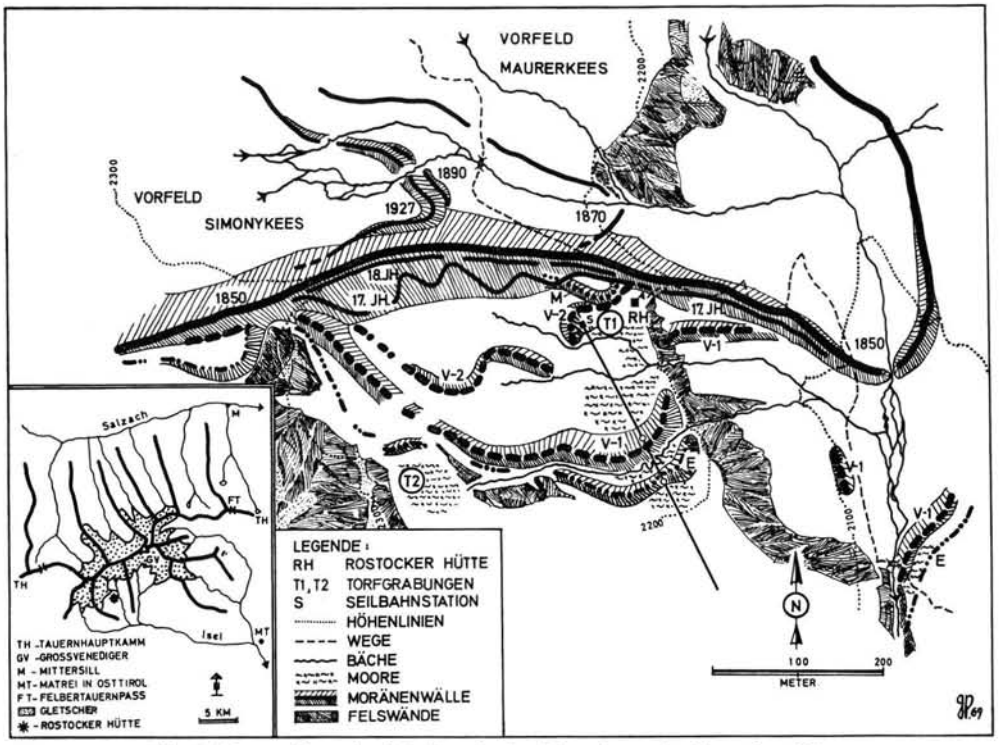


Abb. 2. Kartenskizze der Moränen in der Umgebung der Rostocker Hütte.

stocker Hütte tritt in 2300 m Höhe ein hoher, steilgeböschter Wall unter der neuzeitlichen Überschüttung hervor und zieht in weitem Bogen in den flachen Teil der Terrasse, bis er 180 m südlich der Hütte an der Talstufenkante abbricht (V-1, Abb. 2). Die Endmoränenreste weisen auf ein Zungenende hin, das ca. 300 m weiter reichte als zur Zeit des jüngsten Hochstandes um 1850.

Weniger mächtig, aber auch deutlich ausgeprägt ist die Moräne V-2, die sich 30—100 m innerhalb von V-1 an Rundbuckel und ältere Schuttkörper anlehnt. Knapp außerhalb von V-1 und nahezu parallel dazu liegen die mehrfach unterbrochenen Wallreste eines dritten Moränensystems (E). V-1 und V-2 sind grobblockig und haben scharfe Formen, Wall E dagegen besteht zum Großteil aus feinerem Material und zeigt stark zerflossene Böschungen. Alle Moränen sind von Zwergstrauchheide dicht bewachsen.

Mehrere Bodenprofile gaben die ersten Hinweise auf das hohe Alter dieser Moränen. Auf V-1 und V-2 konnten mächtige Eisenpodsole ergraben werden, deren B-Horizonte über 70 cm tief sind und 30—55 cm starke Ortsteinbänke zeigen. Es ist dabei kein Altersunterschied zwischen V-1 und V-2 festzustellen. Ein Profil in Wall E aber ließ eine Solifluktionsschicht erkennen, die vor der Podsol- und Ortsteinbildung entstanden sein dürfte, und zwar zu einem Zeitpunkt, als Wall V-1 knapp hinter E abgelagert wurde. Dies erklärt die zerflossene Form von E und läßt auf sein höheres Alter schließen. Wie groß der Altersunterschied zwischen V-1 und E ist, konnte aus dem Bodenprofil nicht abgeschätzt werden. Es ist zu hoffen, daß eine Pollenanalyse aus dem Moor zwischen beiden Moränen darüber Aufschluß geben wird.

Unweit der Rostocker Hütte wurde in einem kleinen Moor (T 1) eine Serie von 5 Schächten gegraben, die erkennen ließen, das das Moor an der Außenböschung von V-2 nach der Ablagerung des Walles gewachsen war. Von der Basis des tiefsten Profils (150 cm

ungestört gewachsener Cyperaceentorf) wurde eine Holzprobe datiert (VRI 54). Sie ergab ein Alter von 7220 ± 110 Jahren. Es ist dies ein Mindestalter für V-2, d. h. alle drei Moränen sind älter als 7200 Jahre, bzw. vor 5270 v. Chr. abgelagert worden.

Im Pollenprofil sind für die Zeiten um 6000, 6400 und 6700 v. Chr. drei scharfe Klimarückschläge verläßlich datiert. Es darf angenommen werden, daß die Gletscherhochstände von V-1 und V-2, eventuell auch der von E diesen Rückschlägen in der frühen postglazialen Wärmezeit entsprechen. Noch kann nicht entschieden werden, welchem Zeitpunkt die einzelnen Vorstöße zuzuordnen sind. Es muß auch die Frage offen bleiben, ob die E-Moräne nicht auch, wie ursprünglich vermutet, älter als der Beginn des Torfwachstums ist und damit noch ins Präboreal zu stellen wäre.

Für die frühwärmezeitlichen Gletscherhochstände im Zeitraum zwischen 6700 und 6000 v. Chr. wurde die lokale Bezeichnung „Venedigerschwankung" eingeführt. Das vereinigte Simony-Maurerkees ist dabei nur bis zu 300 m weiter vorgestoßen als in der Neuzeit und seither nie mehr größer gewesen. Vor 6700 v. Chr. erlaubten die klimatischen Verhältnisse das Aufkommen und Fruchten von Zirben in 2300 m Höhe. Der Gletscher mußte sich zu Beginn des Boreals schon einmal weit zurückgezogen haben.

Gletscherhochstände, die mit denen der Venedigerschwankung vergleichbar wären, sind bis jetzt aus dem Alpenraum noch nicht bekannt geworden.

2. Gletschervorstöße der mittleren Wärmezeit

Für die markante Klimaschwankung im Älteren Atlantikum (Pollenzone VI), die im Profil mit 4450 v. Chr. festgelegt ist, kann aus dem Venedigergebiet bis jetzt nur ein entsprechend datierter Hochstand vom Frosnitzkees angeführt werden. Ein zersplitterter, in Schutt eingewürgter Ast unmittelbar vor einer Stirnmoräne ergab für den Vorstoß des Gletschers ein Alter von 6130 ± 130 (VRI 56), d. i. etwa 4200 v. Chr. Die Zunge erreichte dabei eine Ausdehnung, die nur wenig größer war als in der Neuzeit. Von drei anderen Gletschern der Venedigergruppe sind ähnliche Moränen erhalten, jedoch nicht genügend zeitlich festgelegt. Diese Hochstandsperiode, die für die mittlere Wärmezeit eine scharfe Zäsur bedeutet, wurde vorläufig als „Frosnitzschwankung" bezeichnet.

Mit den Daten aus der Venedigergruppe stimmt ein zweifach mit 4270 v. Chr. datierter Vorstoß eines Gletschers der Stubaier Alpen gut überein (Mayr 1968). Heuberger (1966) konnte stratigraphisch die innerwärmezeitliche Stellung der Larstigschwankung wahrscheinlich machen. Und möglicherweise gehören auch die Misoxer Schwankungen (Zoller 1960), zumindest teilweise hierher. Die Klima- und Gletscherschwankungen während des Älteren Atlantikums erscheinen damit schon mehrfach belegt.

Ein schwach ausgeprägter Hinweis auf verschlechterte klimatische Verhältnisse im Jüngeren Atlantikum (Pollenzone VII) ist im Pollendiagramm für 2630 v. Chr. (VRI-132 : 4580 ± 90) datiert. In der Venedigergruppe konnte bis jetzt kein Gletschervorstoß für diesen Zeitraum festgestellt werden. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß die Piora-Kaltphase von Zoller (1960, 1966) zeitlich damit übereinstimmt und datierte Zirbenstämme in einer Endmoräne des Oberaargletschers einen Vorstoß im Ausmaß neuzeitlicher Hochstände für 2650 v. Chr. ergeben haben (Radiocarbon 1961).

3. Spätwärmezeitliche Gletscherhochstände

Der NBP-Anstieg des Pollenprofils in 35 cm Tiefe ergab das überraschend hohe Alter von 3530 ± 80 Jahren (VRI 133) d. i. 1580 v. Chr. Das Frosnitzkees der Venedigergruppe hat bei einem kräftigen Vorstoß im Talboden der „Löbben" bis 80 cm mächtige Torflager eines Moores mit Sand und Schottern verschüttet. Holzreste unmittelbar unter diesen Vorstoßschottern ergaben für den Verschüttungszeitpunkt ca. 1400 v. Chr. (3340 ± 60 v. h., diese Probe wurde im Zweiten Physikalischen Institut der Universität Heidelberg datiert). Dieser mit „Löbbenschwankung" bezeichnete Hochstand hat die Vorstöße der Neuzeit um 80—100 m an Länge übertroffen.

Der erstmals von *Aario* (1944) im Bunten Moor nachgewiesene Hochstand des Fern-

auferners (Stubaier Alpen) ist bei MAYR (1968) datiert worden. Holzreste aus dem Moor, unmittelbar über der „Moorstauchmoräne" ergaben ein Alter von 3150 ± 120 (1200 v. Chr.). Da es sich hier um ein Mindestalter handelt, kann dieser Vorstoß sehr gut mit der Löbbenschwankung gleichgesetzt werden. Derselben Schwankung entspricht wohl auch der pollenanalytische Befund des Moores bei der Rostocker Hütte. Wenn hier das Alter um ca. 200 Jahre zu hoch erscheint, so ist dies möglicherweise schon auf den Einfluß der Störungen in den obersten Torfschichten zurückzuführen. Für die Löbbenschwankung kann der Zeitraum von 1500 bis 1300 v. Chr. als ziemlich gesichert angenommen werden.

In welchem Verhältnis diese subboreale Vorstoßperiode zu den ersten subatlantischen Hochständen (Simming Serie, MAYR 1968, Göschener Kaltphasen, ZOLLER 1966) steht, ob sie als erster Vorbote dieser Klimaverschlechterung anzusehen ist, oder davon durch eine nachfolgende neuerliche Erwärmung getrennt werden kann, ist dem Pollenprofil nicht mehr zu entnehmen.

Zur Klärung dieser offenen Fragen und zur Sicherung der hier mitgeteilten Ergebnisse sind weitere pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen im Gange, bzw. geplant. Es werden ein Schacht bei T 1, eine Bohrung zwischen V 1 und E und ein Schacht in einem Moor beim Schlatenkees untersucht.

Nachwort

Die glazialmorphologische Arbeit zur Geschichte der Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe ist von Prof. H. KINZL angeregt und vom Geographischen Institut der Universität Innsbruck betreut worden. Der Österreichische Alpenverein stellte finanzielle Mittel für die Geländearbeit zur Verfügung. Herr Dr. H. FELBER, Institut für Radiumforschung und Kernphysik Wien, bestimmte entgegenkommend unter oft schwierigen Bedingungen die Radiocarbondaten. Anregungen und ermunternde Kritik verdanken wir der Korrespondenz mit Herrn Prof. Dr. M. WELTEN (Bern) und Herrn Prof. Dr. H. ZOLLER (Basel). Frau Dr. HILSCHER, Institut für Allgemeine Botanik, Innsbruck, hat die Holzproben (VRI 55) bestimmt.

Für all diese Hilfe und Unterstützung wollen die Verfasser an dieser Stelle in gebührender Weise danken.

Schrifttum

AARIO, L.: Waldgrenzen und subrezente Pollenspektren in Petsamo, Lappland. — Ann. Acad. scient. Fenn. Ser. A, **54** (8), 1—120, Helsinki 1940.

— : Ein nachwärmezeitlicher Gletschervorstoß in der Oberfernau in den Stubaier Alpen. — Acta Geograph., **9** (2), 5—31, Helsinki 1944.

GAMS, H.: Waldgrenzenverschiebungen und Palynologie. — Grana Palyn., **4**, 292—301, Stockholm 1963.

HEUBERGER, H.: Gletschergeschichtliche Untersuchung in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. — Wissenschaft. AV-Hefte, **20**, 1—126, Innsbruck 1966.

MAYR, F.: Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. — Z. Geomorph., N. F., **8** (3), 257—285, Berlin 1964.

— : Postglacial Glacier Fluctuations and Correlative Phenomena in the Stubai Mountains, Eastern Alps, Tyrol. — Proceed. VII INQUA Congr., Vol. **14**, S. Earth Sci., 7, 167—177, Boulder 1968.

PATZELT, G.: Die Gletscher der Venedigergruppe. Diss. Innsbruck, 1967.

Radiocarbon 3, New Haven, 1961.

WELTEN, M.: Pollenanalytische Untersuchung alpiner Bodenprofile: historische Entwicklung des Bodens und säkulare Sukzession der örtlichen Pflanzengesellschaften. — Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Heft 33, 253—274, Bern 1958.

ZOLLER, H.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. — Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., **83** (2), 45—156, Zürich 1960.

— : Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. — Verh. Naturf. Ges. Basel, **77** (2), 97—164, Basel 1966.

Manuskr. eingeg. 25. 3. 1969.

Anschrift der Verf.: Dr. S. Bortenschlager, Inst. f. Botanische Systematik und Geobotanik, Sternwartestraße 15 Innsbruck;
Dr. G. Patzelt, Inst. f. Meteorologie und Geophysik, Schöpfstraße 41, Innsbruck.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 123-130	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Die pleistozäne Vereisung und ihre isostatischen Auswirkungen im Bereich des Bellsunds (West-Spitzbergen)

Von GERHARD STÄBLEIN, Würzburg

Mit 5 Abbildungen

Zusammenfassung. Aufgrund der morphologischen Formanalyse ist eine pleistozäne Eisbedeckung im Bellsund-Bereich von durchschnittlich 400—800 m nachzuweisen. Das Ansteigen der Schliffgrenze nach E und die nach E führenden Taltröge weisen eine hochglaziale Eisüberfließung von E her nach. Eine zweite tiefere Schliffgrenze aus dem Spätglazial wird am Fjordausgang durch einen westvergenten markanten Schliffbord bei rd. 120 m deutlich.

Die heutige Vergletscherung entspricht Gletschervorstößen nach der postglazialen Wärmezeit. Dabei haben die kleineren Talgletscher im Stand vom Ende des 19. Jh. ihre maximale holozäne Ausdehnung erreicht. Nur die größeren Fjordendgletscher zeigen weit vorgeschobene Moränen aus gestauchten, holozänen, marinen Sedimenten. Die Gletscher des Untersuchungsbereichs sind gegenüber der Kartierung von 1936 fast alle zurückgewichen.

Fossile Strandlinien holozänen Alters reichen sicher bis 60 m, wahrscheinlich bis 85 m über das heutige Meeresniveau. Höhere Hangstufen bis 264 m sind Struktur-Terrassen mit Konglomeratgeröllstreu. Die Landhebung wird aufgefaßt als die elasto-plastische Reaktion der Erdkruste auf die quartäre Eisbelastung und Eisentlastung, die einer älteren Hebungstendenz aufgeprägt ist. Die besonders breite 20-m-Terrasse dürfte einer Phase des Ausgleichs von glazial-isostatischer Landhebung und glazial-eustatischem Meeresspiegelanstieg entsprechen. Da die marinen Terrassen im Bereich der 70 km langen Fjorde keine Verkippung zeigen, ist die Landhebung hier anders als im Ostteil Spitzbergens, nicht parallel zur nach W abnehmenden Eisbelastung, sondern im Block erfolgt.

Die regionalen Ergebnisse werden mit bisherigen Ergebnissen aus anderen Gebieten Spitzbergens verglichen.

Summary. The pleistocene ice-sheet of c. 400—800 m in the Bellsund-area can be proved with the geomorphological analyses. The ascending of the ice-scour limit eastwards and the trough-valleys pointing to E prove a movement of ice-sheet from the E in the main-glacial period. At the exit of the fjord a second, lower ice-scour limit can be seen at about 120 m as a well marked ice-scour terrace inclined to W from the late-glacial time.

The present glaciation corresponds to glacier-advances after the post-glacial warm-period. The glaciers of the small valleys had their maximal holocene extent in the positions of the end of the 19th century. Only the bigger glaciers at the end of the fjords show large and far-reaching moraines built of compressed holocene marine sediments. The glaciers in the field of research have nearly all retreated compared to maps of 1936.

The fossil shore-lines of holocene age certainly reach till 60 m, probably till 85 m above present sea-level. Higher slopesteps till 264 m are structure-terraces with a spread of conglomerat-gravels. The uplift of the land is comprehended as an elasto-plastic reaction of the earth crust to the quartarnary ice-burden and ice-relieve impressed on an older tendency of uplift. The especially broad 20 m-terrace corresponds probably to a phase of compensation of the glacial-isostatic uplift of land and the glacial-eustatic uplift of sea-level. As the marine terraces are not tilted in the 70 km long area of the fjords, the uplift of the land occurred there in block, not parallel to the ice-burden, which deminished to the W, differently to the eastern parts of Spitsbergen.

The regional results are compared with results from other regions of Spitsbergen.

Im Sommer 1968 wurde im Rahmen einer Expedition unter anderem die Frage nach der pleistozänen Vereisung und deren holozänen isostatischen Auswirkungen im Bereich des Bellsunds auf West-Spitzbergen untersucht. Die glaziologisch-geomorphologische Expedition wurde von Dr. GLASER vom Geographischen Institut der Universität Würzburg geleitet. Die Untersuchungen schlossen an die Forschungen an, die unter Leitung von Prof. BÜDEL besonders in SE-Spitzbergen in den Jahren 1959, 1960 und 1967 durchgeführt wurden (BÜDEL 1960, 1962).

Das Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet gehört zum alpine Reliefzüge aufweisenden, fjordreichen Westteil Spitzbergens, der z. T. von einem ausgedehnten Eisstromnetz überzogen ist. Spitzbergen liegt zwischen 76 und 80° n. Br. Von der Nordküste sind es noch rd. 1000 km bis zum Nordpol.

Zwischen dem Eis-Fjord im N und dem Horn-Sund im S liegt der Bell-Sund, von dem aus der Van-Mijen-Fjord, der Van-Keulen-Fjord und der Recherche-Fjord ausgreifen. Auf diesen Bereich beziehen sich unsere Beobachtungen und Aussagen (Abb. 1).

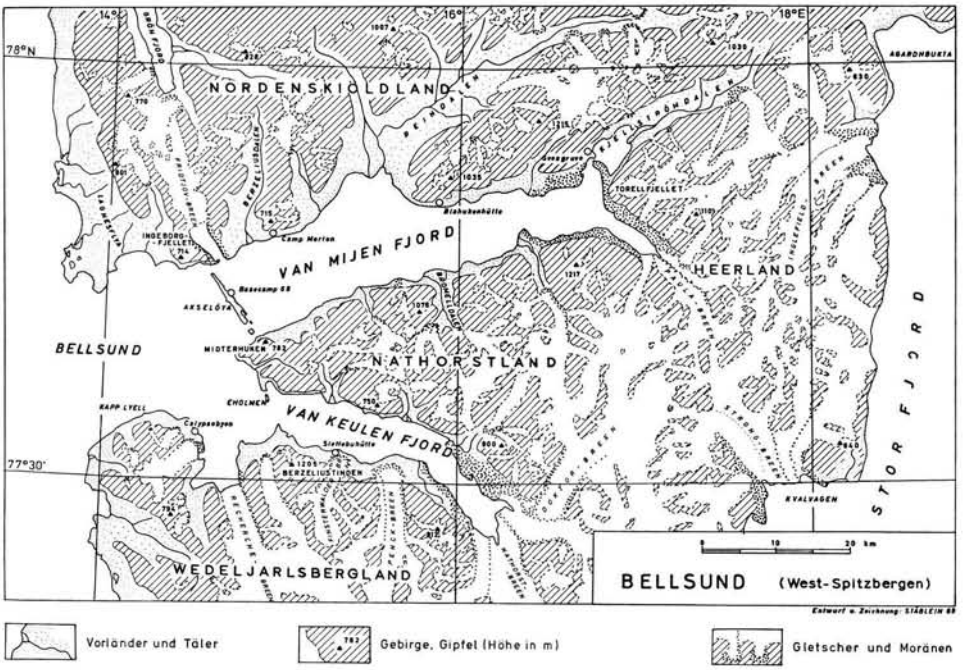


Abb. 1. Karte des Arbeitsgebietes, der Bellsundbereich in West-Spitzbergen.

Forschungsstand

Im Eis-Fjord, wo die wichtigen Kohlebergbausiedlungen liegen, das norwegische Longyearbyen und das russische Barentsburg, wurden die Strandterrassen von Feyling-Hanssen (1965) bearbeitet. Der Bereich des Horn-Sunds wurde von polnischen Expeditionen untersucht (Jahn 1959).

Im Bellsund-Bereich greift der Van-Mijen-Fjord 70 km tief ins Land ein, so daß ein Anschluß und Vergleich mit den Untersuchungsergebnissen SE-Spitzbergens von Büdel (1968) aus dem Freeman-Sund-Bereich und von Glaser (1968) aus dem Stor-Fjord-Bereich möglich sind.

Vorzeitformen

Trotz der energischen heutigen Formbildungsdynamik der exzessiven Talbildungszone, die in diesem Frostschutt- und Tundrenbereich wirksam ist, wurden die Großformen im Landschaftsbild doch in erster Linie durch Formungsprozesse geprägt, die unter anderen klimatischen Bedingungen in den verschiedenen Vorzeiten abliefen.

Während des Pleistozäns von vor rd. 1 Million Jahre bis vor 10 000 Jahren hat die Erde mehrmals Klimaverschlechterungen durch Rückgang der Temperaturen erlebt, durch

die die Vergletscherungszonen besonders der arktischen Polarkalotte stark zunahmen. So war auch der Spitzbergen-Archipel in der Eiszeit von einer ausgedehnten Eismasse bedeckt. Mächtigkeit, Ausdehnung und Abfließrichtung des Eises der letzten Vereisung lassen sich bestimmen aus Spuren, denen die gemorphologische Formanalyse nachforscht. Gletschergeschliffene Vorzeitformen (Taltröge, Rundhöcker, Gletscherschliffe) und alte Moränen, z. T. weit über bzw. entfernt von den heutigen Gletscherrändern, sind eindeutige Beweise der größeren pleistozänen Vereisung Spitzbergens.

Die heutigen Gletscher

Die heutigen Gletscher sind nicht etwa der Überrest oder ein Rückzugsstadium der pleistozänen Vereisung, sondern im wesentlichen eine Neuvergletscherung nach der postglazialen Wärmezeit (9400 bis 2400 Jahre vor heute, nach FEYLING-HANSSEN 1965). An vielen Stellen wurden nacheiszeitliche holozäne Sedimente, die offensichtlich in eisfreiem Gebiet abgelagert wurden, von den holozänen Gletschervorstößen überfahren und gestaucht. Durch den Gletscherrückgang der letzten Jahrzehnte wurden an mehreren Stellen solche holozäne überfahrene Sedimente sichtbar, die beweisen, daß die Vergletscherung im Holozän, in der Nacheiszeit, schon einmal wesentlich geringer gewesen sein muß.

Die Gletscher des Bellsund-Bereichs sind — mit Ausnahme des Recherche-Breen, der leicht vorgestoßen ist — alle z. T. sogar um km-Beträge, gegenüber der Kartenaufnahme von 1936 zurückgewichen.

Die klimatische Schneegrenze liegt heute bei rd. 600 m. Sie steigt fjordeinwärts z. T. bis auf 800 m, und sinkt dann ostwärts rasch ab. Auf den unterkühlten polaren Gletschern liegt die lokale Schneegrenze, wie sie in der Firnlinie deutlich wird, wesentlich tiefer bei durchschnittlich 300—400 m Höhe.

Der W-Teil von Nathorst-Land weist nur einzelne Kar- und Talgletscher auf. Der E-Teil wird dagegen von einer mächtigen zusammenhängenden Vergletscherung eingenommen. Dieses Inlandeis fließt ab mit mächtigen Gletschern zu den Enden der Fjorde, wo hohe Gletscherfronten zum Meer abbrechen.

Große Alt-Moränen aus gestauchten marinen Sanden reichen weit fjordauswärts, rd. 35 km am Paulabreen im N und rd. 25 km am Nathorstbreen im S. Diese Alt-Moränen zeigen, daß die großen Gletscher der holozänen Vereisung erhebliche Schwankungen erlebt haben. Ähnliche, jedoch geringere Schwankungsspuren findet man am Fridtjovbreen und am Recherchebreen.

Die kleineren Talgletscher zeigen außer den jüngsten Endmoränenloben keine älteren vorgeschobenen Moränenkränze. Die holozänen marinen Terrassen sind nur an wenigen Stellen, z. B. am Penckbreen, vor den Moränen aufgestaucht. Man muß annehmen, daß diese Gletscher seit der postglazialen Wärmezeit nicht über das Maximalstadium, das ungefähr der zweiten Hälfte des 19. Jh. entsprechen dürfte, hinaus vorgestoßen sind.

Das Wedel-Jarlsberg-Land hat mächtige nur z. T. isolierte Gletscherzungen als Abfluß eines inneren Vereisungsnetzes. Nur der Recherche- und der Renard-Breen stoßen unmittelbar bis zum Meer vor. Das Nordenskiöld-Land ist auffallend wenig vergletschert wegen der lokal hohen Lage der Schneegrenze um den Eis-Fjord. Nur die E-Flanke des westlichen Gebirgsrandes schickt einen größeren Gletscher nach N zum Grön-Fjord und nach S den Fridtjov-Breen.

Die pleistozäne Vereisung

Die weiten Taltröge sind vom pleistozänen Eisstromnetz geprägte Vorzeitformen. Nur die Hangentwicklung und die Flußterrassen sind Zeugen holozäner rezenter Überformung. Soweit das Eis im Pleistozän die Berge überflossen hat, wurden sie zu Kuppenformen zugeschliffen. Im Davisdalen am Van-Keulen-Fjord wird man aufgrund der Großformen

annehmen müssen, daß die Vereisungsoberfläche sicher einmal oberhalb der Bergkuppen gelegen hat, also höher als 700 m. Eine oberste Schliffgrenze ist jedenfalls hier nicht ausgebildet.

Anders ist es bei den höheren Bergspitzen des Midterhuken (782 m) und des Berzeliustinden (1205 m). Diese Gipfel sind auch bei der pleistozänen Vereisung nicht überflossen worden, sondern haben als Nunataker aus dem Eis geragt, ähnlich wie heute die kleinen Felsspitzen in den Gletscherflächen. Nur die Flanken der Berge am Bellsund sind vom Eis bis rd. 650 m Höhe überschliffen. Am schmalen Grat der 856 m hohen Basilika südlich des Van-Keulen-Fjords kann man die Schliffgrenze bei rd. 760 m angeben (Abb. 2).



Abb. 2. Schliffgrenze bei rd. 760 m (oberhalb der schneegefüllten Runsen) an der Basilika (856 m) an der Südküste des Van-Keulen-Fjords.

Deutliche Gletscherschliffe sind im Bereich der oberen Schliffgrenze selten. Die Felsen an der Schliffgrenze, meist grobklüftiges Gestein, sind seit dem Rückgang der pleistozänen Vergletscherung der exzessiven physikalischen Verwitterung der Frostschuttzone ausgesetzt gewesen. Gletscherschliffe sind nur dort erhalten, wo sie im Trogbodenbereich überdeckt bis heute konserviert wurden. Haupt-Schliffstriemen zeigen in die Hauptrichtung des Fjord-Gletschers. Nebenrichtungen entsprechen lokalen Einflüssen von Seitengletschern, als sich im Spätglazial regionale Vereisungszentren ausgebildet hatten. Nur von den jung zurückweichenden Gletschern sind frische, deutliche Gletscherschliffe erhalten. Sie spiegeln aber nur die lokale holozäne Gletscherentwicklung wider.

Am westlichen Außenrand der pleistozänen Vereisung sind deutlich gletschergeschliffene Walfischrücken im Anstehenden der Vorlandplatte am Kap Lyell ausgeformt. Die Eisstoßrichtung von E her läßt sich noch erkennen. Sie sind aber bereits stark von der Frostverwitterung angegriffen. Die Eisbedeckung kann hier nicht mehr sehr mächtig gewesen sein, da hier Unterschiede des Untergrundes vom Eis zu solchen Formen potenziert wurden. Im inneren Fjordbereich fehlen solche vergleichbare Formen. Dort war die Eisüberdeckung offenbar so groß, daß Unebenheiten des Felsuntergrundes keine Differenzierung der Exaration verursachten.

Nach dem Verlauf der oberen Schliffgrenze ergibt sich folgendes Bild der pleistozänen Eismächtigkeit (Abb. 3): Im S des Arbeitsgebietes steigt die Vereisungsobergrenze von 400 m am Fjordausgang über 650 m am Berzelius-Tinden auf 760 m an der Basilika; im Nathorst-Land von 680 m am Midterhuken über 760 m am Sven-Nilsson-Fjellet bis auf über 800 m am Scheele-Fjellet; im südlichen Nordenskiöld-Land von 550 m am Ingeborg-Fjellet über 780 m am Litledals-Fjellet bis rd. 800 m am Liljevalch-Fjellet.

Unsere Ergebnisse stimmen in der Größenordnung mit den Untersuchungen überein, die Högbom (1911) im westlichen Eis-Fjord durchführte und aufgrund deren er auf eine Eismächtigkeit bis 600 m geschlossen hat.

Die Fjorde sind deutlich glazial übertieft; der Van-Mijen-Fjord 177 m gegenüber der 60 m hohen Schwelle von Akselöya. Aufgrund des raschen Absinkens der pleistozänen

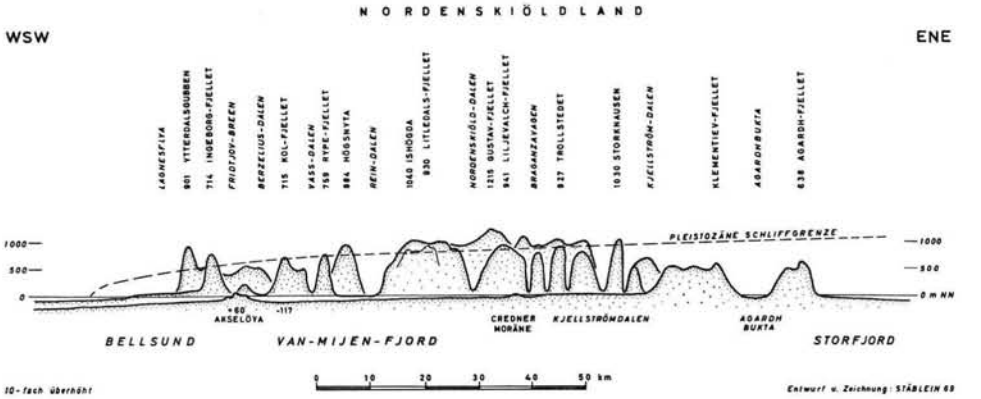


Abb. 3. Verlauf der pleistozänen Schliffgrenze im südlichen Nordenskiöld-Land.

Schliffgrenze nach W und den Erfahrungswerten über das Verhältnis von Eisdicke zu Eisrandentfernung muß man annehmen, daß das pleistozäne Eis nur wenige Kilometer über die Westküste hinausgereicht haben kann.

Das pleistozäne Eis ist nach E angestiegen, so daß man auf eine Eisüberfließung von einem östlich liegenden Vereisungszentrum her schließen kann. Diese Annahme wird noch durch den mächtigen Trog des Kjellströmdalen bestätigt, dessen Formung nur durch eine Gletscherbewegung vom Gebiet des Stor-Fjords her erklärt werden kann. Überregionale Erratika, die einen Vereisungszusammenhang nachweisen, konnten im Bellsundbereich nicht festgestellt werden. Dies ist aber nicht verwunderlich, da die tiefe Rinne des Stor-Fjords von E her mitgeführtes Grundmoränenmaterial wahrscheinlich abgefangen hat.

De Geer hat schon 1900 den Zusammenhang der pleistozänen Vereisung der spitzbergischen Inseln nachzuweisen versucht. Büdel (1960, S. 91 und Abb. 27) bestätigte den Eiszusammenhang mit einem Vereisungszentrum im E. Corbel (1960) und Schytt (1967) haben die Meinung vertreten, daß diese Barentseevereisung mit dem nordeuropäischen Eis zusammengeschlossen war, was Semevski (1967a) jedoch für unmöglich hält.

Die marinen Terrassen und die Landhebung

Die durchschnittlich 700 m mächtige, nach W abnehmende pleistozäne Vereisung hat nicht nur direkt durch die glazigene Formung auf die Morphologie eingewirkt, sondern wohl auch indirekt durch die gewaltige Eisbelastung und holozäne Entlastung eine glazialisostatische Landhebung verursacht, wie sie durch gehobene Strandlinien und marine Terrassen, Spuren alter Meeresstände, wahrscheinlich zu machen ist.

Die Theorie einer isostatischen Reaktion aufgrund pleistozäner Eisbelastung wurde als Erklärung für Landhebungen bereits 1865 von Jamieson aufgestellt. Nansen (1922) wendete diese Anschauung dann auf Spitzbergen an. Ob es sich dabei wirklich allein um eine echte Isostasie handelt, die bis in die Unterkruste der Erde oder gar bis in den Erdmantel, wie Daly (1934) meint, hineinreicht, erscheint von den heutigen geophysikalischen Anschauungen zweifelhaft. Eine glazigene Modifikation einer Schildaufwölbung, die älter ist als die pleistozänen Eisbelastungen, erscheint wahrscheinlicher (Semevski 1967). Die ^{14}C-Datierung höherer mariner Terrassen (84,5 m) im Billefjord auf 21 300 Jahre vor heute (Feyling-Hanssen 1965), also in eine Zeit in der die Eisbelastung noch wirkte, spricht für eine Hebungstendenz, die z. T. unabhängig ist von der Eisentlastung.

An der Südküste des Van-Mijen-Fjords liegen 8 Terrassen übereinander (Abb. 4). Die oberen steigen jedoch parallel zur geologischen Struktur an. Es sind also Strukturgesimse, die sich an Felszonen anlehnen. Nur die vier unteren Terrassen, die bis 60 m reichen, ver-



Abb. 4. Marine Terrassen und Struktur-Gesimse an der Südküste des Van-Mijen-Fjords.

laufen waagerecht, diskordant zur geologischen Struktur. Nur diese sind marine Terrassen. Inwieweit es sich bei den höheren Strukturgesimsen um akkordant als Schliffbord umgestaltete ältere Formen handelt, etwa um Eisrandlagen oder gar um vorglaziale Stufen, dafür haben sich keine konkreten Anhaltspunkte ergeben.

Marine Terrassen und Strukturterrassen kommen meist vermischt vor, so daß jeweils die speziellen geologischen Verhältnisse zu berücksichtigen sind. Im Bellsundbereich handelt es sich geologisch um einen flachen Sedimentationstrog mit Schichten des Mesozoikums bis herauf zum kohleführenden Tertiär über Plattformen des kambrischen Basements. Dieser Sedimentationstrog ist nach W zu entlang einem NNW-SSE-Lineament faltig aufgeschoben auf den kambro-silurischen, kaledonisch konsolidierten Hekla-Hoek-Komplex aus unterschiedlichen Sparagmiten.

Da fast alle Schichten Konglomerathorizonte enthalten, sind auch Gesimse oberhalb der marinen Grenze von Konglomeratgeröllen überstreut, die leicht mit holozänen marinen Strandgeröllen verwechselt werden können.

Das Profil der marinen Terrassen überblickt man z. B. an der Strandvollsletta. Bei den unteren Strandwallserien wird das verschiedene Alter auch farblich deutlich. Man kann eine weiße, grüne und braune Serie unterscheiden (Büdel 1962, S. 343). Die Strandwallserien steigen an bis zur 20-m-Terrasse, die im ganzen Gebiet auffallend breit ausgebildet ist. Sie entspricht vermutlich einer Ausgleichsphase von glazial-isostatischer Landhebung und glazial-eustatischem Meeresspiegelanstieg.

Über der 20-m-Terrasse folgen Terrassen-Reste in verschiedener Höhe bis 60 m, die häufig durch ein fossiles Kliff abgeschlossen werden. In fast allen mittelgroßen Tälern treten um 86 m Höhe markante Terrassen-Riegel auf. In den großen Tälern fehlt der Riegel. Die Riegel bestehen aus großen Geröllen bis 20 cm ϕ in einer sandigen Matrix. Marine Spuren ließen sich darin nirgends nachweisen. Es kann sich hier um glazial aufgestauchte Talfüllungen handeln, die vorher fluviatil delta-artig geschüttet wurden und nach der Stauchung von einem rd. 85-m-Meeresstand zu einer spätglazialen marinen Terrasse eingeebnet wurden. Da in den großen Tälern damals noch Gletscher mündeten, konnten sich dort keine Riegel-Terrassen ausbilden. Der marine Charakter der Terrassen bis 60 m Höhe ist durch Treibholz und Muscheln in den Terrassen-Sedimenten erwiesen.

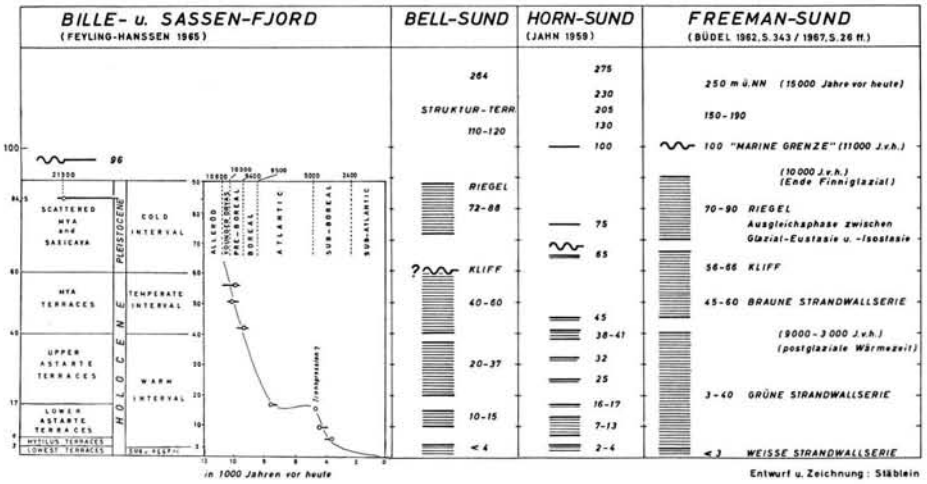


Abb. 5. Vergleich der Strandterrassen des Bellsund-Bereichs mit anderen Gebieten Spitzbergens.

Treibholz kann im heute baumlosen Spitzbergen nur vom Meer in das Sediment gebracht worden sein. Walknochen wurden nur auf der subrezenten Terrasse bis 4 m Höhe gefunden. Auch die Form der Terrassen-Sedimente (Brandungsgeröllpflaster) gibt Hinweise auf die marine Formung.

Zusammenfassend läßt sich über die holozäne Landhebung sagen, daß bei mindestens rd. 60 m vielleicht bei 85 m die obere marine Grenze im Bellsundbereich liegt. Höher am Hang als die marinen Stufen treten an vielen Stellen besonders deutlich am westlichen Fjordausgang in 120—100 m Höhe nach W zu abfallende, markante Stufen auf. Sie schneiden den Untergrund diskordant. In die Täler hinein steigen sie deutlich an. Stellenweise ist diese Stufe im Anstehenden als Schliffbord glazial überarbeitet und von Moränenmaterial überstreut. Es handelt sich in der heutigen Ausprägung um eine spätglaziale Eisranderscheinung aus der Zeit des Eisabbaus bei einer nur noch niedrigen regionalen Vergletscherung, also um eine zweite niedrigere Schliffgrenze.

Eisbelastung und Landhebung

Die marinen Terrassen steigen auf der 70 km langen Strecke des Bellsundbereichs ostwärts nicht an. Wie läßt sich erklären, daß trotz einer nach W abnehmenden Eisbelastung die marinen Terrassen keine unterschiedliche Landhebung widerspiegeln, während Büdel (1968) für SE-Spitzbergen einen Anstieg der marinen Strandlinien nach E feststellte?

Eine Erklärung könnte die unterschiedliche Struktur der Inseln liefern. Während West-Spitzbergen mit dem kaledonisch konsolidierten Basement auf die Eisbelastung im Block oder in Blöcken reagiert hat, wurde der geologisch labilere Südosten entsprechend der unterschiedlichen Belastung verbogen. Diese Erklärung entspricht der Darstellung von Semevski (1967) des neotektonischen Zyklus von Spitzbergen als einer Plattform-Entwicklung. Zu der Auffassung einer im-Block-Hebung von West-Spitzbergen passen auch die Terrassenhöhen in der Agardh-Bucht und bei Kvalvagen im Stor-Fjord, die Glaser (1968) festgestellt hat.

Der Prozeß der Landhebung scheint heute abgeschlossen zu sein, was durch junge Kliffbildungen nachgewiesen wird. Entsprechende Beobachtungen haben Wirthmann (1964) und Glaser (1968) bereits aus SE-Spitzbergen beschrieben.

Vergleichen wir unsere Ergebnisse noch mit denen Feyling-Hanssens (1965) aus dem Bille-Fjord und von Jahn (1959) aus dem Horn-Sund, sowie von Büdel (1962, 1967)

aus dem Freeman-Sund, so fügen sich die Befunde des Bellsund-Bereichs gut in diesen Rahmen (Abb. 5). Eine analoge Altersstellung erscheint wahrscheinlich. JAHN gibt ausdrücklich nur bis 65 m marine Terrassen an, während er die Stufen bei 75 m, was unseren Riegelniveau entsprechen könnte, und höhere bis 275 m als alte Kliffs und Brandungsplatten mit Geröllagen bezeichnet. Diesen entsprechende Stufen haben wir im Bellsund-Bereich als Struktur-Terrassen mit Konglomeratgeröllen nachgewiesen.

Die Landhebung ist im strengen Sinn keine einfache Isostasie, sondern die elastoplastische endogene Reaktion der Erdkruste auf die exogene Beanspruchung durch die quartäre Eisbelastung und Eisentlastung, die eine ältere Hebungstendenz modifizierend überlagert.

Literatur

BÜDEL, J.: Die Frostschuttzone SE-Spitzbergens. — Colloquium Geographicum, **6**, 105 S., Bonn 1960.

— : Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel auf Grund der Stauferland-Expedition 1959/60. — Verh. 33. Deutsch. Geogr. Tag. Köln 1961, 337—375, Wiesbaden 1962.

— : Die Abtragungsvorgänge in der exzessiven Talbildungszone Südost-Spitzbergens. (Vorläufiges Manuskript für: Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60, **1**, Wiesbaden. An alle Teilnehmer der Stauferland-Expedition 1967 im Manuskript-Abdruck verteilt.)

— : Die junge Landhebung Spitzbergens im Umkreis des Freeman-Sundes und der Olgastraße. — Würzburger Geogr. Arb., **22**/I, 21 S., Würzburg 1968.

CORBEL, J.: Le soulèvement des terres autour de la mer de Barents. — Revue de Géogr. de Lyon, **35**, 3, 253—274, Lyon 1960.

DALY, R.: The changing world of the ice age. — New Haven 1934.

DE GEER, G.: Om östra Spetsbergens glaciation under istiden. — Geol. För. Förh., **22**, Stockholm 1900.

FEYLING-HANSSEN, R. W.: Shoreline displacement in central Spitsbergen. — Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60, **3**, Vorträge des Fridtjov-Nansen-Gedächtnis-Symposions über Spitzbergen 1961 in Würzburg, 24—28, Wiesbaden 1965.

GLASER, U.: Junge Landhebung im Umkreis des Storfjord (SO-Spitzbergen). — Würzburger Geogr. Arb., **22**/II, 22 S., Würzburg 1968.

HÖGBOM, B.: Bidrag till Isfjordsomradets Kvartärgeologie. — Geol. För. Förh., **23**, Stockholm 1911.

JAHN, A.: The raised shorelines and beaches in Hornsund and the problem of postglacial vertical movements of Spitzbergen. — Przeglad Geograficzny, **31**, Suppl., 143—178, Warschau 1959.

— : Postglacjalny rozwoj wybrzezy Spitzbergebu. (Postglaziale Entwicklung der Küsten Spitzbergens.) — Czasopismo Geograficzne, **30**, 3, 245—262, Warschau 1959.

JAMIESON, T. F.: On the history of the last geological changes in Scotland. — Quart. J. geol. Soc., **16**, London 1865.

NANSEN, F.: The Strandflat and Isostasy. — Vidensk. Selsk. Skrifter, **1**, 11, 313 S., Oslo 1922.

SCHYTT, V., HOPPE, G., BLAKE, W. u. GROSSWALD, M. G.: The extent of the Würm Glaciation in the European Arctic; a preliminary report about the Stockholm University Svalbard Expedition 1966. — International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), General Assembly of Bern 25. 9.—7. 10. 1967, Commission of Snow and Ice, Reports and Discussions, Publication **79**, 207—216.

SEMEVSKI, D. W.: Neotektonik des Spitzbergen-Archipels (russisch). In: Material über die Stratigraphie von Spitzbergen, hrsg. v. Inst. f. Geologie der Arktis, 225—238, Leningrad 1967.

— : Die Hauptstufen der Entwicklung Spitzbergens während Pliozän und Quartär (russisch). In: Material über die Stratigraphie von Spitzbergen, hrsg. v. Inst. f. Geologie der Arktis, Leningrad 1967 [1967a].

WIRTHMANN, A.: Die Landformen der Edge-Insel in Südost-Spitzbergen. — Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60, **2**, 66 S., Wiesbaden 1964.

Manuskr. eingeg. 30. 6. 1969.

Anschrift des Verf.: Dr. Gerhard Stäblein, wiss. Assistent am Geographischen Institut der Universität Würzburg, 87 Würzburg, Klinikstraße 3.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 131-137	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Erdbülten als Frühjahrsformen im Raum um Göttingen

Von Dieter Kelletat, Göttingen

Mit 5 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung. Es wird eine Beschreibung von Form, Verbreitung, Vegetationsbedeckung und innerem Bau von Erdbülten im Göttinger Raum gegeben. Die untersuchten Formen liegen bevorzugt auf künstlichen Böschungen ohne abgeschlossene Bodenentwicklung, von denen regelmäßig durch Grasbrände im Frühjahr die Vegetation entfernt wird. Kräftige Nachtfröste können dann zu einem Aufdringen von Bodenmaterial und zur Bildung der Erdbülten führen.

Summary. A description of form, distribution, vegetational cover, and build up of little hummocks is given. The investigated phenomena are situated especially on artificial slopes without finally soil development and with regular burning down of the vegetation in springtime. Following nightfrost can effect the rise of soil and the development of the hummocks.

Einleitung

Erdbülten als scharenweise auftretende Buckel- und Kuppenformen in einer Vegetationsdecke sind aus der alpinen und periglazialen Höhenstufe der Gebirge seit langem bekannt und beschrieben. Sie bestehen dort häufig aus einem aufgewölbten Lehmkern, in und über dem kryoturbate Störungen liegen, besonders an der Grenze zur deckenden Humusschicht (Elsasser 1967, Stingl 1969 u. a.). Aufgrund dieser kryoturbaten Erscheinungen nehmen Furrer (1955) und Elsasser (1967) spätglaziale bzw. vorzeitliche Entstehung an, während Höllermann (1964) u. a. an die Möglichkeit einer rezenten Bildung denken.

Neuerdings sind den Erdbülten offenbar verwandte Erscheinungen mit sicher rezenter Anlage aus dem Saarland von Selzer (1959) und Hard (1964) beschrieben worden. Nach den Beobachtungen von Selzer (1959, S. 217 ff.) entstehen solche Formen, die er wegen des charakteristischen breiten Fußes und der aufragenden kleinen Erdpyramide als „Erdkegel" bezeichnet, auf künstlichen, sehr mobilen Haldenböschungen durch artesischen Wasser- und Materialauftrieb an Schwächestellen eines massiven Frostbodens im Spätwinter oder zeitigen Frühjahr. Diese „Schlammdiapire" frieren erst nachträglich und fallen durch Regen und Windwirkung im abgetrockneten Zustand sehr bald der Abtragung anheim.

Beobachtungen an rezenten Erdbülten als Frühjahrsformen im Göttinger Raum, deren Entstehung mit Sicherheit anders ist als an den von Selzer beschriebenen Formen scheinen dem Verfasser aufgrund ihrer weiten Verbreitung, ihrer auffälligen Gestalt und der Besonderheiten ihrer Lage einer kurzen Betrachtung wert.

Die Formen der Erdbülten

Die beigegebenen Abbildungen vermitteln einen Eindruck von der Vielgestaltigkeit der Bültenformen, welche häufig an einer Lokalität angetroffen werden können. Die Mehrzahl sind markante Erdkuppen, deren Höhe gleich oder gar größer als ihr Durchmesser an der Basis ist (Abb. 2—5). Schon von Hard (1964, S. 104) wird ausgeführt, daß die Blüten häufig asymmetrisch sind, an ihren Flanken verschieden dichten Bewuchs aufweisen können und nicht selten auch kahle Kuppen in Form einer „Tonsur" tragen. Diese kahlen Kuppen sind zudem oft abgeflacht (Abb. 1, Ziff. 3), offenbar durch Einwirkung von Regen u. a. etwas abgetragen. Einschnürungen oder Hohlkehlen an der hangabwärts gelegenen Basis wurden ebenfalls häufig beobachtet. Solche Formen, die im Verhältnis zu ihrem Durchmesser sehr hoch sind, sinken gelegentlich auch um, wobei die Richtung un-

abhängig von der Exposition oder Hangneigung ist. Graswurzeln halten diese Gebilde noch aufrecht und wirken besonders bei schmalen Formen stabilisierend. Auf die Erscheinung, daß größeren breit entwickelten Bültenformen kleinere aufsitzen können, wies ebenfalls bereits HARD (1964, S. 104) hin.

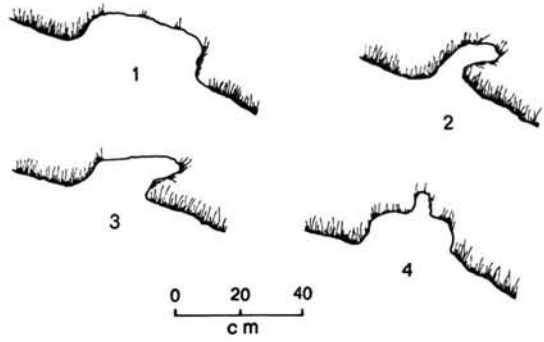


Abb. 1. Häufig auftretende Erdbültenformen im Gebiet um Göttingen.

Die Bültenformen um Göttingen treten zwar stets gesellig auf, doch liegen sie jeweils im Abstand von einigen Metern voneinander. Dieser Befund und die beschriebenen Formmerkmale deuten bereits einen auffälligen Unterschied zu den in regelrechten Bültenfeldern vergesellschafteten, sehr gleichartig gestalteten Buckeln alpiner Mattenregionen an. Nachfolgend seien einige Dimensionswerte aus einem Bültenfeld nördlich Oberscheden mitgeteilt.

Tabelle 1

Dimensionen von Erdbülten am Bahndamm nördlich Oberscheden auf Röt (so). Höhenlage 240 m ü. NN, Exp. E, Böschungswinkel ca. 22°.

Höhe bergwärts in cm	Höhe talwärts in cm	Durchmesser in halber Höhe, cm	weitere Merkmale
26	43	40	
21	32	31	kahle Kuppe
25	50	56	
16	54	39	kahle Kuppe
15	39	26	12 cm tiefe Hohlkehle
29	61	35	hangabwärts überhängend
32	64	51	
26	43	27	kahle Kuppe

Die Verbreitung der Erdbülten im Göttinger Raum

Einige Lokalitäten mit besonders deutlich ausgebildeten Erdbülten gibt die folgende Aufstellung wieder:

Tabelle 2

Lokalität	Höhe ü. NN	Expos.	Hangneigung	Gestein	Standort
Leineberg, Göttingen	154 m	E	ca. 23°	Löß/Rät	Bahnböschung
Hainberg, Göttingen	260 m	SW, S	20—26°	mo_2	Straßenböschung
E Jühnde, N Endelskamp	300 m	N	25—30°	mm	Straßenböschung
E Jühnde, N Emmeberg	235 m	N, NE	0—8°	mu/Löß	Waldlichtung
N Oberscheden	240 m	W, E	0—24°	so/mu	Bahnböschung
(Altena/Westf.)	(200 m)	(SSE)	(ca. 15°)	(Tonschiefer)	(aufgelassener Garten)



Abb. 2. Große Erdbülte auf einem ostexponierten, ca. 23° geböschten Bahndamm am Leineberg (Göttingen). Aufnahme 13. 5. 1969.

Eine Abhängigkeit der Vorkommen von der Exposition ist nicht festzustellen. Es scheint solcher Untergrund bevorzugt zu sein, der ein sehr feinkörniges Verwitterungsprodukt liefert. Sehr auffällig ist das gehäufte Auftreten an mittelsteilen Böschungen. Als oberster Grenzwinkel wurde ca. 30° beobachtet. Die Erdbülten wachsen auch an solchen Hängen immer senkrecht in die Höhe. Ganz selten konnte Verfasser Erdbülten bei Göttingen auch auf Ebenheiten finden. Das ist ein weiterer Gegensatz zu den aus den Alpen bekannten Vorkommen auf ebenen oder nur schwach geneigten Flächen.

Bezüglich des speziellen Standortes ergibt sich eine starke Übereinstimmung der jeweiligen Vorkommen, die noch durch eine Reihe weiterer, in Tabelle 2 nicht aufgeführter Beobachtungen gesichert werden konnte: Nahezu alle Erdbülten liegen auf künstlich geschaffenen oder veränderten Oberflächen, wenn diese auch teilweise schon einige Jahr-

zehnte alt sein dürften. Gemeinsam ist ihnen eine noch nicht ausgeprägte Bodenbildung und -horizontierung. Auf allen oben angeführten Lokalitäten wird die Vegetation regelmäßig abgebrannt, so daß nur ein schwacher Wurzelfilz und eine oft schüttere Vegetationsdecke vorhanden ist. Alle Vorkommen liegen zudem ungehindert durch höhere Vegetation der direkten Ein- und Ausstrahlung ausgesetzt.

Die Vegetationsbedeckung

Die Erdbülten im Raum um Göttingen heben sich durch den unterschiedlichen Bewuchs von den umliegenden Hangteilen ab. Allerdings verwischt sich dieses Merkmal mit zum Sommer hin fortschreitender Vegetationsentwicklung. Selten nur wurde beobachtet, daß sich eine dichte Grasdecke mit abgestorbenen Pflanzenteilen älterer Jahre einige cm an den Flanken der Bülten hochzieht. Häufiger setzt sie am Fuß abrupt aus. In der Regel läßt sich dann noch ein junger (diesjähriger) Bewuchs von einer überwiegend kahlen Kuppe unterscheiden. Die Kahlstellen auf den Kuppen können asymmetrisch sein, doch wurden keine Beziehungen zur Exposition usw. festgestellt.

Nördlich des Emmeberges (im Osten von Jühnde) ist eine sehr große Erdbülte von ca. 1 m Höhe und Durchmesser neben kleineren ausgebildet (Abb. 3). Im Gegensatz zu den kleineren Formen der Umgebung und anderer Lokalitäten, die in der Pflanzenbesiedlung nur ein einziges junges Stadium erkennen lassen, konnten hier deutlich mindestens 3 verschiedene Bewuchszonen, von unten nach oben aufeinander folgend, festgestellt werden (Abb. 3, A—C). Eine untere Zone mit sehr dichtem Filz abgestorbener Graspflanzen läßt sich von einer höheren mit schwachem totem Pflanzenfilz und schließlich von einer obersten ohne Spuren eines älteren Bewuchses trennen.

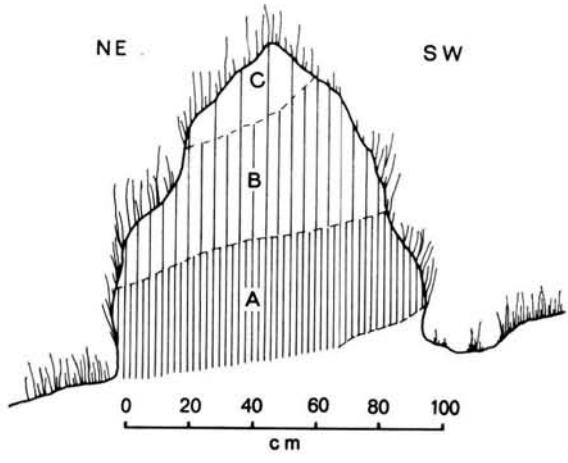


Abb. 3. Große Erdbülte nördlich des Emmeberges zwischen Jühnde und Obernjesa. Unter der diesjährigen Bewuchszone (C) liegt eine mindestens vorjährige (B), darunter eine noch ältere (A). Die Anlage der Form ist demnach 3 Jahre alt, der jüngste oberste Abschnitt entstand im Frühjahr 1969.

Die Vegetationsanordnung vermittelt so den Eindruck, als sei die große Erdbülte in 3 Phasen gewachsen, wobei die oberste jüngste Phase das diesjährige Stadium anzeigt. Häufig unterscheiden sich auch die kleinen, auf einen breiten Sockel aufgesetzten Bülten (Abb. 1, Ziff. 4) in gleicher Weise im Bewuchs von älteren Basisformen. Eine mehrphasige Entwicklung aufgrund des Bewuchses ist natürlich nur an solchen Stellen nachzuweisen, die nicht alljährlich abgebrannt werden.

Der innere Bau der Erdbülten um Göttingen

Die kurze Zusammenstellung von Korngrößenanalysen aus alpinen Bültenböden bei ELSASSER (1967, S. 29) zeigt deutlich, daß diese überwiegend aus den stark frostgefährlichen Fraktionen 0,06—0,02 mm aufgebaut werden. Die Ergebnisse von 4 Proben aus einer Erdbülte am Leineberg in Göttingen (Löß/Rät) vermitteln ein ganz ähnliches Bild (Abb. 4 und Tab. 3).

Tabelle 3

Korngrößenanalysen aus einer Erdbülte am Leineberg, Göttingen (vgl. Abb. 4). Naßsiebung bis 0,063 mm, <0,063 mm Hydrometeranalyse.

Korngrößen in mm	Gewichtsprozent			
	Probe 1	Probe 2	Probe 3	Probe 4
> 0,2	7,8	5,6	3,8	1,3
0,2 —0,063	13,1	8,5	7,8	8,7
0,063—0,020	58,0	48,3	57,0	54,2
0,020—0,006	15,4	29,1	23,2	29,2
< 0,006	5,7	8,5	8,2	6,6

SELZER (1959) betont, daß beim Aufgraben kein „Förderschlot" des aufgedrungenen Materials sichtbar wurde, was damit zusammenhängt, daß bei den von ihm untersuchten Formen auf einer künstlichen Halde keine Bodenbildung vorliegt. HARD (1964) gelang es mit Hilfe des pH-Wertes nachzuweisen, daß Erdbülten aus nicht entkalktem Material bestanden, welches aus einer Tiefe von wenigen dm unterhalb eines weitgehend entkalkten Oberbodens gefördert worden sein muß. Der vertikale Transportweg maß dabei über 50 cm.

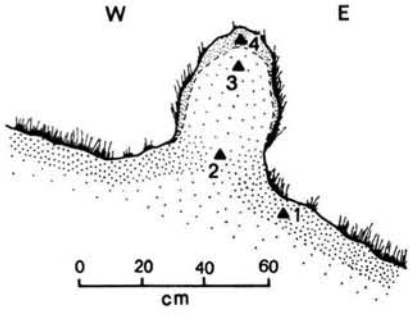


Abb. 4. Aufbau und Entnahmestellen der Proben (1—4) an einer Erdbülte am Leineberg (Göttingen) (vgl. Abb. 2).

1 — dunkler, humusreicher Oberboden, ca. 10 cm mächtig, nach unten unscharf begrenzt, oberflächlich viele Brandspuren.

2 — Mischzone des dunklen Oberbodens mit aufgedrungenem helleren Material, keine verbrannten Pflanzenteile.

3 — Kern aus lockerem, von Bodentieren durchwühltem Feinmaterial, mittelbraun, keine Brandspuren.

4 — gelblich-braunes, hellstes und leicht verfestigtes Feinmaterial ohne organische Substanzen.

Grabungen an Erdbülten im Göttinger Raum ergaben einen charakteristischen Aufbau: Das Bültenmaterial ist durchweg heller als die danebenliegende oberste Bodenschicht, in der eine Humusanreicherung, ein Wurzelfilz und Spuren häufiger Grasbrände zu finden sind (Abb. 4, Probe 1). Einen durch Bodentiere mehr oder weniger gelockerten Kern (Probe 3) umgibt an den Flanken, besonders mächtig aber auf der Kuppe eine abgetrocknete, wurzelfreie und resistente Schicht ohne organische Substanzen.

Durch Grabungen ließ sich nachweisen, daß das Bültenmaterial aus einiger Tiefe unter dem dunkelgefärbten Oberboden stammen muß. Um in einem Anschnitt den „Förderschlot" (heller Kern mit dunklem Ring) freizulegen, muß man die Bülten oft einschließlich ihres eventuell vorhandenen Sockels kappen, da wenig höher durch die Mischung des aufgedrungenen Materials mit dem Oberboden (Abb. 4, Probe 2) keine eindeutigen Farbunterschiede festzustellen sind.

Im Gegensatz zu den Beobachtungen von SELZER (1959), der ein Aufdringen bis zu 10 cm großer Steine feststellte, fehlen den von mir aufgegrabenen Formen die Fraktionen größer als 1 mm auch an solchen Hängen, die größere Schuttstücke aufweisen.

Hinweise zur Genese der Erdbülten im Göttinger Raum

Die steilen Formen und der junge schüttere Bewuchs deuten auf ein sehr geringes Alter der Erdbülten im Göttinger Raum hin. Grabungen erbrachten den Nachweis, daß das Bültenmaterial aus einer Tiefe von wenigstens 10 cm unter der Oberfläche stammen muß. Eine ganze Reihe der in Tab. 2 aufgeführten Vorkommen sind innerhalb weniger Tage im Frühjahr 1969 (Altena/Westf. Frühjahr 1966) neu entstanden. Bereits SELZER (1959, S. 218) beobachtete ja im Frühjahr 1956, daß sich „Erdkegel" von 60 cm Höhe in wenigen Tagen bilden können. Eine geringfügige Weiterentwicklung der Formen ist allerdings nicht auszuschließen.

In allen Fällen, in denen eine Neubildung der Erdbülten sicher beobachtet und datiert werden konnte, waren kurze Zeit vorher (Göttingen Ende März 1969, Altena 3. April 1966) die Grashänge abgebrannt worden, so daß die Vegetationsdecke und ein oberflächlicher Wurzelfilz zerstört waren. Nach etlichen Tagen warmer Witterung war der restliche Bodenfrost bereits völlig abgetaut und das Bodenmaterial stark durchfeuchtet (z. B. an Göttinger Wetterstation seit dem 23. 3. 1969 keine negativen Bodentemperaturen mehr). Setzten bei diesen Vorbedingungen kräftige nächtliche Kälterückfälle ein (in Göttingen Minimum am Erdboden —3,9° C am 3. 4., —6,2° C am 4. 4., —4,7° C am 5. 4. 1969), so traten die Erdbülten schon am nächsten Morgen in aller Deutlichkeit auf den sonst ungegliederten abgebrannten Hängen als erdfarbene Kuppen auf schwarzem Untergrund hervor. Ihre Zahl konnte nach mehreren Frostnächten noch zunehmen.

In Altena/Westf. wurden nach einer Frostnacht am 6. 4. 1966 bei Aufgrabungen an Erdbülten Kerne gefrorenen Bodenmaterials gefunden, die sich zur Basis der Formen verbreiterten und in ca. 10 cm Tiefe unter der allgemeinen Hangfläche an unscharfer Grenze aussetzten. Bei direkter Bestrahlung um 11 Uhr lag der Kern des gefrorenen Bodens jeweils asymmetrisch an den beschatteten Flanken der Bülten (vgl. Abb. 5).

Nach diesen Beobachtungen und den Grabungsbefunden liegt es nahe, die Entstehung der Erdbülten auf nächtliches Gefrieren einer gut durchfeuchteten Bodenschicht aus stark frostgefährlichem Material der Fraktionen 0,06—0,02 mm zurückzuführen. Dabei steigt das Material offenbar an solchen Stellen besonders stark auf, wo durch vorheriges Abbrennen keine isolierende und hemmende Vegetationsdecke und Wurzelschicht mehr liegt. Die Entstehung nahezu aller Formen Ende März/Anfang April zeigt an, daß sie nicht notwendigerweise an massiven Bodenfrost gebunden sind. Der Unterschied zu den von SELZER (1959) beobachteten und beschriebenen Erdkegeln besteht also darin, daß die Formen als Frostbeulen wachsen, und nicht ungefrorenes Material diapirartig an Schwä-

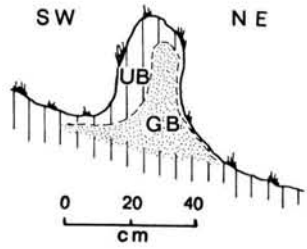


Abb. 5. Erdbülte mit einem Kern gefrorenen Bodens (GB) an der beschatteten Flanke bei Altena/Westf. — Zustand vom 6. 4. 1966, 11 h. Grenze zum ungefrorenen Boden (UB) an der Basis unscharf. Der umliegende Hang war zum Zeitpunkt der Grabung ungefroren.

chezonen eines massiven Frostbodens aufdringt und erst nachträglich gefriert. Durch die unterschiedliche Genese dürften sich auch zwanglos die Formenunterschiede (Kegel mit breiter Basis bei SELZER im Gegensatz zu oft kolbenförmigen steilen Bülten bei Göttingen) erklären. Die relativ schwachen Frostkräfte können wohl kurzperiodisch nur dort ansetzen, wo die Wurzel- und Pflanzendecke durch den Menschen beseitigt wurde. Das gilt auch für das Vorkommen an der Waldlichtung des Emmeberges bei Jühnde, wo Spuren künstlicher Gräben und Gruben zu finden sind.

Schlußbemerkungen

Mit den vorstehenden Ausführungen mag ein Hinweis darauf gegeben sein, daß schon bei geringen Frostkräften die Entstehung markanter Bültenformen in kurzer Zeit möglich ist, und die Frage nach dem rezenten Alter ähnlicher alpiner Erscheinungen sicherlich nicht aus klimatischen Gründen verneint werden kann. Einen Unterschied zu den alpinen Gebilden belegt die viel größere Formenfülle bei Bültenböden im Göttinger Raum, ihr großer Abstand zueinander bzw. ihre jeweils isolierte Lage und ihre recht geringe Lebensdauer (in der Regel etwa bis zum nächsten Winter) sowie die enge Bindung an künstliche Böschungen mit stark behindertem Pflanzenwuchs und fehlender Bodenentwicklung. Eine Gemeinsamkeit besteht jedoch hinsichtlich der Beteiligung stark frostgefährlicher Korngrößen am Aufbau sowie der Häufung auch alpiner Vorkommen in der Nähe landwirtschaftlicher Gebäude u. ä. (HÖLLERMANN 1967, S. 22), wo ebenfalls eine gelegentliche Verletzung der isolierenden und schützenden Pflanzendecke gegeben sein dürfte.

Herrn E. SCHRÖDER (Göttingen) danke ich für seinen Rat bei der Behandlung der Proben und der Wetterstation Göttingen für die Einsicht in ihre meteorologischen Meßergebnisse.

Literatur

ELSASSER, H.: Untersuchungen an Erdbülten im Avers. — Geogr. Helv. **22**, Nr. 1, 27—30, Bern 1967.

FURRER, G.: Bodenformen aus dem subnivalen Bereich. — Die Alpen **XXXI**, Bern 1955.

HARD, G.: Noch einmal „Erdkegel". — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 102—107, Öhringen 1964.

HÖLLERMANN, P.: Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). — Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **4**, Berlin 1964.

— : Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen. — Gött. Geogr. Abh., **40**, Göttingen 1967.

SELZER, G.: „Erdkegel" als heutige Frostboden — Bildungen an Rutschhängen im Saarland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **10**, 217—223, Öhringen 1959.

STINGL, H.: Ein periglazialmorphologisches Nordsüdprofil durch die Ostalpen. — Gött. Geogr. Abh., **49**, Göttingen 1969.

Manuskr. eingeg. 16. 7. 1969.

Anschrift des Verf.: Dr. D. Kelletat, 34 Göttingen, Weserstraße 36.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 138–174	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung

Von R. Mäckel, Gießen

Mit 18 Abbildungen, 2 Tabellen und 9 Profilen auf 3 Tafeln

Zusammenfassung. Anhand der untersuchten Talkomplexe wurden verschiedene Arbeitsphasen der Lahn im Spät- und Postglazial rekonstruiert und ihre Ursache und ihr Ausmaß erörtert. Die Ergebnisse morphologischer Flußtätigkeit wurden in der Karte über die Sedimentationsniveaus der Lahn (Abb. 14) zusammengetragen. Ausschließliche und länger andauernde Sedimentations- oder Erosionsphasen waren nicht festzustellen. Die Ausräumung der Talaue ging hauptsächlich durch die Seitenerosion des mäandrierenden Flusses vor sich, während sich die Neusedimentation auf einem tieferen Niveau im Gleithang vollzog. Die Tieferlegung eines älteren Augürtels fand auch durch Kappung einzelner Sedimenthorizonte bei Hochwasser statt. Beide Abtragungsformen führten zur Bildung unterschiedlicher Auniveaus, die durch eine deutliche Stufe getrennt waren. Die mittelalterliche und neuzeitliche Ausedimentation glichen diese Höhenunterschiede weitgehend aus, so daß heute aufgrund der Höhenlage und Oberflächenform nicht auf das Alter und den Aufbau der Talkomplexe geschlossen werden kann. Die im Oberflächenbild deutlich erkennbaren Austufen entstanden erst in der späten Phase der neuzeitlichen Sedimentation und nach der Kanalisation durch die oben erwähnte genetisch unterschiedliche Entstehungsweise.

In fast allen Zeitabschnitten des Spät- und Postglazials herrschten in der Lahntalaue die Voraussetzungen für eine Ausedimentation. Es konnten sechs pedologisch und durch pollenanalytische Untersuchungen und archäologische Funde zeitlich unterscheidbare Ausedimente (AS 1 bis 6) genau festgestellt werden. Für die Datierung der Sedimentfolgen erlangen im Gießener Lahntal zwei flächenhaft verfolgbare Leithorizonte, der Laacher-See-Tuff und die Feuchtschwarzerde, eine besondere Bedeutung.

Als ältestes Ausediment wurde das Präbims-Ausediment (AS 1) ausgegliedert. Dieser zumeist gelbbraune, sandig-lehmige Schluff geht kontinuierlich aus Sanden hervor, die über spätglazialen Schottern liegen. Er wurde vom frühen bis zum mittleren Alleröd abgelagert.

Das Ausediment 2, ein heller sandiger bis toniger Lehm entstand nach der weithin verfolgbaren Ausräumung des Bimsniveaus, wahrscheinlich in der Jüngeren Dryaszeit oder im Präboreal. Es bildet mancherorts das Ausgangsmaterial des holozänen Bodens, der Feuchtschwarzerde. Sie konnte sich im Talgrund seit dem Präboreal auf verschiedenem Ausgangsmaterial entwickeln. Diese Bodenbildung wurde im Untersuchungsgebiet bis in das Atlantikum verfolgt.

Das atlantische und subboreale Ausediment (3a und 3b) wurde nur an wenigen Stellen gefunden.

Eine starke Ausedimentation konnte erst wieder für das Mittelalter (ab 9./10. Jh.) festgestellt werden (AS 4). Es wurde ein bis zu 2 m mächtiger toniger bis schluffiger Lehm abgelagert, der zumeist älteren Schottern bzw. Schlick-Sand-Wechsellagen (Atlantikum bis Subatlantikum) aufliegt.

Die neuzeitliche Sedimentation begann mit einer Umlagerung des älteren Schotterkörpers. Ihr folgten in der Regel Sande, die kontinuierlich in sandig-schluffigen Lehm (AS 5) übergehen.

Durch die ständige und noch anhaltende Sedimentation wuchs der Abstand zwischen Flußufer und Flußbett, so daß die Häufigkeit und Größe einer Inundation und damit die Neusedimentation auf den höheren Auniveaus immer geringer wurde. Heute nimmt das Inundationsgebiet einen kleineren Raum ein als zur Zeit der Sedimentation der AS 4-Decke (vgl. südlich Heuchelheim) und der AS 5-Decke (Lollar).

Das jüngste Ausediment (AS 6), ein humoser sandiger Schluff, kam nach der Kanalisation auf dem unteren Niveau (hauptsächlich im Gleithang des seitlich erodierenden Flusses) zur Ablagerung.

Wegen der weit in die Talaue hineinreichenden Bims- und Präbims-Horizonte kann angenommen werden, daß ein großer Teil der heutigen Talaue durch die pleistozäne Flußarbeit bestimmt ist, die nicht nur intensiver, sondern auch länger gewirkt und die Basis des heutigen Formenbildes angelegt hat.

Auch die schwächeren Arbeitsphasen im Holozän wiesen Erosions- und Sedimentationsvorgänge auf, doch beschränkten sich die Um- und Ablagerungen grobklastischen Materials auf das Flußbett. Die Ausedimentation fand hingegen bis zur Talauengrenze statt.

Summary. The object of the study was an analysis of the geomorphological effects of the River Lahn in the valley basin of Giessen during late and postglacial times. Investigations into the deposit complexes formed at various phases had consequently to be carried out. There was no evidence of long periods of fluvial erosion and accumulation. The deepening of the older formation in the valley bottoms was mainly caused by lateral erosion of the meandering river, while the new flood-plain material was deposited on the deeper level of the slip-off slope. There was furthermore the possibility that floods had removed the older fluvial sediments. The two forms of deepening the older formation created aggradation terraces of different height which were often separated by a terrace step. The medieval and the modern accumulation of flood facies balanced these differences in elevation so that different levels and the morphology nowadays do not always correspond to the age and structure of the deposits. Most of the terrace steps recognized in the flood plain today developed in the late period of the modern flood sedimentation and after the canalization of the River Lahn by the above mentioned forms of erosion.

Flood sedimentation took place in nearly all epochs of late and postglacial times. It was distinguished between six pedologically different sediments (AS 1 to AS 6) which could be attributed to different periods of sedimentation by palynological investigations and archaeological finds. Important for the temporal correlation of the deposits were two marked horizons built up by the Laacher See pumice and the wiesenboden which could develop from the Preboreal to the Atlantikum on pedologically different fluvial sediments. The oldest flood sediment which was found in the plain (AS 1) was accumulated in the Allerød. The flood sediment 2 (AS 2) was accumulated after the removal of the level built up by the Laacher See pumice, probably in the Younger Dryas Time or in the Preboreal. The Atlantic and Subboreal flood sedimentation (AS 3) could only be found at a few points. A large flood sedimentation (AS 4) took place in medieval times (from the 9/10 th cent.) and in modern times (AS 5, from the 17 th cent.). The youngest flood sediment (AS 6) was deposited after canalization in the mid-19 th century.

I. Einführung in die Problematik der jungquartären Flußgeschichte

In der vorliegenden Arbeit wurden die Oberflächengestaltung und ihre genetischen Zusammenhänge im Gießener Lahntal untersucht. Hierbei interessiert, welche Faktoren an der komplexen Gestaltung des Talbodens vom Spätglazial bis zur Gegenwart gewirkt haben. Es gilt also, das heutige Talbild nach seiner Entstehung und Entwicklung zu analysieren. Untersuchungsobjekte dafür sind die jungquartären Sedimente der Talaue, und zwar sowohl die Stratigraphie der Ablagerung als auch ihre horizontale Verbreitung.

Auf der Geologischen Karte des Gießener Lahntales (s. Kartenhinweise) wird das „Alluvium" mit einer Signatur und Farbe gekennzeichnet. Schon bei der ersten Geländebegehung fällt aber auf, daß die Talaue in sich gegliedert ist: Stark reliefierte, flußnahe Gürtel heben sich von höher gelegenen ebenen Auniveaus ab. Altarme, verlegte Nebenbäche und Abflußrinnen gliedern die Aue.

Die unterschiedliche Höhenlage der Auniveaus läßt eine altersmäßig differenzierte Ablagerung des Ausediments vermuten.[1]) Ähnliche Beobachtungen im Leine- und Wesertal veranlaßten LÜTTIG (1960) und STRAUTZ (1962) bei der Neuaufnahme einiger geologischer Blätter der Karte 1 : 25 000, sich bei der Bearbeitung des jüngsten Zeitabschnittes in den Talauen um „subtilere Unterscheidungen" zu bemühen. LÜTTIG beobachtete unterschiedliche Niveaus mit verschiedenen Ausedimenten, die flächenhaft zu verfolgen sind. Es wurden drei Niveaus, qh_1 (als ältestes), qh_2 und qh_3 ausgegliedert. STRAUTZ (1959, S. 83) fügte dieser Einteilung noch zwei nach der Flußkorrektur im vorigen Jahrhundert entstandene und noch heute in Ausbildung befindliche Niveaus, die qh_4- und qh_5-„Stufe", hinzu, die später (STRAUTZ 1962, S. 292 bzw. 293) zusammengefaßt wurden.

Die Entstehung der Niveaus erklärt LÜTTIG durch einen Zyklus von Erosion und Akkumulation. Jeder Zyklus beginnt mit einer Tieferlegung der Talaue. Ihr folgt die Sedimentation, die allgemein mit Kiesen beginnt und allmählich in Sande übergeht. Der

1) SCHOTTLER (1913) schied bei seiner geologischen Aufnahme des Blattes Allendorf a. d. Lda. „alte Rinnen im Talboden der Lahn" (af), „kiesige Stellen im Talboden der Lahn" und „Erosionskanten in den jüngsten Anschwemmungen der Lahn" aus, ohne diese jedoch zeitlich einzustufen.

Aulehm bildet den Abschluß des Sedimentationszyklusses. LÜTTIG und STRAUTZ sprechen sich also für eine stärkere Flußarbeit im Holozän aus.

Durch einen Vergleich mit anderen Flußgebieten soll untersucht werden, ob es Gesetzmäßigkeiten jungquartärer Flußarbeit gibt, die nicht nur auf einen kleinen Bereich begrenzt, sondern überregional von Bedeutung sind. Aus diesem Grunde wurden im Sommer 1968 das Leinetal bei Seelze (STRAUTZ 1962) und das Leinetal zwischen Elze und Hannover (LÜTTIG 1960 und OELKERS 1968) aufgesucht.

Außer den Arbeiten an niedersächsischen Flüssen wurden in den letzten Jahren Forschungen zur spät- und postglazialen Flußgeschichte in Mitteldeutschland durchgeführt. Geomorphologische Studien an einigen thüringischen Flüssen (JÄGER 1962, SCHULTZ 1965, WERNER 1965 u. a.) „legen die Annahme wechselvoller physisch und anthropogen bedingter Entwicklungen in den Einzelabschnitten des Binnenholozäns bis zur Gegenwart nahe" (KLIEWE 1965, S. 5).

Aus den Flußgebieten in Sachsen sind aus jüngster Zeit die Arbeiten von NEUMEISTER (1964) und HÄNDEL (1967) zu erwähnen. Auch hier konnte nur die Literatur zum Vergleich benutzt werden. Vergleichende Geländestudien in diesen Gebieten wären jedoch für die holozänstratigraphische Einordnung wünschenswert gewesen.

II. Das Talbild im Spätglazial

1. Der Laacher See-Tuff

Für die Rekonstruktion der Talaue im Spät- und Postglazial und für die Datierung einzelner Talkomplexe in der heutigen Gießener Talweitung erlangt das flächenhaft verfolgbare Vorkommen des Laacher See-Tuffs in der Talaue eine besondere Bedeutung.

Man findet ihn gut aufgeschlossen am Kiessee Allendorf/Lahn nördlich des Bahngeländes (Verbreitungskarte des LST und Abb. 1). In den Profilen 6, 8 und 9 wurde er



Abb. 1. Laacher See-Tuff (LST : l) im Aufschluß am Kiessee Allendorf/Lahn, in eine Rinne eingeschwemmt. Rechts im Bild unter dem LST das Präbimsausediment (AS 1 = d, s. Spaten). In Bildmitte spätwürmzeitliche Schlick- und Schotterlagen; b = mittelalterliches Ausediment (AS 4).

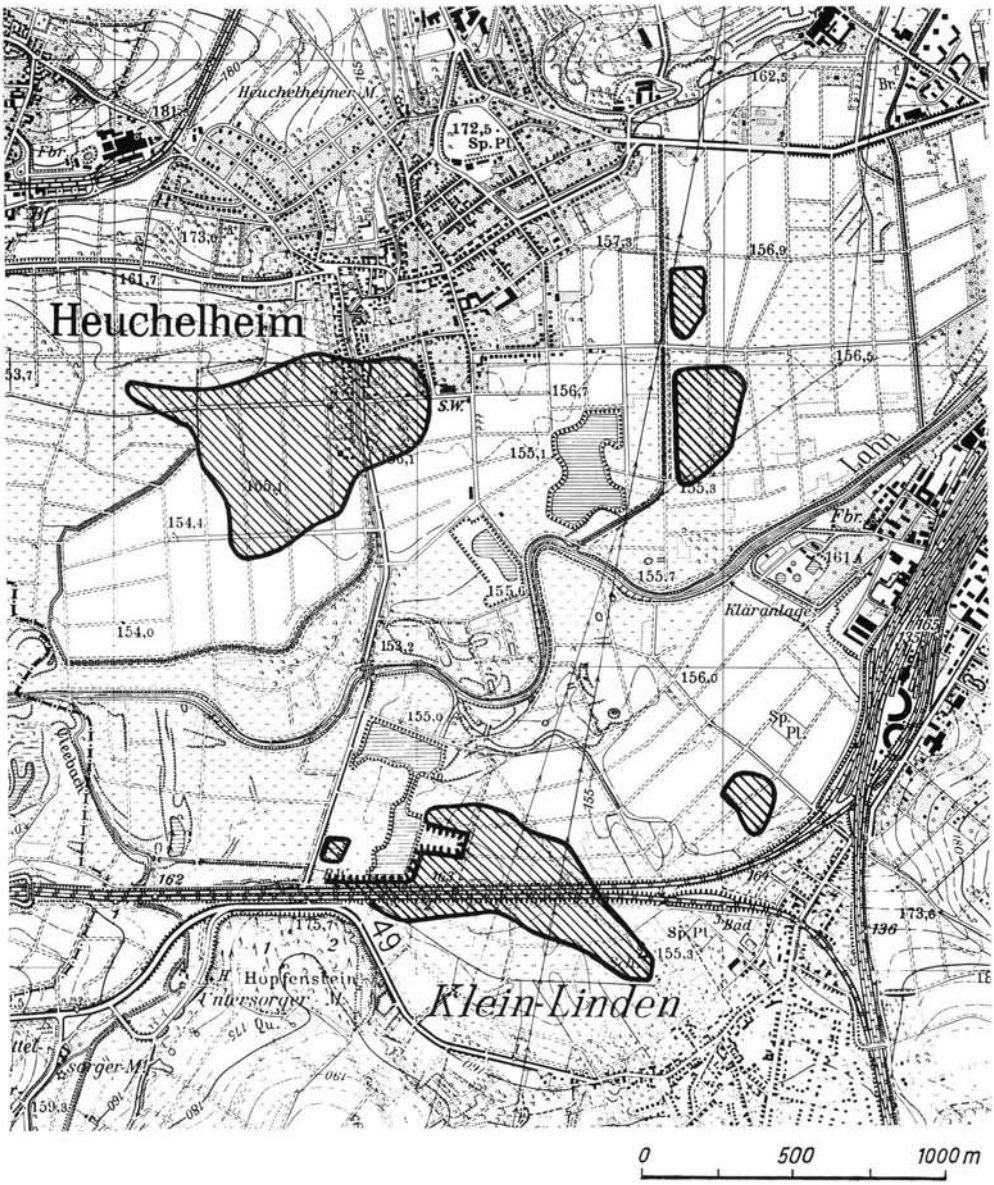


Abb. 2. Verbreitung des Laacher See-Tuffs im Westlichen Gießener Lahntal (durch Bohrungen ermittelt bzw. in der Kiesgrube Allendorf/Lahn aufgeschlossen).

Grundlage: TK 25 5417 Wetzlar mit Genehmigung des Hess. LVA (Verv.-Nr. 136/69).

mit dem Sandbohrer erbohrt. Der Laacher See-Tuff erreicht im Gießener Lahntal eine Mächtigkeit von ca. 130 cm (Heuchelheim), 170 cm (Lollar) bzw. 265 cm (Allendorf/Lahn).

Sein Vorkommen im Gießen-Marburger Lahntal und in den Randlagen des Westerwaldes und des Vogelsberges ist schon länger bekannt.[2]) Nach pollenanalytischen Untersuchungen liegen die Laacher See-Ausbrüche in der mittleren Alleröd-zeit, haben also ein Alter von etwa 11000 Jahren (STEINBERG 1944, THOMSON 1953 u. a.). ^{14}C-Bestimmungen bestätigen diese Datierungen (FIRBAS 1953). Die Bimsdecke wird so zu einer sicheren Zeitmarke im Spätglazial.

In den Bimsaufschlüssen an den Kiesseen Allendorf/Lahn (P9-60a bis h[3]) und Abb. 1) weisen mehrere Kriterien auf eine aquatische Umlagerung hin: An einigen Stellen sind eine Kreuzschichtung im Bimshorizont (Abb. 1) oder wellenförmige Ablagerungsformen zu erkennen. Seine größte Mächtigkeit findet der Bims in alten Flußrinnen (P9-60d und Abb. 1). Er ist von einem Ausediment aus sandig bis tonigem Schluff (s. u.), an höher gelegenen Stellen auch von fluvialen Sanden unterlagert. Ausediment-Horizonte sind nicht selten unteren Bimspartien zwischengeschaltet. Weißer grobkörniger Bims und schwarzer feinkörniger Bims sind häufig ineinander verschwemmt (s. u.).

Um den Laacher See-Tuff als Zeitmarke heranziehen zu können, ist es wichtig zu wissen, wann die sekundäre Umlagerung stattgefunden hat. Die Mächtigkeit der Horizonte, der gute Erhaltungszustand der vulkanischen Substanz (vgl. Fußnote zur schwermineralanalytischen Untersuchung) und die nur geringe Vermischung mit anderem Material lassen auf eine Umlagerung unmittelbar nach der primären Ablagerung, zumindest aber noch im Alleröd, schließen.

Wahrscheinlich wurde der Bims durch starke Regenfälle flächenhaft in das Tal geschwemmt und auch durch Hochwasser umgelagert. Bevorzugte Akkumulationspunkte für die Umlagerungsprodukte bildeten Mulden und Rinnen (P9-60e u. Abb. 1) und Hangfußlagen (P9-8 bis 18). Die Annahme, das vulkanische Material wäre auf Altarme oder Überschwemmungsseen gefallen und im Wasser sedimentiert worden, ist kaum zu beweisen, da zwischen Flußsanden und Schottern einerseits und Bimslagen andererseits das Präbims-Ausediment liegt (s. u.).

Eine zeitliche Einordnung von primär abgelagertem und sekundär umgelagertem Laacher See-Tuff brachte LANG (1954) anhand pollenanalytischer Untersuchungen. In seinem Alleröd-Profil bei Marburg konnte er Bims auf primärer Lagerstätte und umgelagerten Bims unterscheiden und sowohl miteinander als auch mit den von FRECHEN (1952 und 1959) beschriebenen Ausbrüchen des Laacher See-Vulkans korrelieren. LANG datierte sowohl die Ablagerung als auch die Umlagerung des Bims in die Alleröd-Zeit (FRECHEN in BEUG 1957/58).

In P9-60e (154,7 m ü. NN) wurde die mächtigste Bimsschicht festgestellt: Man erkennt hier eine Einmuldung im pleistozänen Schotterrelief. Dem Schotterkörper aufgelagert sind Sande und das sandig bis tonige Präbims-Ausediment, das zur Mulde hin auskeilt. Einer wenige Zentimeter messenden Sandlage im tiefsten Teil der Mulde folgt der Bims: Zuunterst liegt eine geringmächtige Schicht (bis zu 30 cm) von hellem, porösem Bims, der meist mit Tonen durchsetzt ist (Probe IV). Darüber befindet sich eine feste Abfolge mit weißem, grobkörnigem (Probe III) und schwarzem, feinkörnigem Bims (Probe II). Beide Arten sind ineinander verschwemmt. Im Hangenden dieser bis zu 2 m mächtigen Abfolge liegt ein grauer, bankiger Bims (Probe I) von ca. 50 cm Höhe. Nach oben hin ist er häufig in Bruchstücke zerteilt. Ein ähnlicher Aufbau der Bimslagen findet sich aus den anderen Bohrungen in der Lahnaue wieder (Profile und Verbreitungskarte).

2) Ältere Arbeiten wurden bei MÄCKEL (1968, S. 22—23) besprochen.

3) Punkt x des Profils 1 wird mit P1-x bezeichnet, ebenso die Punkte des Profils 2 (P2-x) usf. — Hinter dem Bohrpunkt wird bei den angeführten Beispielen häufig auch die Tiefe angegeben, aus der die Probe stammt, z. B. P9-8, 165—200 (diese Probe stammt aus einer Tiefe von 165 bis 200 cm unter Flur).

Von vier Proben aus dem Aufschluß P9-60e wurden schwermineralanalytische Untersuchungen durchgeführt (Tab. 1)[4] und mit den Ergebnissen verschiedener Arbeiten über den Laacher See-Tuff im Gießen-Marburger Raum verglichen.

Die von LANG (1954, S. 366) aufgestellte prozentuale Verteilung der Schwerminerale des umgelagerten Tuffs kommt derjenigen der Proben II und III nahe, während die oberste Probe I mit der „Abfolge II unten" von LANG weitgehend übereinstimmt. Ebenfalls parallelisieren läßt sich die Probe IV mit dem mittleren Tuff von JANOSCHEK und KNOBLICH (1967, S. 40) aus einem Spätglazial-Profil, das kurze Zeit an einer Baugrube in der Stadtmitte von Gießen aufgeschlossen war. Wegen ihres hohen Hornblendegehaltes liegt es nahe, die im Lahntal auftretenden Bimslagen dem LST V nach FRECHEN (1952 und 1959) zuzuordnen.

2. Die spätglaziale Serie bis zum LST

Die Verbreitung von Laacher See-Tuff (Abb. 2) zeigt, daß ein großer Teil der jüngsten Lahntalschotter bis zu den oberen Akkumulationsfolgen nicht — wie AHLBURG (1915) und KEGEL (1929) glaubten — im Holozän, sondern bereits im Pleistozän abgelagert wurde.

Die Kiesseen in Allendorf/Lahn gaben einen guten Einblick in die Schotterlagen, nachdem das Wasser wegen des Baus der Bundesstraße 49 A ausgepumpt werden mußte. Die pleistozänen Schotter haben eine Mächtigkeit von 5 bis 8 m. Zwischen den Schottern wurden mehrere Schlicklagen erkannt (Abb. 1). Die Schotteroberfläche war von Rinnen durchzogen, die ebenfalls mit Schlick (graublauer Schluff) und Sandlagen im Wechsel aufsedimentiert waren. Auf ihm folgten braune Ausande und ein gelbbrauner sandig-lehmiger Schluff und darüber der LST.

Mehrere Proben aus dem Bims, dem Präbims-Ausediment und den Schlicklagen wurden pollenanalytisch untersucht und in Tab. 2 zusammengestellt (die Entnahmestellen sind z. T. in Abb. 1 markiert). Auffallend sind die unterschiedlichen Pollenspektren der Schlicklagen im Schotterkörper. Proben 9 und 10 z. B. liegen in gleicher Tiefe unter Schotterobergrenze und ca. 180 cm voneinander entfernt. Probe 9 zeigt einen geringen Anteil an *Pinus,* dagegen einen hohen an *Betula* und *Salix* und vieler für die Tundrenzeit typischer NBP. Probe 9 müßte man älter einstufen als Probe 10. Wahrscheinlich wurden zu verschiedener Zeit abgelagerte Uferpartien abgerissen und im Fluß sedimentiert. Der hohe Prozentsatz der Cyperaceen (Probe 10) läßt auf einen Verlandungsbereich in der Talaue schließen. In den Schlicklagen zwischen und auf den Schottern fanden sich Äste bis zu 10 cm Durchmesser. Eine ^{14}C-Untersuchung an einem Holzstück nahe der Entnahmestelle der Probe 10 (Tab. 2) erbrachte ein Alter von 11 740 ± 110 Jahre[5]). Dies stimmt relativ gut mit den pollenanalytischen Ergebnissen überein. Es ist also anzunehmen, daß die oberen Schotter- und Schlickpartien gegen Ende der Dryaszeit bis zum Beginn der Alleröd-zeit abgelagert wurden.

Die Spätwürm-Schotterlagen wären zeitlich zu korrelieren mit der älteren Niederterrasse am Mittel- und Niederrhein (nach KAISER 1961, S. 245), die sich bis zur stärkeren Erosionsphase im Alleröd bilden konnte (KAISER 1961). Im Lahntal hingegen wurde bis zur Zurückverlegung des Bimsniveaus eine Sedimentationsphase festgestellt (s. nächster

4) Die Proben wurden von Herrn cand. geol. A. v. Erffa, Geol. Inst. Gießen, im Rahmen seiner Diplomarbeit untersucht und mir freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Die Bimsproben wurden gesiebt und die Körner zwischen 0,5 mm und 0,063 mm in Bromoform getrennt. Die schwarzen, feinkörnigen Bimslagen (Probe II) hatten den reichsten Anteil an Schwermineralien (479 mg auf 12,3 g der Einwaage). — Aus denselben Schichten wurden vier Proben an das Geomorphologisch-bodenkundliche Labor des Phys.-Geogr. Inst. in Amsterdam (Prof. BAKKER) geschickt. Ein Ergebnis liegt noch nicht vor.

5) Die ^{14}C-Untersuchung wurde im C-14-Laboratorium des 2. Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg durchgeführt.

Tabelle 1

Prozentuale Verteilung der Schwerminerale vom Laacher See-Tuff in der Lahnaue bei P 2-60 (Allendorf a. d. Lahn)

Probe	Augit	Hornblende blau	Hornblende grün	Zirkon	Turmalin	Titanit	Rutil	Granat
I	65,6	30,2	1,2	0,9	—	1,5	—	0,6
II	59,3	35,6	0,6	1,6	—	2,6	0,3	—
III	52,8	40,9	—	1,7	—	4,6	—	—
IV	49,1	40,0	1,6	1,9	0,3	6,8	0,3	—

Absatz). Im Rheintal folgt dann als nächst tieferes Niveau die Jüngere Niederterrasse, die aufgrund eines reichen Anteils an Laacher Bimstuff in der Schotterführung in die Jüngere Dryaszeit datiert wurde. Sie findet im Lahntal kein Gegenstück. In der Gießener Talweitung ist der Spätwürm-Schotterkörper morphologisch nicht als Terrasse ausgebildet (vgl. unten).

Im Aufschluß Allendorf/Lahn (Abb. 1) folgten auf der durch Schotterbänke und Rinnen gegliederten Schotteroberfläche des Spätwürms die Ausande und der sandig-lehmige Schluff als älteste Ausedimentation (AS 1). Aufgrund der oben angeführten Datierungsergebnisse und der über dem AS 1 liegenden Bimsdecke mußten also von Beginn bis Mitte des Alleröd-Interstadials die Voraussetzungen geherrscht haben, die zu einer Ausedimentation führten. Die Lahn mußte sich demnach auf ein schmaleres und tiefer gelegenes Flußbett zurückgezogen haben. Daraufhin konnte einige Dezimeter über dem derzeitigen Mittelwasserstand diese Hochflutsedimentation stattfinden. Wahrscheinlich ermöglichte eine nur geringe Waldbedeckung eine intensive Abspülung und damit eine erhöhte Materialzufuhr von den z. T. mit Löß bedeckten Hängen des Einzugsgebietes.

Aus dem Pollen- und Trachyttuff-Profil der Umgebung von Kirchhain bei Marburg schließt auch LANG (1955, S. 73), daß „der Umschwung von der Schottersedimentation zur Aulehmsedimentation am Ende der älteren Dryaszeit oder zu Beginn der Allerödzeit erfolgte".

Der kontinuierliche Übergang von Sanden zu sandig-lehmigem Schluff schließt eine mögliche Korrelation des Präbims-Ausediments mit der lößähnlichen Deckschicht unter dem Laacher See-Tuff im Leinetal aus (ROHDENBURG 1965 b, S. 48). Die Verteilung der Korngrößen, wie sie die AS 1-Probe in Abb. 11 zeigt, trifft für weite Vorkommen im westlichen Gießener Lahntal am häufigsten zu. Der Humusgehalt des Ausediments 1 liegt zwischen 0,13 und 0,53 %.

Auch in Bereichen der Talaue, in denen der Bims abgetragen wurde, ist der untere Teil der Schotter spätwürmzeitlich, wie aus einigen Pollenspektren hervorgeht (Pollendiagramme P4-10 und P4-9). In Wißmar fand sich ca. 400 cm unter Schotterobergrenze und knapp 100 m vom jetzigen Lahnbett entfernt ein Eiskeil im Schotterkörper (Abb. 3). Der obere Teil scheint gekappt zu sein. Er wurde später überschottert. Aus einer Schlicklinse in unmittelbarer Nähe des Eiskeiles wurde eine Pollenanalyse durchgeführt. Das Spektrum zeigt neben einem starken Kiefern-Birken-Bestand aber auch Pollen relativ wärmeliebender Pflanzen wie *Corylus* und *Tilia*.

WIERMANN (in DAHM u. a. S. 337, 1961) verzeichnet in seinen Pollenuntersuchungen am Spätglazial-Profil in Gießen-Kleinlinden ein nicht seltenes Auftreten von sekundär umgelagerten Pollen wärmeliebender Bäume. Er begründet ihren Anteil mit starker Umlagerung des Materials. Auch erwähnt WIERMANN das Auftreten guterhaltener *Alnus*-Pollen schon in der ältesten waldlosen Zeit. Während in den Präbims-Diagrammen der

Tabelle 2

Pollenspektren aus spätglazialen Proben der Kiesgrube Allendorf/Lahn

Probennummer	Tiefe unter Flur (in cm)	Horizontfolge	Prozentualer Anteil der Pollen in %														
			Salix	*Pinus*	*Betula*	*Alnus*	NBP (var.)	*Cyperaceae*	*Gramineae*	*Artemisia*	*Helianthemum*	*Hippophaë*	*Juniperus*	*Thalictrum*	*Nymphaeaceae*	Σ BP	Σ NBP
1 u. 2	70—225	Laacher See-Tuff	Kein Pollengehalt														
3 bis 5	225—255	Präbims-Ausedi-ment (AS 1)	Sehr wenige Pollen, kein auswertbares Spektrum														
			—	×	×	×											
6	~260	Schlicklagen unmittelbar unter dem AS 1	5,6	43,2	51,2	—	34,3	50,2	0,9	4,6	1,4	0,9	0,4	0,9	6,4	36,3	63,7
7	~270		4,8	40,0	55,2	—	57,9	15,5	8,5	4,2	0,8	3,9	—	4,2	5,0	28,8	71,2
8	~320	Schlicklage auf dem Schotterkörper	13,2	38,9	47,9	—	57,0	16,6	4,8	4,1	0,3	2,1	—	11,7	1,4	29,1	70,9
9	~410	Schlicklagen im Schotterkörper	8,0	6,0	85,0	1,0	35,8	33,7	—	12,2	1,5	3,5	1,1	9,9	2,3	22,6	77,4
10	~410		2,5	75,8	20,9	0,8	25,1	71,1	—	0,8	0,3	—	—	1,1	1,6	14,4	85,6
11	~500		19,0	42,0	39,0	—	15,4	65,7	0,5	2,2	0,5	0,2	—	4,5	11,0	14,3	85,7

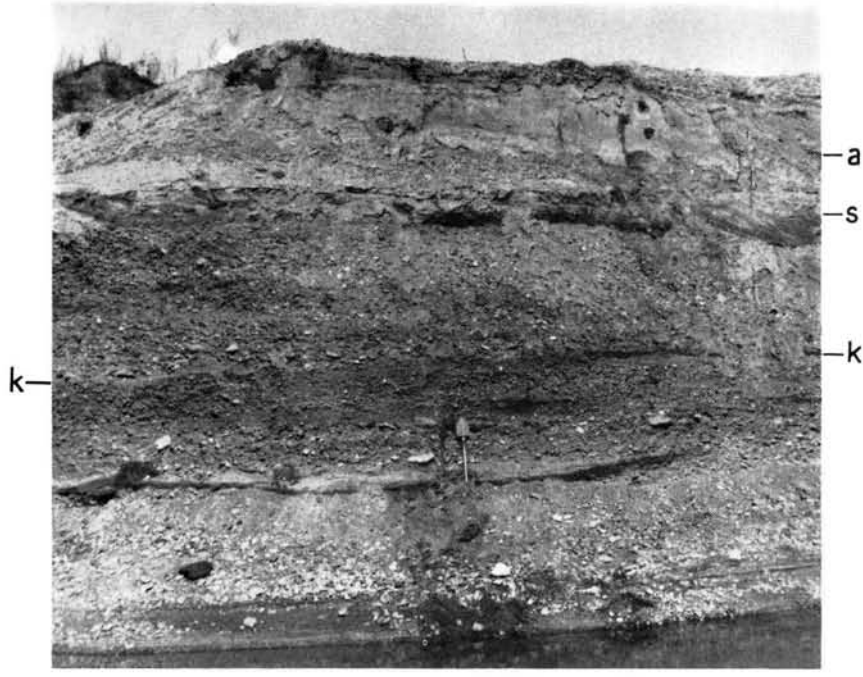


Abb. 3. Kiesgrube Wißmar. Eiskeil (links vom Klappspaten) im pleistozänen Schotterkörper. Schotterkörper und Eiskeil durch Diskordanz k geklappt, darüber holozäner Schotterkörper mit Schlick/Sand-Wechsellagen (s) und neuzeitlichem Ausediment (AS 5 = a).

Lahnaue vereinzelt schlecht erhaltene *Alnus*-Pollen vorkommen, wurde im Spektrum nahe des Eiskeiles ein Anteil von über 10 % z. T. gut erhaltener *Alnus*-Pollen an der BP-Gesamtsumme ermittelt. Obwohl ein Spektrum allein keine ausreichende Grundlage für eine Datierung bietet, erlaubt es doch in Verbindung mit dem Eiskeil den Schluß, daß auch in unmittelbarer Flußnähe der untere Schotterkörper würmzeitlichen Alters ist.

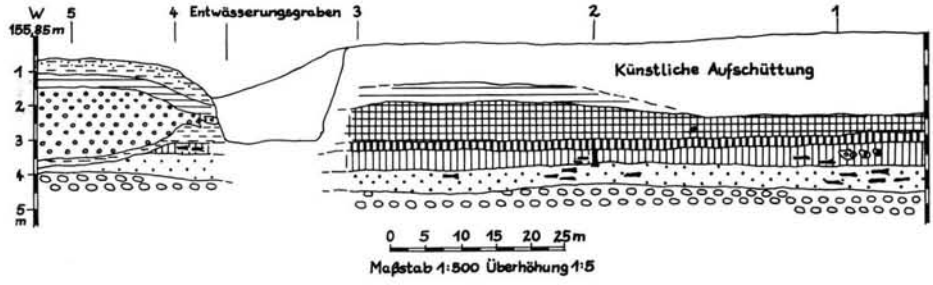
Ein weiteres Beispiel für flußnahe alte Schotterkörper ergaben palynologische Untersuchungen bei P2-20. Hier liegen die spätglazialen Schotter knapp 40 m von dem heutigen Flußbett entfernt. Bei Einzelproben aus spätglazialen Schotterkörpern ist aber kaum zu entscheiden, in welchem Abschnitt des Spätglazials die Akkumulation stattfand.

Das Kurvendiagramm des Sedimentationsniveaus (Abb. 14) veranschaulicht die Höhe der Aufschotterung im Spätwürm. In diese bis zu 8 m mächtigen Basisschotter hat sich die Lahn in den folgenden Zeitabschnitten immer wieder neu eingeschnitten. In den seltensten Fällen (z. B. nördlich Wißmar an der Eisenbahnbrücke) hat die heutige Talsohle das Anstehende erreicht. Es wurden in der Regel nur die obersten Lagen des spätglazialen Schotterkörpers ausgeräumt oder umgelagert, so daß in den heutigen Aufschlüssen die untersten Meter Reste der spätwürmzeitlichen Aufschotterung darstellen.

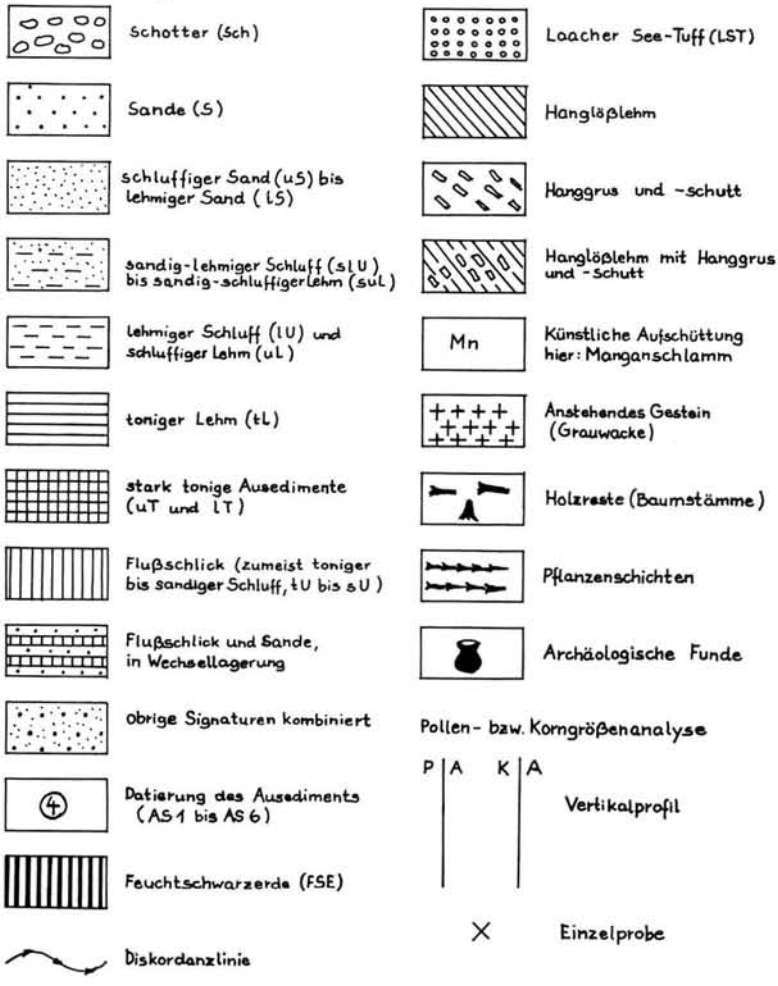
3. Die spätglazialen Postbimsfolgen

Der Laacher See-Tuff befand sich nach seiner Umlagerung wahrscheinlich in weiten Bereichen der Talaue an der Oberfläche und verfestigte sich dort. Sedimente, die heute im Hangenden des Bims beobachtet werden, waren z. T. altholozänen Alters (vom Profil 9) oder wurden wie in P9-9 vom Kolluvium gebildet. Die meisten Sedimente jedoch, die über dem Bims angetroffen werden, sind jungholozänen Alters. Häufig ist die oberste Bimslage nicht mehr geschlossen: Einzelne Bimsbrocken liegen im jungen Ausediment oder wurden

abgetragen. Man kann also annehmen, daß die Bimshorizonte im Alleröd noch mächtiger waren als heute. Das Kurvendiagramm der Abb. 14 verdeutlicht die verschiedenen rekonstruierbaren LST-Niveaus.



Profil 1
Unterschiedliche Höhenlage des Bims- und FSE-Niveaus am Trassenaufschluß Allendorf/Lahn.



Legende für sämtliche Profildarstellungen.

Ein großer Teil der Bimslagen und das Präbims-Ausediment wurden wohl noch im Spätglazial ausgeräumt. Wie die Pollendiagramme und Profile in P1 für den Westteil und P4 und P5 für den Nordteil des Gießener Lahntales zeigen, bildete sich noch im Spätwürm eine neue Sedimentation auf einem niedrigen Niveau.

Während im Raum Heuchelheim und Allendorf/Lahn die alleröd zeitliche Bimsoberfläche im Talboden bei ca. 155 m ü. NN gelegen haben muß, fand die Neusedimentation rund 3,5 m tiefer statt. Es konnte nicht geklärt werden, ob die Neusedimentation mit einer Schotterakkumulation begann; dann freilich müßte die Tieferschneidung noch größer gewesen sein. Das Profil 1 zeigt die Zurückverlegung des LST-Niveaus und die Neusedimentation auf einem tieferen Talauenniveau. Sie bestand aus schluffigen Sanden, die nach oben schluffreicher werden. Der reiche Anteil an typischen tundrenzeitlichen NBP veranlaßt, trotz hoher *Pinus*-Kurve diese Abfolge in die jüngere Dryaszeit zu datieren (Pollendiagramm P1 in Abb. 4). Die blaugraue Farbe des Sediments und die gut erhaltenen Pflanzenreste lassen auf einen hohen Grundwasserstand schließen. Die hohe *Carex*-Kurve weist darauf hin, daß sich die Sedimentation im Verlandungsbereich, wahrscheinlich in einem Altarm vollzogen hat.

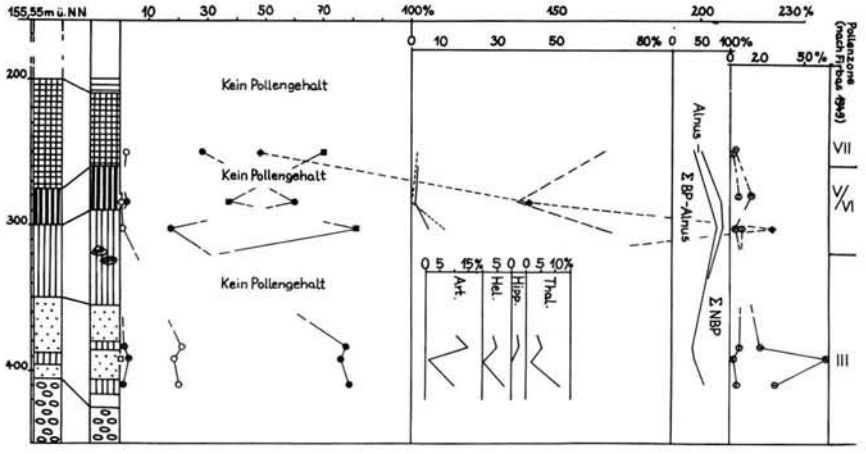


Abb. 4. Pollendiagramm P 1—1/2 (Allendorf/Lahn).

In welcher Art die Ausräumung der Bimsdecke vor sich ging, ist fraglich. Die stehengebliebenen Bimsinseln (Abb. 2) lassen vermuten, daß der Fluß in fortlaufender Mäandrierung das Bimsniveau ausräumte.

In Profil 6 erkennt man auch für den Raum Lollar eine Tieferlegung des Bimsniveaus: In der Talaue wird es bei 162 m ü. NN gelegen haben. Die Neusedimentation begann ca. 3 m unter diesem Niveau und ist nach den Pollendiagrammen in P4-10 (Abb. 5) und P4-9 schon gegen Ende des Alleröd-Interstadials anzusetzen. Hohe *Carex*-Werte und eine beachtliche Summe von Hydrophyten *(Myriophyllum* bis über 50% der NBP!) und *Helophyten (Nymphaeaceen, Potamogeton* u. a.) weisen auch hier auf eine Verlandungsvegetation hin. Blau- bis violettgraue Schlicklagen wechseln mit Schottern und Sanden bis zu einer Gesamtmächtigkeit von 150 cm. Den Abschluß der spätglazialen Serie bilden im Nordteil des Lahntales flache Niederungsmoore, wie man sie an der Lumda-Aufschlußwand (Profil 4 und Abb. 8) antrifft. Das Pollendiagramm P4-10 (Abb. 5) datiert sie in die Jüngere Dryaszeit.

Neben Schlick- und Torflagen wurden, wie im Lumda-Profil (P 4) ersichtlich, auch Sande und Schotter abgelagert. Ihre Akkumulationsorte befinden sich über dem Niveau der Verlandungsvegetation; es handelt sich hier wahrscheinlich um ältere Talkomplexe,

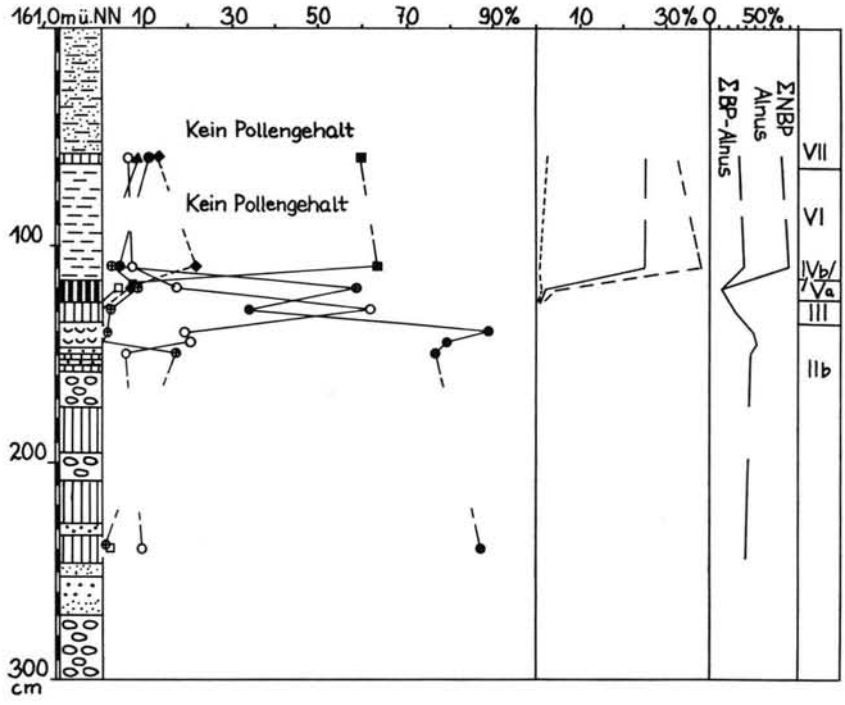


Abb. 5. Pollendiagramm P 4—10 (Lumda-Mündung, Lollar).

zwischen Altarmen stehengeblieben, oder um jungtundrenzeitliche Aufschotterungen mit nachfolgender Sedimentation von sandigem Lehm (P4-3). Dieses Ausediment (AS 2) konnte nicht genau datiert werden, da sich keine Pollen gewinnen ließen. Seiner Lage nach (Profil 6) muß die Sedimentation postbimszeitlich aber noch vor der FSE-Bildung (s. u.) anzusetzen sein.

III. Die Talentwicklung im Präboreal und Boreal

Die jüngste spätglaziale Sedimentationsfolge wird vielerorts von einem grauen tonigen Schluff überlagert. Bei Lollar beträgt er noch wenige Zentimeter, in Allendorf/Lahn (P 1) mehrere Dezimeter (Abb. 14). Hier findet man eine Anzahl bis zu 30 cm dicker Eichenstämme. Da ein Teil dieser Stämme aufrecht stand, ist anzunehmen, daß ein Auenwald „überschlickt" wurde. Auffallend ist die hohe Prozentzahl von *Nymphaeaceen* am NBP-Anteil dieses Horizontes; es handelt sich um einen Verlandungsbereich (Pollendiagramm in Abb. 4). Innerhalb des Schlickes liegen, wie in P1-1 dargestellt, auch verschwemmte Bimsstücke, die wahrscheinlich von den höher gelegenen Bimsdecken herrühren.

2. Die Feuchtschwarzerde (FSE)

Der graue, tonige Schluff wird in Profil 1 u. a. nach oben deutlich abgegrenzt durch eine schwarze, tonige Schlufflage. Dieser bis 40 cm mächtige dunkle Horizont konnte auch in Sonderprofilen und Aufschlüssen über verschiedene Aubereiche hin verfolgt werden (Abb. 8 und Profile 1, 2, 4, 6 und 9): In tieferen Lagen der Talaue besteht er aus tonigem Schluff bis schluffigem Ton (Lumda-Aufschluß). Im Profil 2 in Heuchelheim, wo der schwarze Horizont 20 cm mächtig wird, bilden ebenfalls graue Schlicklagen (tU) das Ausgangsmaterial (Profil 9).

Schwarze, schluffige Tone in der Talaue wurden häufig als Gyttja gedeutet, die unter subhydrischen Bedingungen die Schwarzfärbung erhielt. Da die dunkle Farbgebung im Untersuchungsgebiet aber nicht nur auf tonige Ablagerungen beschränkt ist, sondern in gleicher Horizontfolge ebenso auf sandig-lehmigem Material anzutreffen ist (Lumda P4-3 u. a.), scheint die Schwarzfärbung durch Bodenbildung entstanden zu sein. Ihr heutiger Erhaltungszustand, der sich besonders durch die schwarze Horizontfärbung ausdrückt, erklärt sich durch die Feuchtigkeit, die diese Horizonte „konservierte".

Im Hangbereich besteht das Ausgangsmaterial aus abgeschwemmtem Hanglößlehm. Stellenweise fand sich noch gelber, z. T. mit Hangschutt und -grus vermischter Hanglößlehm ohne merkliche Bodenbildung zwischen Schwarzerde und Bims. Auffallend ist der Wechsel des Ausgangsmaterials im Profil 9 zwischen P9-18 und P9-19: Über dem Bims bildet ein sandiger Lehm das Ausgangsmaterial. Wo der Bims auskeilt, hört auch die sandige FSE auf, und es folgt die tonige Schwarzerdelage, die sich hier analog zu P1-2 auf einer postalleröd zeitlichen Sedimentfolge ausgebildet hat.

Bohrungen bei P9-15 und P9-18 lassen vermuten, daß dort, wo der schwarze Boden direkt dem Bims aufliegt, sogar der Bims (oder mit kolluvialen oder fluvialen Sedimenten vermischter Bims) das Ausgangsmaterial für die sandige Schwarzerdebildung lieferte. Über Bodenbildungen auf Bims-Mischsedimenten berichtete Stöhr (1963).

Die beschriebene schwarze Bodenbildung auf feuchten Standorten (wie hier in der Lahntalaue) wird als Feuchtschwarzerde bezeichnet (nach Scheffer-Schachtschabel 1966, S. 395 u. a.).

Schwarzerden sind aus den Talauen anderer Mittelgebirgsflüsse durch frühere Arbeiten bekannt (Rohdenburg 1965, Scheffer, F. und Meyer, B. 1966 a u. b für die Leine bei Göttingen; Lüttig 1960 a und Oelkers 1968 für die Leine südlich Hannover). Im Gegensatz zu den Schwarzerdeböden des Leinetals z. B. ist das Ausgangsmaterial für die FSE im Lahntal kalkfrei. Die Summenkurve der Korngrößenanteile einiger untersuchter Feuchtschwarzerden in Abb. 7 zeigt die unterschiedliche Zusammensetzung des Ausgangsmaterials im Lahntal. Der Humusgehalt der FSE schwankt im Untersuchungsbereich zwischen 0,78 und 9,2 %. Die Maximalwerte stammen aus Proben der Wieseckaue bzw. von P1-2.

Zur zeitlichen Einordnung der FSE wurde das Ausgangsmaterial pollenanalytisch untersucht (Pollendiagramme in Abb. 4 und 5). Aus der FSE selbst erhielt man nur in wenigen Fällen (P1-1/2 in Abb. 4) ein auswertbares Pollenspektrum; Aufbereitungen aus

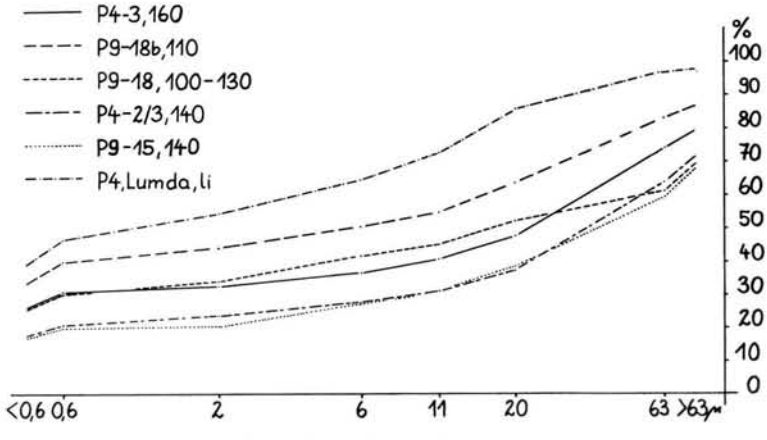


Abb. 7. Korngrößen-Summenkurve für einige Feuchtschwarzerden im Gießener Lahntal.

anderen Stellen am Lumda-Aufschluß und im Profil 3 brachten entweder keine oder nur eine geringe Anzahl schlecht erhaltener Pollen (vgl. WILLERDING 1967 für das Leinetal). Die organische Substanz muß innerhalb des schwarzen Bodens weitgehend zersetzt worden sein. Beispiel dafür gibt der überschlickte und in P1-2 skizzierte Eichenstamm,[6]) der im grauen Schlick gut erhalten, aber an der Basis des Schwarzerdehorizontes sofort völlig zersetzt ist. Die Pollen aus der unteren Lage der FSE dieses Horizontes sind stark korrodiert. Das Material wurde nach pollenanalytischer Untersuchung (Pollendiagramm P1-1/2 in Abb. 4) in das Jüngere Boreal datiert. Eine ^{14}C-Untersuchung an dem Eichenstamm erbrachte ein Alter von 7100 ± 110 Jahren.[7]) Nach dem Pollendiagramm von P4-10 (Abb. 5) wäre eine Bodenbildung schon ab Ende des Präboreals möglich.

Im Profil 1 wurde die FSE bereits wieder im Atlantikum überschlickt (Pollendiagramm in Abb. 4). Eine Bodenbildung vollzog sich auf diesem Sediment nicht mehr. Im Lumda-Aufschluß (P4-10) folgt im Hangenden der FSE ein graubrauner, lehmiger Schluff. Seine Sedimentation fand laut Pollenspektrum ebenfalls im Atlantikum statt.

SCHEFFER, F. und MEYER, B. (1965) setzen die Entwicklung der Feuchtschwarzerde im Leinetal vom Spätglazial bis zur linienbandkeramischen Besiedlung an.

Diese intensive Bodenbildung mit einem bis zu 40 cm mächtigen A-Horizont konnte sich nur in einem verhältnismäßig stabilen Auenbereich ausprägen. Der Wirkungsbereich der Lahn muß sich zu dieser Zeit auf einen wahrscheinlich schmaleren, gewiß aber auf einen tiefer gelegenen Ufersaum beschränkt haben (vgl. auch Absatz über die Schotteraue des Atlantikums).

Da die Feuchtschwarzerde z. T. sehr nahe am heutigen Fluß liegt und auch in tieferen Lagen der Talaue vorkommt (Profil 1), fehlt im Gegensatz zu den Arbeiten von STRAUTZ (1962) und LÜTTIG (1960) für das Lahntal jeder Hinweis auf eine stärkere Erosionsphase im Altholozän.

Betrachtet man die Verbreitung der FSE im heutigen Auenbereich, so fällt auf, daß sie gegenüber dem Bims nur noch an verhältnismäßig wenigen Stellen vorkommt. Wahrscheinlich wurde die Schwarzerde, die sich oberflächlich auf dem Bimsniveau bildet, im Atlantikum weitgehend abgespült. Vorkommen wurden noch am Bieberschwemmfächer südlich Heuchelheim erbohrt (Profil 9). Die FSE auf den tieferen Talauenniveaus muß durch Flußerosion weitgehend ausgeräumt worden sein. Die randliche Lage des heutigen FSE-Vorkommens begrenzt den Bereich, den die Lahn seit dem Atlantikum noch durchflossen hat.

IV. Das Talbild im Atlantikum

1. Rückverlegung der älteren Auniveaus

Die zur zeitlichen Abgrenzung der Feuchtschwarzerde erwähnte Sedimentation im Atlantikum ging in verschiedenen Faziesbereichen vonstatten. In der Kiesgrube Heuchelheim (vgl. P2-9) wurde auf der Feuchtschwarzerde nur wenige Dezimeter aufgeschlickt, im Raum Allendorf/Lahn (P1-2) beträchtlich mehr; jedoch liegt die Obergrenze der Sedimente noch einen Meter unter dem Niveau im Nordteil dieses Talabschnittes (Abb. 14). In anderen Aubereichen wurde die geschlossene FSE-Decke durch Hochwasser-Abflußrinnen zergliedert (P2 und P9), die später wieder überschlickt wurden.

Weiterhin ist für das Atlantikum eine Rückverlegung älterer Talkomplexe und eine Sedimentation unterhalb des FSE-Niveaus festzustellen. Wie noch am Aufschluß der Kiesgrube Allendorf/Lahn rekonstruierbar, hat die Lahn bei verstärkter Seitenersosion

6) Die Holzbestimmungen wurden im Forstbotanischen Institut München (Prof. Dr. HUBER) durchgeführt.

7) Die ^{14}C-Untersuchung wurde im Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover durchgeführt.

die 154,5 m ü. NN hoch liegende Bimsterrasse angeschnitten und durch weitere Ausräumung zurückversetzt (vgl. hierzu auch P 9-60 b). Eine Tiefenerosion konnte aufgrund der Höhenvergleiche nicht festgestellt werden (Abb. 14). Ob die nachfolgende Sedimentation mit einer Aufschotterung begann, ist nicht genau zu sagen. Eine Pollenprobe aus einer Schlicklage ca. 130 cm unter der Schotterobergrenze weist darauf hin, daß der Schotterkörper schon im Spätglazial, spätestens aber zu Beginn des Präboreals sedimentiert wurde (Abb. 9). Wahrscheinlich wurden nur die oberen Dezimeter umgelagert. Die

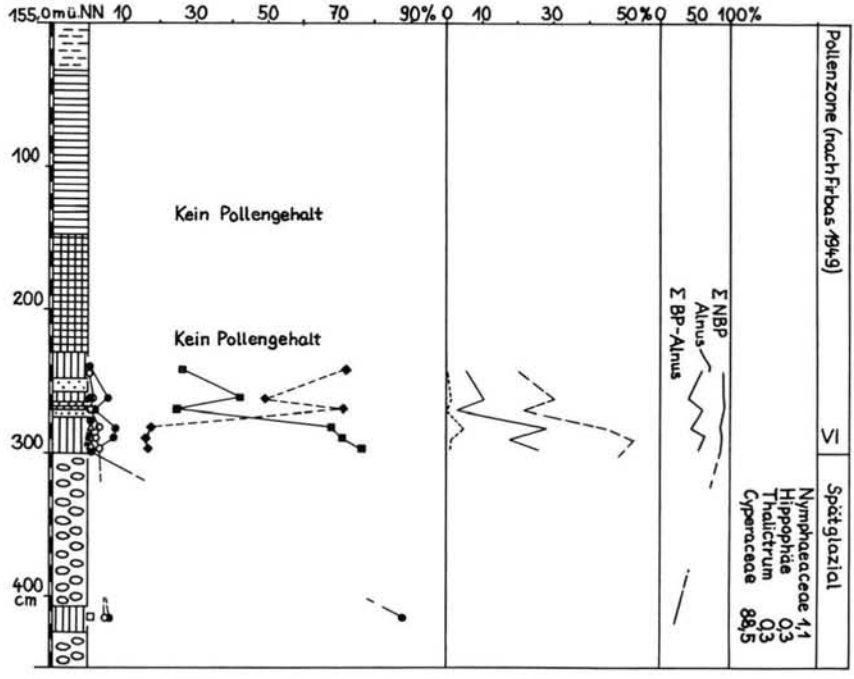


Abb. 9. Pollendiagramm P 13—10 i (Allendorf/Lahn).

nachfolgende Schluff- und Sandsedimentation, durchsetzt mit pflanzlichen Resten, begann auf einer Schotteroberfläche, die ca. 250 cm unterhalb des ausgeräumten Bimsniveaus liegt. Sie konnte aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen in das ältere Atlantikum datiert werden. In den untersten 20 cm dieser Sedimentfolge lag eine Scherbe, die frühneolithischen Alters ist und wahrscheinlich zur Michelsberger Kultur gehört.[8]) Für ein Pollendiagramm wurden Proben unter und über dem Scherbenfund und aus der Scherbe selbst untersucht (Abb. 9). Dieses scheint ein höheres Alter anzugeben, als für die Michelsberger Kultur (ca. 2500 a. Chr.) angenommen wird: SCHNEIDER, S. (zitiert in WILLERDING 1965, S. 80) stellte an Holzkohlestückchen, die im Hildesheimer Wald zusammen mit Funden der Michelsberger Kultur gemacht wurden, einen reichlichen Anteil an *Fagus* fest. Auch bei älteren neolithischen Funden wurde die Existenz von *Fagus* ermittelt. So fanden sich in einer Siedlungsstelle der Linienbandkeramiker in der Nähe der Pfalz Grona bei Göttingen Holzkohlen aus *Fagus* (MEYER, B. und WILLERDING 1961). Unter den gezählten Baumpollen des Pollendiagramms in Abb. 9 war nur ein *Fagus*-Pollen (0,5 ‰). Nach FIRBAS (1949) begann die Ausbreitung der Rotbuche erst im Subboreal; doch ist sie schon seit dem Atlantikum 2 (Pollenzone VII) vorhanden.

8) Nach Bestimmung von Herrn Museumsdirektor i. R. Dr. H. KRÜGER. Weitere Einzelheiten werden in einem späteren Fundbericht folgen.

Das untere Sedimentpaket von ca. 40 cm wird überlagert von einer grauen sandigen Schlufflage, die — wie im Pollendiagramm (Abb. 9) aufgeführt — einen neuerlichen *Corylus*-Vorstoß verzeichnet. Aus den nachfolgenden Schichten (des schluffigen Tons) konnten keine Pollen mehr herauspräpariert werden. Eine Erklärung für die scheinbare Diskrepanz zwischen dem bisherigen Alter der Michelsberger Kultur und den Ergebnissen der Pollenanalyse gibt vielleicht das Resultat einer Pollenuntersuchung aus einer Schlicklinse im Schotterkörper der Kiesgrube Wißmar (Profil 3) in Verbindung mit einer ^{14}C-Datierung eines an der Schlicklinse gelegenen Alnus-Stammes[6]): Für das Erlenholz wurde ein Alter von 4100 ± 45 Jahren ermittelt bzw. nach Korrektur ein Alter zwischen 4540 und 4800 Jahren.[9]) Das Pollenspektrum ergibt einen BP-Anteil (minus *Alnus)* für *Corylus* von 55,5 %, für den EMW von 41,5 % *(Tilia* 22,7 %; *Quercus* 17,8 %; *Ulnus* 1,0 %) und für *Betula* von 2,5 %. *Salix* und *Pinus* bleiben unter 1 %. *Alnus* erreicht fast das Siebenfache aller BP. Die NBP haben einen Anteil von 2,2 % an der Pollen-Gesamtsumme. Das Spektrum zeigt also, daß zur Wende Atlantikum/Subboreal die Buche noch nicht im Untersuchungsgebiet vorkam.

2. Die Schotteraue des Atlantikums

Unterstützt wird die Annahme eines weiten Wirkungsbereichs der Lahn im Atlantikum durch Beobachtungen im Nordteil des Untersuchungsgebietes.

Hier geben die Aufschlüsse der Kiesgruben in Wißmar (Profil 3) und Lollar (Profil 5) einen Einblick in das Ausmaß der Flußarbeit: Wie pollenanalytische Untersuchungen aus Schlickbändern zeigten, gehören die unteren Meter der Schotter auch hier einer spätglazialen (spätestens präborealen) Sedimentationsfolge an. Die oberen 2 bis 3 m wurden in die Pollenzone VII (jüngerer Teil des Atlantikums) eingeordnet (vgl. voriger Absatz).

Nach der Physiognomie, dem Gesteinsanteil und der Schottergröße war eine Differenzierung des Schotterkörpers in zeitlich getrennte Aufschotterungsphasen nicht möglich. Ein Versuch der Unterscheidung des pleistozänen vom holozänen Schotterkörper aufgrund genauerer sedimentpetrographischer Untersuchungen wurde nicht durchgeführt. Frühere Arbeiten darüber (U. und W. Steiner 1963, Händel 1967 u. a.) führten zu keinem erfolgreichen Ergebnis. Dies ist verständlich, da die holozänen Schotter hauptsächlich im Flußbett umgelagerte pleistozäne Schotter sind.

Das Alter der Schotterkörper konnte nur in Verbindung mit pollenanalythischen Untersuchungen, archäologischen Funden und durch Baumstammreste bestimmt werden.

In den holozänen Schotterlagen befinden sich viele Baumstämme (Profil 3). Es handelt sich zumeist um Eichen von mehreren Metern Länge und einem Durchmesser, der häufig ca. 100 cm betrug, aber auch 170 cm erreichen konnte. An manchen Bäumen waren Ast- und Wurzelwerk noch gut erhalten. Sie waren durch Inkohlung schwarz gefärbt. Sie wurden aus dem flußnahen Auwald herausgespült und mehr oder weniger weit transportiert. Entweder blieben sie randlich im Flußbett stecken oder wurden später auf dem Grund direkt über den Schottern abgelagert. Der zum Teil gute Erhaltungszustand der Stämme läßt eine sofortige Überschotterung, vor allem aber eine ständige Lage im Fluß- bzw. Grundwasserbereich vermuten (Nietsch 1959 b, S. 79). Häufig befanden sich die Baumstämme auf Schlickschichten mit kleineren Baumresten (Ästen und Blättern). Demnach wurden die Stämme in randliche, durch Kiesbänke vom Hauptstrom abgetrennte Rinnen geschwemmt und dort überschottert. Auch befanden sich Baumstämme auf den atlantischen Schottern und bildeten die Grenze zur darüberfolgenden Sand-Schluff-Sedimentation.

9) Die ^{14}C-Analyse wurde im 2. Physikalischen Institut Heidelberg durchgeführt. Die erwähnte Korrektur ergibt sich (n. briefl. Mitt, des ^{14}C-Laboratoriums v. 28. 1. 69) aus der zeitweisen Schwankung des ^{14}C-Gehaltes in der Atmosphäre, die aufgrund dendrochronolog. Vergleichswerte vermutet wird.

Der hohe *Alnus*-Anteil im atlantischen Pollenspektrum, die häufigen Erlenhölzer im Schotterkörper und Knospen und Blattreste in den Schlicklagen weisen auf eine randliche Vegetation mit einem Erlenbestand hin. Der Eichenmischwald folgte wohl auf der nächst höheren Terrasse. Es müssen Hochwässer größeren Ausmaßes gewesen sein, die die große Anzahl mächtiger Bäume herausgerissen und transportiert haben.

Die Baumstämme liegen horizontal und häufig in einer Höhenlage in den Schottern. JAKOB (1956) hat diese „flächenhafte Einregelung" der Stämme im Main-Regnitz-Gebiet um Bamberg als „Rannenhorizont" bezeichnet. JAKOB verbindet die Rannenbildung mit der Zerstörung der Auwälder zur Zeit der Klimaverschlechterung. Den Rannenhorizont jedoch als Zeitmarke für eine Holozän-Stratigraphie heranzuziehen, kann wegen der bisherigen lokal unterschiedlichen Ergebnisse in der Altersstellung nicht durchgeführt werden. Allein im Untersuchungsgebiet der Lahn konnten subfossile Baumreste im Schotterkörper vom Spätglazial bis zur Neuzeit verfolgt werden.

U. und W. STEINER (1963) vermuteten für die *Ulnus*- und *Fraxinus*-Funde aus den oberen Elbeschottern nördlich Magdeburg atlantisches Alter. Doch fehlen in dieser Arbeit Anhaltspunkte für die zeitliche Einstufung der Baumstämme.

Aufgrund von Holzbestimmungen und Pollenanalysen ergaben sich für die Holzstämme im Illerschwemmfächer bei Ulm ursprünglich ein Alter von 3 000 bis 4 000 Jahren (GRAUL & GROSCHOPF 1952). Nach späteren ^{14}C-Datierungen (GROSCHOPF 1961) wurde aber ein Alter von 1 850 ± 75 Jahren ermittelt.

HÄNDEL (1967) datiert die älteren holozänen Schotterlagen in den Flußauen nordwestsächsischer Flüsse, in denen bis zu 60 cm starke *Quercus*-Stämme vorkamen, in das Atlantikum. Diese Schotterablagerung parallelisiert HÄNDEL mit dem Meeresspiegelanstieg vom Präboreal bis zum Atlantikum.

Verfolgt man die horizontale Erstreckung des atlantischen „Rannenhorizontes" in den Aufschlüssen von Wißmar und Lollar und rekonstruiert man danach die Ausbreitung des Flußbettes zur Zeit des Atlantikums, so kommt man auf eine Flußbreite von mehreren hundert Metern. Wahrscheinlich wurde hier durch ständige Flußbettverlagerung eine breite Schotteraue gebildet. Ob das Flußbett in dieser Breite schon im Boreal zur Zeit der FSE-Bildung angelegt war oder ob es sich erst in diesem Zustand im Atlantikum entwickelt hat, ist schwer zu entscheiden. Es fehlen aber die Hinweise für eine breite Schotteraue im Boreal in Form z. B. datierbarer Ablagerungen. Atlantische Schlicklagen (s. o.) sind nicht als Indiz für die Beendigung eines Flußzustandes, sondern als Merkmal für einen weiten Wirkungsbereich der Lahn zu werten.

Die Schotteraue in dieser Ausdehnung findet sich nur an der Lahnschlinge in Wißmar. Nach Norden zu kann sich die Lahn im Atlantikum wegen des heutigen Vorkommens des Laacher See-Tuffs und der FSE nur auf einen schmaleren Bereich konzentriert haben. Aber auch bei einer streckenweisen Rekonstruktion einer Schotteraue kann man für das Atlantikum einen andersgearteten Flußtyp vermuten.

Auf einen zur Talbreite verhältnismäßig kleinen Wirkungsbereich muß sich die Lahn bei Heuchelheim beschränkt haben. Es bestand keine geschlossene Schotteraue. Sie war unterbrochen von stabileren Auenabschnitten (Verbreitungskarte des LST) und erlenreichen Schlickgründen (vgl. Schotteraue der Leine im Subboreal nach WILLERDING 1960).

3. Untersuchungen zum Atlantikum und Subboreal am Lumda-Aufschluß

Die Ausräumung der älteren Auterrasse durch den seitlich erodierenden Fluß (Mäandertypus nach STRAUTZ) und die nachfolgende Sedimentation auf einem tieferen Niveau (Absatz IV/1) ist mit der Beobachtung von LÜTTIG (1960a) und STRAUTZ (1962) und den daraus resultierenden Erosions-Akkumulations-Zyklus zu vergleichen.

Daneben wurde im Nordteil des Untersuchungsgebietes eine andere Form der Abtragung beobachtet: Am Lumda-Aufschluß (Profil 4) fiel eine Abfolge spätpleistozäner und altholozäner Sedimente auf, deren Abschluß nach oben die Feuchtschwarzerde bildet. Hiervon sind aber nur noch Reste vorhanden. Der obere Teil wurde gekappt. Diskordant auf ihr folgt die neue Sedimentation. Diese Diskordanz läßt sich über längere Strecken des Aufschlusses hin verfolgen (Diskordanzlinie im Profil 4). Pollenanalytische Untersuchungen an den einzelnen Sedimentfolgen zeigen einen komplizierten Aufbau. Es handelt sich hier um zeitlich unterschiedliche Kappungsvorgänge, zum Teil kombiniert mit tiefer Rinnenbildung. Wie bei der zeitlichen Einordnung der FSE erwähnt, wird der graubraune lehmige Schluff, der in P4-10 der Schwarzerde aufliegt, in das Atlantikum datiert. Diese Abfolge ist nur auf kleinem Bereich nachzuweisen und stellt den Rest einer atlantischen Ausedimentation dar. Sie wird als Ausediment 3a (AS 3a) geführt.[10]) Nach oben wird das AS 3a durch einen Schlickhorizont begrenzt, der zeitlich dem frühen Subboreal zuzuordnen ist und im Aufschluß mit der Abfolge in P4-9 korreliert werden kann. Hier hat sich eine Rinne bis zu 2 m tief in die älteren Sedimente eingeschnitten. Der untere Teil besteht aus einem spätglazialen Schotterkörper, der sich durch eingelagerte Schlickhorizonte datieren ließ (Pollendiagramm P4-9 in Abb. 6). Die Rinne selbst wurde von einem

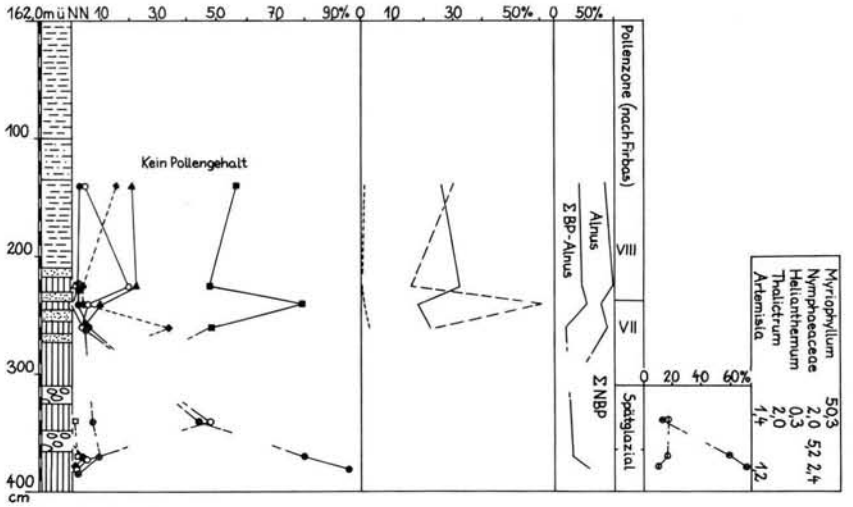


Abb. 6. Pollendiagramm P 4—9 (Lumda-Mündung, Lollar).

graublauen Schluff aufgefüllt. Pollenproben aus verschiedenen durch Sandlagen abgegrenzte Horizonte ergaben folgendes Bild: EMW herrscht vor. In den unteren Proben überwiegt *Tilia* im EMW, *Corylus* ist noch reichlich, *Fagus* noch unter 10 % der BP-Gesamtsumme (minus *Alnus*). Nach oben wird eine Zunahme von *Fagus* erkenntlich. Im EMW wird *Quercus* häufiger und überwiegt, *Ulmus* tritt stark zurück. Die oberste pollenanalytisch datierbare Sedimentlage schließt einen graubraunen, z. T. stark marmorierten lehmigen Schluff ein. Er wurde wahrscheinlich zu Beginn des Subboreals abgelagert. Es ist daher zwischen P4-9 und 6 zumindest der erste Meter über der Diskordanzlinie diesem Zeitabschnitt zuzuordnen. Das darüber folgende Ausediment konnte nicht genau datiert werden, da es keine Pollen enthielt. Nach Korngrößenzusammensetzung und Habitus

10) Von Ausedimenten aus dem Älteren Atlantikum schreibt Händel (1967). Er beobachtete einen kontinuierlichen Übergang dieses „älteren Auelehms" aus holozänen Flußschottern und begründet daraus die Ursache der Ausedimentation zu dieser Zeit mit dem eustatischen Meeresspiegelanstieg (vgl. Abs. VII).



Abb. 8. Feuchtschwarzerdereste (f) am linken Lumdaaufschluß mit spätglazialem grauem Schlick und Torf (t) sowie Ausediment 2 (c) im Liegenden. Die spätglaziale und altholozäne Serie wurde gekappt und von jüngerem Ausediment (AS 5-a) überlagert.

ähnelt es dem unteren Sediment, so daß vielleicht noch weitere Teile des Aufschlusses zu dem späten atlantischen und zum subborealen Komplex gehören. Die genau datierbare Abfolge des subborealen Ausediments liegt noch unterhalb des Bimsniveaus in Profil 5. Sie wurde als AS 3b bezeichnet.

An einigen Stellen des Lumda-Profils konnte der Kappungshorizont mit Hilfe der Diskordanz zum Hangenden nicht mehr erkannt werden. Durch pollenanalytische Untersuchungen zwischen P4-6 und 7 wurde festgestellt, daß der obere Teil der Schotter (ca. 80 cm) im Atlantikum abgelagert wurde. Zwischen den Schottern fanden sich Äste und Baumstämme bis zu 20 cm Durchmesser. An der Schlicklinse in P4-7, die beim Anstechen zu einer Abfolge gehörig angenommen wurde, ergab der untere Teil ein spätglaziales Alter, der obere wurde in das Atlantikum datiert.

Es lassen sich am Lumda-Profil also zwei Kappungshorizonte feststellen, die in das Atlantikum bzw. Subboreal datiert werden können. Die Ausedimente im Hangenden werden z. T. ebenfalls durch diskordant aufliegende Folgen abgegrenzt.

An der gegenüberliegenden Seite des Lumda-Profils konnte eine Kappung des FSE-Profils in jüngster Zeit (aufgrund des sandig-schluffigen, tiefbraunen Ausediments im Hangenden wahrscheinlich in der Neuzeit, vgl. unten) beobachtet werden (Abb. 8). Die Ausräumung der FSE in P4-4 wurde durch eine pollenanalytische Untersuchung in das jüngere Subatlantikum gesetzt.

Die Beobachtung aus heutigen Hochwasserschäden läßt vermuten, daß diese Abtragung von Bodenhorizonten durch Hochflutströmungen erfolgte. Angriffspunkte sind vor allem die hohen Uferwände, die z. T. horizontal um mehrere Dezimeter gekappt werden. Rückstände, die üblicherweise bei Nachlassen der Strömungsgeschwindigkeiten sedimentiert werden, sind hier häufig zu finden: Die Ausedimentation im Hangenden der Kappungsfläche wird oft von schluffreichen, nur wenige Zentimeter mächtigen Bändern unterlagert (P4-10, P4-4). Zwischengeschaltete Schotterlagen, Sande oder organische Ablagerungen finden sich jedoch selten.

Klimatische Verhältnisse waren meist die Ursache stark ausräumender Hochwasser. In der feucht-warmen Klimaperiode des Atlantikums und des frühen Subboreals herrschten wahrscheinlich günstige Voraussetzungen für Hochwasser-Wetterlagen.

Bohrungen entlang des Lumda-Profils zeigten ein unterschiedliches Ausmaß der Kappungsflächen. Zum Teil beschränkte sich diese Ausräumungsform nur auf randliche Partien

der Uferwand, die gerade aufgeschlossen waren (Beispiele für weitflächige Ausräumung s. Absatz V 1 über das Profil 5). An der Kappung der Horizonte kann aber ebenso die Lumda beteiligt sein, die — wie auch schon aus dem Vergleich mit der Großherzoglichen Hessischen Karte von 1851 ersichtlich — sich im Mündungsbereich durch fortlaufende Mäandrierung verlagerte. Hierbei blieben einige altholozäne Serien als Umlaufstufen erhalten. Die Lahn hätte die kleinen Reste früherer Sedimentationsphasen ausgeräumt, wenn sie für die Ausräumung im Mündungsbereich verantwortlich gewesen wäre.

V. Die Arbeitsphasen im jüngeren Subatlantikum

1. Stand der Diskussion zur holozänen „Aulehm-Ablagerung"

In den neuesten Arbeiten über das Holozän unserer Flußgebiete (Werner 1965, Händel 1967, Oelkers 1968) wird immer noch die Frage diskutiert, wann und unter welchen Voraussetzungen die Ausedimentation stattfand, die heute die Sedimentfolge der Talaue nach oben hin abschließt.

Grahmann (1934) und Tackenberg (1939) u. a. setzen, gestützt auf archäologische Funde, den Beginn der Ausedimentation mit dem Klimaumschwung, also mit der Verfeuchtung des Klimas zum Subatlantikum an. Natermann (1937 u. 1939) wies auf den Zusammenhang zwischen der Hauptbildungszeit der Ausedimentation und der durch Rodung waldfrei gewordenen Hänge hin. Diesen Gedanken baute Mensching (1951a ff.) weiter aus und bestätigte durch Untersuchungen in Niedersachsen, daß „durch die beginnende Umwandlung der Naturlandschaft zum Kulturland durch den Menschen die jüngste, noch andauernde Akkumulationsperiode ausgelöst und ständig durch die weitere Entwaldung (Rodung) und Beackerung des Landes gefördert" wurde (1951 a, S. 69).

Die Annahme, der „Aulehm" sei ein anthropogenes Sediment, das während oder unmittelbar nach der mittelalterlichen Rodungsperiode abgelagert wurde, fand Unterstützung in Arbeiten aus anderen deutschen Flußgebieten (Nietsch 1955, Zandstra 1955, Jäger 1962, Neumeister 1964, Wagner 1965, Werner 1965 u. a.). Strautz (1962, S. 310) weist darauf hin, daß die „durch anthropogenen Einfluß verstärkte Bodenerosion ... nicht als die Ursache, sondern nur als verstärkendes Moment der Auelehmbildung" angesehen werden kann. Als Hauptursache für die subatlantische Ausedimentation sieht Händel (1967, S. 188) das „feuchtere Klima des Subatlantikums" (höhere Niederschläge und mildere Winter als heute) in Verbindung mit anthropogenen Faktoren. Danach setzt Händel den Großteil der Sedimentation von 200 bis 1000 nach Christi Geburt an. Ebenso begründet Leschik (1961) die „Hauptaulehmsedimentation" mit einem Zusammenwirken anthropogener (Ackerbau) und klimatischer Faktoren (klimafeucht). Er setzt die Aulehmbildung ab Mittelalter (?) an.

2. Das mittelalterliche Ausediment (AS 4) im Lahntal

Im Lahntal wurde ein älteres subatlantisches Ausediment ausgegliedert, das von einem schluffig bis tonigem braunen, meist stark vergleyten Lehm gebildet und als Ausediment 4 bezeichnet wird (Summenkurve in Abb. 11). Wie die Profile 1, 2 und 8 zeigen, liegt es z. T. oberhalb des heutigen HHW-Niveaus. Eine Sedimentation von mehreren Dezimetern kann aber nur in einer Häufung von Hochwässern erfolgen. Darüber ist aber aus Urkunden nichts bekannt; nach Tichy (1951) werden in den Chroniken der Lahnstädte nur einzelne Katastrophen-Hochwässer in der Neuzeit erwähnt (s. u.). Diese Tatsache kann einen kleinen Anhaltspunkt dafür geben, bis wann in welchem Bereich eine Sedimentation stattfinden konnte.

Für die Datierung des höheren, heute vom Hochwasser nicht mehr überfluteten Auniveaus wird das Profil 5 in Lollar herangezogen: Über einer atlantischen Schotterbank schließen sich in Wechsellagerung graue Schluffe und Sande an. Wie das Pollendiagramm

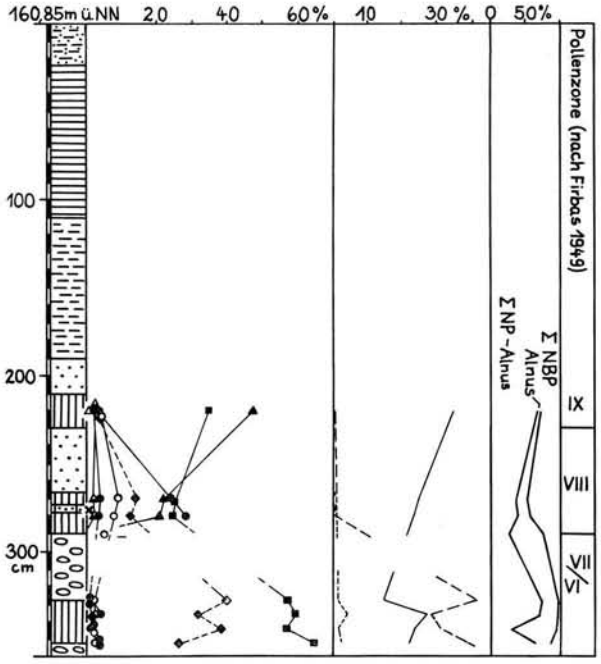


Abb. 10. Pollendiagramm P 5—4 (Kiesgrube Deibel, Lollar).

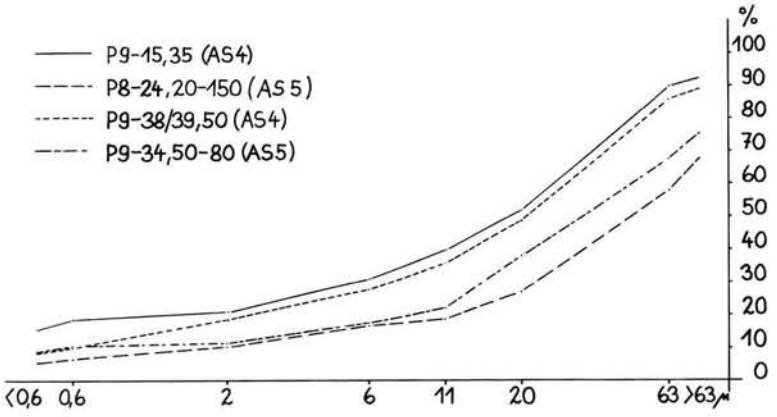


Abb. 11. Korngrößen-Summenkurve einiger Ausedimente im westlichen Gießener Lahntal.

P 5-4 (Abb. 10) zeigt, sind die Abfolgen im Subboreal abgelagert worden: Das *Salix*-Maximum ist als lokaler Sonderfall zu betrachten. In den Schlicklagen fanden sich Blattabdrücke und Astreste von *Salix*. Im EMW überwiegt *Quercus; Tilia* und *Ulmus* bleiben unter 2%. *Fagus* erreicht fast die Prozentzahl der EMW-Pollen. Die *Corylus*-Kurve schwankt zwischen 12 und 14%; neben *Betula* (um 8%) und *Pinus* (um 5%) treten *Carpinus* (bis 2%) und *Abies* auf. *Alnus* erreicht gegenüber den hohen Werten im Atlantikum nur noch 30% der Summe der BP. In der nächsthöheren Schlickschicht erreicht die *Fagus*-Kurve ihr Maximum. Im EMW fällt *Tilia* unter 1%, *Ulmus* tritt nicht mehr auf. Andere BP, wie *Picea, Carpinus, Betula* und *Pinus* bleiben unter 5%. *Alnus* nimmt nur

noch 6 % der Summe aller BP ein. Diese Lage wurde in das jüngere Subatlantikum datiert. Versuche, aus Schlufflagen im Hangenden Pollen herauszupräparieren, waren erfolglos, so daß eine genaue Datierung der nachfolgenden schluffigen und tonigen Lehmhorizonte (auch sie ergaben keine Pollen) nicht durchgeführt werden konnte.

Beide Beispiele, die Lage des AS 4 über dem HHW-Spiegel und seine Abgrenzung nach „unten", grenzen die Ablagerungszeit des AS 4 aber nur grob ein und geben keinen Hinweis auf den auslösenden Faktor für die z. T. bis zu 3 m mächtigen Ausedimente (AS 4).

In tieferen Lagen wird der tonreiche, schluffige Lehm (AS 4) von einem jüngeren Ausediment aus sandig-lehmigem Schluff (AS 5) überlagert. Der Übergang vollzieht sich kontinuierlich. Im südlichen Teil des westlichen Gießener Lahntales überlagern beide Ausedimente das Bimsniveau (Profil 9-60 d bis h). In der nördlichen Kiesgrube in Heuchelheim (Profil 2) waren ebenfalls beide Ausedimentfolgen aufgeschlossen. Bei P2-14 gibt ein Scherbenfund einen Anhaltspunkt zur Datierung ihrer Ablagerung:

In 130 bis 135 cm Tiefe, 40 cm unter der Grenze zwischen dem oberen sandig-lehmigen Schluff (AS 5) und dem ca. 75 cm mächtigen unteren tonigen Schluff lagen mehrere Scherben eines Kugeltopfes aus weißem, schwach gebranntem Ton. Dieses Gefäß stammt wahrscheinlich aus dem 10. bis 11. Jahrhundert.[11]) Es ist anzunehmen, daß der Topf zu jener Zeit in die Ausedimentdecke geriet.

Unterhalb des mittelalterlichen Ausediments (AS 4) fand sich am Kiessee Heuchelheim ebenfalls ein hölzerner runder Block, der wahrscheinlich zu einem mittelalterlichen Mühlradsystem gehörte. An gleicher Stelle wurden mehrere z. T. bearbeitete Holzpfähle unter dem Ausediment 4 (AS 4) gefunden. Die ^{14}C-Untersuchung an einem Holzstück erbrachte ein Alter von 1070 ± 80 Jahren.[12])

Aufgrund der Funde kann angenommen werden, daß das mittelalterliche Ausediment im Untersuchungsgebiet ab 9./10. Jh. abgelagert wurde. Leider fehlen für den Gießener Raum siedlungsgeographische Arbeiten, mit deren Hilfe man eine Korrelation zwischen der mittelalterlichen Ausedimentation und der intensiven Rodung durchführen könnte.

3. Die neuzeitliche Sedimentationsserie (AS 5)

Bei der Betrachtung des Profils 9 fällt auf, daß der Damm in P2-23 in vieler Hinsicht eine Trennungswand bildet.

Das Sediment unterscheidet sich in der Korngrößenzusammensetzung: Hinter dem Damm liegt ein schluffiger Lehm, der nach unten in einen schluffig-tonigen Lehm übergeht und stark marmoriert ist (AS 4). Vor dem Damm liegt ein sandiger Schluff (AS 5) (Korngrößenprofil in Abb. 12). Nach Reidt (1939, S. 185) wurde dieser Wall, der die Flur „Vorm Damm" (wird im Flurbuch 1728 zum ersten Male genannt) im Osten, Süden und Westen gegen die häufigen Lahnüberschwemmungen schützen sollte, schon vor dem 30jährigen Krieg erwähnt. Eine genaue Jahreszahl wird bei Reidt nicht angegeben.

Zwar wurde eine Überschwemmung durch den Damm verhindert, doch war der Grundwasserspiegel so gespannt, daß das Wasser hinter ihm über Flur stieg. Hinter dem Damm blieb die Sedimentation aus, während sie vor ihm weiterging. Dadurch erhöhte sich die Sedimentdecke. Ihre Oberfläche liegt heute einige Dezimeter höher als das Gelände hinter dem Damm (Profil 9).

Auffällig ist weiter die unterschiedliche Reliefierung vor und hinter dem Damm. Die ältere Oberfläche ist verhältnismäßig eben und steigt nur schwach zum Talhang hin an. Im Gegensatz dazu erkennt man vor dem Damm ein durch Rinnen und Wannen geglie-

11) Herr Oberstudienrat Dr. W. Bauer, Dillenburg, bestimmte die mittelalterlichen und neuzeitlichen Fundstücke.

12) Die Untersuchung wurde im ^{14}C-Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung durchgeführt.

dertes Relief (P9-24 bis 35). Die Höhenlage der Oberfläche schwankt zwischen 155 und 155,6 m. Dem bis zu 150 cm tiefen Horizont aus einem gelbbraunen bis mittelbraunen, sandig-lehmigen Schluff folgt eine wenige Dezimeter messende lehmige Sandschicht, die wiederum bis zu 150 cm mächtigen Sanden aufliegt. Schon der Schotterkörper darunter wirkt auffallend gegliedert und zwar durch Erosionsrinnen und Schotter-Akkumulationen. Das Relief entstand durch seitliche Verlagerung der Lahn nach Süden, während im Gleithang Schotter und Sande abgelagert wurden. Hierbei blieben Altarme und abgeschnittene Rinnen zurück, die von Schotterbänken umgrenzt wurden. In die Eintiefungen und an die Ränder des Flusses wurden pflanzliche Reste geschwemmt, die eine nachfolgende Aufsandung oder Aufschlickung bedeckte. Die sich anschließende Ausedimendation reichte aber im Laufe der Ablagerungszeit nicht zu einem Oberflächenausgleich aus, wie er in der Literatur für Ausedimentation bekannt ist (MENSCHING 1951 a und 1957, REICHELT 1953). So treten heute an der Oberfläche dort Einmuldungen und Erhöhungen auf, wo sie 200 bis 300 cm tiefer schon in der Gestaltung des Schotterkörpers angelegt waren.

Über den Umfang und das Alter der Schotterablagerung gaben die Aufschlußwände an der südlichen Kiesgrube Heuchelheim Auskunft (Profil 2). Wie schon an anderen flußnahen Aufschlüssen beobachtet, wurden die unteren Meter (in P2-20 ca. 3,5 bis 4 m) im Spätglazial abgelagert. Die Datierung konnte hier mit einer pollenanalytischen Untersuchung festgesetzt werden. Ihr folgt eine Schotterlage, die in P2-20 eine Mächtigkeit von 2 m erreichte und in das Atlantikum datiert wurde. Das Alter könnte bestätigt werden durch eine Anzahl bis zu 80 cm im Durchmesser betragender Baumstämme (z. T. mit vollständigem Ast- und Wurzelwerk), die auf der Höhe des atlantischen Schotterhorizontes eingeregelt waren (Absatz IV/2). Pollenspektren aus Schlicklinsen über und unter einer Baumlage ergaben jedoch ein viel jüngeres Alter, nämlich einen Zeitabschnitt innerhalb des Subatlantikums. Entweder wurden in diesen alten Schotterkörper ständig neue Rinnen eingeschnitten, oder der Fluß verlagerte mehrmals sein Bett. Älteres Material wurde umgelagert, so daß die zu verschiedenen Zeiten sedimentierten Schotterlagen anhand ihrer Schotterform usf. nicht zu unterscheiden sind.

Bei P2-20 wurde eine Anzahl angespitzter Eichenpfähle gefunden, die senkrecht in der Aufschlußwand steckten. An manchen Stellen waren zwischen den Vertikalpfählen noch Horizontallagen von Weidenstämmen und -ästen zu erkennen. Der elliptische Grundriß der Pfahlanlage deutet auf einen Brückenunterbau hin. Er liegt an einem frühen Übergang über die Lahn, was auch die Flurnamen, wie „Auf dem Fort" und „Auf der Fortinsel" unterstützen. REIDT (1939, S. 187) berichtete von einer Furt durch die Lahn an dieser Stelle, die bis zum Bau der Lahnbrücke nach Allendorf benutzt wurde. Eine ^{14}C-Untersuchung an einem Eichenpfahl ergab ein Alter von 345 $\pm$ 40 Jahren (nach der Korrektur ein Alter zwischen 350 und 500 Jahren). s. [9]) Die Pfahlanlage wurde überschottert und überschlickt (s. Profil 2). Nach oben wird der Schotterkörper sand- und kiesreicher; große Gerölle werden selten. Wahrscheinlich wurden diese Sedimente randlich im Flußbett auf der strömungsschwachen Seite abgelagert. In diese Folgen, die heute ca. 2 bis 3 m mit wechselnder Mächtigkeit unter Geländeoberfläche liegen, fanden sich einige Scherben und z. T. völlig erhaltene Tongegenstände, die in das 14. bis 17. Jahrhundert datiert wurden. Die Kieslagen gehen kontinuierlich in Sande und braune sandig-lehmige Schluffe (AS 5) über, z. T. wechsellagern im unteren Abschnitt diese Horizontfolgen. In Mulden und Rinnen sind blaugraue Flußschlickablagerungen häufig anzutreffen (P2-20).

TICHY (1951, S. 58) zitiert aus Berichten über außergewöhnliche Hochwässer und ihre Folgen: Im 16. und 17. Jahrhundert lassen sich einige Beispiele für das Lahntal belegen. Es ist durchaus möglich, daß eine Häufung von Katastrophen-Hochwässern eine schnelle Folge von Flußbettverlegungen begünstigte. Diese wiederum führten zu einer weiten (s. u.) Ausräumung älterer Sedimentdecken und zur Um- und Ablagerung von Schottern und Baumstämmen (s. o.) u. a.

KNAUSS (1963, S. 55) und REIDT (1939, S. 182 u. 183) zitieren Urkunden aus dem 16., 17. und 18. Jahrhundert, in denen von Grenzstreitigkeiten zwischen den an die Lahn grenzenden Gemeinden Gießen, Dutenhofen, Allendorf und Heuchelheim berichtet wird. Anlaß dazu gab die ständig ihren Lauf ändernde Lahn.

Die Annahme, die jüngeren Schotterablagerungen seien „durch Eingriffe des Menschen in das Natürliche Flußregime" (HÄNDEL 1967, S. 168) entstanden, konnte aus den Beobachtungen im Lahntal nicht bewiesen werden.

Im flußnahen Bereich läßt sich der jüngere subatlantische Sedimentationskomplex nach N bis zu 300 m Entfernung zum heutigen Flußbett verfolgen. Aus den zitierten historischen Quellen, den Funden und pollenanalytischen Untersuchungen ergibt sich folgendes Bild für den Sedimentationsablauf: In die verschieden alten Schotterlagen (s. o.) schnitten sich durch ständige Flußbettverlagerung Flußarme ein. Die Neusedimentation begann mit der Umlagerung dieser älteren Schotter im Flußbett. Das Sedimentationsniveau lag mehrere Meter unter der AS 4-Oberfläche (Profil 2 und Abb. 14). Es folgte ein kontinuierlicher Übergang zu Kiesen und Sanden. Die Scherbenfunde und die Pfahlanlage datieren die Schotter-Sand-Akkumulationsserie in die frühe Neuzeit. Die Sedimentationsfolge endet mit einem sandig-lehmigen Schluff; im Flußufer-Bereich sind es vor allem Wechsellagen von schluffigem Sand und sandigem Schluff (hierbei handelt es sich wahrscheinlich um noch jüngere Ausedimente). Die Horizontmächtigkeit des feinklastischen Ausediments (AS 5) beträgt meist 2 m. Mit Hilfe des im Profil skizzierten Dammes und der Scherbenfunde konnte die Ausedimentation 5 im engeren Augürtel in die Neuzeit datiert werden.

In der Lahnaue bei Lollar (Profil 6) mußte die Ausedimentation innerhalb dieser jüngeren subatlantischen Sedimentationsphase so viel Material abgelagert haben (z. B. in P6-9 bis zu 4 m Sande und sandig-schluffige Lehme), daß sie ca. 1 m über dem Bimshorizont ein relativ ausgeglichenes Niveau schuf. Die verschieden alten Sedimentkomplexe, aus denen es gebildet wurde (Profil 6 und Abb. 15), sind im Gelände nicht zu erkennen.

Wann die steile Austufe zwischen P6-10 und 11 entstand, ist nicht genau festzulegen. Auf der Hessisch-Großherzoglichen Karte, die noch vor der Teilkanalisation im nördlichen Gießener Lahntal aufgenommen wurde, ist sie schon vorhanden und als Grünland vom höheren Ackerbau-Niveau (Abb. 17) abgegliedert. Der Abfall zum unteren Niveau ist oft recht steil. Es kann sich hier um einen fossilen Prallhang einer Flußkonkave handeln. Andererseits läßt sich der steile Abfall mit der Bildung einer Ackerterrasse begründen. Ähnlich liegen die Verhältnisse an der z. T. steilen Kantenbildung in Wißmar gegenüber der Badenburg (Abb. 17). Wie auf den Meßtischblättern und auf der Hessisch-Großherzoglichen Karte ersichtlich, führt am Rande der Steilkante ein Fahrweg entlang. Eine anthropogen bedingte Versteilung mußte schon früher eingesetzt haben. Wahrscheinlich trugen beide Komponenten zur Ausbildung dieses deutlichen Abfalls bei, der in Lollar (Profil 6) und an der Badenburg an einigen Stellen über 2 m beträgt.

SCHOTTLER (1913) begründete die Bildung dieser „Erosionskanten" mit einer Ausräumung des oberen Ausediments, ohne daß eine neue Ablagerung stattfand. Die Beobachtung aus dem rezenten Bildungsbereich jener Stufen und Bohrungen in den Profilen (Profil 6, Profil 7 u. a.) zeigen eine andere Entstehungsart. Auf einem unteren Niveau begann wahrscheinlich in einem Gleithang die Neusedimentation mit Schottern, Sanden und darauf mit schluffreichem Ausediment. Häufig ist eine Verzahnung der Sedimentationsfolge des oberen Niveaus mit dem unteren zu beobachten (P6-10 bis 12). Auch die nachfolgende Ausedimentdecke, die auf beiden Niveaus liegt und die Kante bildet, schuf keinen Höhenausgleich mehr. Die seitliche Erosion und damit die vertikale und horizontale Verlagerung des Hauptsedimentationsbereichs war schneller als die gleichlaufende oder die nachfolgende Sedimentation.

Im Lahntal südlich Lollar wurde das mittelalterliche Ausediment (AS 4) ebenfalls von einem sandig-lehmigen Schluff überdeckt (Profil 5). Zur anderen Seite hin wurde das AS 4-

Niveau z. T. gekappt; eine jüngere Schotterlage trennt das ältere Ausediment vom darüberfolgenden sandig-lehmigen Schluff des AS 5 (P5-2 bis 3). Der Schotterkörper des jüngeren Niveaus verzahnt sich nach unten mit den atlantischen Schotterlagen, z. T. steht er bis zur Oberfläche an.

Zwischen den Schotterbänken liegt das sandig-schluffige, mancherorts von grauen Schluffen (Flußschlick) unterlagerte Ausediment (P5-11). Die Schotterlagen verzahnen sich häufig mit den Ausediment-Horizonten, die sich durch diese Schotterzwischenlagen und ihrer Korngrößenzusammensetzung unterscheiden lassen (P5-8). Die gekappt erscheinenden Schotterbänke liegen an der Oberfläche und auf gleicher Höhe mit den Ausedimenten. Wahrscheinlich wurde hier eine höhere Auterrasse, aufgebaut aus verschieden alten Sedimenten (bis zur Ausedimentation 5; Profil 6), durch Hochwasser großflächig ausgeräumt. An der Grenze des Ausräumungsbereichs bildete sich eine Erosionskante (P5-7 bzw. P5-3a/b). Eine neue Ausedimentation fand nicht mehr statt. Hier zeigt sich also ein Beispiel, das die von SCHOTTLER (1913) aufgestellte Theorie flächenhafter Abtragung ohne nachfolgende Neusedimentation bestätigt. „Stufenbildung" durch nachträgliches Ausräumen einzelner Ausedimentstellen erwähnt auch MENSCHING (1951c, S. 205) für das Weser-Leine-Gebiet.

Wie im Beispiel der Kappungsflächen aus dem Atlantikum im Lumda-Profil wirkte auch hier eine Erosionsform, die neben der von STRAUTZ (1962) u. a. erklärten Auniveaubildung auftritt.

Das Profil 5 ist ein besonderes Beispiel für den teilweise komplizierten Aufbau der Aulandschaft. Reste verschieden alter Ausedimente (vom atlantischen in P5-5/6 bis zum neuzeitlichen) und Rinnen mit Schlick- und Schotterlagen in unterschiedlicher Ablagerungshöhe schufen nach differenzierten Abtragungs- und Sedimentationsformen einen komplexen Bestand der Talaue.

VI. Die Flußarbeit nach der Kanalisation

Die jüngste Phase der Flußarbeit beginnt nach dem Ausbau der Lahn als Schiffahrtsstraße. 1858 war die Kanalisation bis Ruttershausen abgeschlossen. Auch danach gingen Erosion und Akkumulation vor allem im ufer- und flußnahen Bereich weiter. Sedimentiert wurde vor allem ein humoser, häufig sandig-lehmiger Schluff bis schluffig-lehmiger Sand (AS 6) (Abb. 12 und 13); oft sind es auch reine Sande oder diese in Wechsellagerung mit den oben genannten Fraktionen.

Die Profile 8 und 9 zeigen die Mächtigkeit der Sedimentationen im Uferbereich. P9-36 und 37 seien als Beispiel angeführt: In den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts wurde zur Wäsche des Eisensteins aus dem Brauneisensteinwerk Fernier & Co. in der Lindener Mark eine Brauneisensteinwäsche errichtet. Wie aus Karten um die Jahrhundert-

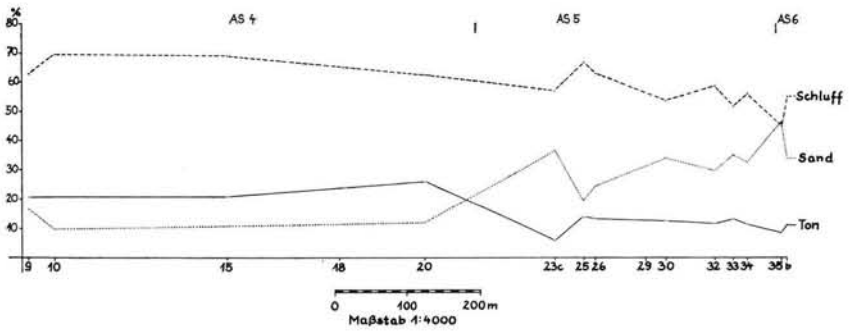


Abb. 12. Korngrößenverteilung entlang des Profils 9 (Heuchelheim).

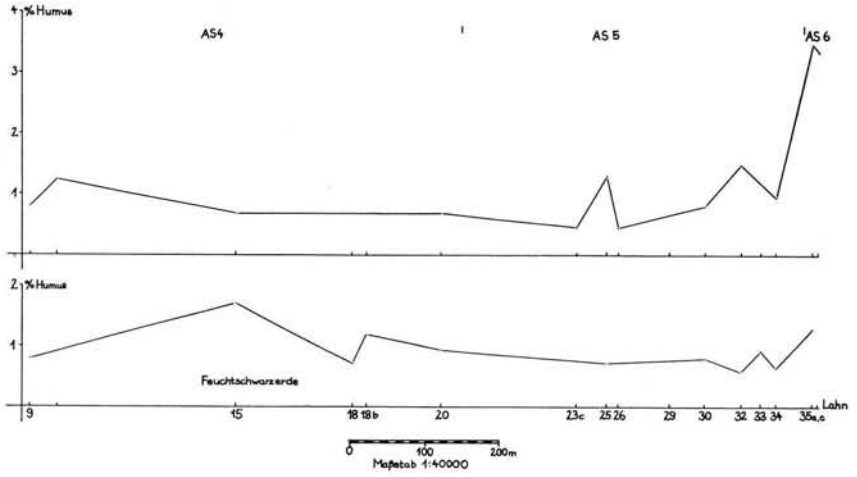


Abb. 13. Humusprofil entlang Profil 9 (Heuchelheim). Oben ca. 50 cm, unten ca. 100 cm unter Flur.

wende ersichtlich, stand dieses Werk am linken Lahnufer, etwa 250 m unterhalb der Lahnbrücke und 50 m vom Ufer entfernt auf dem „Dicken Sand". Der durch die Wäsche ausgeschiedene Schlamm wurde am Fluß in einem Bassin abgelagert. Obwohl noch später der größte Teil der Schlemme zur weiteren Verarbeitung fortgefahren wurde, blieb doch eine bis zu 50 cm dicke Mangan-Schlemme zurück. Über dieser setzte sich seit etwa 50 Jahren eine neue Sedimenschicht ab, die inzwischen schon eine Mächtigkeit von über 50 cm erreichte.

VII. Vergleiche der Arbeitsphasen mit Ergebnissen aus anderen Flußgebieten

Wichtig für eine großräumige Koordinierung der flußmorphologischen Arbeitsergebnisse wäre ein Vergleich zwischen Binnen- und Küstenholozän. Dabei könnte geklärt werden, „inwieweit während des Holozäns die Flußgeschichte des Binnenlandes und die Küstenentwicklung mit ihren bekannten Meeresspiegelschwankungen einander bedingt haben oder als voneinander mehr oder weniger unabhängige Auswirkungen der Klimageschichte zu werten sind" (KLIEWE 1965, S. 5).

Verständlicherweise konnte man in den Arbeiten über den Unterlauf größerer Ströme die Ausedimentation mit der eustatischen Meeresspiegelschwankung oder Küstensenkung parallelisieren (NATERMANN 1941 u. a. für die Weser, GÄBLER 1962 u. a. für die Elbe). Gewagt erscheint jedoch eine Korrelation von Arbeitsphasen der Nebenflüsse mit den Vorgängen im Küstenholozän, ohne Ergebnisse aus größeren Flußabschnitten des Hauptflusses zum Vergleich zu haben (HÄNDEL 1967).

Da für weitere Abschnitte der Lahn nur die Arbeit von LANG (1955) brauchbare Hinweise für die jungquartäre Flußgeschichte der Lahn gibt, für den Unterlauf der Lahn aber und für den Rhein nördlich der Lahnmündung Arbeiten dieser Art fehlen, wäre ein Vergleich mit den größeren Vorflutern noch nicht sinnvoll.

Die einzelnen Erosions- und Sedimentationsphasen der Lahn wurden in der Entwicklungskarte des Gießener Lahntales (Abb. 14) zusammengestellt. In der Abzisse sind die Zeitabschnitte des Spät- und Postglazials eingetragen. Die Werte in der Ordinate geben die entsprechende Talhöhe ü. NN für einige Talstrecken und ihre Niveauänderung im Laufe der einzelnen Zeitabschnitte. Die obere Kurve bezieht sich auf das nördliche Lahntal, die unteren auf das westliche. Für bestimmte Leithorizonte wurden die verschieden hohen Auniveaus innerhalb einer Talstrecke zum Vergleich eingetragen.

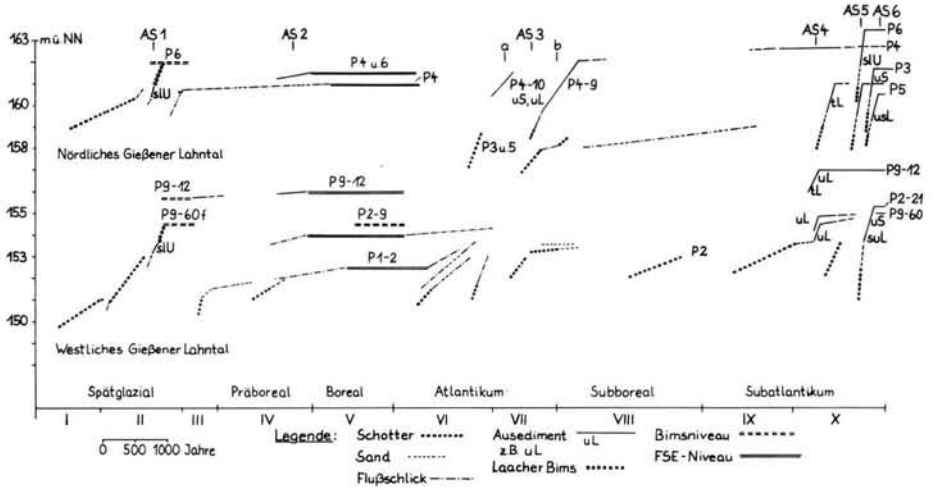


Abb. 14. Die Sedimentationsniveaus im Spät- und Postglazial für das Gießener Lahntal.

Längere Phasen mit ausgesprochen erodierender bzw. sedimentierender Tätigkeit, wie sie von anderen Autoren (LÜTTIG 1962, STRAUTZ 1962, NEUMEISTER 1964 u. a.) für ihre Untersuchungsgebiete angenommen wurden, sind nicht zu beobachten; vielmehr ist häufig ein gleichzeitiger Erosions-Sedimentations-Vorgang festzustellen. Dieser Prozeß kann als Folge eines ständig mäandrierenden Flusses angesehen werden.

Vergleichende Tabellen zur spät- und postglazialen Talentwicklung haben NEUMEISTER (1964) u. a. zusammengestellt. Außerdem liegt für eine vergleichende Postglazial-Chronologie in Europa die Tabelle von STARKEL (1966) vor. Mit ihnen und anderen flußmorphologischen Arbeiten wurden die Ergebnisse aus dem Lahntal weitgehend in den Abschnitten über die spätglazialen und holozänen Arbeitsphasen der Lahn verglichen.

Es zeigten sich vereinzelt Parallelen in der Talentwicklung verschiedener Flußsysteme. Sie reichen aber nicht aus für eine gesetzmäßige Aussage innerhalb einer allgemein anwendbaren Holozänstratigraphie. Jeder Flußabschnitt hat im Holozän seine eigenständigen Arbeitsphasen. Sie werden bedingt durch regional sich verschieden auswirkende klimatische Zusammenhänge (regionale Singularitäten). Auch heute tritt das Katastrophenhochwasser in den Flüssen Mitteleuropas zu verschiedenen Zeiten und in unterschiedlicher Stärke auf. Um über größere regionale Bereiche (wie z. B. für die Flüsse der mitteleuropäischen Mittelgebirge) verfolgbare tief einschneidende Veränderungen zu erwirken, hätte eine viel extremere Klimaveränderung eintreten müssen wie z. B. im Pleistozän.

VIII. Der Bieber-Schwemmfächer

Der Bieber-Schwemmfächer ist für die Bildung der Aulandschaft an der Grenze zwischen den solifluidalen und kolluvialen Kräften der Hangdynamik und der Arbeit des Bieberbaches und des audynamischen Einflusses der Lahn von Bedeutung.

Bohrungen nahe am Bieberbach ergaben eine Abfolge von Aulehm mit darunterliegender Feuchtschwarzerde, z. T. einer Bimsschicht und dem Präbims-Ausediment. Eine in die Breite wirkende Arbeit des Bieberbaches ist danach zumindest für das Holozän unwahrscheinlich, obwohl bei heutigen starken Regengüssen der Wasserstand des Bieberbaches in kurzer Zeit gewaltig steigen kann und an der Überschwemmung in seinem Mündungsbereich weitgehend Anteil hat.

Das Ausmaß des Schwemmfächers läßt sich im Meßtischblatt anhand der Isohypsenscharen festlegen. Er stößt von Norden nach Süden fast gleichmäßig zum Lahntalboden vor, dem Lauf des Baches zufolge nur leicht nach Südwesten verlagert.

Der obere Abschnitt von Profil 9, der westlich des Baches und der Fächerleitlinie verläuft, veranschaulicht den Aufbau des Schwemmfächers. Er läßt sich in zwei Teile gliedern: in einen oberen, steiler ansteigenden, den Hauptfächer (P9-2 bis 6b) und einen flacher zum Fluß abfallenden (P9-7 bis 20), den Fächerrand. Der obere Teil ist mit Hanglößlehm bedeckt, der von Grus und Schutt unterlagert wird. Diese Lage setzt sich unter der Aulehmdecke fort und ist über dem Bims bis P9-10 zu verfolgen. Zum Teil ist das Bimsband in die Hangdecke eingelagert. Danach bildete sich der Hauptfächer in seiner Anlage unter dem Ausediment im Spätglazial.

Der untere Teil des Schwemmfächers wird von dem Ausediment 4 (schluffigem bis tonig-schluffigem Lehm) gebildet und mit dem darunter folgenden Schwarzerde-Horizont überdeckt. Der Bims füllt den Hangknick aus (Abschnitt über Bimsumlagerung). Am oberen Fächerabschnitt findet man ihn verschwemmt innerhalb der braunen Bodenzone. Die häufige Verbindung von tonigen und schluffigen Lagen mit dem unteren Bims läßt vermuten, daß zur Zeit der Einschwemmung über dem Präbims-Ausediment (AS 1) zumindest ein schlickführendes Altwasser gestanden hat. Die weitere Abfolge läßt unter dem Präbimsausediment eine neue Schuttlage erkennen, die von Flußsanden unterlagert wird. Dieser folgt wiederum Hangschutt. Brunnenbohrungen nahe dem Profil 9 ergaben einen Wechsel von Fluß- und Hangsedimenten bis in 6 m Tiefe. Bei größerer Hangdynamik wurde der Fächer weiter nach Süden ins Tal hinausgeschoben, bei stärkerer Flußarbeit das Material z. T. abgetragen bzw. Flußmaterial sedimentiert. Diese Vorgänge spielten sich wahrscheinlich im Spätglazial und früher ab.

IX. Die morphogenetische Gliederung des Untersuchungsgebietes

1. Der unterschiedliche Aufbau der Auniveaus

In den Querprofilen fallen die verschieden hoch gelegenen Niveaus der Talaue auf. Im nördlichen Lahntal lassen sich z. B. drei Niveaus unterscheiden (Profil 6). Vielerorts werden sie durch markant ausgebildete Stufen getrennt. Trotz gleicher Höhenlage weisen die einzelnen Auniveaus außerhalb des Inundationsgebietes (P6-1 bis 10) ebenso wie innerhalb des Überschwemmungsbereiches (P8-6 bis 29; P9-37 bis 60h) zumeist einen altersmäßig und sedimentologisch unterschiedlichen Aufbau auf. Beide Beobachtungen wurden in den Abb. 15 u. 16 zusammengefaßt. Sie zeigen die Auniveaus im nördlichen

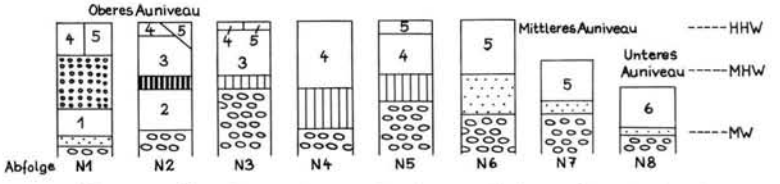


Abb. 15. Aufbau der Auniveaus für das nördliche Gießener Lahntal.

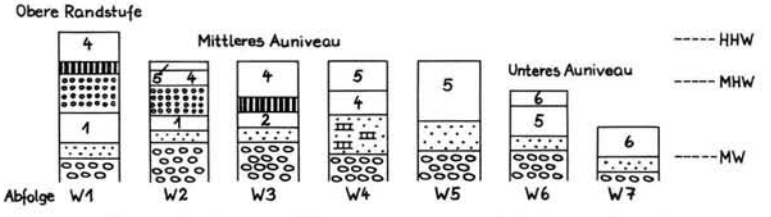


Abb. 16. Aufbau der Talaue im westlichen Gießener Lahntal.

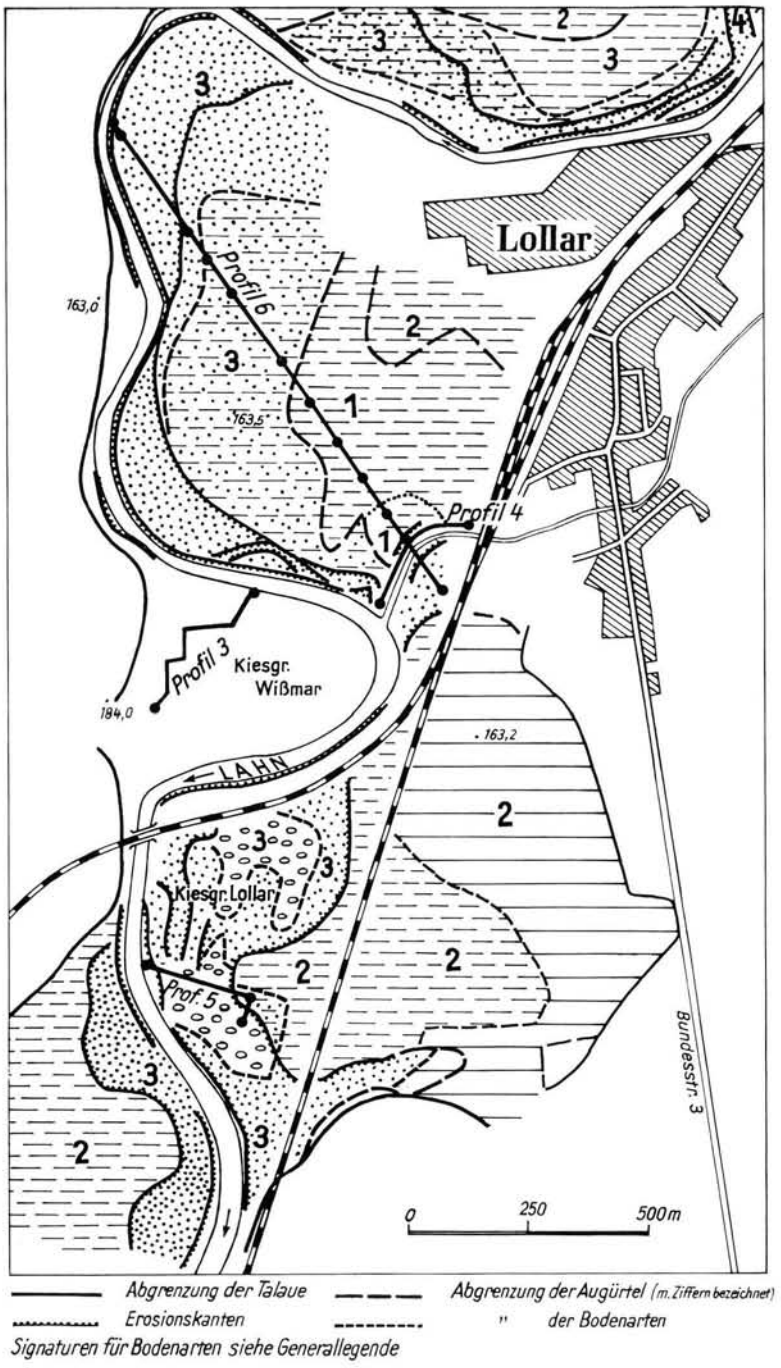


Abb. 17. Morphogenetische Gliederung der Talaue bei Wißmar und Lollar und Lage der Profile 3, 4, 5, 6.

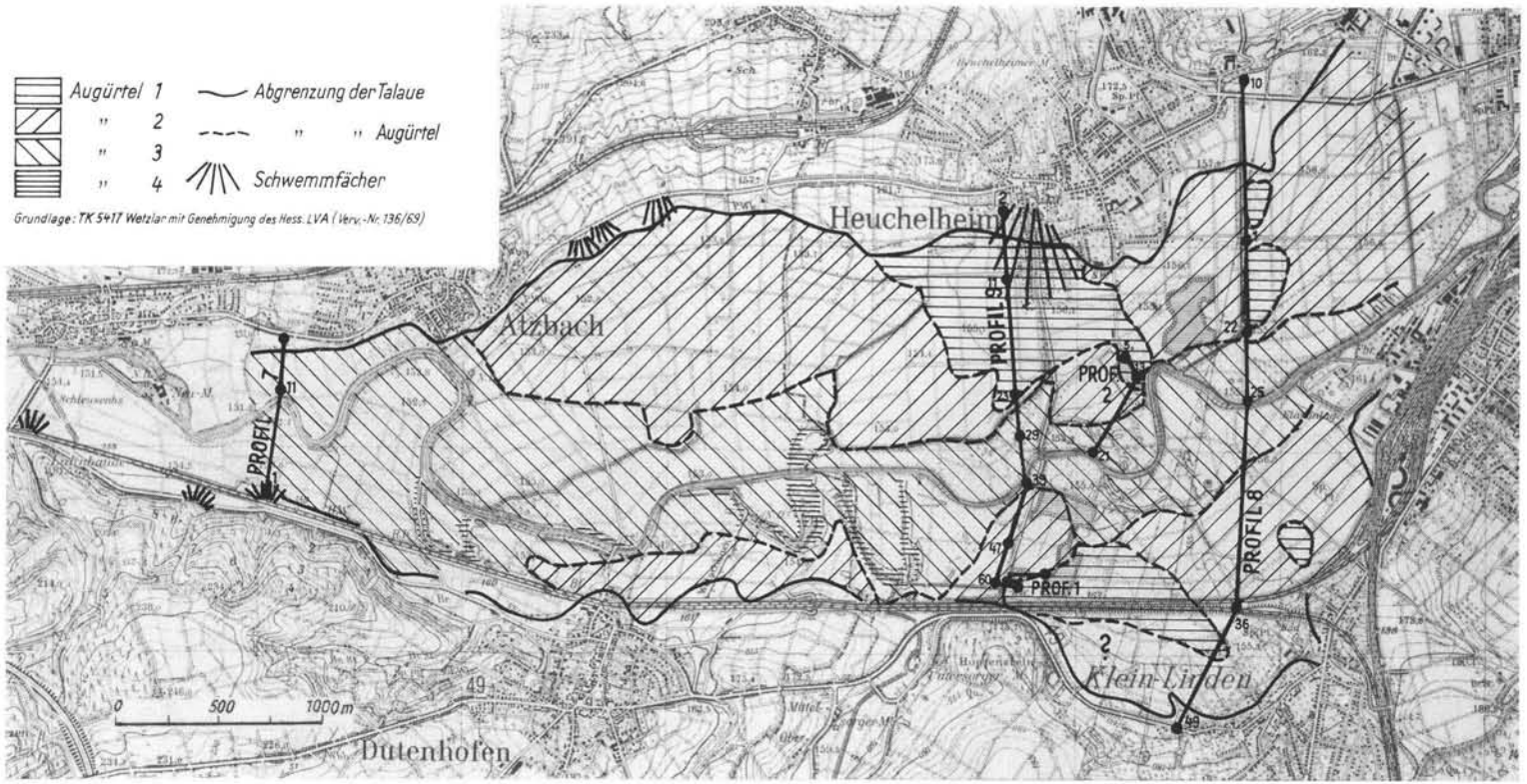


Abb. 18. Die Augürtel im Westlichen Gießener Lahntal und die Lage der Profile 1, 2, 7, 8, 9.

und westlichen Gießener Lahntal und ihre Höhenlage in Beziehung zur heutigen Inundation (HHW und MHW).

Bei den beiden Beispielkartierungen in Abb. 17 und 18 wird der unterschiedliche Aufbau der Niveaus berücksichtigt. Danach können die folgenden Augürtel ausgegliedert werden: Im ältesten Augürtel (AG 1) wird der Bereich erfaßt, der im Holozän nicht mehr von der Lahn durch seitliche Flußbettverlagerung ausgeräumt wurde. Er besteht vor allem aus spätglazialen und altholozänen Serien (Abfolge N 1 und 2 in Abb. 15 und Abfolge W1 bis 3 in Abb. 16).

Der zweite Augürtel wird vom älteren subatlantischen (= mittelalterlichen) Ausediment (AS 4) aufgebaut. Es liegt über älteren (z. T. atlantischen bis subatlantischen) Schottern, auf denen häufig die Flußschlick- und Sandhorizonte subborealen bzw. subatlantischen Alters folgen (P5-4). Wo der Augürtel 2 innerhalb des Inundationsgebietes auftritt (P9-37 bis 59), wird er von jüngeren Ausedimenten (AS 5) überlagert. Beispiele für den Aufbau des zweiten Augürtels sind auf Abb. 15 in der Abfolge N4 und 5, auf Abb. 16 in der Abfolge W4 dargestellt.

Der dritte Augürtel (AG 3) wurde erst zu Beginn der Neuzeit abgelagert. Er beginnt mit einer Kiesablagerung, die kontinuierlich in Sande übergeht. Sein oberer Abschluß wird vom Ausediment 5 gebildet. Im flußnahen Bereich (P9-36 und 37) wird diese Abfolge auch vom jüngsten Ausediment (AS 6) überlagert. Zum Augürtel 3 zu rechnen sind die Abfolge N6 und N7 in Abb. 15 und Abb. 16.

Der Augürtel 4 (AG 4) besteht aus einer Sedimentfolge, die erst nach der Kanalisation abgelagert wurde (AS 6). Zu diesem Augürtel gehören die Abfolge N8 in Abb. 15 und die Abfolge W7 in Abb. 16.

Die atlantische und subboreale Ausedimentation (AS 3), die auf Abb. 15 in der Abfolge N3 dargestellt ist, kommt nur an wenigen Stellen in kleinem Umfang vor, so daß sie bei der Kartierung nicht als eigentlicher Augürtel berücksichtigt wurde.

2. Die Beispielkartierung im nördlichen Gießener Lahntal

Das obere hochwasserfreie Auniveau nimmt im nördlichen Gießener Lahntal den größten Teil des Talbodens ein. Es ist heute größtenteils ackerbaulich genutzt. Der älteste Teil baut sich aus spätglazialen (P6-3 bis 5) und altholozänen (P6-1 bis 3, P4-2 bis 4 und P4-10) Sedimentserien des Augürtels 1 auf. Diese Folgen sind z. T. mit älteren Ausedimenten des Atlantikums überdeckt (P4-6 bis 10), z. T. werden sie von mittelalterlichen (AS 4) bis neuzeitlichen (AS 5) Sedimenten überlagert.

Zur Lahn hin folgt im Bereich der Profile 4 und 6 der Augürtel 3. Das erst zu Beginn der Neuzeit abgelagerte Ausediment hat die verschiedenen Höhenlagen der älteren Auniveaus ausgeglichen. Dieser Augürtel ist nach der Höhenlage und Oberfläche nicht von den Augürteln 1 und 2 zu unterscheiden.

Im Raum Wißmar, südlich Lollar und bei Ruttershausen überwiegt auf dem hochwasserfreien Niveau der Augürtel 2, dessen oberste Abfolge also hauptsächlich aus mittelalterlichem Ausediment besteht (Profil 3). Es ist bis zu 3 m mächtig und wird zumeist von Flußschlick (oder von diesem im Wechsel mit Sanden) unterlagert (Abfolge N4 in Abb. 15). An wenigen Stellen wird der mittelalterliche Aulehm von dem jüngeren AS 5 bedeckt (P5-4).

Die obere Auterrasse ist durch eine deutliche Steilstufe (Abb. 15 und 17) vom mittleren Niveau abgesetzt, die ebenfalls dem Augürtel 3 zugeordnet wird. Die Stufenbildung wurde bereits im Absatz über die neuzeitliche Sedimentation diskutiert (V 3).

Dieses Niveau, das bei HHW überflutet wird, nimmt entlang der Lahn eine Breite von 100 bis 200 m ein. Nur an wenigen Stellen weist es ein größeres Ausmaß auf. Südlich Lollar (Profil 5) z. B. erreicht es eine Breite von 500 m; jedoch hat dies Niveau — wie bereits oben berichtet (VI 2b) — eine genetisch andere Entstehung.

Der größte Teil des mittleren Auniveaus zeigt den in der Abfolge N4 (Abb. 15 u. 17) wiedergegebenen Aufbau (P6-11 bis 20). Auffallend für diesen unteren Teil des Augürtels 3 ist das schon bei der Behandlung der neuzeitlichen Sedimentationsfolgen im Profil 8 und 9 beschriebene starke Relief.

Ebenfalls durch eine deutliche Stufe getrennt, folgt der Augürtel 4 als schmaler Streifen entlang der Lahn, der sich erst nach der Kanalisation gebildet hat. Zu diesem Gürtel, der nur selten mehr als 30 m breit wird, gehören auch die verlandeten Altarme, die durch die Kanalisierung vom Flußbett abgeschnitten wurden (Abb. 17).

Auf der Beispielkartierung in Abb. 17 werden die Bodenarten berücksichtigt, die unter dem Pflughorizont (50 cm unter Flur) anstehen. Danach kann der Aufbau einzelner Augürtel noch differenziert werden durch aufliegende jüngere Ausedimente (Beispiel im Südteil der Abb. 17).

3. Die Augürtel des westlichen Gießener Lahntales

Die Oberflächenform und die Höhenlage allein reichen nicht aus, um das Alter und den Aufbau der einzelnen Augürtel im westlichen Gießener Lahntal zu bestimmen.

Der höhere, außerhalb des Inundationsgebietes gelegene Bereich gehört zum Augürtel 1: Über einer spätglazialen Serie (AS 1, Bims) folgt das mittelalterliche Ausediment (AS 4). Dazwischen findet sich häufig ein Schwarzerdehorizont (P9-11 bis 18).

Es fehlt die Abgrenzung des hochwasserfreien Niveaus zum mittleren durch eine auffällige Stufe. Wie in Profil 9 dargestellt, geht der höhere Bereich allmählich in das mittlere Auniveau über. Und gerade hier finden sich verschieden aufgebaute Augürtel, die sich wie der Augürtel 1 und 2 in ihrer Höhenlage und Oberflächenform kaum unterscheiden lassen.

Anhand des stärkeren Oberflächenreliefs läßt sich dagegen im mittleren Auniveau der Augürtel 3 ausgliedern, dessen Sedimentfolge erst in der Neuzeit abgelagert wurde und mit der mittleren Stufe des nördlichen Gießener Lahntales (Abfolge N7) korrelierbar ist. Die Ursache der auffallend starken Reliefierung wurde bereits im Abschnitt über die neuzeitliche Sedimentation für P9-23 bis 35 beschrieben. Der Augürtel 3 liegt oft höher als der ältere Augürtel 2 (Profil 8 und 9). Er verläuft in unterschiedlicher Breite beiderseits der Lahn. Bei Atzbach erreicht er fast 900 m in seiner horizontalen Erstreckung. Nördlich der Lahn bei Heuchelheim tritt der Augürtel 3 überhaupt nicht mehr auf; hier hat die nordwärtsgreifende Lahn schon die älteren Augürtel 2 bzw. 1 angeschnitten.

Der Augürtel 4 beschränkt sich auf einen schmalen Streifen entlang der Lahn und auf die Verlandungs- bzw. Anlandungshorizonte in den Altarmen.

Schrifttum

Ahlburg, J.: Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiete der Lahn. — Jb. Königl. Preuß. Geol. LA **36**, 269—373, Berlin 1915.

Anders, W.: Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. — Rhein-Mainische Forsch. **61**, 88 S., Frankfurt/M. 1967.

Avendieck, F. R. u. Dösling, H.: Das Spätglazial am Niederrhein. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **4**, 341—362, Krefeld 1959.

Becker, E.: Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**, 5—50, Öhringen.

Beug, H.-J.: Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Floren- und Vegetationsgeschichte einiger Mittelgebirge (Fichtelgebirge, Harz und Rhön). — Flora, **145**, 167—211, Jena 1957/58.

Bremer, H.: Flußerosion an der oberen Weser. — Gött. Geogr. Abh., **22**, 192 S., Göttingen 1959.

— : Neuere flußmorphologische Forschungen in Deutschland. — Ber. Dt. Lkde., **25**, 283—299, Bad Godesberg 1960.

Brüning, H.: Jungholozäne Morphogenese im Bereich großer Ströme, dargestellt am Beispiel des Elbvorlandes bei Magdeburg. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg **31**, 344—353, Hamburg 1962.

Dahm, H.-D., Guenther, E., Jaeckel, S., Weiler, W., Weyl, R. u. Wiermann, R.: Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen — Klein-Linden. — Notizbl. hess. L.Amt Bodenforsch., **89**, 332—359, Wiesbaden 1961.

Dumanowski, S., Jahn, A. u. Szozepankiewicz, S.: The Holocene of Lower Silesia in the Light of the First Radiocarbon Dating. — Bull. Acad. Pol. Sci. Geol. Geogr., **10**, 47—52, 1962.

Firbas, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. I u. II, 480 u. 256 S., Jena 1949 u. 1952.

— : Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. — Naturw., **40**, 54—55, Berlin 1953.

Firbas, F. u. Willerding, U.: Zur jüngeren Vegetationsgeschichte des Leinetals. — Dt. Königspfalzen, **2**, 78—82, Göttingen 1965.

Frechen, J.: Die Herkunft der spätglazialen Bimstuffe in mittel- und süddeutschen Mooren. — Geol. Jb., **67**, 209—229, Hannover 1932.

— : Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Zeitgesteine und Zeitmarken. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **4**, 363—369, Krefeld 1959.

Frenzel, B.: Climatic change in the Atlantic / sub-Boreal transition on the Northern Hemisphere: botanical evidence. — Royal Met. Soc. Proceed. Intern. Symp. World Climate from 8.000 to 0 B. C., 99—123, London 1966.

Fuchs, A.: Das Überflutungsgebiet des Rheins innerhalb der Neuwieder Talweitung. — Forsch. Dt. Lkde., **124**, 104 S., Bad Godesberg 1960.

Gäbler, H.-J.: Baugrund und Bebauung Hamburgs. Hamb. Geogr. Stud., **14**, 273 S., Hamburg 1962.

Graul, H. u. Groschopf, P.: Geologische und morphologische Betrachtungen zum Iller-Schwemmkegel bei Ulm. — 5. Ber. Naturforsch. Ges., 3—27, Augsburg 1952.

Groschopf, P.: Beiträge zur Holozänstratigraphie Südwestdeutschlands nach C^{14}-Bestimmungen. — Jb. Geol. L.-Amt Bad.-Württ., **4**, 137—143, Freiburg 1961 [1961a].

— : Zur Flußgeschichte der Blau im Quartär. — Jahresber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N. F., **43**, 105—112, Stuttgart 1961 [1961b].

Händel, D.: Das Holozän in den nordwestsächsischen Flußauen. — Hercynia, N.F., **4**, 152—198, Leipzig 1967.

Hempel, L.: Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**, 35—42, Öhringen 1956.

— : Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 68—76, Öhringen 1963.

Hövermann, J.: Studien über die Genesis der Formen im Talgrund südhannoverscher Flüsse. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., Biol. Phys. Chem. Abt., **1**, 1—14, Göttingen 1953.

Jäger, P.-D.: Über Alter und Ursachen der Auelehmablagerung thüringischer Flüsse. — Prähist. Zeitschr., **40**, 1—59, Berlin 1962.

— : Beobachtungen und Untersuchungen zum Übergang vom Pleistozän zum Holozän im Thüringer Becken. — Wiss. Z. Friedr.-Schiller-Univ. Jena, Math. Nat. R., **14**, 59—72, Jena 1965.

Jakob, H.: Zur Datierung des „Rannenhorizontes" und der sogenannten „Pfahlbauten" im Main-Regnitz-Gebiet um Bamberg. — Ber. Naturforsch. Ges., **35**, 1—20, Bamberg 1956.

Jankowski, G.: Quartäre Ablagerungen im Ried des mittleren Helme- und Unstrutlaufes. — Geol., **10**, 50—66, Berlin 1961.

Janoschek, A. u. Knoblich, K.: Ein Spätglazialprofil aus Gießen. — Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. N.F., Naturw. Abt., **35**, 39—42, Gießen 1967.

Kaiser, K.: Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. — Köln und die Rheinlande. Festschr. 33. Dt. Geogr. Tag Köln 1961, 236—278, Wiesbaden 1961.

Kegel, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Lief. 275, Bl. 3165 Wetzlar-Großen-Linden, 63 S., Berlin 1929 (Aufn. Kegel, W. u. J. Ahlburg).

Kessler, A.: Studien zur jüngeren Talgeschichte am Main und an der Mümling und über jüngere Formenentwicklung im hinteren Buntsandstein-Odenwald. — Forsch. Dt. Ldke., **135**, 94 S., Bad Godesberg 1962.

Klafs, G.: Flußterrassen im Mittelelbe-Gebiet. — Archiv f. Naturschutz u. Landschaftsforsch., **5**, 141—158, Berlin 1965.

Kliewe, H.: Probleme physisch-geographischer Forschung in Thüringen und Vergleichsgebieten. — Wiss. Z. Friedr.-Schiller-Univ. Jena, Math. Nat. R., **14**, 3—6, Jena 1965.

KNAUSS, E.: Gemarkungs- und Allmendentwicklung in Gießen. Ein Beitrag zur rechts- und verwaltungsgeschichtlichen Stadttopographie. — Mitt. Oberhess. Gesch. Verein, N.F., **47**, 1—210, Gießen 1963.

KÖRBER, H.: Die Entwicklung des Maintales. — Würzb. Geogr. Abh. **10**, 170 S., Würzburg 1962.

KRÜGER, H.: Stromtal und Stromlauf der Weser bei Hameln. — Braunschw. Landeskundl. Magazin, **1**, 1—16, Braunschweig 1932.

— : Randbemerkungen zur Siedlungsgeschichte der Gießener Lahntalweitung. — Mitt. Oberhess. Gesch. Verein N.F., **48**, 5—20, Gießen 1964.

LANG, H. D.: Ein Alleröd-Profil mit eingelagertem Laacher See-Tuff bei Marburg/Lahn. — N. Jb. Geol. Paläontol. Hh. **8**, 362—372, Stuttgart 1954.

— : Zur Flußgeschichte der Lahn. Ergebnisse geröllanalytischer Untersuchungen in der Umgebung von Marburg/Lahn. — Diss. Marburg 1955.

— : Jungpleistozäne Torfe im nördlichen Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, 245—251, Wiesbaden 1956.

LANGE, E. u. SCHULTZ, A.: Pollenanalytische Datierung spätglazialer und holozäner Sedimente im zentralen Thüringer Becken. — Wiss. Z. Fr.-Schiller-Univ. Jena, Math. Nat. R. **14**, 55—58, Jena 1965.

LESCHIK, G.: Die postglaziale Waldentwicklung im mittleren Saartal. — Veröff. Inst. Lkde. Saarland, **4**, 34 S., Saarbrücken 1961.

LÖW, K.: Die Stadt Gießen und ihre Umgebung in siedlungsgeographischer Entwicklung. — Arb. Anst. Hess. Landes-Forsch. Univ. Gießen, Geogr. R., **15**, 140 S., Gießen 1937.

LOŽEK, V.: Das Profil durch die Nitra-Aue bei Opatovce und einige Bemerkungen zur Problematik der Flußablagerungen. — Antropozoikum A**1**, 33—47, Prag 1963.

LÜTTIG, G.: Zur Gliederung der Auelehme im Flußgebiet der Weser. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**, 39—50, Öhringen 1960 [1960a].

— : Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**, 51—63, Öhringen 1960 [1960b].

— : Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld—Hameln—Elze. — Geol. Jb., **77**, 337—390, Hannover 1960 [1960c].

MÄCKEL, R.: Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. — Unveröff. Diss., Gießen 1968.

LAUER, W.: (Hrsg.) Marburg und Umgebung. Ein landeskundlicher Exkursionsführer. — Marb. Geogr. Schr., **30**, 204 S., 2. Aufl., Marburg 1967.

MENSCHING, H.: Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland. — Gött. Geogr. Abh., **4**, 54 S., Göttingen 1950 [1950a].

— : Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. — Erdk., **5**, 60—70, Bonn 1951 [1951a].

— : Die kulturgeographische Bedeutung der Auelehmbildung. — Dt. Geogr. Tag Frankfurt/M. 1951, Tag.-Ber. 219—225, [1951b].

— : Die Entstehung der Auelehmdecken in Nordwestdeutschland. — Proceed. 3d Intern. Congress Sedimentol., 193—210, Groningen-Wageningen 1951 [1951c].

— : Bodenerosion und Auelehmbildung in Deutschland. — Dt. Gewässerkundl. Mitt., **1**, 110—114, Koblenz 1957.

MEYER, B., MÜNNICH, O. u. WILLERDING, U.: C^{14}-Daten zur prähistorischen Besiedlung des Leinetalgrabens bei Göttingen. — Gött. Jb. 1963, 5—6, Göttingen 1963.

MEYER, B., RADDATZ, K. u. ROHDENBURG, H.: Eine eisenzeitliche Siedlung in Rosdorf bei Göttingen — ihre stratigraphische Stellung zum Kalksinter-Auelehm-Komplex und ihr keramischer Fundinhalt. — Gött. Jb. 1963, 33—42, Göttingen 1963.

MEYER, B. u. WILLERDING, U.: Bodenprofile, Pflanzenreste und Fundmaterial von neuerschlossenen neolithischen und eisenzeitlichen Siedlungsstellen im Göttinger Stadtgebiet. — Gött. Jb. 1961, 21—38, Göttingen 1961.

MÜLLER, H.: Ein Beitrag zur holozänen Emstalentwicklung zwischen Meppen und Dörpen aufgrund von pollenanalytischen Untersuchungen. — Geol. Jb., **71**, 491—504, Hannover 1956.

MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, 197—226, Öhringen 1962.

NATERMANN, E.: Zur Ortsgeschichte von Hameln. — Schriftenr. Nieders. Heimatb., **15**, 111 S., Oldenburg i. O. 1937.

— : Zur Geologie der Wesermarsch oberhalb Achim. — Abh. Naturwiss. Ver., **31**, 154—167, Bremen 1939 [1939a].

— : Zeitbestimmung einer Flußverlegung auf Grund der Auelehmbildung. — Abh. Naturwiss. Ver. **31**, 326—334, Bremen 1939 [1939b].

— : Das Sinken der Wasserstände der Weser und ihr Zusammenhang mit der Auelehmbildung im Wesertal. — Arch. L. u. Volkskde. Nieders., **9**, 208—309, Oldenburg 1941.

Neumeister, H.: Beiträge zum Auelehmproblem des Pleiße- und Elstergebietes. — Wiss. Veröff. Dt. Inst. Lkde. N.F., **21/22**, 65—131, Leipzig 1964.

Nietsch, H.: Pollenanalytische Untersuchungen auf der Niederterrasse bei Köln. — Z. deutsch. geol. Ges. **92**, 350—364, Hannover 1940.

— : Zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung einiger Flußtäler im nordwestlichen Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, 29—40, Hannover 1952.

— : Hochwasser, Auelehm und vorgeschichtliche Siedlung. — Erdkunde, **9**, 20—39, Bonn 1955 [1955a].

— : Untersuchungen über die jüngere Talgeschichte der Weser bei Schlüsselburg und das Alter des Niederterrassenlehms bei Stolzenau. — Jb. Geogr. Ges. Hannover 1954 u. 1955, 19—28, Hannover 1955 [1955b].

— : Pollenanalytischer Beitrag zur Geschichte der Wesermarsch bei Bremen. — Kunde N.F., **9** (Mitt. Nieders. Landesver. Urgesch.), 72—83, Hildesheim 1958.

— : Vorgeschichtsfunde im Weserauelehm. — Kunde N.F., **10** (Mitt. Nieders. Landesver. Urgesch.) 256—260, Hildesheim 1959 [1959a].

— : Zur Auswertung von Talauenprofilen in Nordwestdeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **10**, 77—80, Öhringen 1959 [1959b].

Oelkers, K. S.: Die Böden des Leinetales. Ihre Eigenschaften, Verbreitung, Entstehung und Gliederung. — Unveröff. Diss., Bonn 1968.

Pelišek, J.: Pleistocenní Sprazové Zeminy a Holocenní Rícní Sedimenty Karpatoké Oblasti Východnihe Slovenska Pleistozäne Lößlehme und holozäne Flußsedimente im Karpatengebiet der Tschechoslowakei, CSSR (tschech., dt. Zusammenfass.) — Anthropozoikum, **9**, 175—201, Prag 1959.

Quartärkommitee der DDR: Probleme und Befunde der Holozänstratigraphie in Thüringen, Sachsen und Böhmen. — Berlin und Prag 1967.

Reichelt, G.: Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. — PM, **97**, 245—261, Gotha 1953.

Reidt, K.: Heuchelheim bei Gießen. Geschichte eines Dorfes im Lahnbogen. — 396 S., Heuchelheim 1939.

Rohdenburg, H.: Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. — Gieß. Geogr. Schr., **7**, 76 S., Gießen 1965.

Rohdenburg, H., Meyer, B., Willerding, U. u. Jankuhn, H.: Quartärgeomorphologische, bodenkundliche, paläobotanische und archäologische Untersuchungen an einer Löß-Schwarzerde-Insel mit einer wahrscheinlich spätneolithischen Siedlung im Bereich der Göttinger Leineaue. — Gött. Jb. 1962, 36—56, Göttingen 1962.

Scheffer, F. u. Meyer, B.: Urgeschichtliche Siedlungsreste in Rosdorf, Krs. Göttingen, IV. Ergebnisse pedologischer Untersuchungen an der Grabungsfläche: Pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grubenfüllungen in Lößgebieten. — N. Ausgrab. u. Forsch. Niedersachsen, **2**, 72—88, Hildesheim 1965 [1965a].

— : Bodenkundliche Untersuchungen im Leinetalgraben und ihre Beziehungen zur Siedlungsgeschichte und Archäologie. — Dt. Königspfalzen, **2**, 74—77, Göttingen 1965 [1965b].

Scheffer, F. u. Schachtschabel, P.: Lehrbuch der Bodenkunde, 2. Aufl., 473 S., Stuttgart 1966.

Schönhals, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **2**, 288 S., Wiesbaden 1954.

Schottler, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 25 000, Bl. Gießen und Bl. Allendorf/Lumda, 117 S., Darmstadt 1913.

Schultz, A.: Die geomorphologische Entwicklung des mittleren Unstrutgebietes im jüngeren Pleistozän und Holozän. — Wiss. Z. Fr.-Schiller-Univ. Jena, Math. Nat. R., **14**, 45—53, Jena 1965.

Starkel, L.: Post-glacial climate and the mouldering of European relief. — Royal Mat. Soc. Proceed. Intern. Symb. World Climate from 8.000 to 0 B.C., 15—33, London 1966.

Steinberg, K.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfeldes. — Hercynia, **3**, 529—587, Leipzig 1944.

Steiner, U. u. Steiner, W.: Zur Stratigraphie der quartären Elbeschotter nördlich von Magdeburg. — Geol., **12**, 316—327, Berlin 1963.

Smolla, G.: Der „Klimasturz" um 800 v. Chr. und seine Bedeutung für die Kulturentwicklung in Süddeutschland. — Tüb. Beitr. Vor- u. Frühgesch., Festschr. F. Goessler, 168—186, Stuttgart 1954.

Stöhr, W.: Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**, 318—337, Wiesbaden 1963.

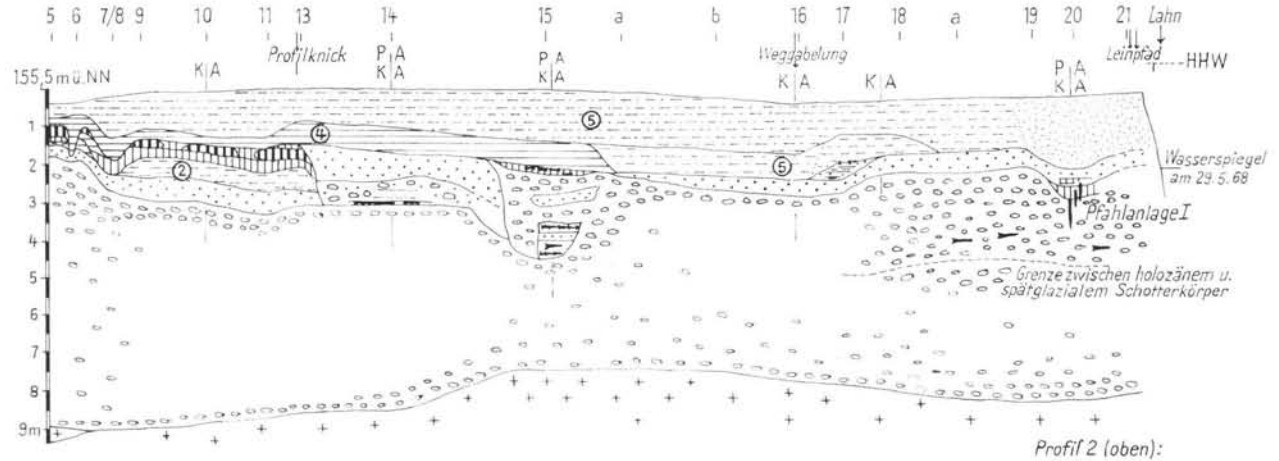
Straka, H.: Spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Rheinlandes auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. - Ber. Dt. Bot. Ges., **73**, 307—318, Berlin 1960.

Strautz, W.: Früheisenzeitliche Siedlungsspuren in einem älteren Auelehm des Wesertales bei Wellie (Krs. Nienburg). — Kunde N.F., **10**, 69—84, Hildesheim 1959.
— : Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte der nordwestdeutschen Flußauen. — Betr. Landes-Pflege, **1** (Festschr. H. F. Wiepking) 273—314, Stuttgart 1962.
Tichy, F.: Die Lahn, geographische Grundlage einer Wasserwirtschaft. — 124 S., Marburg 1951.
Vollrath, H.: Die Morphologie der Itzaue als Ausdruck hydro- und sedimentologischen Geschehens. — Erl. Geogr. Arb., **18** (Festschr. O. Berninger), 297—309, Erlangen 1963.
Wagner, G.: Die Bodenabtragung im Wandlungsprozeß der Kulturlandschaft. Untersuchungen über das Problem der „Bodenerosion" in verschiedenen Landschaften Süddeutschlands. — Ber. Dt. Landeskde., **35**, 91—111, Bad Godesberg 1965.
Weber, A. H.: Über spät- und postglaziale lakustrine und fluviatile Ablagerungen in der Wyhraniederung bei Lobstädt und Borna und die Chronologie des Postglazials Mitteleuropas. — Abh. Naturwiss. Ver., **24**, 189—267, Bremen 1918.
Werner, D.: Holozäne Auesedimente im Unterlauf der Roda. — Wiss. Z. Friedr.-Schiller-Univ. Jena, Math.-Nat. R., **14**, 73—78, Jena 1965.
Weyl, R. (Hrsg.): Geologischer Führer durch die Umgebung von Gießen. — 184 S., Gießen 1967.
Wiefel, H. u. Zeissler, H.: Ein Beitrag zum Holozän des Klosterholzes bei Erfurt und seinen Konchylien. — Geol., **14**, 722—747, Berlin 1965.
Willerding, U.: Beiträge zur jüngeren Geschichte der Flora und Vegetation der Flußauen. — Flora, **149**, 435—477, Jena 1960.
— : Beiträge zur jüngeren Geschichte der Flora und Vegetation der Flußauen (Untersuchungen aus dem Leinetal bei Göttingen). — Pflanzensoziologie u. Palynologie. Ber. Intern. Symp. Stolzenau/Weser 1962 d. Intern. Ver. Veget. Kds. (Hrsg. R. Tüxen), 71—77, Den Haag 1967.
Wunderlich, H. G.: Zur Abfolge und Altersstellung quartärer Bildungen im Stadtgebiet von Göttingen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **10**, 41—55, Öhringen 1959.
— : Das Quartär der Grone-Niederung westlich Göttingen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**, 53—67, Öhringen 1963.
Zandstra, K. J.: Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartales. — Erdkunde, **8**, 276—285, Bonn 1954.

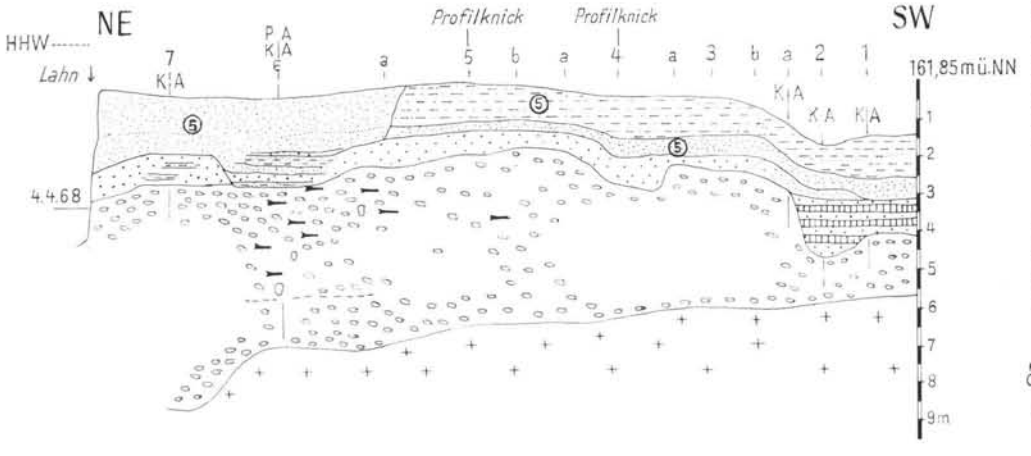
Manuskr. eingeg. 28. 5. 1969.

Anschrift des Verf.: Dr. R. Mäckel, Geographisches Institut der Justus-Liebig-Universität, Gießen, Landgraf-Philipp-Platz 2.

Der Druck der dieser Arbeit beigegebenen Abbildungen und Profile wurde durch einen Druckkostenzuschuß des Geographischen Instituts der Justus-Liebig-Universität Gießen ermöglicht.



Profil 2 (oben):
Trotz gleichbleibender Höhe zeigt das Querprofil einen unterschiedlichen Aufbau: Links altholozäne und spätglaziale Sedimente überpleistozänem Schotterkörper; rechts sind die oberen Meter des Schotterkörpers holozänen Alters, darüber mittelalterliche bzw. neuzeitliche Ausedimentation (Aufschlußwände der Kiesgruben Heuchelheim bei Gießen)



Profil 3 (links):
Holozäne Folgen über einer schmalen Basis pleistozäner Schotter (Aufschlußwände der Kiesgrube Wißmar bei Gießen)

0 20 40 60 80 100
Maßstab 1:4000
Überhöhung 1:20

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 175-195	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Der Drumlin von Hörmating in Oberbayern

Von Ingo Schaefer, München *

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Es wird der bislang vollständigste Einblick in die Schicht- und Lagerungsverhältnisse der Kiesgrube von Hörmating/Obb. geboten und dazu die Darstellung und Deutung durch Ebers (1960, 1963, 1965), Gross (1960), Kraus (1961) und Brunnacker (1962) kritisch beleuchtet.

Die beiden mächtigen fossilen Böden entstanden in keinem Falle in Interstadialabschnitten der Würmeiszeit („Göttweig", „Paudorf"), sie gehören vielmehr in echte Interglazialzeiten, und zwar des prä rißeiszeitlichen Mittelpleistozäns [1]).

Abstract. A most detailed stratigraphic description of the gravel-pit of Hörmating/Bavaria is given and further a critical consideration of the interpretation of Ebers (1960, 1963, 1965), Gross (1960), Kraus (1961) and Brunnacker (1962).

The two thick fossil soils were both not formed in cool interstadial periods of Würm-ice-age ("Göttweig", "Paudorf"); they are both attributed to typical interglacial periods of prae-Riß middle-Pleistocaene.

Vorbemerkungen

Im Umkreis der Alpen findet sich eine riesige Zahl von geologischen Aufschlüssen, die Einblick in den Ablauf des Eiszeitalters bieten. Nach wie vor sind aber jene dünn gesät, die für sich allein sichere, allgemein gültige Aussagen erlauben. In der Regel ist das nur aus einer größeren, manchmal erst aus einer sehr großen Zahl von Aufschlüssen möglich [2]).

In den letzten Jahren schien aber einem in Oberbayern liegenden Aufschluß, der Kiesgrube von Hörmating, eine ganz besondere Bedeutung zuzukommen. So wurde es vor allem von Ebers (1960, 1963, 1965), Gross (1960), Kraus (1961), zum Teil auch von Brunnacker (1962) vertreten.

* Fern jedem Personenkult widme ich diese Arbeit Herrn Anton Micheler, der unter vielen bemerkenswerten Beobachtungen und Entdeckungen auch auf Hörmating gestoßen ist. Schon als junger Volksschullehrer galt seine ganze Freizeit der Natur seiner geliebten Heimat, und als Naturschutzbeauftragter von Oberbayern ging er darin fast völlig auf. In dieser Tätigkeit hat er sich vor allem der eiszeitlichen Erscheinungen angenommen, sie nach Möglichkeit geschützt und in einer großen Zahl von Publikationen einer weiteren Öffentlichkeit nähergebracht. Dafür gebührt ihm der besondere Dank der Eiszeitforschung.

1) Hier — wie an weiteren Stellen des Textes — sprach ich vom Diluvium (bzw. Jung-, Mittel-, Altdiluvium). Die Schriftleitung hat mich angehalten, das durch „Pleistozän" zu ersetzen. Ob allerdings die entsprechende Abmachung (des Internat. Geolog. Kongr. 1948 in London) in dieser strengen Art angewendet werden sollte, wage ich zu bezweifeln.

„Pleistozän" ist ein erdgeschichtlicher Zeitabschnitt, der universelle Geltung haben muß; er kann daher weder durch stratigraphisch-tektonische, noch durch stratigraphisch-klimatische, sondern — wie alle anderen erdgeschichtlichen Zeitabschnitte — allein nach nicht umkehrbaren, nicht wiederholbaren stratigraphisch-paläontologischen Kriterien abgegrenzt werden. Das „Große Eiszeitalter" (= Diluvium) hingegen ist als ein klimatisches Phänomen — wie Albrecht Penck es getan hat — nur nach klimatischen Kriterien abgrenzbar. Wie die tektonische Phasengliederung hat die des „Großen Eiszeitalters" nur regionale Bedeutung. Darum erscheint mir die Gleichsetzung von Pleistozän = Großes Eiszeitalter nicht zwingend. (Schaefer 1951, S. 294/95).

2) So liegen, nur um das Maß der zwangsläufig notwendig gewordenen Verdichtung des Beobachtungsnetzes aufzuzeigen, meiner Arbeit über die donaueiszeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach (Geologica Bavarica 19/1953, S. 13—64) etwa 800 Aufschlüsse zugrunde, der über den Laufwechsel der Donau vom „Wellheimer Trockental" ins „Neuburger Durchbruchstal" (Mitt. Geogr. Ges. Mchn. 51/1966, S. 59—111) 278 Aufschlüsse und der Arbeit über die Räumung des Kirchener/Schmiech/Blau-Talzuges durch die Donau (Mitt. Geogr. Ges. Mchn. 52/1967, S. 191—230) 284 Aufschlüsse.

Wie verhält es sich damit?

Der Aufschluß liegt knapp 2 km westlich[3]) der Eisenbahnstation Ostermünchen (Strecke München—Rosenheim) und knapp 1 km nördlich des Wallfahrtsortes Tuntenhausen in einem Drumlin dicht südwestlich des Weilers Hörmating (Abb. 1).

„Entdeckt" wurde er am 24. 11. 1957 von Herrn Anton MICHELER, damals Naturschutzbeauftragter von Oberbayern[4]). Mein erster Besuch fand gleich darauf am 3. 12. 1957 statt; dem folgten weitere 9 im Laufe der nächsten 10 Jahre. Rückschauend geurteilt, bot der Hörmatinger Aufschluß den besten und vollständigsten Einblick in den Jahren 1957 und 1958. Im Jahre 1959, als EBERS (1960) ihn kennenlernte, war das im nordwestlichen Teil nicht mehr der Fall. Im Jahre 1960 hat KRAUS (1961) auch die von EBERS beschriebene Schichtenfolge des südöstlichen Teiles nicht mehr sehen können[5]), ebenso nicht im Jahre 1961 BRUNNACKER (1962); auch er muß sich hier auf die Darstellung von EBERS stützen[6]). Im Jahre 1962 sah EBERS (1963) noch die „kaffeebraune Verwitterungszone", danach verschwand auch sie unter den Schuttmassen[7]).

Wenn ich nicht als erster zu Hörmating das Wort ergriffen habe, so lag das anfangs an meiner Scheu vor Parallelisierungen selbst noch so wichtig erscheinender Vorkommen über größere Räume hinweg; vor allem in den nach Untergrund und Deckschichten stark wechselnden Moränengebieten ist das immer ein gefährliches Unterfangen. Später war es die Hoffnung, daß mit fortschreitendem Abbau die Lagerungsverhältnisse der Jahre 1957 und 1958 wieder zutage kommen würden. Das ist aber in den vergangenen 10 Jahren leider nicht mehr eingetreten und — nach den derzeitigen Betriebsplänen — auch in Zukunft nicht zu erwarten. Da im Gegenteil Abbau und Verschüttung weiter zunehmen werden, sollte ich mit der Darstellung der — bislang besten — Aufschlußverhältnisse aus den Jahren 1957 und 1958 nicht länger zurückhalten. Dabei ist eine kritische Stellungnahme zu den inzwischen über den Hörmatinger Aufschluß erschienenen Abhandlungen nicht zu umgehen.

Zur besseren Lesbarkeit erscheinen im Haupttext nur die eigenen Beobachtungen, Feststellungen und Deutungen[8]); die der anderen Autoren werden jeweils in den Anmerkungen oder — bei längeren Ausführungen — in Kleindruckabschnitten behandelt.

---

3) so; südwestlich (EBERS 1960, S. 66) liegt er vom O r t Ostermünchen.

4) So auch bei GROSS (1958, S. 156, Fußnote 1) erwähnt, wiewohl er später (1960, S. 100) die Entdeckung des Seekreide/Torfprofiles EBERS zuschreibt.

5) KRAUS 1961, S. 50 („... konnte ich dieses tiefere Grubenprofil nicht so vollständig antreffen") sowie Abb. 4 („der südliche Grubenteil hauptsächlich nach Angabe von E. EBERS"); entsprechend scheint sich der Hinweis „Aufnahme vom 17. 6. 1959" nicht auf seine Abb. 4, sondern auf die von EBERS (1960, Abb. 2) zu beziehen (siehe dazu auch Anmerkung 11).

6) BRUNNACKER 1962, S. 126 („Richtige Beobachtung des bei meinen Besuchen nicht mehr aufgeschlossenen Kontaktes ... vorausgesetzt"), sowie Abb. 1 („seitlich nach den Angaben von E. EBERS (1960) ergänzt").

7) Die Wiedergabe und Deutung des Hörmatinger Profils durch GROSS (1960, S. 100) bleibt am besten außer acht, da er es anscheinend persönlich nicht kennengelernt hat. Die von ihm wiedergegebene und ausgewertete Schichtenfolge (Basalschotter — Seekreide und Torf — unterer Vorstoßschotter — Seeton — oberer Vorstoßschotter) entspricht nicht den Hörmatinger Befunden; sie weicht auch von der Darstellung bei EBERS (1960, S. 67, Abb. 2) ab, auf die er sich beruft.

8) Aus Gründen der leichteren Verständlichkeit werden statt ungebräuchlicher und ungewöhnlicher oder sehr seltener Ausdrücke die allgemein üblichen verwendet, wie etwa orangefarben (statt kreßfarben), am Anfang oder in der Mitte (für proximal), am Ende (für distal); die Bedeutung von „Lassen" (EBERS 1960, S. 68) muß erraten werden, weil selbst in großen oder speziellen Nachschlagewerken nicht aufgeführt.

Ein neuerer bodenkundlicher Begriff — wie die „catena" (EBERS, 1963, S. 88), jene von MILNE (1935) für die Tropen vorgeschlagene Bezeichnung einer sich öfter wiederholenden regelmäßigen Verteilung von Bodentypen in Abhängigkeit vom Relief (A. FINCK: Tropische Böden, 1963, S. 80), sollte nur in diesem Sinne verwendet werden, also für Böden, die entwicklungsmäßig zusammengehören, nur reliefbedingte Unterschiede aufweisen. Bei dem von EBERS (1963, S. 88) nur einmal benutzten Begriff („auch eine catena fehlt vollständig"), ist das nicht zu erkennen.

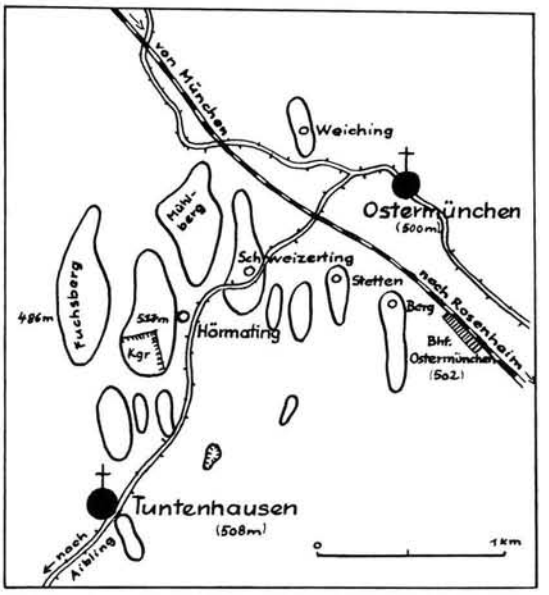


Abb. 1. Lageskizze der Hörmatinger Kiesgrube.

Bei meinen verschiedenen Arbeiten (der Freilegung, Aufschachtung, Geröllzählung, Einmessung) waren mir die Damen DUMPIS und MATO, sowie die Herren MICHELER und ZECH behilflich; die bodenchemischen Analysen führte Herr Dr. WILD vom Bayer. Geolog. Landesamt durch, dessen Präsident, Herr Dr. VIDAL, meiner entsprechenden Bitte in verständnisvoller Weise sofort stattgegeben hat; in gleicher Weise entgegenkommend war der Besitzer der Kiesgrube, Herr SCHMID, Tuntenhausen. Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank.

Die Behandlung von „Hörmating" erfolgte im Rahmen einer längeren Untersuchungsreihe zu geologisch-geomorphologischen Fragen des Alpenvorlandes, bei der mir die Deutsche Forschungsgemeinschaft ihre stete Unterstützung hat zukommen lassen. Ihr spreche ich dafür auch an dieser Stelle meinen ganz besonderen Dank aus[9]).

Beobachtungen und Feststellungen

Der Aufschluß liegt inmitten eines aus etwa 14 Teilen bestehenden Drumlinkomplexes — mit Tuntenhausen an seiner SSW-Seite. Der Hörmatinger Drumlin selbst erreicht in S—N-Richtung eine Länge von etwa 800 m und in der O—W-Richtung eine Breite von etwa 300 m. Der höchste Punkt hat knapp 518 m und findet sich — wie bei Drumlins üblich — auf der Eisströmungs-Luvseite, hier also im Süden. Die westlich benachbarte Talniederung ist ein Teil der von PENCK (1901/09, S. 139) als „Glonn-Attel-Thalzug" bezeichneten peripheren Gletscherschmelzwasser-Abflußrinne, die einen längeren Halt beim Eisrückzug markiert[10]). Sie hat hier etwa 486 m MH; der Höhenunterschied beträgt also maximal 32 m.

Für eine richtige Deutung der in der Hörmatinger Kiesgrube nacheinander zutage getretenen Quartärschichten ist die jeweilige Richtung des Abbaues nicht unwichtig. 1957/58 erfolgte er in der Kiesgrube von S her; die bis etwa 300 m lange und bis über 20 m hohe Abbauwand verlief von SO in einem flach konkav geschwungenen Bogen über N nach SW. 1959 wurde der Abbau vornehmlich nach O und N getrieben, so daß sich zwei Kiesgrubenwände bildeten — eine in der Längsrichtung des Drumlins (S—N), die andere in

[9]) Neben den in Anm. [2]) genannten Arbeiten von 1966 und 1967 war es vor allem die in den Jahren 1960—1966 erfolgte Fertigstellung der Kartierung des Gebietes des diluvialen Isar-Loisachgletschers im Maßstab 1 : 25 000, die durch die Hilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht worden ist.

[10]) Näheres hierzu siehe bei TROLL 1924, insbesondere in der zugehörigen Karte 1 : 100 000.

seiner Querrichtung (W—O)[11]. In den weiteren Jahren behielt man diese Abbauweise bei, nur wurde die S—N verlaufende Kiesgrubenwand durch Abraum und Abfall verschüttet und abgeböscht. Den heutigen und ehemaligen Zustand gibt Abb. 2 wieder.

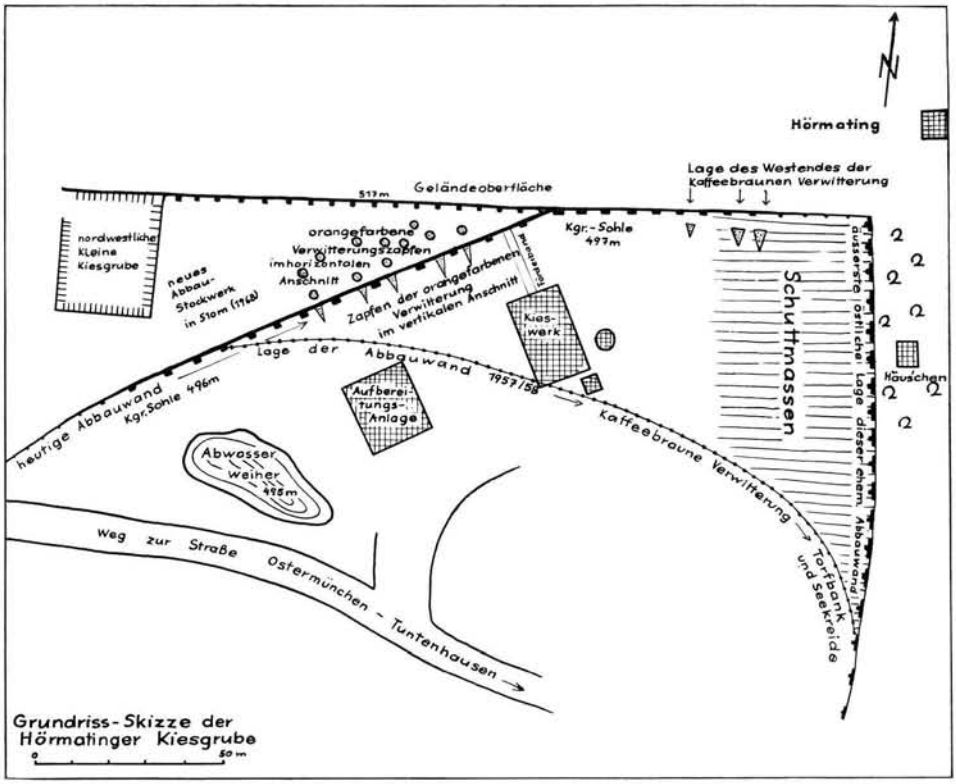


Abb. 2. Grundrißskizze der Hörmatinger Kiesgrube.

Die folgende Darstellung geht — wie gesagt — vornehmlich auf die guten Aufschlußverhältnisse der Jahre 1957/58 zurück. Für den mittleren Teil wurden noch die von 1959/63 herangezogen, als die hier auftretende kaffeebraune Verwitterungsrinde sichtbar war. Jetzt ist auch sie verschüttet; um Bodenproben zu entnehmen, konnte sie aber im Herbst 1967 an ihrem nördlichen Ende — im NO-Eck der heutigen Kiesgrube — auf fast 7 m Länge freigelegt werden. Das war im südöstlichen Teil der Kiesgrube, wo seinerzeit die See- und Torfablagerungen zum Vorschein kamen, nicht mehr möglich, — die Verschüttung ist hier zu stark; eine Freilegung erscheint an dieser Stelle aber nicht mehr notwendig, da die Lagerungsverhältnisse damals ziemlich genau erkannt werden konnten.

1. Der Schichtenaufbau im rechten (südöstlichen) Drittel der Abbauwand (Abb. 3).

Dieser Teil[12] verlief seinerzeit zusammen mit dem mittleren Aufschlußteil in einer schwach gebogenen Flucht von SO nach NW, später von S nach N.

11) So auch bei Ebers (1960, S. 67 und 69) mit etwa 150 m für die Längsrichtung und etwa 130 m für die Querrichtung. Kraus (1961, S. 48, Abb. 4) und Brunnacker (1962, S. 126, Abb. 1) lassen die Querseite von NW nach SO verlaufen. Der erste mit Aufnahme vom 17. 6. 1959, also aus dem gleichen Sommer, in dem Ebers W—O-Richtung anzeigt (siehe dazu Anmerkung 5); Brunnacker's Angaben stammen von 1961.

12) Bei Ebers (1960, S. 68) der etwa 50 m lange Südabschnitt des S—N verlaufenden Längsprofils; in ihrer Abb. 2 das rechte Drittel.

Höhe: bis 18 m; Grubensohle etwa 498 m, Gruben-Oberkante etwa 516 m.

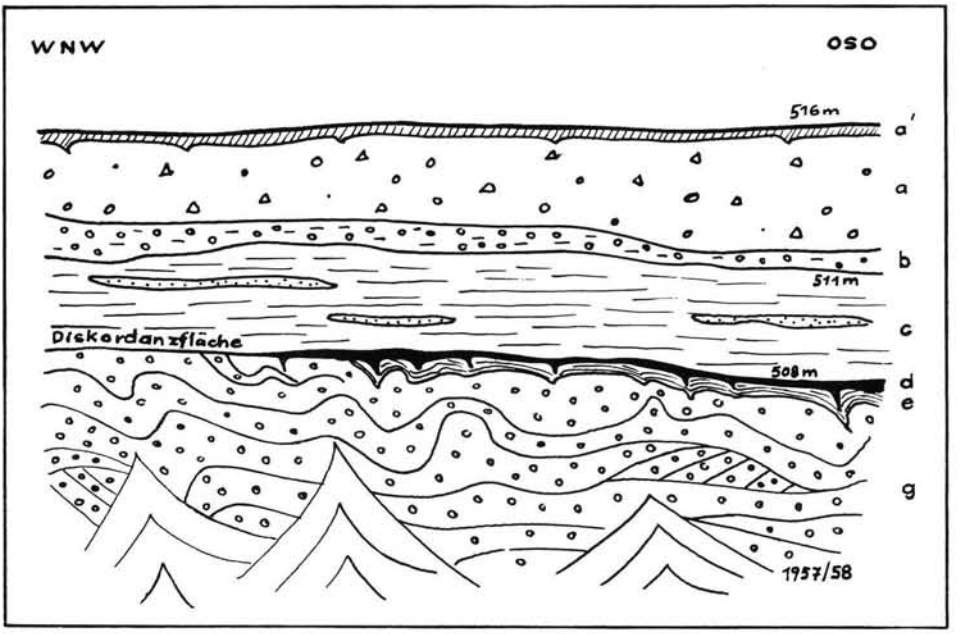


Abb. 3. Der Schichtenaufbau im rechten (südöstlichen) Drittel der Abbauwand, 1957/58. (a' = rezenter Boden, a = würmeiszeitliche Grundmoräne, b = Moränenschotter, c = Seeton, d = Torfbank, e = Seekreide, g = Liegendschotter).

a') rezenter Boden und braune oder rotbraune Verwitterungsrinde, 5 cm bis (in Zapfen oder Taschen) 40 cm.

a) Grundmoränendecke, 3 bis 5 m mächtig, teils grauer oder gelblicher geröllführender kalkreicher Geschiebemergel mit einzelnen kleineren Blöcken, teils kiesiger Sand oder sandiger Kies, lose bis wandsteif.

b) Moränenschotter, 1/2 bis 1 m mächtig, mäßig horizontal geschichtet und leidlich sortiert, tonig oder mergelig durchsetzt, lose bis wandsteif.

c) teils feinsandige Mergel, z. gr. T. aber tonige oder schluffige Feinsande, bis 3 m mächtig, grau-gelblich bis grau-grünlich[13]), hin und wieder Feinschichtung erkennbar, fossilfrei; im folgenden als „Seeton" bezeichnet (Oberkante in etwa 511/12 m).

d) bräunlicher bis schwärzlicher torfiger Tonmergel oder schwarzer Torf, mit lignitischen Substanzen, durchwegs 2 bis 20 cm mächtig, darüber hinaus mit einem halben Dutzend bis 1/2 m langen, schmalen Zapfen in das Liegende eindringend[14]), typische Frostkeilformen, — aber auch die oberen horizontal gelagerten Teile in vielfältiger Weise kryoturbat gestört; im folgenden als „Torfbank" bezeichnet; nur im rechten Aufschluß-Drittel (in etwa 508/09 m MH) vorhanden, keilt nach dem mittleren hin aus, und zwar vor dem hangenden „Seeton".

e) toniger und feinsandiger Mergel, bis 1 m mächtig, in oberer Hälfte gelblich bis schwach bräunlich, in unterer mehr gelblich bis weißlich, sehr almsand- bis bleichsandartige

[13]) Die von Ebers (1960, S. 68) erwähnten braunen „Lassen" sah ich nur im mittleren Aufschlußteil (2 c).

[14]) 1959 von Ebers (1960, S. 68) ohne diese Zapfenkeile nur als Torfbändchen beobachtet.

Ausbildung, konchylienreich; im folgenden als „Seekreide" bezeichnet; nur im rechten Aufschlußdrittel vorhanden, keilt nach dem mittleren hin aus, und zwar schon vor der hangenden „Torfbank".

g) grauer und graublauer oder graugelblicher Liegendschotter[15]), in sich lose, im ganzen aber zu senkrechter Wandbildung fähig, 9 bis 11 m mächtiger sandiger Kies, vielfach mit stark mergeligem Zwischenmittel, zahlreiche Sandbänder, Gerölle kalk- und zentralalpiner Herkunft, bis faust- und doppelfaustgroß, Lagerung selten horizontal, neben Delta- und Kreuzschichtung partieweise stärkeres Einfallen (bis 40° NO), auffallende Stauchungs- sowie Kryoturbationserscheinungen, die besonders an den feinen schwärzlichen Bändern der Eisenausscheidungen zu erkennen sind[16]).

2. Der Schichtenaufbau im mittleren Drittel der Abbauwand (Abb. 4)

Dieser Teil[17]) verlief seinerzeit — etwas nach N ausgebogen — von O nach W, zuletzt von S nach N.

Höhe: bis über 20 m, Grubensohle: etwa 497 m, Gruben-Oberkante: etwa 517 m.

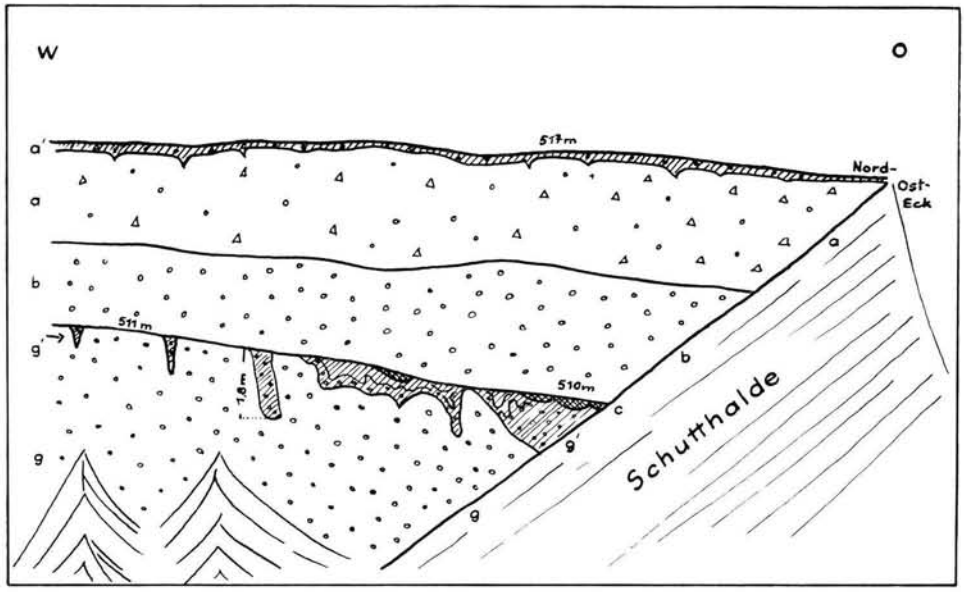


Abb. 4. Der Schichtenaufbau im Nordosteck der heutigen Kiesgrube, 1967/68.
(a' = rezenter Boden, a = würmeiszeitliche Grundmoräne, b = Moränenschotter, c = Seeton, g' = fossiler „kaffeebrauner" Boden, g = Liegendschotter).

a') rezenter Boden und braune oder rotbraune Verwitterungsrinde, wie bei 1).

a) Grundmoränendecke, wie bei 1), jedoch nur 2 bis 3 m mächtig.

15) Bei Ebers (1960, S. 67) „Basalschotter".

16) Bei Ebers (1960, S. 69) „starke Pressung und stellenweise sogar Stauchung des Basalschotters" bzw. (1963, S. 88/89) „gelegentliche Andeutungen von Delta-Schüttungen oder auch eistektonische Störungen".

17) Bei Ebers (1960, S. 67) der etwa 100 m lange „Nordabschnitt des Längsprofiles"; in ihrer Abb. 2 das linke und mittlere Drittel.

b) Schottermoräne, 1 bis 3 m mächtig, ungeschichtet und unsortiert, von groben, fast koffergroßen Blöcken — meist Molasse- oder Flysch-Sandsteine — durchsetzt, lose bis wandsteif, Geröllzusammensetzung 58 : 42 [18]).

c) Seeton, wie bei 1), hier jedoch bis 4 m mächtig und durch eingeschaltete Sand/Kieslagen zwei- und dreigeteilt, in den oberen Partien bräunlich, zuoberst sogar rötlichbraun, keilt nach Westen hin aus [19]).

Torfbank und Seekreide fehlen hier; dafür findet sich — vom Seeton (c) noch randlich überlagert —

g') ein fossiler Boden, dunkelbraun, tiefgründig verwittert, entkalkt und verlehmt, durchgehend 1 bis 1½ m und 2 m, in einer Reihe von Taschen, Trichtern, Zapfen und Schloten sogar über 2 m mächtig, teils in ungestörtem, unmittelbarem (Verwitterungs-)Zusammenhang mit dem liegenden Schotter, teils kryoturbat gestört (Froststrukturen, Lageveränderungen, Eiskeilfüllungen u. a. m.); im folgenden als „kaffeebraune Verwitterung" bezeichnet; Geröllzusammensetzung 66 : 32 [20]); Höhenlage ihrer Oberkante: etwa 510 bis 511 m.

g) Liegend-Schotter [21]), wie bei 1), jedoch mit stärkerem Sandgehalt, es treten sogar ganze Sandbänke auf; Geröllzusammensetzung 66 : 34 [22]).

3. Der Schichtenaufbau im linken (südwestlichen) Drittel der Abbauwand (Abb. 5).

Während im östlichen und mittleren Aufschlußdrittel der gegenseitige Zusammenhang der einzelnen Schichten — zwar öfters durch allweilige Verschüttung unterbrochen — immer wieder erkenntlich wurde, blieb dieser Teil [23]) stets für sich isoliert — vom rezenten Boden (a') und der letzteiszeitlichen Grundmoränendecke (a) abgesehen. Es handelt sich hier um eine neue, eigene Schichtenfolge.

Höhe: bis 20 m, Grubensohle: etwa 496 m, Gruben-Oberkante: etwa 516 m.

a') rezenter Boden und braune oder rotbraune Verwitterungsrinde, 5 cm bis (in Zapfen) 40 cm.

a) Grundmoränendecke, gelblich-grauer Geschiebemergel, etwa 1½ m mächtig.

f') fossiler Verwitterungshorizont, 10—30 cm, rostrotbraun, etwa auf 3 m Länge sichtbar, zu f) gehörig, von a) scharf abgeschnitten [24]).

f) sandig und mergelig durchsetzter Kies, blaugrau bis gelblich-grau, lose bis wandsteif, etwa 2½ m mächtig, Moränenschotter (partieweise auch Schottermoräne).

18) Es wurden insgesamt an 11 Stellen Geröllzählungen durchgeführt, bei jeder mit der Füllung eines 10-Liter-Eimers (jeweils 100—200 Gerölle) unter Verwendung eines 16 mm, 20 mm und 25 mm-Siebes. Hier sind die Zählungen mit dem 20 mm-Sieb — unter Umrechnung auf Prozent — wiedergegeben. Bestimmt wurden die Gerölle nach drei Gruppen: Kalkalpine (einschließlich Flysch und Molasse), Kristalline, Quarze. Im Text wurden — des leichteren Vergleiches wegen — letztere beiden zusammengefaßt. Zu beachten ist, daß die Geröllzählungen aus den Verwitterungsrinden zu anderen Ergebnissen führen als die aus den liegenden unverwitterten Schottern. Es wurde selbstverständlich nur Gleichwertiges miteinander verglichen.

19) Hier im W ist bei Ebers (1960, S. 68) der Seeton fast lößartig (siehe auch Text bei Anmerkung 39).

20) Siehe Anmerkung 18). Hier kommen aber nicht nur einzelne Kristallingerölle vor, wie Ebers (1960, S. 67) meint, sondern 17 %!

21) Bei Ebers (1960, S. 68) „Basalschotter".

22) Siehe Anmerkung 18).

23) Bei Ebers (1960, S. 69/70 u. Abb. 4) das etwa 130 m lange in O—W-Richtung verlaufende Querprofil.

24) War nur 1957/58 zu sehen, entzog sich damals aber — infolge seiner Lage in 16 m Höhe und an einer ständig nachbrechenden, senkrechten Abbauwand — der unmittelbaren Beobachtung und Untersuchung.

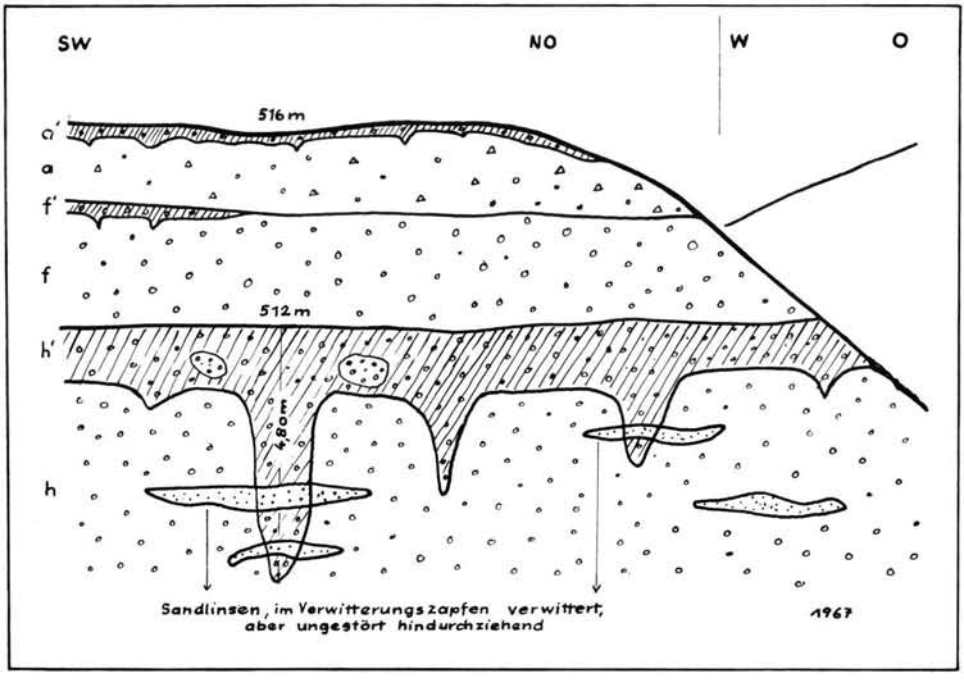


Abb. 5. Die Verwitterungsrinden im linken (südwestlichen) Drittel der Kiesgrube, 1967. (a' = rezenter Boden, a = würmeiszeitliche Grundmoräne, f' = fossiler „rostrotbrauner" Boden, f = Moränenschotter, h' = fossiler „orangefarbener" Boden, h = Moränenschotter).

h') fossiler Boden, rostbraun bis gelblich-rötlich, durchgehend 0,8 bis 1,2 m mächtig, nach oben scharf abgeschnitten, nach unten bis 3½ m lange Zapfen (der längste mißt von der Oberkante der Verwitterung bis zur Zapfenspitze 4,8 m!); im folgenden als „orangefarbene Verwitterung" bezeichnet[25]); Geröllzusammensetzung: 53 : 46[26]), Höhenlage ihrer Oberkante: 512 m.

h) gelblicher oder gelblich-grauer Moränenschotter[27]), etwa 14 m mächtig, mangelhaft sortiert und geschichtet, oben — wie an Sandbändern zu erkennen — mehr horizontal, unten — wo stärkere Sandbänke — mit z. T. kräftig einfallenden Lagen; bis kinderkopfgroße und fußlange Gerölle und Geschiebe; längere rostfarbene oder schwärzliche „Manganfahnen" — Eisenausscheidungszonen vor allem in ± 506/09 m — zeigen ehemalige Grundwasserstände an[28]); der Schotter ist nur partieweise lose, im ganzen verbacken, so daß er eine senkrechte Abbauwand bildet, zahlreiche Lagen sind sogar gut verfestigt; auffallend ist — besonders in der oberen Hälfte — eine größere Zahl von angewitterten, angeätzten und auch schon richtig zersetzten Geröllen[29]);

25) Nach ihrer „stark ins Gelbrot spielenden Farbe" bezeichnet Ebers (1960, S. 70 u. a.. O.) sie als „kreßfarbene Verwitterungszone" (siehe meine Anm. 8).

26) Siehe Anmerkung 18).

27) Bei Ebers (1960, S. 69) „Basalschotter"; so auch in den übrigen Teilen der Kiesgrube.

28) Ebenso bei Brunnacker (1962, Abb. 1, S. 126) vermerkt.

29) So auch bei Brunnacker (1962, S. 126), der in seiner Abbildung „morschen Schotter" angibt. Der Einwand von Ebers (1963, S. 89), daß dies nicht zutreffe, er — im Gegenteil — sogar als „Betonschotter" verwendet würde, gilt nicht für die obere Aufschlußhälfte mit den angewitterten und z. T. richtig zersetzten Geröllen. Kies für Betonzwecke wird vornehmlich in der unteren Aufschlußhälfte gewonnen.

dazu tritt nicht nur sandig-mergeliges, sondern auch sandig-lehmiges Zwischenmittel; umgekehrt finden sich in dem Verwitterungshorizont einige Nester von geringerer oder fehlender Verwitterung; in der unteren Schotterhälfte sind die Gerölle frisch, schlagfest und sandig-mergelig durchmischt; Geröllzusammensetzung hier 57 : 42, im ganzen Schotter 62 : 37[30]).

Auswertung und Deutung

In der Hörmatinger Kiesgrube werden zwei verschiedene, miteinander nicht zusammenhängende Schichtkomplexe aufgeschlossen. Gemeinsam ist beiden lediglich die hangende, durch den letzteiszeitlichen Gletscher abgelagerte Grundmoränendecke.

Als der Gletscher dabei die Drumlins schuf, geschah das auf verschieden altem Untergrund: die Oberflächenform, die schöne Drumlinlandschaft, ist aus einem Guß, — um Hörmating würmeiszeitlichen Alters; ihr innerer Bau zeigt aber verschieden alte Ablagerungen, die bei jedem neuen Gletschervorstoß neuerlich „drumlinisiert" wurden. Der ältere Schichtenkomplex liegt im westlichen Teil der Kiesgrube, der jüngere im östlichen. Hier hat u. a. der Liegend- (oder „Basal"-)Schotter ein Geröllverhältnis (kalkalpine u. ä. zu kristallinen, Quarzen u. ä.) von 66 : 34, stellenweise sogar 68 : 31, im westlichen Aufschlußteil ist das entsprechende Verhältnis bloß 62 : 37 bzw. 57 : 42 oder stellenweise sogar 50 : 48. Es handelt sich also um zwei verschiedene Schotter.

1. **Der Schichtenaufbau im Aufschluß-Ostteil** (Abb. 3) wäre wie folgt zu deuten:

   a') post-würmeiszeitliche Verwitterungsrinde;

   a) würmeiszeitliche Grundmoräne;

   b) dazugehöriger würmeiszeitlicher „Vorstoß"-Schotter;

   c) Seeton = würmeiszeitliche Seeablagerung am Rande des Gletschers, entstanden bei seinem Vorrücken zum Maximalstand oder während einer Gletscher-Oszillation;

   Diskordanz, angezeigt durch Eisstauchungen und Kryoturbations-Erscheinungen im Liegenden, während das Hangende davon frei ist.

   d) Torfbank = Bildung des ausgehenden letzten Interglazials oder des angehenden Würmglazials[31]);

   e) Seekreide = Ablagerung des ausgehenden letzten Interglazials oder des angehenden Würmglazials[31]); nach Verlandung des Sees bildete sich hier ein Moor (mit der Ablagerung von d);

   g) Schotter einer mittelpleistozänen Eiszeit.

2. **Der Schichtenaufbau im Aufschluß-Mittelteil** (Abb. 4) wäre wie folgt zu deuten:

   a'), a), b), c) wie bei 1);

   Diskordanz, wie im Aufschluß-Ostteil;

   g') mächtige fossile („kaffeebraune") Verwitterungsrinde einer mittelpleistozänen Interglazialzeit;

   g) Schotter einer mittelpleistozänen Glazialzeit.

30) Siehe Anmerkung 18).
31) Siehe dazu die folgenden Ausführungen (Text bei Anm. 42—45).

3. Der Schichtenaufbau im Aufschluß-Westteil (Abb. 5) wäre wie folgt zu deuten:

a') } wie bei 1) und 2);
a) }

f') riß/würm-interglaziale Verwitterungsrinde[32]);

f) riß-eiszeitlicher Moränenschotter;

h') mächtige fossile („orange-farbene") Verwitterungsrinde einer mittelpleistozänen Interglazialzeit;

h) moränennaher Schotter einer mittelpleistozänen Glazialzeit.

Begründung und Auseinandersetzung

Zu **a**) und **b**):

Grundmoränendecke und liegender Schotter (bzw. moränennaher Schotter) werden durch keine Diskordanz getrennt[33]). Beide gehören zusammen; letzterer ist als „Vorstoßschotter" die fluvioglaziale Entsprechung zu der unmittelbar danach abgelagerten glazialen Grundmoränendecke.

Zu **c**), **d**), **e**):

Seeton, Torf und Seekreide gehören keineswegs einer in sich geschlossenen Serie von „Seesedimenten" an[34]). Der Seeton ist von dem Torf durch eine deutliche Diskordanz getrennt. Die liegenden Schichten sind durchgehend glazialgestaucht und frostgestört, die hangenden sind davon frei.

Seekreide und Torf sind zudem nicht eiszeitliche Bildungen, sondern solche eines Interglazials (oder ausgehenden Interglazials oder auch warme Zeitabschnitte innerhalb eines beginnenden Glazials). Der hangende Seeton jedoch kam während eines folgenden echt glazialen Zeitabschnittes zur Ablagerung.

Der Seeton besitzt keine warmzeitliche Verwitterungsrinde[35]). Seine bräunliche Verfärbung in den oberen und sogar rötlichbraune in den obersten Lagen[36]) ist durch solifluidale Einschwemmung vom Ufer her entstanden[37]). Ebenso spricht seine Fossilleere[38]) für glazialzeitliche Entstehung. Das zeigt auch seine mikromorphologische Untersuchung — mit dem Ergebnis von überwiegend „löß-typischen" Kornfraktionen, wonach eine äolische Komponente zu vermuten wäre (Schwemmlöß-Erscheinungen)[39]).

32) Diese Deutung ist wahrscheinlich, aber nicht zwingend. Gründe: siehe Anmerkung 24). Möglich wäre auch eine Würm-interstadiale „Anwitterung" (statt einer R/W-interglazialen Verwitterung). Siehe auch die Ausführungen im folgenden Kapitel (zu f').

33) Eine solche nimmt Ebers (1960, S. 67) an.

34) So bei Ebers (1960, S. 68/69): „lakustres Profil", „Seesedimente ca. 4½ m mächtig", „Seenprofil" — mit Seekreide, Torfbänddchen und Seeton.

35) Ebers (1960, S. 68/69) schreibt von verwittertem Seeton und langanhaltender Verwitterung an der Oberkante der Seesedimente.

36) Darauf beziehen sich gewiß die braunen „Lassen" von Ebers (1960, S. 68), von denen sie anscheinend die Seeton-Verwitterung herleitet.

37) Vom Ufer, d. h. nach aller Wahrscheinlichkeit von der Landoberfläche mit der kaffeebraunen Verwitterungsrinde.

38) Wenn Gross meint (siehe Ebers 1960, S. 72) daß „Pollen ... mit einiger Wahrscheinlichkeit auch im hangenden Seeton zu erwarten" wären, „durch Verwitterungseinflüsse ... zerstört worden seien", so ist das eine bloße Annahme. Auch dort, wo der Seeton ganz frisch (in grau-gelblich-bläulich-grünlicher Färbung) entgegentritt, von Verwitterung keine Rede sein kann, ist er völlig fossilleer.

39) Siehe Ebers (1960, S. 73); bestimmt durch E. Schönhals, Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover.

Der zusammengehörige hangende Komplex besteht also aus c) — b) — a). Seeton = limnoglaziale Ablagerung; eisrandnaher „Vorstoßschotter" = fluvioglaziale Ablagerung; Grundmoräne = glaziale Ablagerung.

Dem würmeiszeitlichen Hauptvorstoß (W II) entspricht ohne Zweifel die Grundmoränendecke nebst dem zugehörigen „Vorstoßschotter" (a und b). Zu erwägen wäre lediglich, ob der Seeton (c) zu W I zu stellen wäre. Das ließe sich exakt genug weder beweisen noch widerlegen. Auffallend ist, daß die Froststörungen und Eisstauchungen nur das Liegende (nach oben hin bis zur Torfbank) ergriffen haben. Man ist daher geneigt, die hangenden (limnoglazialen, fluvioglazialen und glazialen) Schichten (c, b, a) — wie hier geschehen — zu einem Komplex zusammenzufassen. Es sei aber durchaus die andere Möglichkeit offen gelassen, daß der limnoglaziale Seeton abzutrennen und in W I zu stellen wäre.

Der zusammengehörige liegende Komplex besteht aus d) und e): Seekreide und Torfbank. Sie sind von dem hangenden Komplex deutlich abgesetzt; neben den beiden fossilen Böden bilden sie die wichtigsten Teile des Hörmatinger Aufschlusses.

Das Pollenspektrum der Torfbank — mit Überwiegen von *Picea* (zuletzt 44 %) und *Pinus* (zuletzt 40 %), daneben *Alnus* (6 %) und *Betula* (3 %) — spiegelt eine Fichten-Kiefernzeit wieder[40]). Der Vergleich mit Pollenspektren des westlich benachbarten Alpenvorlandes[41]) würde für eine Altersgleichheit mit den R/W-interglazialen Schieferkohlen sprechen, in denen ebenso *Picea* und *Pinus* weitaus vorherrschen. Wie hier handelt es sich um eine Bildung des ausgehenden R/W-Interglazials, nicht eines Würm-Interstadials[42]).

An dieser Stelle erscheint es notwendig, in Erinnerung zu bringen, was Penck unter einem Interstadial verstand: die Zeit einer großen Gletscherschwankung, jedoch ohne Wiederbewaldung und ohne die damit zusammenhängende Bodenbildung (siehe auch Schaefer, 1953, S. 7). Alle pedologischen und biologischen Merkmale jedoch, die Bodenbildung infolge Wiederbewaldung (und eustatische Meeresspiegelschwankungen) zur Voraussetzung oder zur Folge haben, zwingen von vornherein zur Annahme einer Interglazialzeit. Das Fehlen eines interstadialen Waldes im Alpenvorland vertritt auch Reich (1953, S. 439).

Waldbedeckung und damit zusammenhängende Bildung des braunen Waldbodens dürften nach wie vor das sicherste allgemeine Kennzeichen einer Interglazialzeit bleiben, auch wenn Gross (1958, S. 156) diese meine Definition als „das größte Hindernis" zur Lösung des Problems der Würm-Gliederung bezeichnet. Worin das „größte Hindernis" bestehen soll, ist nicht recht verständlich, wenn man die Gross'sche Definition mit meiner vergleicht. Bei ihm: Interglazial = Zeit mit genügend langdauerndem warmen Klima, das Eis in den Alpen bis mindestens auf den heutigen Umfang abgeschmolzen; Interstadial = Zeit mit subarktischem bis kühl-temperiertem Klima, das Eis noch nicht auf dem heutigen Umfang zurückgeschmolzen. Bei mir: Interglazial = Zeit eines großen Gletscherrückzuges mit Wiederbewaldung des Alpenvorlandes und damit zusammenhängender Bodenbildung; Interstadial = Zeit einer größeren Gletscherschwankung ohne Wiederbewaldung und ohne damit zusammenhängende Bodenbildung.

Im übrigen: Was heißt bei Gross (1958) genügend langdauernd und warm? Was heißt Eisrückzug noch nicht bis zum heutigen Umfang? Wo liegen die Grenzen? — Da scheint mir die Bodenbildung nach wie vor ein besseres und vor allem viel weiter verbreitetes Hilfsmittel, ein Interglazial von einem Interstadial zu trennen — zumindest im Umkreis der Alpen.

---

40) Leider waren nur die unteren Teile des Torfes erfaßbar, (Ebers, 1960, S. 72). Nach der Zunahme von *Alnus* (2 — 3 — 6 %) und *Picea* (27 — 43 — 44 %) — bei gleichzeitiger Abnahme von *Pinus* (51 — 48 — 40 %) könnte man für die oberen Teile des Torfes eine weitere Wärmezunahme erwarten.

Unglücklicherweise sind meine eigenen Torf- sowie Seekreide- und Seetonproben seit einem Umbau meines Hauses noch nicht wieder zum Vorschein gekommen.

41) Siehe Reich (1953) zu den Interglazialbildungen von Großweil und Pfefferbichl.

42) Durch Gross wurde Ebers (1960, S. 73) auf die Ähnlichkeit des Hörmatinger Torfdiagramms mit den Pollenzonen 11 und 13 von Großweil hingewiesen. Diese spiegeln aber zwei wärmere Zeitabschnitte des ausgehenden R/W-Interglazials wider, nicht eine Interstadialzeit zwischen zwei Würmhochständen. (Reich 1953, S. 431, 439/40). Ebers, Kraus und Gross verlegen das Hörmatinger Torfprofil dennoch in die Würmeiszeit.

Die geochronologische Radiokarbon ^{14}C-Datierung[43]) der Torfschicht ergab ein Alter von 45 300 ± 1000 J. v. h. (für Torf) und älter als 53 000 J. v. h. (für Holz)[44]). Die Bildungszeit fällt also in jedem Falle vor den Hauptvorstoß der letzten Vergletscherung.

Ablauffolge also: Torf von Hörmating 45 300 J. v. h. — kleinerer, kürzerer erster Gletschervorstoß (W I) etwa zwischen 43 000 und 35 000 J. v. h. — Tannenzapfen von Steingaden[45]) 33/34 000 J. v. h. — Hauptgletschervorstoß etwa zwischen 25 000 und 15 000 J. v. h.

Ob dementsprechend zum kleineren W I-Gletschervorstoß nur die „sehr kalten" Zeitabschnitte zwischen etwa 45 000 und 35 000 J. v. h. der von WOLDSTEDT (1962, S. 121, Abb. 1) entworfenen letzteiszeitlichen Klimakurve gehören oder auch noch die „kalten" Zeitabschnitte zurück bis 70 000 J.v.h., möchte man im Alpenraum eher im ersten Sinne entscheiden. Denn die Gletscher sind in der Würmeiszeit bestenfalls zweimal ins Alpenvorland getreten; das wäre dann während der „sehr kalten" Zeitabschnitte 25/15 000 (W II) und 43 000/35 000 J. v. h. (W I) der Fall gewesen.

Insofern dürfte die Feststellung WOLDSTEDTS (1962, S. 122) etwas zu modifizieren sein, wonach bereits in seinem „Altwürm" (ca. 70 000—53 000 J.v.h.) mit einem ausgeprägt eiszeitlichen Klima (nahezu volleiszeitliche Klimaverhältnisse mit zwischengeschalteten interstadialen Schwankungen) zu rechnen sei. In dieser Zeit werden im Alpenvorland nur „kaltzeitliche", noch nicht „eiszeitliche" Verhältnisse geherrscht haben. Nach der WOLDSTEDTschen Klimakurve müßten Holz und Torf von Hörmating in das (beginnende) Würmglazial, nicht in das ausgehende Riß/Würm-Interglazial gestellt werden.

Für die Seekreide lautet die von DEHM[46]) nach dem Fossilinhalt getroffene Klimadiagnose: temperiert, etwas kühler als heute. Dieser Feststellung kommt selbstredend weit mehr Gewicht zu als jener Äußerung, wonach die „Beimengung von etwas Feinsand und Ton" dafür spräche, daß die Pflanzendecke nicht ganz geschlossen gewesen und deswegen ein kaltes, mehr oder weniger subarktisches Klima geherrscht habe[47]). Nun: der Seekreide ist nicht nur „etwas" Feinsand und Ton beigemengt, sondern sie ist überhaupt mehr oder weniger schluffig, tonig, mergelig oder feinsandig ausgebildet. Es handelt sich in fazieller Hinsicht um den gleichen „Almsand", der z. B. in den Mooren nördlich von München unter, in oder neben dem Torf auftritt und postglaziales, bestenfalls spätglaziales Alter besitzt[48]).

Das paßt nahtlos in die bisher entwickelte Rekonstruktion: Ablagerung der Seekreide in einem Seebecken[49]) und Verlandung mit Vermoorung und Torfbildung[50]). Danach im

43) Durch H. DE VRIES erfolgt; siehe EBERS 1960, S. 71. Jedoch wurde die Torfschicht datiert, nicht die kaffeebraune Verwitterungsrinde, wie EBERS (1960, Zusammenfassung S. 64) schreibt.

44) Es erübrigt sich, auf die Diskussion zwischen BRUNNACKER (1962) und EBERS (1963) über die verschiedene Alterswertigkeit von Torf und Holz einzugehen.

Ob es sich nun um „eingeschwemmte Holzreste" (EBERS, 1960, S. 71) oder um „ein Nest von einigen Holzstückchen" oder „einen vereinzelten Holzrest" (EBERS 1963, S. 89) handelt, — dennoch sollte man EBERS folgen und der Torfdatierung das größere Gewicht geben. Es steht aber auch die Holzdatierung in keinem Widerspruch zu den anderen Geländebefunden und meinen Deutungen.

45) Drei Radiokarbon-Datierungen 1967 u. 1968 durch das Hahn-Meitner-Institut f. Atomphysik in Berlin-Wannsee. Tannenzapfen von cand. geol. H. Ch. HÖFLE (FU Berlin) 1967 gefunden, bildet ein Ergebnis seiner Diplomarbeit (Kartierung von Blatt Bayersoien). Siehe HÖFLE (1969).

46) Siehe EBERS (1960, S. 73).

47) So GROSS (siehe EBERS 1960, S. 73).

48) Für das Blatt 7736, Ismaning, des geolog. Kartenwerkes 1 : 25 000 von Bayern (1964) hat M. BRUNNACKER (S. 76) aus einem Kalklager (an der Brennermühle) 19 Molluskenarten festgestellt; dabei treten — bis auf eine — auch die von Hörmating auf, vor allem die hier sehr zahlreiche *Valvata piscinalis* alpestris.

49) Dabei dürfte es sich nur um eine lokale Seebildung, nicht „um einen Vorläufer des Rosenheimer Sees" gehandelt haben, wie EBERS (1963, S. 89) vermutet. Ein solcher wird kaum mehr als bestenfalls 480 m MH gehabt haben, — die Hörmatinger „Seesedimente" liegen aber bei etwa 510 MH.

50) Die Verlandung erfolgte zu dieser Zeit, also nach Ablagerung der Seekreide, bei der Vermoorung und Torfbildung, — nicht, wie EBERS (1960, S. 69) meint, erst nach Ablagerung des Seetones.

Verlaufe eines würmeiszeitlichen Gletschervorstoßes Glazialstauchung und Frostsẗörung (= Diskordanz zwischen Torf und Seeton).

Zu **f'**): Für die entscheidenden Fragen des Hörmatinger Aufschlusses, nämlich die nach dem Alter der beiden mächtigen fossilen Verwitterungsrinden und ihrem gegenseitigen Verhältnis, ist nicht von ausschlaggebender Bedeutung, ob es sich bei dem unter der Grundmoräne des letzten Gletschervorstoßes liegenden Verwitterungshorizont um eine tiefgründige Verwitterung des Riß/Würm-Interglazials (mit echter Bodenbildung) handelt oder nur um eine flachgründige („Anwitterung") des W I / W II-Interstadials. Nach der Ausbildung der zugehörigen Schicht (Moränenschotter bis Schottermoräne) würde man diese aber der Rißeiszeit zuordnen und die Verwitterung auf ihr dem Riß/Würm-Interglazial.

Zu **g**): Ob der 9 bis 11 m mächtige Liegend-Schotter noch jungdiluvialen Alters ist, erscheint kaum denkbar: Der hangende Torf (mit 45 300 ± 1 000) und sein Holz (mit älter als 53 000 J. v. h.) sind älter als der letzte bis weit hinaus ins Alpenvorland reichende jüngere würmeiszeitliche Gletschervorstoß (W II). Der ältere würmeiszeitliche Gletschervorstoß (W I) hatte aber bei seiner geringeren Entfaltung und Zeitdauer nicht die Möglichkeit zu solch mächtigen Schotter-Ausstrahlungen. Nach der z. T. stark grobkörnigen Ausbildung des Liegend-Schotters kann aber die zugehörige Gletscherstirn nicht sehr weit entfernt gelegen haben. Schließlich zeigt die kaffeebraune Verwitterungsrinde, die sich auf dem Liegend-Schotter gebildet hat, daß dieser schon aus dem Mittelpleistozän stammt. Wenn unmittelbar über der mächtigen kaffeebraunen Verwitterungsrinde eine R/W-Interglazialbildung fehlt, so spricht das in keiner Weise dagegen. Ex nihilo nihil! Interglaziale Bildungen sind in den Alpen (infolge der Glazialerosion) und im Alpenvorland (infolge frühglazialer Erosion und solifluidaler Denudation) so selten, daß man aus ihrem Fehlen keine Schlüsse ziehen kann[51]).

Zu **g'**): Die Auffassung, daß die kaffeebraune Verwitterungsrinde zur orangefarbenen gehöre, beide die Bodenbildung einer einzigen Landoberfläche wären, jene den ursprünglichen Boden am Oberhang und diese den durch Solifluktion verstärkten Boden am Hangfuß darstelle[52]), trifft nicht zu.

Von einer Hanglage ist nichts zu erkennen. Die Oberkante des kaffeebraunen Bodens liegt bei 510/11 m, die des orangefarbenen Bodens bei 512 m; die Entfernung dazwischen beträgt 120 m, Neigung des (angenommenen) Hanges: noch unter 1/2 Grad[53])! An Solifluktionsbewegungen ist also kaum zu denken. Von einem Abfließen des orangefarbenen Bodens[54]) „hinab" zum kaffeebraunen[55]) ist auch nichts zu sehen. Daß hier ein Rücken vom Gletscher geköpft und sein Boden von der Glazialerosion aufgearbeitet worden sein soll, scheidet ebenso aus. Die Verwitterungsmächtigkeit des orangefarbenen Bodens geht bis 1,20 m und — in Zapfen und Trichtern — bis 4,80 m (!) tief hinab[56]), die des kaffeebraunen Bodens erreicht bis 1,5 m und — in Trichtern und Zapfen — bis 2,5 m Mächtigkeit. Von einer Aufarbeitung und Umlagerung des orangefarbenen Bodens — entgegen

51) Zu dieser Frage der diluvialen Erosion und Akkumulation — speziell ihrer besonders starken Wirkung in den „frühglazialen" Zeitabschnitten — siehe meine Arbeit von 1950.

52) So bei Brunnacker, 1962.

53) Die Abbildung von Brunnacker (1962, S. 126) gibt die Höhen- und Hangverhältnisse unrichtig wieder.

54) Dieser ist bei Brunnacker (1962, S. 125) der Boden in Oberhanglage („einwandfreier B-Horizont einer interglazialen Parabraunerde").

55) Dieser ist bei Brunnacker (1962, S. 125/127) der gleichalte Boden in Unterhang- und Hangfußlage plus Fließerde (vom Oberhang).

56) Diese schon von Ebers (1960, S. 70) beobachteten und erwähnten langen Verwitterungszapfen sind in der Abbildung von Brunnacker nicht wiedergegeben.

der Gletscherbewegung (!) — in Richtung zum kaffeebraunen ist auch nichts zu sehen. Daß der kaffeebraune Boden stärker verlehmt ist, liegt weniger an einer Fließerde-Struktur, sondern daran, daß er in erheblichem Ausmaße kryoturbat gestört und frostverwürgt worden ist[57]).

Nicht zutreffend ist ebenso die Auffassung, daß die kaffeebraune Verwitterungsrinde und die vermeintliche Seeton-Verwitterung gleichalte Bildungen wären, beide zu derselben Landoberfläche gehörten[58]). Von der fehlenden Verwitterungsrinde des Seetons war bei dessen Behandlung schon die Rede[59]). Aber selbst wenn er eine besäße, wäre sie jünger; das wird durch die Auflagerung des Seetons auf die kaffeebraune Verwitterung und die Einbettung in sie bezeugt[60]). Mehrfach — zuletzt durch Ausgrabungen im Herbst 1967 — konnte das bestätigt werden; dabei trat der Seeton wieder frisch und unverwittert entgegen, — ganz gleich, ob auf der tiefgründig zersetzten kaffeebraunen Verwitterungsrinde lagernd oder auf zuvor erodiertem, also unverwittertem Untergrund[61]).

Kurzum: Die kaffeebraune Verwitterungsrinde ist älter als der obere würmeiszeitliche Komplex (mit Seeton - Vorstoßschotter - Grundmoränendecke).

Es bestände lediglich die Möglichkeit eines zeitlichen Zusammenhangs mit dem unteren, dem Seekreide/Torf-Komplex, etwa in folgendem Sinne: In einem (später verlandeten) Seebecken zuerst Seekreide-Ablagerung, danach Torfbildung, — zur selben Zeit auf dem umliegenden höheren Land aber interglaziale Verwitterung und Bildung des kaffeebraunen Bodens.

Etwa in dieser Weise — nur mit Einschluß des Seetones, also ihres ganzen „Seeprofiles" hatte es sich wohl auch Ebers (1960, S. 69 u. 74) vorgestellt. Dabei erachtet sie als einen „sehr wesentlichen Punkt für die Deutung des Profils" die Tatsache, daß der Seekreide/Torf-Komplex nicht ganz bis u n t e r (besser: a n) die kaffeebraune Verwitterungsrinde heranreicht und auch mit seiner Oberkante knapp unter deren Unterkante bleibt (S. 68 und 75). Ganz trifft das nicht zu: Seekreide/Torf liegen bei ca. 508/09 m und die kaffeebraune Verwitterungsrinde reicht von 510/11 m bis ca. 508 m hinab. Davon abgesehen — es liegt doch jedes Seebecken tiefer als seine Umgebung! Wesentlicher erscheint, daß der Seekreide/Torf-Komplex nur an die kaffeebraune Verwitterungsrinde h e r a n r e i c h t, aber keine unmittelbare Beziehung zu ihr hat.

Später läßt Ebers (1963, S. 87) „das Torfbändchen, vertreten durch einen 10—12 cm breiten Gyttja-Streifen", unmittelbar unter die kaffeebraune Verwitterungszone reichen. Nun: Da müßte zuerst der Nachweis erbracht werden, daß dieses Gyttja-Vorkommen die tatsächliche Fortsetzung des Torfes darstellt. Leider habe ich es bei meinen Besuchen nicht gesehen.

In ihrer Schilderung der Hörmatinger Kiesgrube von 1965 lehnt sich Ebers im Text an ihre Darstellung von 1960 und 1963 an (S. 217: „Weiter nach N hin endeten diese ... See- und Moorablagerungen, und einige Meter nördlicher setzte eine ... bis zu 3 m dick werdende braune Zone von Verwitterungsmaterial und Auelehm ein"). In der zugehörigen Abbildung (S. 216) verlegt sie jedoch das „Torfbändchen" mitten in den „kaffeebraunen Boden". Aber selbst mit Hilfe eines guten Vergrößerungsglases ist dort, wo ihr Pfeil hinweist, nur ein Schattenstrich, aber kein Torfbändchen zu erkennen. E s h a t h i e r a u c h n i e g e l e g e n — selbst nicht nach ihren eigenen

57) Hierbei, wie aber auch bei der Altersbestimmung neigt man zum Urteil von Ebers (1963, S. 88), wonach „K. Brunnacker zur Konstruktion eines hypothetischen Schemas ... mit starker Vereinfachung der Naturgegebenheiten" verführt worden ist.

58 So bei Ebers (1960, S. 68/69).

59) Siehe Text bei den Anmerkungen 35—39).

60) Auch Ebers (1960, S. 68) hat das beobachtet: „Die ... Seetone ... senken sich ... wie eine flache Beckenfüllung in die kaffeebraune Schicht ein." Allerdings zieht sie daraus den auffallenden Schluß, daß „Seesediment" (hier = Seeton) und (kaffeebraune) „Verwitterungsrinde" dieselbe „wenn auch etwas verbogene" Oberkante hätten, daher auch dieselbe Landoberfläche bildeten. Nun: Aus der gleichen Höhenlage läßt sich noch lange kein Schluß auf das gleiche Alter ziehen. Wie an der heutigen Erdoberfläche — haben auch früher schon verschieden alte Verwitterungsrinden nebeneinander gelegen.

61)Letzteres wurde von Ebers (1960, S. 68) beobachtet. Der (Eisrand-)See hat demzufolge auf erodiertem bzw. denudiertem, aber auch auf unverändertem Untergrund sedimentiert. Daraus ist also kein Rückschluß möglich. Ebenso nicht aus einem fossilen Bacheinschnitt (Ebers 1960, S. 69), — zumindest bis dessen subglaziale Entstehung mit Sicherheit ausgeschlossen worden ist.

drei Darstellungen: Weder nach der von 1960 (siehe vor allem ihre Abb. 2, wo das Foto von 1965 einen Ausschnitt der nördlichen Abb.-Hälfte, also links vom „Bacheinschnitt" wiedergibt) noch nach der von 1963 (hier liegt der nach ihrer Meinung das Torfbänddhen vertretende 10—12 cm breite Gyttjastreifen unter dem kaffeebraunen Boden) und auch nicht nach der Darstellung von 1965 (siehe den oben wiedergegebenen Text zu ihrer Abbildung).

Gegen eine Verbindung der kaffeebraunen Verwitterungsrinde mit dem Seekreide/Torf-Komplex sprechen gewichtige paläoklimatologische und paläopedologische Gründe: Seekreide und Torf spiegeln das ausgehende letzte (R/W-)Interglazial wieder, — nach Seebewohnern und Bewaldung (Fichten/Kiefern) kühler als in der Gegenwart (und als im Höhepunkt des letzten Interglazials). Die kaffeebraune Verwitterungsrinde repräsentiert nach Verlehmungs-Intensität und -Mächtigkeit aber eine ganze Interglazialzeit.

Ihre Zuordnung in das letzte (R/W-)Interglazial[62]) ist auch nach pedologischen Gesichtspunkten unwahrscheinlich. Natürlich ist aus fehlenden oder geringmächtigen interglazialen Böden kein Rückschluß auf ein Interglazial oder dessen Länge möglich. Es ist aber umgekehrt in der Regel erlaubt, aus dem Maximalbetrag einer Verwitterungsrinde auf Alter und Zeitdauer zu schließen. Noch nie ist eine solche von 2 oder 3 oder gar 4 m Mächtigkeit in das Postglazial gelegt worden, auch nicht in das R/W-Interglazial. Dazu gehören viel längere Zeiträume, die meist bis ins Altpleistozän zurückreichen.

Alle jungpleistozänen Ablagerungen haben im gesamten näheren und weiteren Umkreis von Hörmating maximale Verwitterungsmächtigkeiten von 45 cm (und nur in Taschen und Zapfen bis 90 cm). Das gilt z. B. für die ältesten, in den obersten NT liegenden würmeiszeitlichen Fluvioglazialschotter, die seit ihrer Ablagerung ununterbrochen an der Erdoberfläche anstehen, also auch ununterbrochen der Verwitterung ausgesetzt sind. Für altwürmeiszeitliche Ablagerungen aber, die nur eine Zeit lang an der Erdoberfläche verwittern konnten, danach aber von jungwürmeiszeitlicher Grundmoräne überdeckt wurden, kann man nur einen Teil dieser Verwitterungsmächtigkeit ansetzen. Dieser Betrag schrumpft noch mehr zusammen, wenn man berücksichtigt, daß in dieser Zeit (der fossilen „Altwürm"-Bodenbildung) das Klima kühler war, vielleicht subarktisch — und lediglich Fichten-Kiefern-Wälder (oder nur Bäume?) zuließ, mithin der Bildung von Verwitterungsrinden vom Typ der braunen Waldböden äußerst ungünstig war. Mehr als 5—10 cm Verwitterungsmächtigkeit — und diese in wenig tiefgründiger Ausbildung, eher als „Anwitterung" — wird man für ein würmeiszeitliches Interstadial kaum erwarten können.

Unter den rißeiszeitlichen Ablagerungen liegen jene Hörmating am nächsten, die sich etwa 20 km nordwestlich, von Wolfersberg über Zorneding und Purfing nach Anzing erstrecken oder jene, die 20 km westsüdwestlich zwischen dem Mangfallknie und Holzkirchen liegen. Ihre Verwitterung reicht im allgemeinen bis 1,5 m, in keinem Falle tiefer als 1,7 m hinab[63]). Das sind — wohlgemerkt — Verwitterungsrinden, die immer an der Erdoberfläche lagen und zwei Warmzeiten erlebt haben (Riß/Würm-Interglazialzeit und Postglazialzeit). Wo es aber zu einer Überdeckung durch würmeiszeitliche Grundmoräne kam, wird man diese Beträge um mindestens den Wert der würmeiszeitlichen (stärker mechanischen) und postwürmzeitlichen (stärker chemischen) Verwitterung verringern müssen; man käme dann auf 0,6 oder bestenfalls bis 1,2 m Verwitterungsmächtigkeit für das Riß/Würm-Interglazial. In diesen Grenzen halten sich auch alle im Bereich des diluvialen Inn-Chiemsee- wie des Isar-Loisachgletschers entdeckten fossilen Böden des Riß-Würm-Interglazials[64]).

62) So bei Brunnacker (1963).

63) Bei größeren Beträgen handelt es sich fast immer um ältere als rißeiszeitliche Bildungen.

64) Entsprechende Beispiele werde ich in meiner bevorstehenden Arbeit über den diluvialen Isar-Loisachgletscher anführen.

Die fossile kaffeebraune Verwitterungsrinde im mittleren Teil der Hörmatinger Kiesgrube wird aber bis über 2 m mächtig. Von einer „Bodenverdickung" durch Solifluktionstransport und Fließerde-Überdeckung sollte man nicht sprechen[65]). Es sind einwandfreie Verwitterungszapfen vorhanden[66]). Die fehlende Bodenhorizontierung[67]) braucht nicht wunder zu nehmen, sie geht den meisten alten tiefgründig verwitterten Böden ab. Außerdem treten hier die erwähnten Froststörungen und Glazialstauchungen hinzu, die das ursprüngliche Gefüge, aber auch die ehemalige - gleichmäßigere - Mächtigkeit der Verwitterungsrinde verändert haben. Dabei kann sich natürlich auch Fließerde zugesellt haben. Aber noch bei den letzten Ausgrabungen (1967, am Nordende der kaffeebraunen Verwitterungsrinde) fand sich — neben gestörten und lageveränderten Partien — echter, autochthoner Kies-Verwitterungslehm von gut 1,5 m (und in Taschen und Zapfen bis 2 m) Mächtigkeit[68]).

Bei diesen Verwitterungsbeträgen ist nur eine Deutung möglich. Rißeiszeitliche Ablagerungen besitzen solche nicht einmal bei ununterbrochener Lage an der Erdoberfläche — ganz zu schweigen, wenn sie seit der Würmeiszeit überdeckt wurden. Ein altpleistozänes Alter scheidet aus vielerlei Gründen aus. So bleibt: Es handelt sich um die Verwitterungsrinde aus einer älteren mittelpleistozänen Eiszeit.

Die nächsten — den Hörmatinger Schotter- und Verwitterungsbildungen ähnlichen finden sich 4½ km nordwestlich in der großen Kiesgrube bei Biberg sowie 6½ km nordwestlich in den Kiesgruben bei Weng, vor allem in den beiderseits der Straße nach Hohenthann. In der ersteren südöstlich von Biberg erscheinen in einer 4 m mächtigen Deckschicht zwei verschiedene Verwitterungsrinden: Eine obere mit 1—1½ m (und in Trichtern und Zapfen bis 2½ m) Mächtigkeit, von kaffeebrauner Färbung, die — z. T. mit über 2 m langen schmalen Frostkeilfüllungen — in eine untere mehr gelblichbraune eindringt, die ihrerseits wieder Froststrukturen aufweist. Der liegende Schotter ist teils lose, teils wandsteif, teils verfestigt. Er läßt sich — am Hang des jungpleistozänen Zweigbeckens ausbeißend — über Söhl nach Weng verfolgen. Auch hier wird (in den beiden genannten Kiesgruben) die Verwitterungsrinde bis 2½ m mächtig, und auch der Schotter zeigt die gleiche Ausbildung (speziell hinsichtlich der Verfestigung). Der Anteil an kristallinen Geröllen beträgt 1—4 %, im Durchschnitt 2—3 %; er erscheint nicht hoch, ist aber nicht zu übersehen.

Troll hat diese Vorkommen in seiner Karte (1 : 100 000 des jungdiluvialen Inn-Chiemseegletschers) dem Altdiluvium („Deckenschotter") zugeordnet. Dagegen erheben sich jedoch Bedenken — und zwar schon nach den eigenen Angaben Trolls (1924, S. 111), der den altdiluvialen „Deckenschottern" des Westteiles des Inngletschers die gleiche Eigenschaft zuschreibt wie dem Münchener Deckenschotter", nämlich „den fast völligen Mangel zentralalpiner Gerölle". Das kann man aber von diesen Schottern in keiner Weise sagen. Dem Kristallinanteil zufolge hätte sie Troll (1924, S. 113) der Rißeiszeit zuordnen müssen. Dagegen spricht wiederum die viel zu starke Verwitterungsrinde sowie ihr allgemeiner Zustand, der in jeder Hinsicht von den nächstgelegenen — und in der Tat fast gänzlich kristallinfreien — „Deckenschottern" (etwa von Glonn) abweicht.

Auch für dieses Vorkommen verbleibt als Lösung nur: ein mittelpleistozänes, aber ohne Zweifel prä-rißeiszeitliches Alter.

---

65) So zuerst bei Kraus (1961, S. 53; Bodenverdickung von ½ bis auf 3 m!); dann bei Brunnacker (1962, S. 125/26); dem hat sich schließlich auch Ebers angeschlossen (1963, S. 87: kaffeebraune Verwitterungszone nicht ein anstehender Bodenrest) — entgegen ihrer eigenen, richtigen Beobachtung (1960, S. 67: kaffeebraune, konkordant aus dem Schotter hervorgehende Verwitterungszone).

66) Kraus (1961) schreibt von diesen ebenso nichts wie von jenen in der orangefarbenen Verwitterungsrinde, obwohl sie schon Ebers (1960, S. 70) ihrer Länge wegen eigens erwähnt hatte

67) Daraus will Kraus (1961, S. 53) schließen, daß der Boden nicht „in situ" läge.

68) Gewiß war es diese außerordentliche Mächtigkeit, die zuerst Kraus (1961) und danach Brunnacker (1962) sowie Ebers (1963) veranlaßt hat, sie durch Solifluktion u. ä. zu erklären. Bei der nicht minder mächtigen (nach Länge der Zapfen sogar noch mächtigeren) orangefarbenen Verwitterung war das aber ganz offensichtlich nicht mehr möglich. Um so wichtiger wäre es gewesen, sich mit ihr näher zu befassen; sie wurde aber links (sic!) liegen gelassen.

Zu **h'**): Die orangefarbene Verwitterungsrinde ist keineswegs weniger bedeutend als die kaffeebraune. Letztere ist 1—1½ m, in Trichtern und Zapfen bis über 2 m mächtig[69]). Bei der orangefarbenen beträgt zwar die durchgehende Mächtigkeit (also ohne Zapfen) nur 0,8 bis 1,2 m[70]); das ist aber, wie die scharfe Grenze zum Hangenden zeigt, nicht die ursprüngliche. Auch an der ungewöhnlichen Länge der Verwitterungszapfen (bis 3½ m!) ist das zu erkennen. Entsprechend dem allgemeinen Verhältnis von durchschnittlicher durchgehender Mächtigkeit der Verwitterungsrinde zur Länge der Verwitterungszapfen (etwa bis 1 : 1½) wird man eine ursprünglich durchgehende Mächtigkeit (also ohne Zapfen) von gut 2 m annehmen müssen. Danach dürfte es sich bei der orangefarbenen um die mächtigere und entsprechend ältere Verwitterungsrinde handeln. Das wird bestätigt durch die Erscheinung, daß auch außerhalb der eigentlichen Verwitterungsrinde mehr oder weniger zersetzte Geröllpartien auftreten[71]), und dem entspricht eine fast durchgehende Verfestigung des zugehörigen Schotters (h). Dieser hat zu allem Überfluß noch die aufgeführte ganz andere Geröllzusammensetzung. Bei ihm ist das Verhältnis von Kalk- u. ä. zu Kristallin- und Quarzgeröllen 50 : 48 bis 62 : 37, bei dem mit der kaffeebraunen Verwitterungsrinde 66 : 34 bis 68 : 31. Weiterhin ist bemerkenswert, daß sich ihre beiden Verwitterungsrinden nirgends miteinander berühren, sie bleiben voneinander immer in mindestens 70 m Abstand entfernt.

Ebers, die von den bisherigen Bearbeitern den Hörmatinger Aufschluß noch in seinem besten Zustand gesehen hat, beschreibt die orangefarbene („kreßfarbene") Verwitterungsrinde, geht aber auf sie — außer in der einleitenden Zusammenfassung (= Paudorfer Interstadial) — weiter nicht ein — weder bei ihren „Einzeluntersuchungen" noch bei ihrer „Deutung des Hörmatinger Profiles" (1960, S. 71 ff. bzw. 74 ff.). Auch in ihrer Erwiderung (1963) auf Brunnacker (1962) verteidigt sie gegen dessen Einwände den selbständigen Charakter der orangefarbenen („kreßfarbenen") Verwitterungszone, gibt ihr aber auch hier keine Deutung. Lediglich aus dem Umstand, daß sie unmittelbar unter der letzteiszeitlichen Grundmoränendecke liegt, die kaffeebraune aber noch unter einem Schotterpaket, möchte Ebers — unter Berufung auf „mehrere Autoren" (welche?) — die kaffeebraune für älter ansehen (S. 88).

Nun: Abgesehen davon, daß diese Beobachtung nicht überall zutrifft (siehe meine Schichtenfolge bei 3), ließe sich daraus keine Altersfeststellung treffen. Das „Schotterpaket" von Ebers ist nichts anderes als der „Vorstoßschotter" oder die „Basisfazies" der dazugehörigen hangenden Grundmoräne, also mit ihr gleichen Alters (siehe meine Schichtenfolge bei 1 a und b, sowie 2 a und b).

Kraus (1961, S. 48) legt in seiner Abb. 4 einen Teil der orangefarbenen Verwitterungsrinde unmittelbar über die kaffeebraune („9 = mittelwürminterstadiale Verwitterungsrinde" — d. i. sein „Mittelwürmboden" — über „6 = kaffeebrauner Verwitterungsboden" — d. i. sein „Altwürmboden"). Im Abb.-Text verlautet, daß „der südliche Grubenteil hauptsächlich nach Angabe von Ebers (1960)" gezeichnet sei, da er selbst das „tiefere Grubenprofil nicht so vollständig antreffen" konnte (S. 50). Der entsprechenden Darstellung von Ebers (1960, Abb. 2 und 4) ist aber keine Übereinanderlagerung zu entnehmen. In ihrem Text ist lediglich (in der Zusammenfassung) von einer unteren und oberen Verwitterungsrinde die Rede. Selbst Kraus notiert: „... konnte E. Ebers kürzlich schräg übereinander 2 interstadiale Böden feststellen". Obwohl er das eigens in seinem Text gesperrt bringt, liegen sie aber in seiner Abbildung unmittelbar übereinander! Im Kraus'schen Abb.-Text verlautet vom orangefarbenen Boden: „Auch im S noch etwas fortsetzend"; in seiner Abbildung reicht diese Fortsetzung aber bis zur Mitte der kaffeebraunen Verwitterungsrinde, also fast 120 m weit! Niemals war das in der bisherigen Abbaugeschichte der Hörmatinger Kiesgrube der Fall. Niemals hat der orangefarbene Boden weiter nach O gereicht als

---

69) Nach Ebers (1960, S. 67): 2—3 m mächtig werdend; nach Kraus (1961, S. 53): örtlich bis fast 3 m dick.

70) Nach Ebers (1960, S. 70) „nur 1—1½ m mächtig", aber darüberhinaus „greift sie mit langen Zapfen nach unten". Bei Kraus (1961) fehlt eine diesbezügliche Angabe.

71) Das ist von Brunnacker (1963) richtig beobachtet worden, der im Text (S. 16) von „Anwitterungserscheinungen wie sie in älteren Ablagerungen häufiger vorzukommen pflegen" schreibt und in seiner Abbildung (S. 126) einen „morschen Schotter" einzeichnet. Siehe dazu schon die Anmerkung 29). Wenn im übrigen für Ebers dieser von Brunnacker gebrauchte Ausdruck als „ein in der Quartärgeologie nicht eben üblicher Ausdruck" erscheint, so dünkt er mir zutreffender und verständlicher als manche von ihr benutzten Ausdrücke (siehe dazu Anmerkung 8).

heute und niemals lag ein Teil von ihm ü b e r dem kaffeebraunen. Aber nicht nur in diesem so entscheidenden Punkt ist die KRAUS'sche Darstellung falsch. So schreibt er (S. 50), daß in seiner Abbildung „wenigstens die durchschnittlichen Schichtmächtigkeiten im richtigen Maß-Verhältnis erscheinen". Für die beiden Böden, als die wichtigsten Schichtglieder des Profils, trifft das aber weder nach Mächtigkeit noch Längenerstreckung zu; ebenso nicht für die Höhe: Die kaffeebraune Verwitterung liegt nicht 4—5 m tiefer als die orangefarbene, sondern fast in der gleichen Höhe. Nachdem schon eine (aus Rosenheim, also über 15 km Entfernung herbeigeholte) 22 m lange Feuerwehrleiter zur Verfügung stand, hätte man die tatsächlichen Höhen ohne weiteres ermitteln können.

Kurzum: Auch wenn KRAUS (1961, S. 50) schreibt, daß die Zeichnung von EBERS (1960) auf ihren Wunsch in seiner Abb. 4 ergänzt und ins richtige Maßverhältnis gebracht wurde, so ist die sachlich zutreffende Darstellung die von EBERS (1960).

Daß die Art und Mächtigkeit der Verwitterung keinen allgemeinen Altersmaßstab bilden, bedarf hier keiner Erklärung. Wohl aber kann man sie innerhalb eines bestimmten Gebietes von gleichen geographischen Verhältnissen heranziehen und zusammen mit den anderen Gelände- und Aufschlußbefunden zur Altersbestimmung und Parallelisierung nützen. Dann ergibt sich für die beiden mächtigen fossilen Verwitterungsrinden im Hörmatinger Aufschluß ein mittelpleistozänes Alter — und dabei für die orangefarbene ein höheres als für die kaffeebraune[72]).

Schotter und Moränen mit ähnlich mächtigen Verwitterungsrinden wurden im Gebiete des pleistozänen östlichen Rheingletschers von GRAUL bis 1962 der Alt- und Mittelrißeiszeit zugeordnet. In seiner Arbeit von 1962 hat er dann die altrißeiszeitlichen Ablagerungen in der Mehrzahl zur Günzeiszeit, die mittelrißeiszeitlichen zur Mindeleiszeit gestellt. Bei dieser Umgruppierung (vom Mittel- ins Altpleistozän) ließ er sich vor allem durch die z. T. tief hinabreichende Verwitterung leiten (1962, S. 270).

Wer die von ihm aufgeführten Verwitterungsrinden kennt, dem drängt sich unwillkürlich der Vergleich mit den beiden mächtigen Hörmatinger Böden auf. Auch sie sind älter als nur rißeiszeitlich. Gegen eine Zuordnung ins Altpleistozän (Mindel oder Günz) sprechen jedoch eine Reihe von gewichtigen Gründen. Sie in dieser Arbeit darzulegen, deren Hauptzweck es ist, die Auffassung von einem jungpleistozänen (inner-würmeiszeitlichen) Alter richtig zu stellen, würde zu weit führen.

Bei einem Vergleich mit anderen Bildungen des Mittelpleistozäns im nördlichen Alpenvorland, etwa mit denen im Gebiet des östlichen Rheingletschers, des Iller-Lechgletschers oder des Isar-Loisachgletschers, würde man bis zu einer endgültigen Namensgebung den Schotter mit der orangefarbenen Verwitterungsrinde (h') zur „Altriß-Eiszeit" und den mit der kaffeebraunen (g') zur „Mittelriß-Eiszeit" stellen. Die oberste der seinerzeit beobachteten drei fossilen Verwitterungsrinden (f') würde zu einem Schotter der „Jungriß-Eiszeit" gehören.

Einen Vergleich mit anderen pleistozänen Bildungen unternimmt auch KRAUS (1960, S. 49/50). Aufgrund bodenchemischer Analysen glaubt er nicht nur eine Ähnlichkeit der beiden mächtigen fossilen Böden untereinander „sehr deutlich" erkennen zu können, sondern meint auch, daß — weit darüber hinaus — „dieselbe Größenordnung der Sesquioxyde im HCl-Auszug der Feinerde, derselbe allgemeine Habitus, dieselbe stratigraphische Lage über denselben Altwürmschotter und unter derselben Hauptwürm-Grundmoräne" zu einer Parallelisierung mit dem Murnauer Boden im W und dem von Paudorf im O hinreichen (S. 50). Zu den letzten zwei Punkten („Habitus" und Lage) siehe die vorangegangene Richtigstellung. Hier noch zur bodenchemischen Analyse kurz eine Feststellung.

In der folgenden Tabelle sind die Bodenanalysen der „Inner-Würmböden" von KRAUS zusammengestellt, dazu die von meinen Entnahmen sowie, damit überhaupt ein Vergleich möglich wird, solche von jüngeren und älteren Böden. Letzteres hat KRAUS, obwohl für eine Altersbestimmung am wichtigsten, ganz außer acht gelassen.

72) In der 1968 erschienenen Heidelberger Dissertation von METZGER werden neue Wege der bodenchemischen Analyse beschritten, besonders im Hinblick auf eine (relative) Altersbestimmung. Inwieweit sie praktisch genutzt werden können, wird allerdings erst die zukünftige Erprobung zeigen. Die entsprechende Anwendung bei den beiden mächtigen Hörmatinger Böden hat lediglich ein etwas höheres Alter des orangefarbenen gegenüber dem kaffeebraunen erbracht. Ich meine, daß der Altersunterschied größer ist.

Tabelle 1

Bodenchemische Analysen

Probe:	R_2O_3	Al_2O_3	F_2O_3	CaO	MgO	CO_2
5 „Innerwürmböden" des Murnauer Schotters (KRAUS 1955, S. 88/89)	4.84 — 6.15	2.73 — 3.84	1.66 — 3.13	7.53 — 24.60	4.54 — 11.49	11.31 — 28.46
„kaffeebrauner" Boden von Hörmating (KRAUS 1961, S. 49)	6.05	3.31	2.74	0.24	0.42	0.00
„orangefarbener" (bzw. „kreßfarbener" Boden von Hörmating (KRAUS 1961, S. 49)	7.17	4.06	3.11	0.32	0.53	0.05
„kaffeebrauner" Boden von Hörmating (Probeentnahme durch mich, ebenso bei den folgenden)	12.55	7.46	5.09	0.65	1.19	0.16
„orangefarbener" Boden von Hörmating	7.68	4.36	3.32	0.44	0.67	0.11
rezenter (also postwürmeiszeitlicher) Boden von Hörmating	7.84	3.64	3.84	3.55	3.01	4.44
R/W-interglazialer Boden (von Höllrieglskreuth, im SW Münchens)	8.08	3.84	4.24	11.41	4.18	11.43
altdiluvialer Interglazialboden (vom Klettergarten bei Baierbrunn im SW von München)	6.20	2.61	3.59	4.16	1.98	3.43

Die von mir (1967) entnommenen Hörmatinger Proben befanden sich — wegen des fortgeschrittenen Abbaues — zwar nicht an derselben Stelle wie die von KRAUS, so doch in genau der gleichen Höhenlage und derselben stratigraphischen Situation. Ebenso wurden die Analysen von der gleichen Stelle, der Chemischen Abt. des Bayer. Geol. Landesamtes, durchgeführt.

Worin — zwischen den beiden Hörmatinger Böden, aber auch zu den KRAUS'schen Murnauer „Innerwürmböden" — eine Ähnlichkeit bestehen soll, möge der Leser selbst entscheiden. Auch die weiteren von mir angeführten bodenchemischen Analysen zeigen, daß damit eine Parallelisierung ausgeschlossen ist. Man könnte alles mit jedem verbinden, etwa einen ältestpleistozänen mit einem rezenten holozänen Boden. Damit erübrigt sich jedes weitere Eingehen auf dieses Beweismittel von KRAUS (1961, S. 49/50).

Ergebnisse:

1. Von den in der Grube von Hörmating aufgeschlossenen (oder aufgeschlossen gewesenen) Schichten gehört die Grundmoränendecke (a), die sich über verschiedene, teils gleichalte, teils ältere Schichten legt, dem letzten (oder Haupt-)Vorstoß der Würmeiszeit an (W II, etwa 25 / 15 000 J. v. h.). — Ebenso in die Würmeiszeit fallen die unmittelbar darunter liegenden fluvioglazialen „Vorstoßschotter" (b), sowie die limnoglazialen Seetone (c). Nicht ausgeschlossen wäre, letztere zum ersten, kleineren würmeiszeitlichen Gletschervorstoß zu stellen (W I, etwa 43 / 35 000 J. v. h.).

2. An das Ende des Riß/Würm-Interglazials (oder auch schon in das beginnende Würm-Glazial) gehört die Torfbank (d), deren Alter (nach Radiokarbonmethode) auf 45 300 ± 1000 J. v. h. (bzw. nach darin enthaltenen Holzstücken auf älter als 53 000 J. v. h.) bestimmt worden ist, sowie die Seekreide (e), deren Faunen- und Floreninhalt ein temperiertes, etwas kühleres Klima als heute bezeugt.

3. Aller Wahrscheinlichkeit nach spiegelt eine bis 30 cm mächtige oberste fossile Verwitterungsrinde (f'), die 1957 im Südwestteil der Grube unter der letzteiszeitlichen Grundmoränendecke sichtbar war, das übrige, eigentliche R/W-Interglazial wieder. Der zugehörige Moränenschotter (f) wäre dann in die Rißeiszeit zu stellen.

4. Alle anderen Schichten des Hörmatinger Aufschlusses fallen in das prä-rißeiszeitliche Mittelpleistozän.

5. Dazu gehört die zweite fossile Verwitterungsrinde (g'), die kaffeebraune, die sich im Ostteil der Grube findet, mit 1—1½ m (und in Zapfen bis 2½ m) Mächtigkeit, auf einem Schotter (g) entwickelt, der etwa dem entspräche, was — bis zu einer endgültigen Namensgebung — noch mit „Mittelrißeiszeit" bezeichnet bleiben sollte.

6. Westlich daneben liegt in einem eigenen, gesonderten und älteren Drumlinkern eine dritte fossile Verwitterungsrinde (h'), die orangefarbene, in noch durchgehend 0,8—1,2 m Mächtigkeit erhalten; das ist aber nur der von dem folgenden Gletscherschurf nicht mehr erfaßte Rest. Von der ursprünglichen außerordentlichen Mächtigkeit zeugen die bis 4,8 m hinabreichenden Verwitterungszapfen, in einem Schotter (h) entwickelt, der altersmäßig etwa dem entspricht, was — bis zu einer endgültigen Namensgebung — noch mit „Altrißeiszeit" bezeichnet bleiben sollte.

Abzulehnen ist,

a) die letzteren beiden fossilen Verwitterungsrinden, die mit zu den mächtigsten gehören, die sich im Pleistozän des Alpenvorlandes finden, als „Interstadialböden" der Würmeiszeit zu deuten (EBERS 1960, 1963, 1965; KRAUS 1961),

b) jeder Zusammenhang mit einem „Paudorfer"- oder „Göttweiger"-Interstadial (EBERS 1960, GROSS 1960, KRAUS 1961),

c) eine weder stratigraphisch noch geomorphologisch gesicherte Parallelisierung über weite Entfernungen hinweg — etwa mit dem „Laufenschotter" oder dem „Murnauer Schotter" (EBERS 1960, GROSS 1960, KRAUS 1961),

d) die Annahme eines zeitlich und genetisch zusammengehörigen und geschlossenen „Hörmatinger Seenprofils", also die Vorstellung, daß der in hohem Maße frostgestörte und glazialgestauchte, im großen ganzen warmzeitliche Seekreide/Torf-Komplex eine Sedimentationseinheit mit dem hangenden, in seinen Lagerungsverhältnissen kaum oder gar nicht gestörten kalt- oder eiszeitlichen Seeton bilde (EBERS 1961, 1963),

e) schließlich eine Verbindung der orangefarbenen Verwitterungsrinde mit der kaffeebraunen — also die Auffassung, daß letztere lediglich die hangab gewanderte Solifluktionsmasse der ersteren wäre und daß beide so überaus mächtigen fossilen Verwitterungsrinden in das Riß-Würm-Interglazial gehören (BRUNNACKER 1962).

Schrifttum

BRUNNACKER, K.: Bemerkungen zum Profil Hörmating/Obb. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, 125—128, Öhringen 1962.

EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. — 427 S., Augsburg 1930.

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

— : Kann die begrabene Landoberfläche von Hörmating letztinterglaziales Alter besitzen? — Jb. u. Mitt. Oberrh. Geolog. Ver. N. F. **45**, 87—92, Stuttgart 1963.

— : Die Landschaft um Rosenheim (zus. mit E. KRAUS), dort Abschnitt III/2: Die Kiesgrube von Hörmating, 212—223, Rosenheim 1965.

GRAUL, H.: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. — Pet. Geogr. Mitt., **106**, 253—271, Gotha 1962.

GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C-14-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **9**, 155—187, Öhringen 1958.

— : Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würmeiszeit. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**, 99—106, Öhringen 1960.

HÖFLE, H. Chr.: Ein neues Interstadialvorkommen im Ammergebirgsvorland (Obb.). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 111—115, Öhringen 1969.

KNAUER, J.: Erl. zu Bl. München-West der Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000. — München 1929 und 1931.

KRAUS, E.: Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **6**, 75—95, Öhringen 1955.

— : Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **12**, 43—59, Öhringen 1961.

METZGER, K.: Phys.-Chemische Untersuchungen an fossilen und rezenten Böden im Nordgebiet des alten Rheingletschers. — Heidelb. Geogr. Arb., **19**, 14 Abb., 16 Tab., 99 S., Heidelberg 1968.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — 1199 S., Leipzig 1901/09.

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

SCHAEFER, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. — Abh. Naturwiss. Ver. f. Schwaben u. Neuburg, **2**, 148 S., Augsburg 1940.

— : Die diluviale Erosion und Akkumulation, Untersuchungen über die Talbildung im Alpenvorlande. — Forsch. z. dt. Ldskde., **49**, 154 S., Landshut 1950.

— : Über methodische Fragen der Eiszeitforschung im Alpenvorland. — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, 287—310, Stuttgart 1951.

— : Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — Geolog. Bavar., **18**, 5—9 u. 49—112, München 1953.

TROLL, K.: Der diluviale Inn-Chiemseegletscher, das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers. — Forsch. z. dt. Lds. u. Volkskde., **23**, 1—121, Stuttgart 1924.

Wegen der erheblich höheren Druckkosten war es nicht möglich, Buntbilder von den mächtigen mittelpleistozänen Verwitterungsrinden mit ihren eindrucksvollen Verwitterungszapfen beizulegen. Den von meinen Ausführungen betroffenen Autoren werde ich aber Buntfotos zusenden, ebenso jenen an dieser Frage interessierten Lesern, die dies eigens wünschen.

Manuskr. eingeg. 29. 5. 1968.

Anschrift des Verf.: Ingo Schaefer, Dr. rer. nat., Prof., 8032 Gräfelfing bei München, Maria-Eich-Straße 120.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 196-203	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Development and stagnation of the last Pleistocene icecap in the Yellowstone Lake Basin, Yellowstone National Park, USA[1])

by GERALD M. RICHMOND, Denver, U. S. Geological Survey

With 3 figures

Abstract. In late Pleistocene (Pinedale) time, the last of a series of Pleistocene icecaps developed in the Yellowstone Lake Basin. Initiated by a large glacier that entered the lake basin from the upper valley of the Yellowstone River, the icecap gradually thickened until, at the glacial maximum, it had a maximum thickness of about 925 m, covered about 6,200 km², and comprised about 975 km³ of ice. The cap overrode the basin divides in all directions, including the high crest of the Absaroka Range to the east.

After the maximum, the ice receded and then readvanced before stagnation set in. A sequence of discontinuous kame terraces record the gradual stagnation of the ice from a height of 280 m above the present level of Yellowstone Lake (2,360 m altitude) down to 33 m above the present lake, at which time the icecap was entirely surrounded by water. An ancestral Yellowstone Lake began to form at a height of 180 m above the present lake level northeast of the icecap and opened gradually southwestward into the basin at successively lower levels against the receding ice margin. It became an open body of water 21 m above present lake level about 11,000 years ago when the ice disappeared entirely.

Zusammenfassung. Während des Jungpleistozäns (Pinedale) stieß als letztes Glied einer Serie von Vergletscherungen ein großer Gletscher aus der südlichen Absaroka-Range durch das hochgelegene Tal des Yellowstone River in nordwestlicher Richtung in das Seebecken vor. Während des Maximalstandes nahm der Gletscher 6200 km² ein; seine größte Mächtigkeit betrug etwa 925 m, so daß sich die gesamte Eismasse auf etwa 975 km³ belaufen haben dürfte. Das Eis überschritt den Rand des Beckens in allen Richtungen und gelangte in die benachbarten Täler, auf die angrenzenden Plateaus und Gebirgsränder, die ebenfalls Eiskappen aufwiesen. Eine Verzahnung des Hauptgletschers mit den Lokalgletschern ist an mehreren Stellen nachzuweisen.

Nach dem Maximum des Vorstoßes taute der Gletscher teilweise ab, um später erneut vorzurücken, jedoch nicht bis zum Maximalstand. Der dann einsetzende Abtauprozeß, der in mehreren Phasen erfolgte, ist durch eine Folge von nicht zusammenhängenden Rückzugsbildungen (Kames-Terrassen, See- und Beckenabsätze) zwischen 280 und 33 m über dem jetzigen Seespiegel (2360 m) markiert. In einer Höhe von 180 m begann sich nordöstlich der abtauenden Eismasse zum ersten Mal ein Ur-Yellowstone-See zu bilden, der sich bei ständig sinkendem Wasserspiegel durch den zurückweichenden Eisrand allmählich in südwestlicher Richtung vergrößerte. Vor etwa 11 000 Jahren, als das Eis vollständig verschwand, bildete sich 21 m über dem heutigen Seespiegel zum ersten Mal ein See mit offener Wasserfläche.

Introduction

Yellowstone National Park, located south of the 45° parallel of latitude, mostly in northwestern Wyoming, encompasses a broad volcanic plateau at an altitude of about 2,500 m. To the west, this plateau descends about 700 m to the Snake River Plain. To the north, east and south the plateau is surrounded by mountains (Figure 1) that rise as much as 1,000 m above it. The plateau is made up of lower and middle Pleistocene welded tuffs and rhyolite flows (BOYD 1961, CHRISTIANSEN, OBRADOVICH and BLANK 1968). Structurally, the plateau lies at the intersection of the northeast-trending downwarp of the Snake River Plain — underlain by upper Cenozoic volcanic rocks — with several north- and northwest trending fault block mountains — underlain by Precambrian crystalline rocks and Palezoic and Mesozoic sedimentary rocks. In the eastern part of the Park is the Absaroka Range, made up predominantly of andesitic volcanic sediments and lava flows of Eocene and Oligocene age (PROSTKA 1968).

1) Publication authorized by the Director, U. S. Geological Survey.

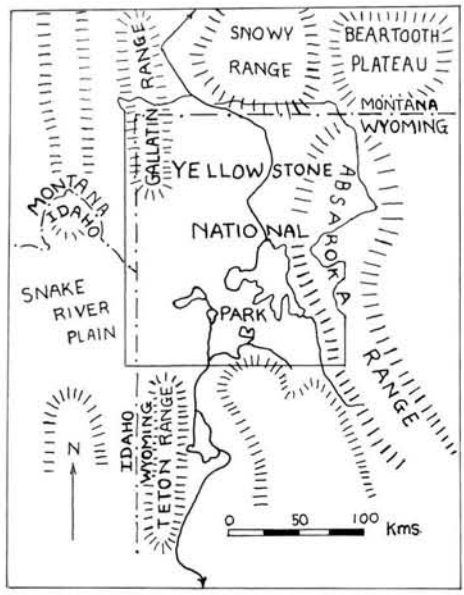


Fig. 1. Index map showing location of Yellowstone National Park and adjacent features mentioned in text.

Yellowstone Lake Basin, in the south-central part of the Park, is bordered on the south and east by the Eocene volcanic rocks of the Absaroka Range, and is irregularly filled to the north and west by Quaternary rhyolite tuffs and flows. The basin contains Yellowstone Lake, one of the largest bodies of water in the western United States. Yellowstone River enters the lake from the south through a broad canyon which heads high in the Absaroka Range to the southeast, and flows northward out of the lake through the famous Grand Canyon of the Yellowstone River, locally 400 m deep.

Older Pleistocene glaciations

Evidence of three early and middle Pleistocene glaciations — from oldest to youngest, the Washakie Point, Cedar Ridge, and Sacagawea Ridge Glaciations — has been found in several ranges of the Rocky Mountains (Richmond 1957, 1965). Their type deposits are in the Wind River Mountains, only 130 km from Yellowstone National Park (Richmond 1962, 1964). These glaciations are considered to be correlative with the Nebraskan, Kansan, and Illinoian Glaciations, respectively, of the U. S. continental interior (Richmond 1957). In Yellowstone Park, deposits of only one of these glaciations, believed to represent the youngest or Sacagawea Ridge Glaciation, have been found. It is possible that the lower and middle Pleistocene rhyolite tuffs and flows may conceal deposits of the earlier glaciations.

In early late Pleistocene time, the Bull Lake Glaciation, of early Wisconsinan age, formed a thicker and more extensive icecap in the Yellowstone Lake basin than that formed during the last or Pinedale Glaciation of late Wisconsinan age, with which this paper is principally concerned. The oldest deposits of the Bull Lake Glaciation rest on a rhyolite flow that has an age of 150,000 years B. P. (Potassium-argon dating by J. D. Obradovich, written commun. 1968). The age of a second advance of this glaciation, as determined from the estimated rate of hydration and thickness of hydration rims along fractures in obsidian pebbles from end moraines, is 80,000 ± 20,000 years (Irving

FRIEDMAN, written commun. 1967). Wood from recessional lake deposits of this glaciation yields a radiocarbon age of >42,000 years B. P. (W-2197) (MEYER RUBIN, written commun. 1968).

Development of the last Pleistocene icecap

About 25,000 years ago, in late Pleistocene time, during the Pinedale Glaciation of late Wisconsinan age, a complex of related icecaps formed in and near Yellowstone National Park: in the Yellowstone Lake Basin itself, in the Wind River Mountains to the south, in the high parts of the Absaroka Range to the southeast, in the Snowy Range and drainage of the Lamar River to the north, on the Beartooth Plateau to the northeast, and on the Pitchstone Plateau in the southwestern part of the Park. Valley glaciers formed in neighboring ranges above 3,000 m in altitude. Late Pleistocene orographic snowline, taken as the median altitude between terminal moraines and the highest points on cirque headwalls in the region, was about 2,500 m.

In the Absaroka Range east of Yellowstone Lake, small glaciers formed in the cirques and began to advance westward down the valleys toward the lake. Southeast of the lake, valley glaciers from the higher part of the Absaroka Range coalesced in the broad deep upper valley of the Yellowstone River to form a single large glacier which flowed into Yellowstone Lake Basin. The lower end of this glacier appears to have served as a nucleus for the development of a selfnourishing icecap that ultimately filled tha lake basin and overflowed its rim. This conclusion is based on several lines of evidence (RICHMOND and PIERCE 1968):

(a) Some tributary valleys east of the lake contain erratics of igneous rock derived from the headwaters of the Yellowstone River.

(b) The lower ridges and valley slopes of the Absaroka Range are not grooved and scoured in a westerly direction as would be expected if valley glaciers had flowed west across them. Rather, they are only slightly modified and are covered by a thin veneer of glacial rubble, mostly locally derived.

(c) The till in many valleys east and south of the lake overlies gravel or lake silt deposits in proglacial lakes dammed by ice in the lake basin and then overridden by it.

(d) Very few erratics from the Absaroka Range occur west of the lake basin, and no erratics from the rhyolitic volcanic plateau west of the basin occur on its eastern slopes.

(e) Fragments of silicified lake silt and sand of Bull Lake age, derived from deposits beneath Pinedale Till along the north shore of the lake, are abundant in Pinedale Till to the north.

Gradually the ice in the lake basin thickened and when the upper valley of the Yellowstone River had been filled to a depth of nearly 800 m the ice overflowed westward across the Two Ocean Plateau (Figure 2). Here it scoured small lake basins elongate parallel to the direction of ice movement, rounded off the crests of cirques marginal to the plateau, and deposited a thin glacial rubble containing erratics of basalt, derived from the Absaroka Range to the east, on the plateau surface. West of the Two Ocean Plateau the ice flowed south into the drainage of the Snake River, where it was 300 to 325 m thick and its erosive effects, in the form of streaming, grooving, and molding of the landscape, are very marked.

Along the east side of Yellowstone Lake, the icecap ultimately attained a thickness of about 925 m and overflowed eastward across the crest of the Absaroka Range. Many summits were shaped by the ice into large roches moutonées oriented to east, and the normally sharp crests of cirque headwalls were rounded by the eastward overriding ice. A few erratics of rhyolite tuff, from the lower west slopes of the range, occur on and east of the crest.

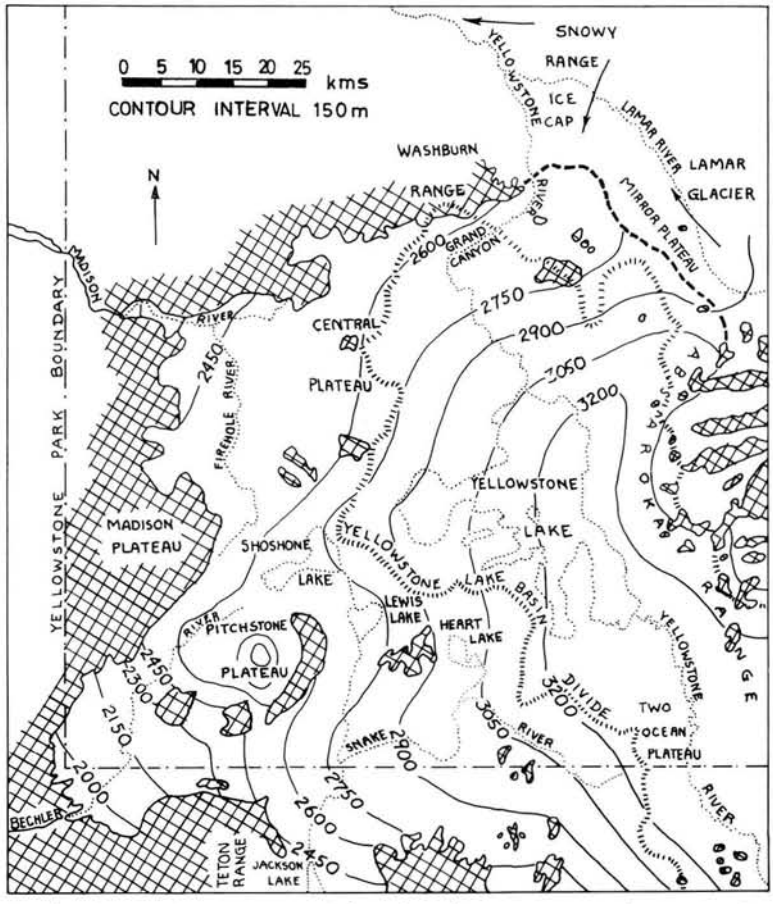


Fig. 2. Map showing maximum extent, inferred surface contours and areas projecting above surface of last Pleistocene ice cap in the Yellowstone Lake Basin.

Northeast of the lake basin, about 6 to 8 km north of the basin rim, the icecap came in contact with the Lamar Glacier (Figure 2). From here the boundary of the icecap extended northwestward, across the Grand Canyon of the Yellowstone River, and along the south flank of the Washburn Range. In these areas the ice was about 150 m thick.

West of the lake basin, the ice overflowed the crest of the Central Plateau, where it probably was only about 100 m thick, crossed the geyser basins along the Firehole River to the west and overlapped the margin of the Madison Plateau.

Southwest of the lake basin, the ice overflowed the drainage divide and filled the basins of Shoshone and Lewis Lakes to a depth of about 300 m. From Shoshone Lake the ice extended southwest across the saddle separating the Pitchstone and Madison Plateaus and down the drainage of the Bechler River, where it was considerably augmented by ice from a local cap on the Pitchstone Plateau. From Lewis Lake, the ice flowed south and joined a larger mass which extended southwest from the Yellowstone Lake basin across high mountains in the south-central part of the Park and down the drainage of the Snake River. Spectacular glacial grooves occur on several of the summit ridges. In deep valleys separating the high mountains the ice was over 520 m thick, but in the valley of the Snake River at the Park boundary, it was only about 300 m thick. Part of this ice flowed south

and joined glaciers from the Teton Range to form a large piedmont glacier in the basin of Jackson Lake; another part flowed west, along the south side of the Pitchstone Plateau, to join the tongue flowing around the north side of the plateau and terminate in a broad irregular arc just southwest of the Park. This ice was also considerably augmented by ice from the local cap on the Pitchstone Plateau.

At the glacial maximum, the Yellowstone Lake Basin icecap covered an area of about 6,200 km^2 (Figure 2) and comprised about 975 km^3 of ice. Areas projecting above the ice include peaks above 3,000 m along the crest of the Absaroka Range and several summits between 2,500 and 3,000 m in the southern part of the Park and south of the Park boundary. Some highlands at about 2,700 m in the northern and western parts of the cap also projected above the ice.

Stagnation of the Pinedale icecap

Following the Pinedale glacial maximum, there began a complex history of downwasting, readvance, and final stagnation of the icecap (Richmond 1968a). At first, the thin western part of the cap downwasted and, as uplands were increasingly exposed, the ice separated into several stagnant masses around which extensive ice-contact fluvioglacial sand and gravel was deposited. At this time, the active ice front was at least 5 to 25 km from its former maximum position. This early recession was followed by a series of minor advances during which discontinuous end moraines, outwash gravel plains, and thick embankments of hummocky till were deposited. The maximum extent of these secondary readvances is shown in part in Figure 3. To the north, the ice was still in contact with the Lamar Glacier; to the northwest it terminated irregularly along the crest of the Central Plateau; to the southwest, it lay in the drainage of the Bechler River about 10 km from its former stand. To the south, it was still in contact with piedmont ice from the Teton Range in the basin of Jackson Lake.

Subsequent downwasting and stagnation of the cap, though continuous, may be divided into four phases on the basis of the altitudes of drainage outlets leading away from the ice, and the altitude and character of ice-marginal fluvioglacial deposits. For convenience, altitudes are expressed in terms of height above the present elevation of Yellowstone Lake (2,360 m). Features associated with each phase are shown on Figure 3.

Phase 1. — As the cap downwasted from its secondary advance, uplands increasingly projected through the ice and the Yellowstone Lake Basin divide (Figure 3) began to be exposed. Emergence of the high Two Ocean Plateau caused stagnation of ice to the southwest. Icemarginal fluvioglacial deposits in passes leading across the plateau show that meltwaters from thick active ice in the upper valley of the Yellowstone River flowed west through them onto stagnant ice. These passes, which range in altitude from 570 m to 400 m above present Yellowstone Lake, probably served as outlets for only a short time.

Phase 2. — After the ice had wasted below the level of the high passes across the Two Ocean Plateau most of the drainage was probably on the ice itself until lower sectors of the Yellowstone Lake Basin divide became exposed and the icecap was largely confined to the basin itself. Drainage outlets across the divide became numerous and ice-contact fluvioglacial deposits formed extensively on the upper slopes of the basin. To the east, valley glaciers in the Absaroka Range separated from the cap and fluvioglacial deposits formed in the intervening valley sectors against stagnant ice downstream (Fig. 3). The highest of these deposits are from 280 m to 190 m above present Yellowstone Lake, and meltwaters flowed east through the lowest pass across the range (Figure 3). Northeast of the lake basin, meltwaters drained north onto the Lamar Glacier through passes 260 m, 217 m, and 180 m above present lake level. Extensive kame terrace deposits formed

in valley re-entrants, and laminated silts were deposited in an icemarginal lake, ancestral to Yellowstone Lake, that drained north through the pass 180 m above present lake level. The area of the Grand Canyon of the Yellowstone River was still covered with ice. West of the lake basin, ice-contact deposits along the lake basin divide lead west through outlets ranging from 225 m to 140 m above present lake level. One outlet leads southwest to kame terraces and lacustrine deposits formed against stagnant ice in the basins of Shoshone and Lewis Lakes. Along the divide south of Yellowstone Lake, a broad high kame 225 m above the present lake level marks an ice-enclosed drainage leading south across the divide onto stagnant ice in the basin of Heart Lake and the valley of the Snake River. In the upper valley of the Yellowstone River, kame terraces were formed along

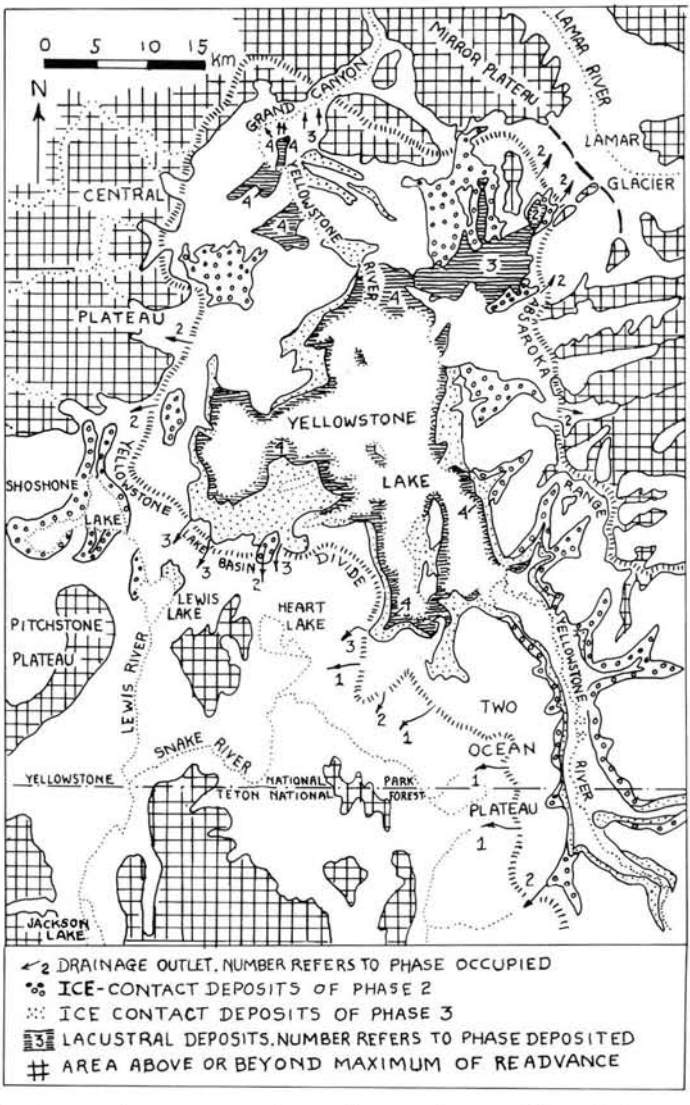


Fig. 3. Map showing maximum extent of secondary readvance of last Pleistocene icecap, and deposits and drainage outlets of its stagnation phases.

the valley walls and in tributary re-entrants below an upper limit of 190 m above present Yellowstone Lake. Meltwaters drained west through the pass south of Two Ocean Plateau (Figure 3) until the ice wasted below this threshold, 115 m above present lake level.

Phase 3. — Further downwasting of the ice caused successively lower kame terraces to be deposited around the now totally stagnant ice mass in the basin. Drainage to the east, west, and onto the Lamar Glacier to the north had ceased. The last drainage across the divide to the south into the basin of Heart Lake was 76 m and the last into the basin of Lewis Lake was 67 m above present Yellowstone Lake. The oldest meltwater channel leading into the Grand Canyon of the Yellowstone River, which probably was still filled with ice, was 82 m above present Yellowstone Lake. Ancestral Yellowstone Lake continued to enlarge southwestward at gradually lower levels against the shrinking ice mass. Thick deposits of laminated silt between 115 m and 33 m above present lake level outline the extent of the lake during this phase. Similar deposits between 75 m and 33 m above present lake level occur in valley re-entrants along the east side of the lake basin. The absence of similar lacustral deposits on the west side of the basin suggests that the ice lingered against that slope in the shelter of the Central Plateau.

Phase 4. — The beginning of phase 4 is marked by a prominent terrace, 33 m above present lake level that extends essentially around the entire lake basin. An ice-marginal meltwater channel leads into the Grand Canyon (Figure 3) at the same height. This terrace shows that the remnant ice mass was entirely surrounded by at least a narrow band of water at this level. Similar but discontinuous terraces occur at 28 m and 24 m above present lake level. These terraces are locally kame terraces, made up of poorly sorted sand and silt, commonly covered by bouldery slumped till or solifluction debris and locally characterized by dead ice depressions. Elsewhere they are capped by beach deposits or lacustral silt formed in ice-marginal lakes. In a few places they are cut on rock.

In contrast are the characteristics of a widespread terrace about 21 m above present lake level that marks the end of phase 4. Its deposits (Figure 3) are commonly well-sorted sand and gravel. In places, these deposits are thin, are characterized by typical beach crossbedding, and rest on a bench cut into older fluvioglacial or lacustral deposits, or rock. Elsewhere, they form large spits and bars, characterized by steeply dipping foreset bedding, that could only have formed in a large body of open water subject to prevailing westerly winds and strong longshore currents. Although small dead ice depressions occur in deposits of this terrace at the south end of the lake, the development of the terrace on islands in the lake and the widespread distribution of the spits and bars clearly show that the icecap no longer existed. Final disappearance of the ice is believed to have been between 10,000 and 12,000 years ago.

If the Pleistocene ended about 11,000 years ago, the final disappearance of the icecap from the Yellowstone Lake Basin and the complete opening of Yellowstone Lake at a level 21 m higher than at present probably coincided with the beginning of Holocene time. The lake at the 21 m level may have been dammed at first by ice contact deposits and stagnant ice remnants in the valley of the Yellowstone River north of the lake. Subsequent lowering of the lake and the development of lower lake terraces at 14, 10, 8, 5 and 1.5 m above its present lavel have been controlled by erosion of hard lake silts of Bull Lake age at the outlet.

Holocene glaciation has been confined to cirques and valleys in the higher mountains, mainly east of the lake. Three groups of advances are recorded (Richmond 1968b). Moraines of the oldest advances (currently classified as late Pinedale) between 9,000 and 7,500 years ago reach an average lower altitude of about 2,600 m. Those of the next youngest group of advances (Temple Lake Stade of Neoglaciation), about 3,700 to 950

years ago, reach an average lower limit of about 2,875 m, and those of the youngest group of advances (Gannett Peak Stade of Neoglaciation), about 400 years ago to the present, reach an average lower limit of about 2,975 m.

References

Boyd, F. R.: Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. — Geol. Soc. Amer. Bull., **72**, 387—426, 1961.

Christiansen, R. L., Obradovich, J. D., and Blank, H. R., Jr.: Late Cenozoic volcanic stratigraphy of the Yellowstone Park region — a preliminary report (Abstract). — Geol. Soc. Amer., Rocky Mtn. Section, Program, 21st Ann. Mtg., 29—30, 1968.

Prostka, H. J.: Facies of Eocene volcanics in northeastern Yellowstone National Park and their relations to eruptive centers (Abstract). — Geol. Soc. Amer., Rocky Mtn. Section, Program, 21st Ann. Mtg., 62—63, 1968.

Richmond, G. M.: Three pre-Wisconsin glacial stages in the Rocky Mountain region. — Geol. Soc. Amer. Bull., **68**, 239—262, 1957.

— : Three pre-Bull Lake tills in the Wind River Mountains, Wyoming. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-D, D132—D136, 1962.

— : Three pre-Bull Lake tills in the Wind River Mountains, Wyoming-a reinterpretation. — U. S. Geol. Survey Prof. Paper 501-D, D104—D109, 1964.

— : Glaciation of the Rocky Mountains, in The Quaternary of the United States, H. E. Wright and D. G. Frey, editiors, Princeton Univ. Press, 217—230, 1965.

— : Stagnation of the Pinedale icecap in the Yellowstone Lake Basin, Wyoming (Abstract). — Geol. Soc. Amer., Rocky Mtn. Section, Program, 21st Ann. Mtg., p. 65, 1968 [1968a].

— : Late Pinedale and Neoglacial Glaciation in the Absaroka Range, east of Yellowstone Lake, Wyoming (Abstract). — Geol. Soc. Amer., Rocky Mtn. Section, Program, 21st Ann. Mtg., 65—66, 1968 [1968b].

Richmond, G. M., and Pierce, K. L.: Late Pleistocene center of ice-accumulation over Yellowstone Lake area. In: Abstracts for 1967, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper **115**, p. 441, 1968.

Manuscript came in 2. 10. 1969.

Address of the author: Dr. G. M. Richmond, U. S. Geological Survey, Denver, Colorado 80225.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 204-231	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell

Von H. Flohn, Bonn

Mit 8 Abbildungen

Zusammenfassung. Auf der Grundlage der jüngsten Fortschritte in vielen Zweigen der Geophysik — Glaziologie, Meteorologie, Ozeanographie, Paläomagnetismus und Tektonophysik — wird ein synthetisches, rein geophysikalisches Modell der Klimaentwicklung im Tertiär und Pleistozän (mit Ausblicken auf das Permokarbon) entwickelt. Hierbei wird besonderes Gewicht auf die Abschätzung des Wärmehaushaltes der Ozeane gelegt; extraterrestrische Faktoren liefern höchstens einen sekundären Beitrag. Als Unterlage für eine weitere Diskussion wird eine knappe Zusammenstellung der wesentlichen Gesichtspunkte in Form von 10 Sätzen (Kapitel 6) gegeben.

Abstract. Based on recent advances in many geophysical sciences — glaciology, meteorology, oceanography, paleomagnetics, tectonophysics — a synthetic geophysical Ice Age model is derived as a base for further discussion. Special attention is devoted to the heat budget of oceans.

The principal features of this model can be summarized as follows:

1) The primary prerequisite of the Pleistocene and Permo-Carboniferous glaciations is the drift of an isolated continental fragment — Antarctica in the Tertiary Era, Gondwanaland in Devon — into a circum-polar position. Two processes were involved in this drift in the Tertiary Era: a) convective currents in the earth's mantle (spreading of the ocean floor), and b) wandering of the earth's rotational axis relative to its mantle. The direction and speed of both these processes are ascertained from paleo-magnetic and (or) astronomical data to be a few cm/a.

2) Winter snow then builds up on the continent in the vicinity of the pole. Melting of this snow may lead to cooling by 1° C of an oceanic bottom water layer 1,000 meters thick in a period of 10^5—10^6a. As a result of mixing processes this cooling affects all oceans — with a minimum effect in the surface layer in the tropical zone. This explains the simultaneous gradual cooling of the high latitudes and nearly constant temperature of the tropics during the Tertiary Era.

3) After the sea temperature has sunken to a bit over 0° C, which happens at the latest in the Pliocene Era, a more or less stationary glaciation of the "warm" (mountain) type accumulates on Antarctica. Because of increasing cooling about the end of the Pliocene Era, this glaciation changes into the "cold" type. It has then a positive mass balance and causes an eustatic sinking of the sea level. Glaciers in the polar mountains of the northern continental areas also form.

4) As soon as the antarctic ice cap reaches the critical thickness at which increasing pressure causes melting on the lower surface, surges (in the sense of A. T. Wilsons theory) begin. These (gradual) surges cause: a) the formation of large ice shelves on the edges of Antarctica to about 55° S lat. and b) a rise in the sea level of 20 to 30 m. An increase of surface albedo leads to a global cooling of about 5° C, the formation of ice-sheets in areas of the northern continents, and a sinking of the sea level (max. ca. —145 m).

5) After the onset of pressure release, the antarctic ice cap stabilizes at a lesser thickness. The shelf ice gradually disintegrates because of lack of supply.

6) The cooling of the water and air currents from both north and south leads to an advective lowering of the ocean temperature of about 5 to 6° C in the tropics, to a reduction in evaporation of about 30%, and, under stationary conditions, to a global arid phase at the height of the glacial period.

7) In this arid phase, all ice caps slow their rate of growth. Loess dust covers the ice caps of the northern continents (excluding Greenland and Antarctica) and increases summer melting. The transition to disintegration, with the accompanying eustatic sea level rise, begins.

8) The quasi-periodical events under 4)—7) have, together, a periodicity of about 30.000 to 50.000 a. Long-periodic changes of the earth's orbit may, but do not necessarily, contribute to this cycle.

9) The much greater glaciation of the Atlantic sector of the northern continents is interpreted primarily as a result of the effect of the antarctic shelf ice surges which reach farther into the South Atlantic, and secondarily as a result of the formation of a land bridge in the Bering Sea which hinders mass and heat exchange between the Pacific and Arctic Oceans.

10) The apparent lack of similar quasi-periodic events in the Permo-Carboniferous Era might be interpreted as an effect of the great size of the Gondwana Continent which does not allow the building of shelf ice.

This model is, as far as we can see, in no way contradictory to either the observed facts or the complicated physical inter-relations involved which appears as an advantage over many "extraterrestrial" Ice Age theories. It needs neither a change of the solar constant, nor, necessarily, an influence of a changing orbit of the earth; neither a change in gravitation nor, with the exception of the temperature-dependent constituent of water-vapor, a change in the composition of the earth's atmosphere.

1. Allgemeine Voraussetzungen

Der Komplex der pleistozänen Klimaschwankungen, mit einem mindestens achtmaligen Wechsel zwischen Kaltzeiten und Warmzeiten mit einer quasiperiodischen Zeitskala von 40—50 000 a (= Jahre), hat in den letzten Jahren über die bisher beteiligten Disziplinen der Erdgeschichte (und ihrer Anwendungen in Archäologie und Vorgeschichte) hinaus wachsendes Interesse im Rahmen der exakten Naturwissenschaften gefunden. Geophysiker, Meteorologen und Astrophysiker, aber auch Physiker und Chemiker werden in wachsendem Ausmaß von den Möglichkeiten angezogen, die sich aus der Entwicklung ihrer eigenen Fächer zur Lösung dieses vielschichtigen Haupt-Problems der Paläoklimatologie anbieten. Das hier zur Diskussion gestellte Modell berücksichtigt — soweit dem Einzelnen noch überschaubar — diese neuesten Entwicklungen zu dem Versuch einer Synthese. Es geht aus von empirischen Befunden — wobei allerdings eine Reihe von ungelösten Problemen der Zeitfolge und Datierung notwendig offen gelassen werden müssen — und versucht, aus zahlreichen Ergebnissen der neueren Geophysik (Glaziologie, Meteorologie, Ozeanographie, Tektonophysik und Erdmagnetismus), in Umrissen ein widerspruchsfreies und konsistentes Gesamtbild zu skizzieren. Die geophysikalischen Voraussetzungen hat auch schon FAIRBRIDGE (1961, 1967) erörtert; als entscheidende Ergänzung steht hier die Diskussion des Wärmehaushaltes im Vordergrund.

Im Gegensatz zu den meisten bisherigen Versuchen sollen extraterrestrische Hypothesen nicht mitberücksichtigt werden. Dies gilt zunächst für die vieldiskutierte Rolle der Erdbahnelemente nach MILANKOWITCH (1938), bzw. in revidierter Form nach VAN WOERKOM (1953), sowie für die Tropenzone (BERNARD 1962). Trotz aller — vom Verfasser bisher geteilten (1959) — Einwände (SCHWARZBACH 1961) darf man diesen Effekt nicht a priori ausschließen. Doch zeigt eine quantitative Diskussion, daß nur in hohen Breiten die Variation der Schiefe der Ekliptik einen wirksamen Beitrag zum Strahlungshaushalt liefert (vgl. hierzu SHAW & DONN 1968). Die zeitliche Übereinstimmung dieser Periode (von rund 40 000 a) mit den beobachteten Klimaschwankungen des mittleren und jüngeren Pleistozäns (EMILIANI 1955, 1957, 1961, 1966 u. BROECKER 1966, 1968) ist ein ernsthaftes und nicht ohne weiteres widerlegbares Argument. Unser Modell benötigt diesen Effekt zwar nicht, schließt aber andererseits eine unterstützende Rolle nicht aus.

Die astrophysikalischen Hypothesen — genannt sei nur die Variabilität der Sonne entweder im (energiereichsten) sichtbaren Spektralbereich (ÖPIK 1965) oder im kurzwelligen Ultraviolett (FLOHN 1952) — sollen hier bewußt vernachlässigt werden. Sie sind zunächst heute (noch) unbeweisbar; vieles spricht dafür, daß die Zeitskala (ÖPIK 1965 u. MITCHELL jr. 1965) wirksamer Prozesse astrophysikalischer Natur mindestens bei 10^6—10^7 a liegt, so daß die zeitliche Untergliederung des Pleistozäns (mit ihrer Zeitskala von 10^4—10^5 a) nicht auf diese langsameren Vorgänge zurückgeführt werden kann. Ähnliches gilt erst recht für die höchst interessante Hypothese von DIRAC-JORDAN (1966) einer sehr langsamen Abnahme der Gravitationskonstanten, deren Zeitskala (10^9—10^{10} a) noch wesentlich größer ist; auf ihre mögliche geophysikalisch-paläoklimatische Rolle soll bei anderer Gelegenheit eingegangen werden.

Unser Modell schließt diese Vorgänge nicht prinzipiell aus, läßt sie aber unberücksichtigt, da die Größenordnung der von ihnen verursachten Änderungen — etwa der „Solarkonstanten" S_o — offenbar zu gering ist, um die relativ kurzperiodischen Vorgänge innerhalb des Pleistozäns zu erklären. Darüber hinaus soll unser Modell zeigen, daß auch

rein terrestrische, also geophysikalische Vorgänge eine ausreichende, quantitative Interpretation der beobachteten Befunde liefern können; hierauf hat auch HOINKES (1968) vor kurzem hingewiesen. Besonderes Gewicht soll dabei auf die Diskussion des Wärmehaushaltes der Atmosphäre und der Ozeane gelegt werden. Die Anomalien der atmosphärischen Zirkulation lassen sich für eine Eiszeit leicht vorstellen, wenn man sich die fundamentale Rolle der temporären Grenze zwischen Schnee und Eis einerseits, offenem Land und Meer andererseits im Hinblick auf Albedo, Wärmehaushalt und Luftmassenverteilung klar macht.

Unser Modell ist nicht mathematischer Natur; es soll jedoch die physikalischen Parameter eines speziellen paläoklimatischen Modells diskutieren, dessen mathematische Formulierung im Sinne einer theoretischen Klimatologie heute möglich und sinnvoll ist. Hierbei wird man zweckmäßig in mehreren Schritten vorgehen und zuerst Teilprobleme an mehr oder minder vereinfachten Modellen behandeln. Eine solche Entwicklung ist bereits an verschiedenen Orten (Princeton N. J., Leningrad, Tokyo) im Gange, und die Arbeiten von MANABE und Mitarbeitern (1964, 1967) haben für wesentliche Teile des Paläoklima-Problems bereits eine quantitativ befriedigende Lösung gegeben.

2. Empirische Grundlagen

Versucht man, die für unsere Fragestellung wesentlichen Beobachtungstatsachen aus der Fülle der geologischen Literatur (einschließlich aller Nachbarwissenschaften) herauszufiltern, so ist es notwendig, alle strittigen Fragen auszuklammern und sich auf die Grundtatsachen zu beschränken, die als gesichert angesehen werden. Hierbei stehen im Vordergrund die Monographieen von v. KLEBELSBERG (1948/49), WOLDSTEDT (1954—1966), FLINT (1957) und FRENZEL (1967); hinzu kommt die Darstellung der gesamten Paläoklimatologie durch SCHWARZBACH (1961). Es ist in diesem Rahmen unmöglich, alle neueren Einzelarbeiten einzeln aufzuführen.

a) Abgesehen von der pleistozänen Vereisung (Dauer insgesamt bisher ~3 Ma oder Megajahre; 1 Ma = 10^6 a) und der permokarbonen Vereisung (insgesamt ~30 Ma) ist das Klima der voll überschaubaren geologischen Vergangenheit seit dem Beginn des Paläozoikums (Unterkambrium vor rund 550 Ma) zu etwa 90% in beiden Polarregionen eisfrei gewesen. Damit ist also der Normalzustand der Erdoberfläche eisfrei oder „akryogen" — um einen von KERNER-MARILAUN (1930) eingeführten Begriff zu gebrauchen. Da auch vorher im Eokambrium (vor rund 600 Ma) und in verschiedenen Zeitabschnitten des Präkambriums bis zurück zu etwa 2 000 Ma mehr oder minder überzeugende Eiszeitspuren gefunden worden sind, ist offenbar die zweite Hälfte der Erdgeschichte — ohne Zweifel die letzten 10—12% — durch den Wechsel zwischen langen akryogenen und relativ kurzen kryogenen Zeitabschnitten bezeichnet. Die charakteristische Zeitskala der Warmzeiten liegt bei 10^8 a (Mesozoikum-Alttertiär mindestens 180 Ma), die der kryogenen Perioden dagegen bei 10^7 a.

b) Im Laufe des Tertiärs kam es in mittleren und höheren Breiten — jedenfalls der Nordhalbkugel — zu einer erst sehr geringen, dann — etwa ab Untermiozän, d. h. vor rund 30 Ma — stärkeren Abkühlung bis zu der Grenze Pliozän/Pleistozän (Abb. 1). Erst von da ab setzen auf den Nordkontinenten die großen Vereisungen und die mit ihnen gekoppelten eustatischen Meeresspiegelschwankungen mit der Zeitskala 10^4—10^5 a ein. Diese Abkühlung betraf jedoch nicht (oder nur schwach) die Tropenzone, wo die Oberflächentemperaturen bei 27—28° C verblieben. Für die Polargebiete ergibt sich im Alttertiär eine charakteristische Temperatur von +8—10°, wenn man die Richtung der ozeanischen Tiefen-Zirkulation mit der heutigen gleichsetzt (FLOHN 1964) und die Temperatur des tropischen Bodenwassers (EMILIANI 1955, 1957, 1961, 1966) mit der des polaren Oberflächenwassers identifiziert. Damals standen also einer bis etwa 50° Breite reichenden, tropisch-warmen Zone zwei Polarkalotten mit gemäßigtem Klima gegenüber.

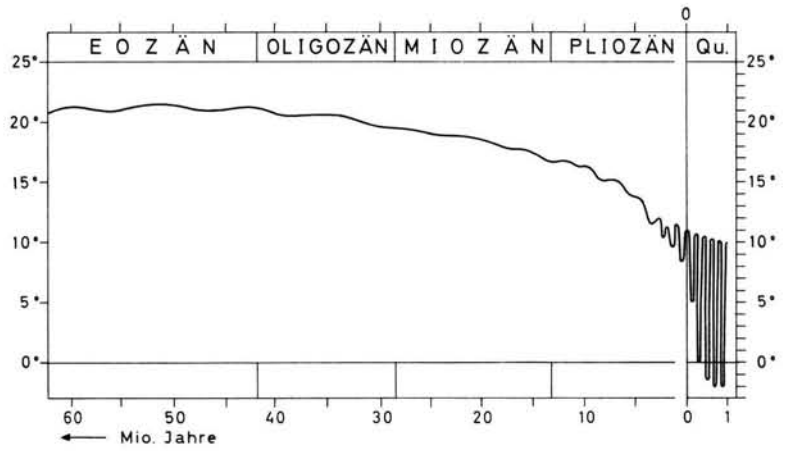


Abb. 1. Abkühlung im Tertiär und Pleistozän (nach WOLDSTEDT).

c) Im Laufe des Pliozäns bildeten sich (vor 2.5—3 Ma) im Bereich von Island, in der Sierra Nevada Kaliforniens und in der Antarktis Gebirgsgletscher; um die gleiche Zeit taucht eisverdriftetes Material in den Bohrkernen der südlichen Ozeane auf (HAYS & OPDYKE 1967). In der Antarktis könnte schon vor rund 5 Ma (HOINKES 1968) ein echtes Inlandeis geringer Mächtigkeit existiert haben; hieraus ergibt sich (mit allem Vorbehalt) die Möglichkeit, daß die ersten Gebirgsgletscher in der Antarktika bereits im Altpliozän oder noch früher auftraten.

d) Im Pleistozän kommt es zunächst zur Bildung eines ausgedehnten Inlandeises auf der Antarktis, dessen Dicke zu einem unbekannten Zeitpunkt noch etwa 300 m größer war als heute. Auf den großen Kontinenten der Nordhalbkugel bildeten sich mehrfach — mindestens 6—8 mal — große Eisschilde von ähnlichem Umfange aus; ihre Bildungszeit läßt sich aus Überlegungen zum Massenhaushalt der Größenordnung nach zu rund 20 000 a abschätzen. Ihr Abschmelzen geht etwas rascher vor sich; für die jüngste Eiszeit (Würm bzw. Wisconsin) steht hierfür nur ein Zeitraum von höchstens 13—15 000 a zur Verfügung, da zur postglazialen Wärmezeit (vor rund 6000 a) die Inlandeise verschwunden und die Gebirgsgletscher weiter zurückgewichen waren als heute. Antiparallel zu Bildung und Abbau dieser Eisspeicher auf dem Festland vollzog sich Absinken (maximal auf —145 m) und Wiederanstieg des Meeresspiegels, so daß bis 3.7 % des Wasservorrats der Erde in Form von Eis festgelegt war. In den Warmzeiten stieg der Meeresspiegel um mindestens 15—30 m gegenüber dem heutigen Niveau an; in verschiedenen Gebieten gibt es Anzeichen für verbreitete Meeresstände bis +75—80 m, lokal sogar bis +400 m und noch höher. Da tektonische Hebungen schwer auszuschließen sind und viele dieser Befunde (Mittelmeer, Westküste Südamerikas) in tektonisch unruhigen Räumen liegen, erscheinen weltweite glazialeustatische Meeresspiegel-Schwankungen (FAIRBRIDGE 1961, 1967, WOLDSTEDT 1966, FLINT 1957) oberhalb eines Niveaus +30 m offenbar doch noch nicht als völlig gesichert, so daß wir hier von ihrer Diskussion absehen wollen.

e) Dieser in geologischer Sicht kurzperiodische Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten im Pleistozän mit einer Zeitskala von 10^4—10^5 a erfaßte die gesamte Erde außer der Antarktis jeweils gleichzeitig. Dies ist für die jüngste Eiszeit gegen jeden Zweifel gesichert und damit ein eindeutiges Indiz gegen eine primäre Rolle der Erdbahnelemente — diese fordern zwar nicht Gegenläufigkeit der beiden Hemisphären, jedoch einen Zeitunterschied von mindestens 10—11 000 a. Vielfach wird betont, daß es sich hierbei um relativ kurzfristige Umschaltungen zwischen zwei extremen Zuständen handle

(Flip-Flop-Mechanismus, Vacillation); demgegenüber muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß schon aus Massenhaushaltsgründen für den Auf- und Abbau der nordhemisphärischen Eiskalotten Zeiträume von (mindestens) jeweils 15 000 a notwendig sind. Ob das grönländische Inlandeis (Fläche $1.7 \cdot 10^6$ km²) die Warmzeiten überdauert hat, ist bisher offenbar noch nicht gesichert. Für die Antarktis (Fläche $13 \cdot 10^6$ km², mittlere Mächtigkeit über 2000 m) kann dieses Überdauern als sicher gelten, zumal Advektion wärmerer Luftmassen zunächst einmal die Akkumulation steigert und der Massenverlust bei den sehr tiefen Temperaturen nicht auf Schmelzen, sondern hauptsächlich auf Abbruch von Eisbergen und Schneefegen zurückzuführen ist. Die Frage nach der genauen Zeitskala muß unter Hinweis auf die miteinander unvereinbaren Auffassungen von EMILIANI (1955, 1957, 1961, 1966), FRECHEN und LIPPOLT (1965) einerseits, sowie ERICSSON und WOLLIN (1964, 1968) andererseits offen bleiben.

f) Die regionale Anordnung der nordhemisphärischen kontinentalen Eisschilde entspricht — jedenfalls für die jüngste Vereisung — nicht den klimatologischen Erwartungen. Nach diesen müßten wir den Beginn der Vereisung bei einer allgemeinen Abkühlung in den heute schon stark vergletscherten Hochgebirgen von Skandinavien, Alaska und den kanadischen Rockies sowie des Karakorum erwarten, in deren Nähe dann

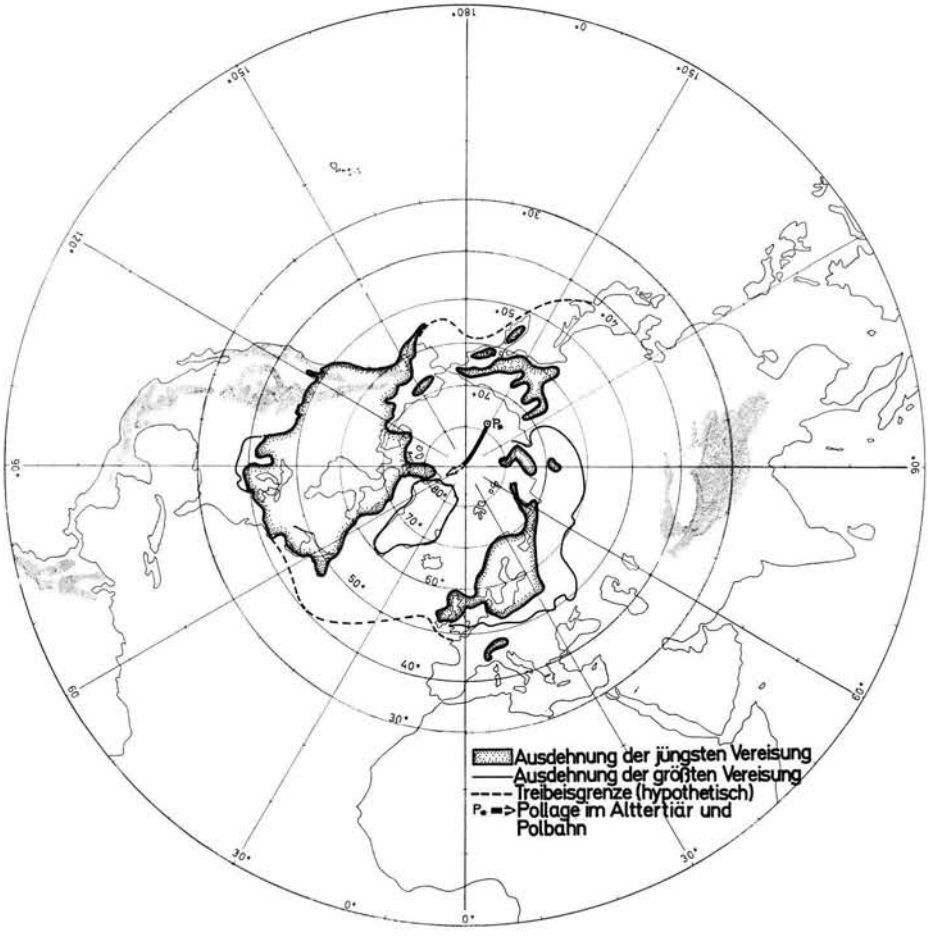


Abb. 2. Vereisung auf der Nordhalbkugel, Treibeisgrenze und Polwanderung.

auch die Eiszentren gelegen haben müßten. Das gilt aber nur für Skandinavien: die Bildung des größeren nordamerikanischen Inlandeises (Fläche $15 \cdot 10^6$ km²) ging offenbar aus von den Gebirgen Nordlabradors (und vielleicht Baffinlands), während sich dann das Zentrum nach dem Keewatin-Flachland westlich der Hudsonbay verlagerte (FLINT 1957); das Kordilleren-Eis war demgegenüber immer unbedeutend. Auch die Vergletscherungen der zentralasiatischen Gebirge blieben in relativ engen Grenzen (v. WISSMANN 1959), mit einer Schneegrenzdepression von nicht mehr als 400—700 m (statt 1200—1300 m in vielen Gebirgen Europas und Nordamerikas). Das heutige Kältezentrum Ostsibiriens war offenbar nur von einer gering mächtigen Firn- und Eisschicht überdeckt; doch gibt es im subtropischen Zentralchina (v. WISSMANN 1937), in Japan (SCHWIND 1967) und in weiteren Gebieten Hoch- und Ostasiens (v. WISSMANN 1959) Hinweise auf wesentlich ältere, umfangreiche Gebirgsvereisungen mit einer Schneegrenzdepression von mindestens 2000 m, die m. E. eine sorgfältige und kritische Prüfung mit den neuesten Methoden verdienen.

Eine kartenmäßige Zusammenstellung (Abb. 2) zeigt einen auffälligen Gegensatz zwischen der starken Vereisung des zirkum-atlantischen und der relativ unbedeutenden Vergletscherung des zirkum-pazifischen Sektors, mindestens für die letzte Eiszeit. Dieser Gegensatz erreicht seinen Höhepunkt in dem Vergleich des kaltzeitlichen Küstenklimas der Biskaya (Nordspanien und Westfrankreich) einerseits — nach KAISER (1967) mit einer ganzjährigen Abkühlung von mindestens 12°, wahrscheinlich 15° C — und der sogar etwas nördlicher gelegenen Olympus-Halbinsel an der amerikanischen Pazifikküste — nach HEUSSER (1966) mit einer kaltzeitlichen Abkühlung von nicht mehr als 5—6° C (genau so in Südchile). Da beide Gebiete für maritimes Westwindklima repräsentativ sind, in weitem Abstand von den großen Inlandeisgebieten, erscheint eine rein lokale Interpretation hier kaum möglich. Die kontinentale Vereisung Nordamerikas erreichte in der vorletzten Eiszeit 38° Breite, diejenige Europas in Mitteleuropa 51°, im Don-Gebiet 48° N; die Asymmetrie zum geographischen Nordpol ist evident. Ein hypothetischer Vereisungspol käme etwa nach Grönland (75° N, 40° W) zu liegen; auf die eventuelle Rolle einer Polwanderung gehen wir später ein (Kap. 3 a).

g) In den Tropen verfügen wir außer den oft zitierten Isotopen-Temperaturmessungen von EMILIANI (1955, 1957, 1961, 1966) über glaziologische und palynologische Befunde aus den Hochländern; sie belegen übereinstimmend eine mehrmalige kaltzeitliche Abkühlung um 5—6°, im Extremfall vielleicht lokal (im nördlichen Südamerika) um 8°. Letzterer Wert darf aber kaum als repräsentativ angesehen werden, da eine Abkühlung der tropischen Ozeane von 27° auf 19° wohl kaum die charakteristischen Korallen am Leben erhalten hätte. Hierbei herrscht aber offenbar doch eine praktisch vollständige Parallelität mit den thermischen Fluktuationen der ganzen Erde (außer der Antarktis, die stets eine Sonderstellung einnimmt). In diesem Fall kann die von BERNARD (1962) vorgeschlagene Interpretation der Erdbahnelemente mit ihrer sehr kurzen Zeitskala (21 000 a) nicht herangezogen werden, die auch nur für die jahreszeitliche Verteilung der tropisch-äquatorialen Temperaturen und Regenzeiten gilt; selbst in der von EMILIANI angenommenen kurzen Zeitskala müßten etwa 20 derartige Schwankungen aufgetreten sein.

3. Geophysikalische Hypothesen

Im Gegensatz zu früheren Jahrzehnten haben sich in den letzten 15 Jahren — besonders seit der kritischen Anwendung paläomagnetischer Methoden — so viele in sich nahezu widerspruchsfreie Daten über die Veränderung des Gradnetzes der Erde angesammelt, daß die viel diskutierten Probleme der Verlagerung der Rotationspole und der gegenseitigen Verschiebung der Kontinentalschollen heute prinzipiell gesichert sind; die Diskussion geht nur mehr um die Fragen nach der Zeit, Geschwindigkeit und Richtung der Verlagerung. Für unsere Fragestellung können wir uns auf die wichtigsten Befunde beschränken (COX 1968, RUNCORN u. a. 1965).

a) Die paläomagnetischen Daten für die Pollagen aus den verschiedenen Kontinentalschollen sind nur dann widerspruchsfrei miteinander zu vereinbaren, wenn wir Relativbewegungen der Kontinente zulassen. Im Alttertiär (vor 40—50 Ma) lag der (magnetisch ermittelte) Nordpol nördlich der Nordsibirischen Inseln (Cox 1968) etwa in 78° N, 153° E (Abb. 2), seine Wanderungsgeschwindigkeit seit dieser Zeit ergibt sich im Mittel auf etwa 3 cm/a. Damit stimmt das Ergebnis der seit 70 Jahren durchgeführten astronomischen Polhöhen-Bestimmungen von 6 der Länge nach gut verteilten Sternwarten in 39.1° N-Breite erstaunlich gut überein: nach MARKOWITZ, A. STOYKO u. a. (1968) beträgt das säkulare Glied der Polverlagerung — befreit von allen kurzperiodischen Schwankungen — im Mittel etwa 10 cm/a (~1°/Ma) in der Richtung nach Labrador (65° W). Damit ist für das Pleistozän (und jüngste Pliozän) gesichert, daß die Lage der Rotationspole nicht mehr als 1—3 Breitengrade von der heutigen Lage abweicht; in dem Ursachenkomplex der pleistozänen Eiszeiten spielt dann irgendeine Polverlagerung nur eine untergeordnete Rolle.

b) Eine zahlenmäßige Interpretation der paläomagnetischen Daten für die Kontinente stößt mangels eines verbindlichen und zeitlich konstanten Bezugssystems auf Schwierigkeiten. Inzwischen hat sich aber auf den Ozeanböden eine neue Datenquelle (VINE 1966, PITMAN 1968) ergeben: hier bilden sich die in unregelmäßigen Abständen — Zeitskala 10^5—10^6 a — erfolgenden Umkehrungen des erdmagnetischen Feldes in Form langgestreckter Streifen entgegengesetzter Magnetisierung parallel zu den großen ozeanischen Schwellen ab. In diesen Schwellen — wie im zentralen Atlantik oder im Indik — existieren große Grabenbrüche mit auffällig starkem Relief, in denen der lokal um einen Faktor 3—8 vergrößerte Wärmestrom aus dem Erdinnern die Existenz aufwärts steigender heißer Magmen anzeigt (Abb. 3). Von diesen zentralen Gräben — nicht identisch mit den randlichen Tiefseegräben der Ozeane! — aus erfolgt nach einer von S. DIETZ und HESS vorgeschlagenen „Spreizungstheorie der Ozeane" eine seitliche Ausbreitung des aufgequollenen Magmas, das die zur Zeit der Abkühlung unter den Curie-Punkt herrschende magnetische Feldrichtung konserviert. Diese seitliche Ausbreitung erfolgt mit Geschwindigkeiten von 1—5 cm/a, die mittels radioaktiver Isotopen-Methoden bestimmt worden sind; sie läßt sich in einigen Gebieten — unter der Voraussetzung konstanter Spreizraten — bis in die Kreidezeit (vor 75 Ma) zurückverfolgen

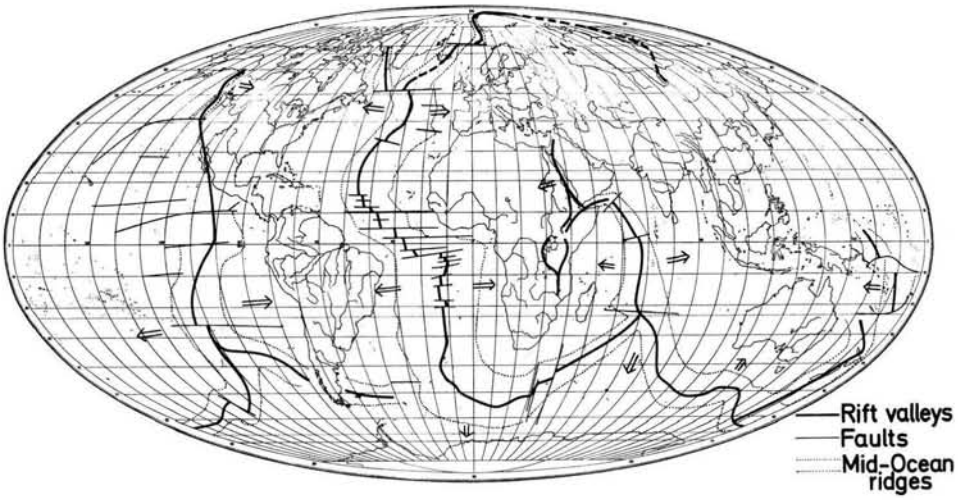


Abb. 3. Spreizung der Ozeanböden und Kontinentaldrift (nach HEEZEN und THARP).

(PITMAN 1968). Damit ist die Theorie stationärer Konvektionszellen (RUNCORN 1965) im Erdmantel — die für Fragen der Großtektonik und Gebirgsbildung schon öfters diskutiert worden ist — im Prinzip bestätigt; den Aufquellzonen in den Ozeanen mit divergierender Strömung entsprechen umgekehrt Verschluckungs- und Pressungszonen unter den Kontinenten mit konvergierender Strömung. (Diese Interpretation liefert also kein Argument für die Frage nach einer Expansion der Erde oder für eine Änderung der Gravitationskonstanten).

Für unsere Fragestellung ergibt sich hieraus zunächst, daß der antarktische Kontinent ein Teil des riesigen paläozoischen Gondwana-Kontinents war, der aus Südamerika, Afrika, Madagaskar, der indischen Dekkan-Scholle sowie aus Australien und Antarktika bestand. Dieser Kontinent lag im Perm und Oberkarbon etwa zentral zum Südpol; seine Aufspaltung und radiale Drift begann etwa an der Wende zwischen Perm und Mesozoikum, die Bildung des Südatlantiks erst zu Beginn der Kreide. Die heutige antarktische Scholle driftete aus dem Bereich des Indischen Ozeans nach Süden; die rezente Spreizgeschwindigkeit des Ozeanbodens liefert eine rasche Drift von etwa 6 cm/a (PITMAN 1968). Nehmen wir diese Rate als konstant an, dann wäre die antarktische Scholle vor etwa 60 Ma mit ihrer Vorderseite (im ältesten Tertiär) in Polnähe gerückt und hätte vor etwa 35 Ma (im oberen Oligozän) den Pol selbst erreicht, wobei die oben erörterten Polverlagerungen vernachlässigt wurden; diese könnten die Zeitskala um einen Faktor ~2 beschleunigt haben.

c) Die Glaziologie als geophysikalische Disziplin befaßt sich mit der Mechanik der Gletscherbewegung sowie mit dem Massen- und Wärmehaushalt der Gletscher. Hierbei hat sich (HOINKES 1961) ein fundamentaler Unterschied zwischen kalten Gletschern — deren Temperatur überall unter dem Schmelzpunkt liegt — und warmen Gletschern ergeben. Die ersteren (Typ Antarktis) bewegen sich nur langsam an Scherflächen, mit geringer Beteiligung plastischer Vorgänge; wegen der hohen Albedo (0.8—0.9) ihrer Oberfläche bleibt die sommerliche Ablation und der Massenumsatz sehr gering. Demgegenüber läuft die Bewegung der warmen Gletscher (Typ Alpen) als Folge der Schmelzungs- und Regelationsvorgänge sowie der dann entstehenden Reibungswärme im Gletscherkörper wesentlich rascher ab; wegen der niedrigen Albedo in der Schmelzperiode (0.3—0.4) sind Ablation und Massenumsatz wesentlich größer. Das Studium der früher rätselhaften raschen Gletscherausbrüche (Surges) in hohen Breiten hat gezeigt, daß in einem kalten Gletscher durch fortschreitende Akkumulation nach Erreichen des druckabhängigen Schmelzpunktes plötzlich ein Übergang zu einem warmen Gletscher erfolgt, wobei dann ein Teil der Gletschermasse plastisch mit hohen Geschwindigkeiten (100 m pro Tag und mehr) ausfließen kann.

Aus diesen Befunden hat der neuseeländische Geophysiker A. T. WILSON (1964) eine neue, recht attraktive Eiszeit-Theorie (WILSON 1964, 1966) entwickelt. Sie geht aus von einem langsam anwachsenden Eisschild der Antarktis (heutige Massenbilanz sehr wahrscheinlich mit +2—3 cm/a positiv): nachdem der Druckschmelzpunkt am Boden einmal in großen Gebieten überschritten ist, kommt es zu einer allseitigen raschen und weiten Ausbreitung eines Schelfeises vom Typ des Roß-Eisschelfes mit seiner mittleren Dicke von 300 m. WILSON nimmt eine derartige Ausbreitung bis in die Höhe der ozeanischen antarktischen Konvergenz an, wo in einer mittleren Breite von 55° S das kalte antarktische Wasser (+2 bis +4° C) unter das etwa 5° wärmere subpolare Wasser absinkt. In der Tat findet sich in diesem Bereich am Meeresboden eisverdriftetes glaziomarines Material mit einem Alter von mehreren Ma (HAYS & OPDYKE 1967). Auf die Folgen eines derartigen Vorstoßes für den Wärmehaushalt der Erde gehen wir in Abschnitt 4 näher ein. Diese Theorie hat besondere Aktualität erlangt, seit eine Tiefbohrung in der Antarktis nahe der Byrd-Station (80° S, 120° W) am Grund des Bohrloches in 2164 m Tiefe unter starkem

Druck stehendes Schmelzwasser beim Druckschmelzpunkt von —1.6° antraf (Gow 1968). Dieser Befund steht im Gegensatz zu Grönland, wo die Bodentemperatur unterhalb des Druckschmelzpunktes blieb; die weitere Diskussion verspricht äußerst interessant zu werden.

d) Auch von ozeanographischer Seite hat das Eiszeitproblem neue Aspekte erhalten; diese werfen ein neues Licht auf die (unter 2 f) erörterten regionalen Unterschiede zwischen dem pazifischen und dem atlantischen Sektor. So geht WEYL (1968) in seinen Überlegungen davon aus, daß die Meereisbildung in einem stabil geschichteten Ozean mit einer salzarmen Oberschicht viel rascher — d. h. nach geringerem Wärmeentzug — vor sich geht als in einem gut durchmischten Ozean mit hohem Salzgehalt. Heute beläuft sich der Salzgehalt des Atlantiks auf rund 37 ‰ gegenüber nur 35—36 ‰ im Pazifik. Um nun die Einleitung der relativ viel stärkeren Vereisung im Atlantik-Sektor zu erklären, postuliert WEYL eine entscheidende Schwächung der tropischen Ostwinde, die heute einen wesentlichen Teil des atmosphärischen Wasserdampfes über Mittelamerika hinweg in den Pazifik verfrachten; damit soll sich die Salzgehaltdifferenz Atlantik—Pazifik umkehren und eine stärkere Vereisung des Nordatlantik verursacht werden. Nun ist eine solche Zirkulationsanomalie zwar als Folge der Ausbildung des nordamerikanischen Inlandeises gut vorstellbar, aber nicht als dessen Voraussetzung (vgl. Kapitel 5 d).

Zweifellos spielen aber die heute als grundlegend erkannten Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ozean auch für das Eiszeitproblem eine Rolle. In diesem Rahmen mußte im Atlantik die große Menge der sommerlichen Schmelzwasser der beiden kontinentalen Eisschilde ähnlich wie heute im arktischen Ozean zur Bildung einer ausgedehnten flachen salzarmen Oberschicht beitragen, die den salzreichen warmen Golfstrom schon in mittleren Breiten (vielleicht ab 50° N) überdeckt und damit seine Heizwirkung für die europäischen Westküsten weitgehend ausschaltet. Mit der ganzjährigen Verlagerung der amerikanisch-atlantischen Hauptfrontalzone nach 35—40° N (am Südrand des amerikanischen Inlandeises) wird auch der Hauptstrich des Golfstromes eher südlicher ansetzen als heute, und an den europäischen Küsten kann ein größerer Teil in den Kanarenstrom nach S abgelenkt werden. Wenn dann die atlantische Treibeisgrenze etwa bis zu einer Linie Neufundland—Irland nach S vorrückt, kann ein Teil dieses Treibeises auch in die Biskaya gelangen und dort besonders im Sommer die oben (unter 2 f) geschilderte exzessive Temperaturdepression (mit subarktischen Sommertemperaturen von 8—10° C!) hervorrufen, die wegen der großen Entfernung zum Eisrand (am Niederrhein bzw. Genfer See) anders kaum verständlich sind. An allen Pazifikküsten sind die Schmelzwasserzufuhren gering; daher fehlt dort die salzarme Deckschicht, und die eiszeitliche Temperaturdepression ist überall genau so groß wie in der Äquatorzone.

4. Fragen des Strahlungs- und Wärmehaushaltes

a) Die Diskussion des Strahlungs- und Wärmehaushaltes für alle paläoklimatischen Probleme muß ausgehen von der fundamentalen Gleichung der „extraterrestrischen" Strahlungsbilanz, d. h. des Strahlungsgleichgewichtes an der Obergrenze der Atmosphäre (durch den Index $_o$ bezeichnet):

$$S_o\,(1—a_p)\,\pi\,r^2 = 4\,\pi r^2 E_o = 4\,\pi r^2 \varepsilon\,\sigma\,T_R^4$$

Hierin bezeichnet S_o die Zustrahlung durch die Sonne — die sogenannte „Solarkonstante" — bezogen auf eine zu ihr senkrechte Fläche, r den Erdradius, $E_o = \varepsilon \cdot \sigma\,T_R^4$ die terrestrische Ausstrahlung, a_p die planetarische Albedo und ε das (langwellige) Emissionsvermögen des Systems Erde und Atmosphäre, σ die Stefan-Boltzmann'sche Konstante und T_R die

effektive Strahlungstemperatur (in °K) des gleichen Systems. Unter der — üblichen, aber nicht ganz berechtigten — Annahme $\varepsilon = 1$ ergibt sich die effektive Temperatur eines schwarz strahlenden Körpers zu

$$T_R^4 = S_o\,(1-a_p) / 4\sigma$$

Die Zahlenwerte dieses Schwarzstrahlungsmodells sind in Abb. 4 dargestellt; als Einheit für die Strahlungsmenge pro Flächeneinheit gilt 1 Langley (Ly) = gcal cm^{-2}. Für die heute meist angenommenen Werte von $S_o = 2$ Ly/min und $a_p = 0.35$ ergibt sich $T_R = 250°$ K oder —23° C, etwa entsprechend einer mittleren Höhe der atmosphärischen Emissionsschicht von rund 6 km oder 450 mb. Die neueste Auswertung der Strahlungsmessungen von Satelliten (RASCHKE 1968) liefert andere Werte: $T_R = 255°$ K, $a_p = 0.30$. Diese Werte stehen im Gleichgewicht mit $S_o \sim 1.96$ Ly/min, was wiederum gut zu den neuesten Bestimmungen von $S_o = 1.95$ Ly/min im Stratosphärenflugzeug (LANE & DRUMMOND 1968) paßt. Für paläoklimatische Zwecke lassen sich aus Abb. 4 beliebige Wertetripel von S_o, T_R und a_p näherungsweise abschätzen.

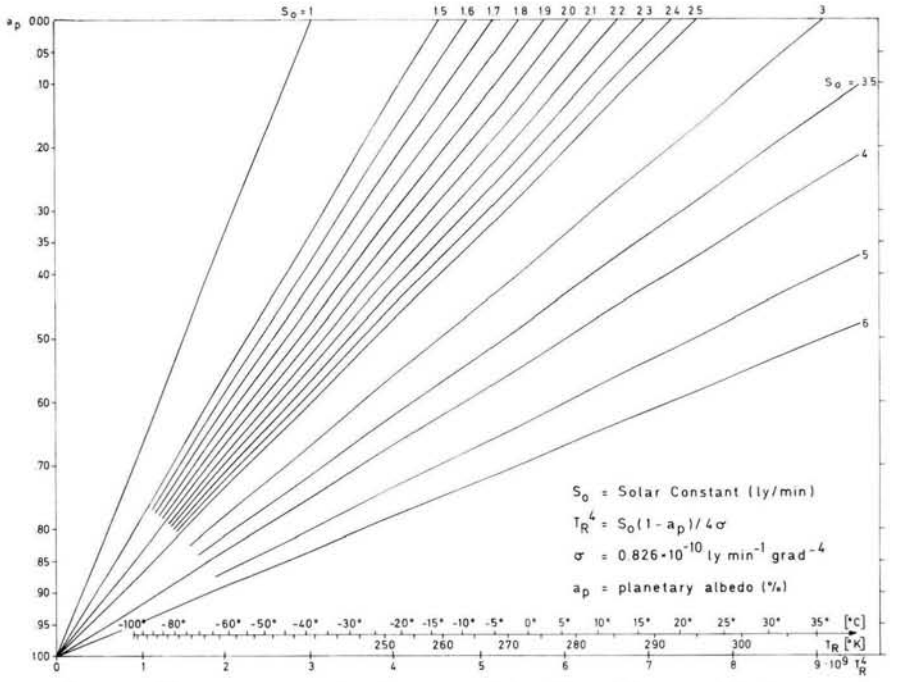


Abb. 4. Strahlungstemperatur des Planeten Erde in Abhängigkeit von Solarkonstante und planetarischer Albedo.

b) In grober Näherung kann man versuchen, die Änderung der für uns wichtigeren Größe der mittleren Lufttemperatur in 2 m Höhe T_S abzuschätzen aus

$$\frac{dT_R}{T_R} = \frac{dT_S}{T_S}$$

Die wirkliche Beziehung zwischen T_R und T_S ist viel komplexer; Rechnungen mit dem Strahlungsmodell von MANABE (1964, 1967) liefern wesentlich realistischere Werte für T_S als Funktion von S_o und der Albedo der Erdoberfläche a_s (Abb. 5). Für eine Änderung der Solarkonstante S_o um 1 % ergibt sich in dem Bereich nahe 2 Ly/min bei dem Schwarz-

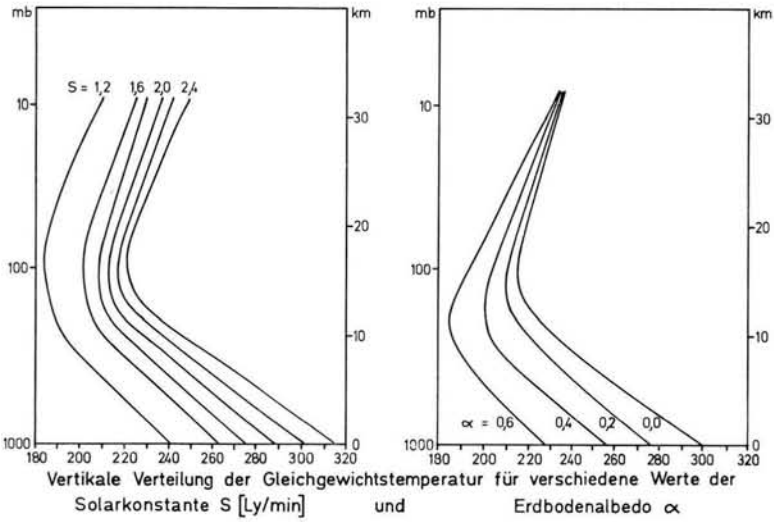


Abb. 5. Temperaturschichtung in Abhängigkeit von Solarkonstante und Oberflächenalbedo (nach MANABE)

strahlungsmodell eine gleichsinnige Änderung von T_R um 0.67° C, dagegen nach MANABE (1967) (bei konstanter relativer Feuchte) eine Änderung von T_S um 1.30° C. Eine globale Abkühlung dT_s in den Kaltzeiten um 5° C ist also (bei a_p = const.) äquivalent einem Absinken von S_o von 1.95 auf 1.87.

Diese Ableitung ist aber nur von hypothetischem Interesse, denn mit der Bildung der kontinentalen Eisfelder ändert sich auch die mittlere Albedo a_s und a_p; diesen schon von WUNDT (1938, 1939, 1944) betonten Effekt hat MILANKOVITCH (1930, 1938) in seinen neueren Rechnungen (1938) berücksichtigt. Nehmen wir in einer Kaltzeit eine Zunahme der Schneefläche auf den Kontinenten um 30.10^6 km² an (mit a_s = 0.70), eine Zunahme der Treibeisfläche um ebenfalls $30 \cdot 10^6$ km² (mit a_s = 0.40), dann ergibt sich eine Zunahme des heutigen Wertes a_s = 0.103 (Land ~0.18, See~0.075) auf 0.156. Nach MANABE (1967) entspricht einer Zunahme von a_s um 0.01 (wieder bei konstanter relativer Feuchte) eine Abnahme von T_s um 1.2° C; für obige Änderung von a_s ergibt sich also eine Abkühlung um 6.4°. Die beobachtete Abnahme der Oberflächentemperatur steht also im Bilanz-Gleichgewicht mit einer realistischen Abschätzung der Albedo-Änderung als Folge der Vereisung; der beobachtete stationäre Zustand während einer Kaltzeit ist also auch bei völliger Konstanz von S_o möglich.

Gehen wir von der unter 3 c) erwähnten Hypothese von WILSON (1964, 1966) aus, so lieferte ein Ausbruch des Antarktik-Eises als Schelfeis bis zu einer mittleren Breite von 55° S eine Vergrößerung der Eisfläche von rund 15 auf $46 \cdot 10^6$ km², wobei wir der Einfachheit halber die Fläche des antarktischen Treibeises während des Ausbruches als konstant annehmen. Damit wächst für $31 \cdot 10^6$ km² a_s von 0.075 auf 0.80; die mittlere Albedo a_s der Erdoberfläche ergibt sich dann für die Südhalbkugel zu etwa 0.20, was einem Temperaturrückgang um 12° entspricht. WILSON's Hypothese reicht also in der Tat aus, eine globale Abkühlung der Mitteltemperatur der Troposphäre um 5—6° zu erzielen, die sich (bei einer mittleren Verweilzeit der Luft in einer Hemisphäre von 1—2 a) in relativ sehr kurzer Zeit nicht nur über die Südhalbkugel, sondern durch die Barriere schwächeren Austauschs in der Tropenzone hinweg auch (abgeschwächt) über die Nordhalbkugel ausbreiten müßte.

Das Strahlungsmodell von MANABE (1964, 1967) liefert T_s auch für alle möglichen Variationen des Anteils der absorbierenden Gase H_2O, CO_2 und O_3; von diesen dürfen wir CO_2 und O_3 während des Pleistozäns als nahezu konstant betrachten. Auf die Rolle des Wasserdampfes kommen wir noch (unter 4 d) zurück.

c) Die mehrfache pleistozäne Abkühlung der Oberflächentemperatur der tropischen Ozeane — deren Belege allerdings bisher ausschließlich vom Atlantik stammen — wird vielfach als Beleg für eine primäre Änderung von S_0 interpretiert. Doch hat bereits WUNDT (1938, 1939, 1944) die Möglichkeit einer sekundären, advektiv von den vereisten Nordkontinenten her induzierten Abkühlung hervorgehoben. Ein solcher Sekundäreffekt erscheint zunächst als wenig wahrscheinlich, da die Mitteltemperatur der tropischen Meeresfläche mit 27—28° C heute — bei einer Vereisung von insgesamt $42 \cdot 10^6$ km² (Land 16, Meer 26) oder 8 % der Erdoberfläche —, im älteren Tertiär (0 %) und in den pleistozänen Warmzeiten nahezu dieselbe war, während sie in den pleistozänen Kaltzeiten (Vereisung Land 49, Meer mindestens 33, insgesamt $82 \cdot 10^6$ km² oder 16 %) jeweils auf 21—22° absank.

Diese qualitative Betrachtung muß jedoch durch eine zahlenmäßige Abschätzung der Wärmehaushaltsgrößen der tropischen Ozeane überprüft werden. Da heute — nach BUDYKO (1963) und SELLERS (1965) — in Nähe des Äquators der meridionale Wärmetransport W_T durch Luft und Ozean verschwindet, beschränken wir uns auf die Zone 0—20° N, mit einem Landanteil von 22 % und einer Ozeanfläche von rund $70 \cdot 10^6$ km² = $7 \cdot 10^{17}$ cm². Die Gleichung für den Wärmehaushalt des Ozeans können wir schreiben

$$Q_M = U_L + U_V + \text{div } W_T + \Delta W_M$$

Hierbei bedeuten Q_M die Strahlungsbilanz (net radiation) an der Meeresoberfläche, U_L bzw. U_V die vertikalen (turbulenten) Umsätze fühlbarer bzw. latenter Wärme (Verdunstung) zwischen Meer und Atmosphäre, div W_T die Divergenz des Wärmetransportes im Meer (W_{TM}) und ΔW_M die Wärmespeicherung im Meer. Die sehr kleine Wärmespeicherung in der Atmosphäre kann vernachlässigt werden, ebenso vernachlässigen wir die Divergenz des Wärmetransportes in der Luft (W_{TL}, siehe unten). In unserer Betrachtung wird davon abgesehen, div W_T noch zu unterteilen; der heutige Unterschied mag als repräsentativ gelten.

Die heutigen Werte für diese Zone (BUDYKO 1963, SELLERS 1965) sind (in Langley pro Tag) $Q_M = 320$, $U_L = 14$, $U_V = 276$ Ly/d; Tabelle 1 gibt diese Werte nach Umrechnung auf das Jahr und die Fläche $7 \cdot 10^{17}$ cm². Wenn wir Klimaschwankungen vernachlässigen und $\Delta W_M = 0$ setzen, dann bleibt heute für die Wärmetransporte über 20° N nach N noch $1.55 \cdot 10^{22}$ cal/a oder 19 % von Q_M übrig; davon transportieren W_{TM} 1.2 und W_{TL} $0.35 \cdot 10^{22}$ cal/a. Diese Betrachtung bezieht sich nur auf den Meeresanteil; der Transport fühlbarer Wärme über Land (W_{TL}) — der mit etwa $1.7 \cdot 10^{22}$ cal/a wesentlich größer ist als der über dem Meer — wird als konstant angesetzt. Unsere Voraussetzung $\Delta W_M = 0$ ist berechtigt: die rezente Klimaschwankung lieferte in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts eine Erwärmung des Ozeanwassers um 0.01° C/a. Nehmen wir eine Speicherung nur innerhalb der etwa 100 m mächtigen warmen Oberschicht (Troposphäre) des Ozeans (oberhalb der Thermokline) an, so verbraucht diese $7 \cdot 10^{19}$ cal/a oder weniger als 1 ‰ von Q_M. Die postglazialen und pleistozänen Temperaturänderungen von 6° in einer Zeitspanne von 10^3—10^4 a sind von gleicher Größenordnung; die möglichen Änderungen der Wärmehaushaltsgrößen sind viel zu groß, um aus ihnen auch nur das Vorzeichen einer Klimaänderung abschätzen zu können. Wir betrachten mehrere Modellfälle:

Tabelle 1
Wärmehaushaltsgrößen für den tropischen Ozean (0—20° N)

	U_V	U_L	div W_T	Q_M	Änderungen gegenüber heute (in %) U_V	U_L	div. W_{TM}	Q_M
heute	(in 10^{22} cal/a) 6.3	0.35	1.55	8.2				
Fall a	5.67	0.32	1.86	7.85	—10	—10	+20	—4
Fall b	5.04	0.28	2.32	7.64	—20	—20	+50	—7
Fall c	5.04	0.70	2.32	8.06	—20	+100	+50	—2
Fall d	5.04	0.70	2.46	8.2	—20	+100	+59	0
Fall e	5.04	0.42	2.74	8.2	—20	+ 20	+77	0
Fall f	4.41	0.70	3.09	8.2	—30	+100	+99	0
Fall g	4.41	0.25	3.79	8.45	—30	—30	+144	+3

Bei den Fällen a, b und g setzen wir das Bowen-Verhältnis U_L/U_V = const.; dies ist allerdings für die eiszeitlichen Kaltzeiten wohl kaum zutreffend, da bei einer Zunahme der advektiven Transporte div W_{TL} notwendig die direkte Heizung der Atmosphäre von der Meeresoberfläche her (U_L) auch wachsen muß. Bei Fall c nimmt zwar U_V um 20 % ab, aber U_L auf das Doppelte zu; die resultierende Änderung von Q_M liegt nur bei —2 %. Gehen wir jetzt von der Annahme Q_M = const. aus (Fälle d bis f), dann erkennen wir, daß eine sehr kräftige Erhöhung von U_L und div W_{TM} bei konstanter Strahlungsbilanz auch allein durch eine relativ geringe Verringerung der ozeanischen Verdunstung U_V (um 20—30 %) geliefert werden kann (hierzu Kap. 4d). Da das Bowen-Verhältnis

$$\frac{U_L}{U_V} = \frac{c_p}{L} \cdot \frac{\partial T/\partial z}{\partial q/\partial z}$$

(c_p = spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck, L = Kondensationswärme) nur von den vertikalen Gradienten der Temperatur T und der spezifischen Feuchte q in der untersten Atmosphärenschicht abhängt, sind relativ kleine, advektiv bedingte Änderungen dieser Gradienten von ausschlaggebender Bedeutung für den Wärmehaushalt.

Andererseits bedeutet unsere Annahme S_o = const. nicht notwendig auch eine Konstanz von Q_M. Die Gleichung der Strahlungsbilanz an der Meeresoberfläche lautet

$$Q_M = (S + H)\ (1 - a_s) - (E - G)$$

Hierin bedeuten S + H die einkommende Globalstrahlung als Summe der direkten Sonnenstrahlung S und der Himmelsstrahlung H, während die langwelligen Komponenten E die Ausstrahlung der Meeresoberfläche ($E = \sigma T^4_s$) und G die atmosphärische Gegenstrahlung (abhängig in erster Linie vom Wasserdampfgehalt der unteren Schichten) darstellen. Da E und G unter kaltzeitlichen Klimabedingungen beide in der betrachteten Zone abnehmen müssen, läßt sich die Änderung der „effektiven" Ausstrahlung E—G nur mit empirischen Formeln abschätzen. Bei einer Temperaturabnahme von 27° auf 21° und einer konstanten rel. Feuchte von 78 % geht E—G nach einem von GEIGER gegebenen Diagramm von 44 auf 41 kLy/a zurück, d. h. Q_M nimmt entsprechend von 117 auf 120 kLy/a (um etwa 3 %) zu, wenn S + H konstant bleibt.

Die im Fall e angenommene Verdoppelung von div W_{TM} reicht für die in einer Kaltzeit zu erwartenden advektiven Wärmeverluste hin, die — nach der in Kap. 2 f erörterten extrem hohen Abkühlung in der Biskaya — im Kanarenstrom (Kap. 3 d) ihr Maximum erreichen. Nehmen wir für das Beispiel des tropisch-subtropischen Atlantiks wiederum an, daß der Wärmeaustausch zwischen ozeanischer Troposphäre und Stratosphäre durch die Thermokline vernachlässigbar klein ist und daß die mittlere zonale Geschwin-

digkeit des Nord-Äquatorialstroms 5 Seemeilen/24 h = 10.7 cm/s beträgt, so ist die mittlere Verweilzeit der Wassermassen in 10—20° Breite zwischen Westafrika und dem Karibischen Meer etwa 2 Jahre. In dieser Zeit erhält eine 100 m mächtige Wassersäule von 1 cm² Querschnitt (= 10^4 g) insgesamt — wenn der Anteil von div W_{TM} an Q_M von 0.19 sich verdoppelt — $2 \cdot 0.38 \cdot 120 = 91$ kcal; das reicht aus, um diese Wassersäule um 9.1° zu erwärmen. Damit kann also eine mittlere Temperaturdifferenz von 9° zwischen dem südwärts setzenden Kanarenstrom (vgl. Kap. 3 d) und dem nordwärts setzenden Golfstrom stationär aufrecht erhalten werden, was etwa den kaltzeitlichen Verhältnissen entsprechen dürfte. Der heutige zonale Temperaturunterschied der beiden Stromsysteme beträgt nur 3—6° C, was mit dem Wert für div $W_{TM} = 0.19\ Q_M$ gut übereinstimmt.

Aus diesen Rechnungen ergibt sich eine Wärmebilanz der tropischen Ozeanoberfläche, die schon bei geringen Änderungen der advektiv beeinflußten Gradienten $\partial T/\partial z$ und $\partial q/\partial z$ große Änderungen in dem gegenseitigen Verhältnis ihrer einzelnen Terme zuläßt, auch unter der Voraussetzung konstanter Zustrahlung. Aus dem Vorzeichen der Änderung der Wassertemperatur — die stets nur als kleine Differenz viel größerer Werte resultiert — läßt sich keine Aussage über die wirksamen Vorgänge machen; eine Zunahme von div W_{TM}, d. h. des advektiven Wärmeentzuges durch Luft- und Meeresströmungen, um 75—100 % (Fälle e und f) kann schon durch eine Abnahme der Verdunstung um 20—30 % kompensiert werden (vgl. Kap. 4 d).

d) Eine von den bisherigen Betrachtungen grundsätzlich verschiedene Diskussion der kaltzeitlichen Wasserbilanz geht zweckmäßig aus (FLOHN 1953) von der Dalton'schen Gleichung der Verdunstung V, in der diese lediglich als advektiver Prozeß (d. h. unabhängig von Q_M) behandelt wird:

$$V = k\ u\ (e^*_s - e)$$

Hierin ist k eine Konstante, u die Windgeschwindigkeit, e^*_s der allein von der Oberflächentemperatur T_s des Wasser abhängige Sättigungs-Dampfdruck an der Wasseroberfläche und e der aktuelle Dampfdruck der Luft. In unmittelbarer Nähe des Äquators — etwa für die Zone $\varphi = 0—5°$ — ist die Windgeschwindigkeit u wegen des Verschwindens des horizontalen Coriolisparameters $f = 2\ \Omega \sin \varphi$ (Ω = Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, φ = Breite) am Äquator selbst stets schwach: alle entstehenden Druckunterschiede werden binnen wenigen Stunden ausgeglichen. Da diese Verhältnisse auch in allen geologischen Vorzeiten anzunehmen sind, darf man u = const. als zeitunabhängig annehmen. Nehmen wir nunmehr — übrigens ebenso wie MANABE 1967 — Konstanz der relativen Feuchte $RF = e/e_s$ an (heute RF über dem offenen Ozean = 78 %), dann ergibt sich folgender Vergleich (e und e^*_s in mm Hg)

Tabelle 2

Wassertemperatur (T_s) und Sättigungsdefizit (e^*_s-e) in der Zone 0—5° Breite

	T_s	e^*_s	e/e^*_s	e	e^*_s-e
heute	27° C	26.7 mm	0.78	20.8 mm	5.9 mm
Kaltzeit	21° C	18.6 mm	0.78	14.5 mm	4.1 mm

Trotz konstanter relativer Feuchte ist das Sättigungsdefizit e^*_s — e in einer Kaltzeit und damit auch die Verdunstung um 1.8 mm oder 30 % geringer als heute (oder in einer anderen Warmzeit). Das stimmt also mit der Annahme der Fälle f und g (Kap. 4 c) überein. Andererseits erscheint eine erhebliche Änderung des Bowen-Verhältnisses U_L/U_V nicht verträglich mit unserer Annahme RF = const. Aus diesem Grund wurde in Tabelle 1 noch der Fall g aufgenommen, der das Bowen-Verhältnis konstant läßt; da ein nicht vernachlässigbarer Teil der advektiven Transporte auch auf die Atmosphäre entfällt, ist diese Annahme wohl kaum streng gültig, aber bei der relativen Kleinheit von U_L ohne Bedeutung, und Fall g mag eine Obergrenze für div W_{TM} enthalten.

Da heute in allen kalten Wintern das Azorenhoch und damit die atlantische Passatzirkulation geschwächt ist, können wir für die Kaltzeiten mit Sicherheit annehmen, daß die mittlere Windgeschwindigkeit u in der gesamten Tropenzone — sagen wir bis maximal $\varphi = 30°$ N — nicht höher gewesen sein kann als heute. Dann ergibt sich für die tropisch-subtropische Meeresverdunstung, die heute im Gürtel 30° N — 30° S mehr als $^2/_3$ der Gesamt-Verdunstung $\overline{V}$ der Erde liefert, eine Abnahme um mindestens 20—30 % in den Kaltzeiten, die (wegen $\overline{V} = \overline{N}$) von einer entsprechenden Verminderung der globalen Niederschlagsmenge $\overline{N}$ begleitet gewesen sein muß. Für eine hochglaziale (und spätglaziale) Trockenperiode gibt es so zahlreiche Belege — so besonders (Frenzel 1967) —, daß unsere Abschätzung jedenfalls dem Vorzeichen nach richtig sein muß. Nur in ganz wenigen Gebieten, wo die Verlagerung der Zyklonen-Zugbahnen die Abnahme des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre überkompensierte — etwa im Gebirgsstau in dem Teil des Mittelmeergebietes, wo die heutigen Winterregen zu einer ganzjährigen Regenperiode ausgeweitet wurden — waren die kaltzeitlichen Niederschläge höher als die heutigen. Diese kaltzeitliche Aridität belegt also auch die Realität der zunächst vielleicht überraschenden Annahmen unserer Modellfälle f und g. Eine weitere Ursache der globalen Abnahme von $\overline{V}$ und $\overline{N}$ in den Kaltzeiten liegt in dem Trockenfallen weiter Schelfflächen, besonders im Sundaarchipel, aber auch in anderen Randmeeren, wie Beringmeer und Nordsee, während Hudsonbay und Ostsee als Eisflächen gleichfalls nur noch sehr geringe Verdunstung lieferten. Das wird wohl kaum ganz kompensiert durch das Wachstum der Endseen in den Trockengebieten, wie Kaspi, Tschad und Lake Bonneville (Utah). Insgesamt ging der Meeresanteil an der Erdoberfläche von 71 % auf etwa 68 % zurück, was zu einem zusätzlichen Absinken von $\overline{V}$ um 3—4 % führen müßte.

e) Bereits bei früheren Gelegenheiten (Flohn 1967) wurde darauf hingewiesen, daß die bemerkenswerte rezente Asymmetrie der atmosphärischen Zirkulation in Bezug auf den Äquator als Folge der ganz verschiedenen Wärmehaushalte der dünnen arktischen Meereisdecke einerseits, des antarktischen Festlandeises andererseits zu verstehen ist. Dieser thermische Gegensatz Arktis-Antarktis verschwindet im Nordwinter (Dezember—Januar) nahezu vollständig; dann fällt der meteorologische Äquator mit dem geographischen Äquator auch auf den Ozeanen zusammen. Er erreicht im Gegensatz hierzu eine nördlichste Grenzlage im Juli, wo das troposphärische Temperaturgefälle Äquator—Pol auf der Nordhemisphäre 17°, auf der Südhalbkugel 44° beträgt; im Jahresmittel ist die antarktische Troposphäre 11—12° kälter als die arktische.

Setzen wir die Wilson'sche Instabilitäts-Theorie des antarktischen Eises (Wilson 1964, 1966) als richtig voraus, dann ergibt sich die Frage nach ihren Konsequenzen für Wärmehaushalt und Zirkulation. Nach den oben mitgeteilten Abschätzungen ergibt sich eine mittlere Abkühlung der Südhalbkugel um 12°, die sich natürlich advektiv auch über den Äquator hinaus ausbreiten müßte. Auf jeden Fall vergrößert ein Schelfeisausbruch der Antarktis zunächst einmal das Kaltluftproduktionsgebiet und verschärft damit das meridionale Temperaturgefälle der Südhemisphäre, so daß der Gegensatz zur Nordhalbkugel noch vergrößert wird. Im Höhepunkt einer Kaltzeit hingegen vergrößert sich — jedenfalls im atlantischen Sektor 100° W—40° E — das meridionale Temperaturgefälle auf der Nordhalbkugel (südlich von 50° N); hierdurch wird eine Abschwächung des hemisphärischen Gegensatzes und der äquatorialen Asymmetrie hervorgerufen, obwohl die primären Bedingungen des Wärmehaushaltes für den antarktischen Kontinent sich nicht ändern. Auf quantitative Abschätzungen muß hier verzichtet werden.

Die Frage nach der Rolle eines offenen, eisfreien arktischen Ozeans hat seit der Veröffentlichung der Eiszeit-Theorie von Ewing und Donn (1956, 1958, 1966, 1968) eine erhebliche Rolle in der Diskussion gespielt. Für den zentralen Teil des arktischen Ozeans ist ein eisfreies Stadium in den letzten 25 000 a, d. h. selbst in der postgla-

zialen Wärmezeit ausgeschlossen (KU & BROECKER 1967). Obwohl wir für ältere Warmzeiten über keine direkten Bodenproben verfügen, lassen doch die palynologischen Befunde für Alaska/Kanada und Sibirien zur (vorletzten) Eem-Warmzeit (FRENZEL 1967) eine allgemeine Erwärmung um 3—6° gegenüber heute erkennen, verbunden mit einem starken Rückgang des Permafrostes (um über 600 km) und einem Vorstoß der Waldgrenze (um bis 300 km) nach Norden. Diese Befunde sprechen für eine erhebliche Verringerung der arktischen Treibeisfläche, sicher stärker als in der postglazialen Wärmezeit; doch ist ein Schluß auf ein völliges Verschwinden des Treibeises bisher noch nicht erlaubt. Die klimatischen Konsequenzen eines offenen arktischen Ozeans — Erhöhung der Schneemenge im Küstengebiet um einen Faktor 2—4 (vgl. heute Labrador oder Kamtschatka) — sind jedoch m. E. mit der kaltzeitlichen Anordnung der Vereisungsgebiete (Kap. 2 f) nicht verträglich. Eine der weiteren Konsequenzen wäre, daß bei gleichzeitiger Aufrechterhaltung des antarktischen Festlandeises der Gegensatz der beiden Hemisphären und die äquatoriale Asymmetrie noch größer sein müßte als heute. Die Erwärmung der arktischen Troposphäre über einem eisfreien Ozean gegenüber den heutigen Verhältnissen hat RAKIPOWA (1966) auf + 3° im Sommer, +15° im Winter geschätzt; auf mehr empirischer Grundlage ergibt sich für den Winter nur +8—10°. Damit würde sich die ganzjährige Temperaturdifferenz Arktis-Antarktis auf nicht weniger als 17 bzw. 20° C erhöhen. Einige der damit gekoppelten Klimaänderungen wurden an anderer Stelle (FLETCHER 1965) behandelt.

5. Aufbau eines synthetischen Modells

In den folgenden Ausführungen soll in aller Kürze ein synthetisches Modell der pleistozänen Klimaschwankungen umrissen werden, das eine physikalische Interpretation der in Kapitel 2 dargestellten Befunde empirischer Natur ermöglichen soll. Ein Modell dieser Art muß notwendig auf viele, wichtig erscheinende Details verzichten; es darf andererseits zu quantitativen Abschätzungen nicht im Widerspruch stehen. Auf die Diskussion anderer Modelle und eine Stellungnahme zu einzelnen Hypothesen kann schon aus Raumgründen nicht eingegangen werden (vgl. SCHWARZBACH 1968). Der Verfasser ist sich über manche kritischen Einwände durchaus klar; jedes Modell verträgt Änderungen, solange diese seine innere Konsistenz nicht gefährden und seine Übereinstimmung mit der Realität verbessern.

a) Polverlagerung und — hiervon weitgehend unabhängig — Drift der Kontinentalschollen lassen erkennen (Kap. 3a, b), daß sich seit dem frühen Tertiär die Rotationsachse der Erde langsam auf ihre jetzige Lage hin bewegte. Damit gerieten der weitgehend landumschlossene arktische Ozean, sowie das vom Indik aus südwärts driftende antarktische Festland in ihre jetzige Position. Diese ist charakterisiert durch eine weitgehende Isolierung (vom Weltmeer bzw. von den anderen Kontinenten) bei annähernd zirkumpolarer Lage: eine ähnliche Situation war offenbar während des ganzen Mesozoikums niemals gegeben. Hierbei ist die Position von Antarktika entscheidend; im Norden war die Verbindung zwischen arktischem Ozean und Atlantik niemals ganz unterbrochen — das muß betont werden, zumal im Tertiär zeitweise noch eine weitere Meeresverbindung über Westsibirien mit den tropisch-subtropischen Meeren bestand.

Ab Eozän (spätestens Oligozän) bildeten sich in Antarktika mit zunehmender Annäherung an den Südpol zunächst ausgedehnte winterliche Schneefelder, deren Schmelzwässer am Rande des Kontinents die Meeresoberfläche abkühlten; durch Vermischung kam es im Verlauf einiger 10^7 a zu einer Abkühlung der ozeanischen Tiefenzirkulation bis hin zum Bodenwasser der Äquatorregion (EMILIANI 1955, 1957, 1961, 1966). Nehmen wir für die heutige Größe der Antarktis eine (nur geringe) Schmelzwassermenge von 1 mm/d an, die mit 0° dem Ozean (mit einer Temperatur von zunächst 10°) zugeführt wird. Das

ergibt einen Wärmeentzug von $1.3 \cdot 10^{17}$ gcal/d. Andererseits erhält der ozeanische Tiefenstrom (abgesehen von den sehr langsam wirkenden turbulenten Mischungsvorgängen) auf dem Ozeanboden von unten, vom Erdinnern her einen Wärmestrom von heute 0.13 Ly/d; das sind bei einer Fläche der Ozeane südlich des Äquators von $206 \cdot 10^6$ km² insgesamt $2.7 \cdot 10^{17}$ gcal/d, also nur eben doppelt so viel wie der Wärmeentzug durch das Schmelzwasser. Diese Abkühlung — auch wenn sie sich nur auf die Schmelzperiode, also einen kleinen Teil des Jahres beschränkt — kann in geologischen Zeiträumen keinesfalls wirkungslos bleiben. Ohne Berücksichtigung anderer Wärmequellen reicht ein ständiger Wärmeentzug von $1.3 \cdot 10^{17}$ cal/d aus, um eine 1000 m mächtige Wasserschicht aller Ozeane bereits in 7500 a um 1° abzukühlen; selbst wenn der Schmelzprozeß nur in jedem Jahr einen Monat anhält, benötigt die gleiche Abkühlung unter sonst konstanten Bedingungen knapp 10^5 a. Durch seitliche und vertikale Vermischung kann nach Erreichen eines neuen Gleichgewichtszustandes im Laufe von 30—40 Ma sicher eine weltweite Abkühlung der höheren Breiten um 8—10° zustandekommen; dabei wird in der Tropenzone die geringmächtige warme Deckschicht oberhalb der Thermokline, die ständig eine Strahlungsbilanz von 250—300 Ly/d empfängt, zuletzt und am schwächsten betroffen. Die ozeanische Durchmischung ist wegen der geringeren Stabilität in den höheren Breiten stärker als in den Tropen: auf diese Weise nimmt das meridionale Temperaturgefälle $\partial T/\partial y$ sehr langsam zu.

Diese Zunahme erhöht — wie bereits früher ausgeführt (Flohn 1964) — die thermische Rossby-Zahl und damit die Baroklinität der Atmosphäre. Dieser Effekt verursacht in der Theorie (Flohn 1964) wie empirisch (Abb. 6) eine sehr allmähliche Verschiebung der subtropischen Hochdruckzone zum Äquator hin; lag sie in der warmen Periode des Alttertiärs noch in 50—60° Breite (Flohn 1964), so dürfte sie gegen Ende des Tertiärs bereits in etwa 40—45° gelegen sein. Damit im Zusammenhang verstärken sich die beiden Polarwirbel mit ihrer Westdrift und weiten sich äquatorwärts aus; das Riesengebiet der von der tropischen oder Hadley-Zirkulation beherrschten Zone — vgl. Schwarzbach (1961), Abb. 105 — schrumpft allmählich auf etwa zwei Drittel des ursprünglichen Umfangs ein.

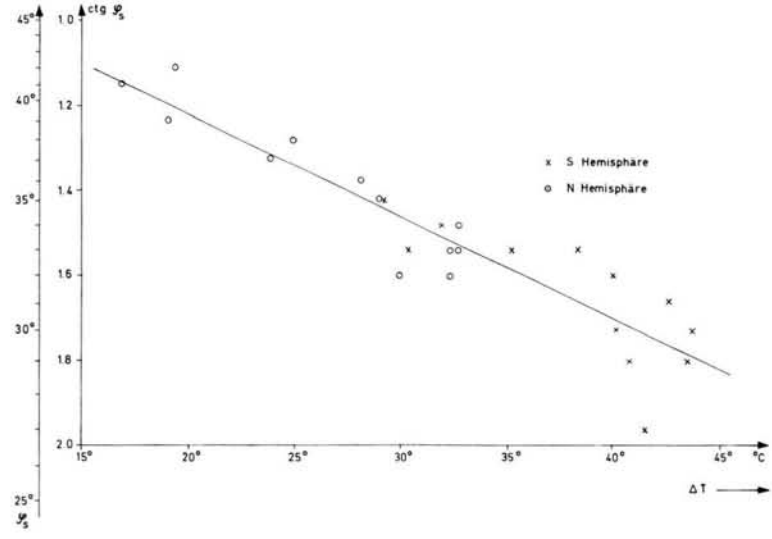


Abb. 6. Meridionales Temperaturgefälle ΔT und Breitenlage (φ_S) der Subtropenzone (nach Korff) in einzelnen Monaten.

Die Bildung von Gebirgsgletschern auf Antarktika steht sicher erst am Ende einer langen Entwicklung, bis die polaren Meere von 8—10° bis in die Nähe des Nullpunktes abgekühlt waren; für unsere Überlegungen ist es sekundär, ob sie im Oligozän, im Miozän oder erst im Altpliozän erfolgt ist. Ihre Bedeutung besteht darin, daß nunmehr eine Abkühlung des subantarktischen Ozeans das ganze Jahr über aufrecht erhalten wird.

b) Im Laufe des Pliozäns ist die Abkühlung der höheren Breiten der Ozeane — hier die Bildung des antarktischen Kaltwassers zwischen dem antarktischen Kontinent und der antarktischen Konvergenz (Kap. 3 c) in 50—60° Breite — soweit fortgeschritten, daß der antarktische Kontinent eine annähernd geschlossene Firneisdecke von zunächst geringer Dicke und stationärer Massenbilanz erhält. Da diese den Wärmenachschub von unten herabsetzt, wird ihre Oberfläche immer kälter, die sommerliche Schmelzperiode dauert immer kürzer, bis auch im Sommer die Oberflächenalbedo a_s von 80—90% erhalten bleibt. Damit wird die Wärmequelle der sehr hohen sommerlichen Einstrahlung (heute S_0 bis 1180 Ly/d, S + H an der Erdoberfläche 800—900 Ly/d) weitgehend ausgeschaltet, und die winterliche Ausstrahlung führt den Übergang von einem warmen zu einem kalten Gletscher (Kap. 3 c) herbei, der die Massenverluste auf ein Minimum herabdrückt und zu einem (in geologischer Zeitskala) raschen Anwachsen führt. Nehmen wir (HOINKES 1968, 1961) eine Massenbilanz von +2 cm/a (Wasserwert) an, dann benötigt das antarktische Eis 10^5 a, um auf eine mittlere Mächtigkeit von 2200 m anzuwachsen. Dieser Prozeß muß aber gleichzeitig eine entsprechende eustatische Senkung des Meeresspiegels hervorrufen, von der uns im Pliozän nichts bekannt ist: wir dürfen ihn deshalb wohl nicht vor der Wende Pliozän/Pleistozän ansetzen.

Überschreitet das antarktische Inlandeis die Grenzen des antarktischen Kontinentes (heute $13.1 \cdot 10^6$ km²), bildet sich außer den kalbenden Eisbergen ein Schelfeis, dessen Wasserverdrängung bei Abschätzungen eustatischer Spiegelschwankungen nicht vernachlässigt werden darf. Sobald die Mächtigkeit den durch die Druckschmelzung gegebenen Schwellenwert überschreitet, kommt es im Sinne der Theorie WILSONS (1964, 1966) zu raschen Schelfeisausbrüchen. Nehmen wir mit WILSON eine Ausdehnung des Schelfeises bis 55° Breite an, dann ergibt das eine Fläche von $33 \cdot 10^6$ km²; bei einer dem heutigen Roß-Eis entsprechenden Dicke von 300 m beträgt das Volumen des Schelfeis-Ausbruches $10 \cdot 10^6$ km³, im Vergleich zu dem heutigen Volumen des Antarktikeises von $28 \cdot 10^6$ km³. Mit diesem Ausbruch nimmt die mittlere Mächtigkeit des kontinentalen Eisschildes auf knapp 1400 m ab, bei einem eustatischen Meeresspiegelanstieg von +25 m. Spätestens in diesem Stadium gefriert das Inlandeis wieder als Ganzes, das Schelfeis bricht ohne Nachschub allmählich in Form riesiger Tafeln ab, und der kontinentale Eisschild beginnt wieder zu wachsen, umgekehrt proportional zu der Flächenausdehnung des randlichen Schelfeises. Unter der Annahme eines Massenzuwachses von maximal +2—3 cm/a ergibt sich ein quasiperiodischer Vorgang — Wachstum, Ausbruch und Abschmelzen — von der Dauer ~30—50 000 a, d. h. in der gleichen Größe, wie sie durch die Befunde von EMILIANI (1955, 1957, 1961, 1966) benötigt wird. (Eine Beteiligung der Erdbahnelemente an dieser Quasiperiodik ist möglich — vgl. WILSON 1966 — aber offenbar nicht notwendig.)

WILSON's Annahme eines allseitigen, katastrophalen Ausbruches — der binnen weniger Jahre oder Jahrzehnte ablaufen müßte — erscheint wenig realistisch. Das Überschreiten der Schwelle vom „kalten" zum „warmen" Inlandeis mit der plötzlichen Abnahme der Viskosität hängt offenbar — auf die Theorie kann hier nicht näher eingegangen werden — von zwei Variablen ab: Mächtigkeit und Mitteltemperatur des überlagernden Eises. Die Mächtigkeit des heutigen Antarktikeises schwankt zwischen 1 und 4 km, das Jahresmittel seiner Oberflächentemperatur zwischen —20° und —56° C; hinzu kommt die vielgestaltige Orographie besonders im Küstenabschnitt. All dies spricht dafür, daß die von WILSON

angenommenen Schelfausbrüche in den einzelnen Sektoren zu sehr verschiedenen Zeiten erfolgen, zuerst vermutlich in den heutigen Schelfeisgebieten. Daraus ergibt sich nur eine allmähliche, vielleicht über 5—10 000 a verteilte Wirkung auf das Klima, ebenso auch anstelle eines katastrophalen Anstieges des Meeresspiegels um 20—30 m eine ganze Reihe kleinerer Anstiege von wenigen Metern, vermutlich nur mit einer Rate von einigen cm (oder Dezimetern) pro Jahr. Auch die allmähliche Zunahme der Intensität der Kaltzeiten (WOLDSTEDT 1966) läßt sich als Folge einer (überlagerten) Zunahme der Mächtigkeit des Antarktikeises bei gleichzeitiger Abkühlung interpretieren.

In diesem Zusammenhang darf kurz an die permokarbone Eiszeit erinnert werden. Hier kam (schon im Devon) der riesige Gondwana-Kontinent, dessen Ausdehnung auf $65 \cdot 10^6$ km² (also die fünffache Fläche von Antarktika) geschätzt werden kann, in Polnähe; über mehr als 100 Ma hinweg wurden kälteliebende Faunen und Floren sowie lokale Vereisungen beobachtet. Im Permokarbon hat dieser Kontinent für längere Zeiten (20—30 Ma) annähernd zirkumpolar gelegen; in dieser Zeitspanne kam es zu einer kontinentalen Vereisung, die aber — schon wegen der durch die Größe des Kontinents bedingten Trockenheit — nie den ganzen Kontinent bis zur Küste umfassen konnte. Weil das Gondwana-Inlandeis stets kleiner als der Kontinent blieb, kam es nie zu quasiperiodischen Ausbrüchen und entsprechenden Meeresspiegelschwankungen; alle Vorgänge spielten sich im Innern des Kontinents ab, mit einer vergleichsweise sehr langsamen Zeitskala in der Größenordnung einiger 10^7 a.

c) Der Wärmehaushalt der Erdoberfläche hat sich schon durch die allmähliche Abkühlung der Meere höherer Breiten erheblich gewandelt; die Schelfeis-Ausbrüche der Antarktis nach WILSON's Theorie liefern nun eine entscheidende Änderung (vgl. Kapitel 4 b) mit einer Zunahme von a_s (global) von rund 0.10 auf 0.15 und einem entsprechenden Rückgang der mittleren Oberflächentemperatur T_s um 5—6°, beides jedoch konzentriert zunächst auf die höheren Südbreiten. Die physikalisch-klimatologischen Auswirkungen wären etwa die folgenden:

1. Da im atlantisch-afrikanischen Sektor (45° W — 75° E) die antarktische Konvergenz (als Folge der Konfiguration der Küsten) bis 49—50° S vorstößt, führt das Wachstum des antarktischen Schelfeises zuerst zu einer Abkühlung des Benguelastroms und des Südäquatorialstromes, der zum Teil in die nordhemisphärische Zirkulation, d. h. in den Golfstrom übertritt. Die konstante Strahlungszufuhr (Q_M) in den Tropen schwächt zwar diese Abkühlung ab, aber im wesentlichen auf Kosten der Verdunstung (U_V) des tropischen Meeres. Damit beginnt eine zwar langsame, aber nachhaltige Abkühlung von Luft und Wasser auch auf der Nordhalbkugel, die ein allmähliches Wachstum der Gletscher in Skandinavien, Labrador und Baffinland veranlaßt.

2. Wachstum der Inlandeise auf den Nordkontinenten und Vergrößerung der Treibeismenge auf dem Nordatlantik führen zu einer besonders großen Abkühlung des Kanarenstroms (lokal um etwa 12°, vgl. Kapitel 3 d, 4 c). Die annähernd konstante Einstrahlung der Tropenzone wird nunmehr zu einem wesentlich größeren Teil zur Erwärmung der oberen Schichten des Meeres verbraucht, so daß der Anteil der Terme $U_V + U_L$ an Q_M von heute 80 % auf wenig mehr als 50 % reduziert wird. Die Abkühlung der Meeresströmungen wird von einer Abkühlung der Luft begleitet, wenn auch stets der Wärmetransport W_{TL} über den Ozeanen erheblich geringer bleibt als W_{TM}. Da von den tropischen Kontinenten (bei konstanter Einstrahlung) nur wärmere Luft auf das kalte Meere transportiert werden kann, nimmt nach der Dalton-Gleichung die Differenz e_s—e ab oder kehrt sogar ihr Vorzeichen um: dieser Vorgang setzt die Verdunstung (und U_V) erheblich herab, während U_L vielfach sogar negativ wird.

Die hier für den Atlantik ausgeführte Vorstellung gilt für den Pazifik nur in abgeschwächtem Maße, da wegen der Konfiguration des Kontinents und der Anordnung der Meeresströmungen die antarktische Konvergenz im pazifischen Sektor nur bis 58—60° S reicht. Der in Kapitel 2 f erörterte große Unterschied der kontinentalen Vereisungen im atlantischen und pazifischen Sektor dürfte hierin primär mitbegründet sein. Insgesamt umfaßt der Aufbau der Eisschilde — ganz überwiegend im atlantischen Sektor der Nordkontinente — $32 \cdot 10^6$ km² mit einer mittleren Mächtigkeit von 1600 m (Maximalwerte vielleicht 4000 m). Der Spiegel des Weltmeeres sinkt gleichzeitig ab, in den größeren Eiszeiten auf —100 m, maximal auf —145 m. Während des Aufbaues sind die nordhemisphärischen Meerestemperaturen noch relativ hoch, ebenso auch Verdunstung und Niederschlag. Die Abkühlung der Kontinente führt zu Neubildung, Vergrößerung und Dickenwachstum der arktischen Meereisdecke: diese ist von ausschlaggebender Bedeutung für den regionalen Wärmehaushalt, aber auch für das meridionale Temperaturgefälle und damit für die Intensität der atmosphärischen Westdrift. Die Ausdehnung der Eisschilde bis 38° N (Mississippi) bzw. 48° N (Don—Wolga) erzwingt quasistationäre Höhentröge der Westdrift, die über dem nördlichen Südamerika und über Nordafrika bis in die inneren Tropen reichen: in diesen Gebieten kommt es zu besonders starkem Temperaturrückgang und (jedenfalls über der Sahara) zu höheren Niederschlägen.

Die Abkühlung der Luft und der Ozeanströmungen — jedenfalls im Kanarenstrom — führen über der Äquatorialregion des Atlantik zu einem Temperaturrückgang um 5—6° und (nach den in Kap. 4 c erörterten Modellfällen) zu einem Rückgang der Verdunstung um rund 30%: damit setzt die (annähernd stationäre) aride Phase des Hochglazials ein, und das Wachstum der nordhemisphärischen Eisschilde endet. Die kontinentalen Eisschilde werden zunehmend von dem aus den ariden Gebieten stammenden Lößstaub verschmutzt, ihre Albedo nimmt ab, und damit wächst die Intensität (und Andauer) des sommerlichen Abschmelzens.

Dieser Vorgang leitet den Abbau der beiden kontinentalen Eisschilde in Europa und Nordamerika ein, bleibt dagegen für Grönland und Antarktika unwirksam (Hoinkes 1961, Bloch 1964, Davitaya 1965). Auch hierbei kann durchaus eine durch die Ekliptikschiefe hervorgerufene Zunahme der sommerlichen Einstrahlung (Milankovitch 1930, 1938, van Woerkom 1953) unterstützend mitwirken.

Diese Hypothese beantwortet eine für den Meteorologen sehr schwierige Frage: wie kommt es zu der Umstellung von einer eisaufbauenden Zirkulation der Atmosphäre zu einer eisabbauenden? Der erste Typ entspricht weitgehend (Flohn 1952) der heutigen Zirkulation kalter Winter (z. B. Winter 1962/3 oder 1968/9). Das ist voll verständlich, denn die im Wärmehaushalt so wichtige Grenze zwischen Schneedecke und schneefreiem Land (oder Meer) bestimmt über den thermischen Wind immer wieder die Konfiguration der Höhenströmung und damit die Zugbahnen der Zyklonen und Niederschlagsgebiete. Von ihrer Lage hängt es auch oft, in Nähe der 0°-Grenze, ab, ob Niederschlag als Regen oder als Schnee fällt. Je mächtiger die Eisschilde, desto persistenter ist diese Anordnung des troposphärischen Temperatur- und Windfeldes; blockierende Hoch-Zentren und tiefe Höhentröge sind jetzt nicht nur quasistationär, sondern durch die permanente Abkühlung über Eis fixiert. Die Zerstörung eines so weitgehend eingefahrenen Gleichgewichtes, das sich durch Rückkopplung (feed-back) immer wieder herstellt, ist vom synoptischen Gesichtspunkt heraus kaum verständlich: jeder Eisabbau benötigt eine völlige Umstellung dieser Anordnung, für die zunächst alle Voraussetzungen im dreidimensionalen Temperaturfeld fehlen.

Wird aber der Eisabbau unabhängig von der Wetterlage über den Strahlungshaushalt durch Abnahme der Albedo in Gang gesetzt, dann wird diese Rückkopplung an entschei-

dender Stelle unterbrochen, und es kommt allmählich auch zu einer Umstellung der Großwettersituation. Das nordamerikanische Inlandeis ist — wenn wir die Verhältnisse der Postglazialzeit heranziehen (LAMB 1961, 1966) — stabiler als das europäische, dessen Abbau rascher vor sich geht; auch heute liegt der nordhemisphärische Kältepol der Troposphäre, besonders im Sommer, im Bereich des kanadischen Archipels. Ist aber das europäische Inlandeis erst einmal bis Skandinavien zurückgeschmolzen und das atlantische Treibeis bis 60° N zurückgewichen, dann verlagern sich die Zyklonenzugbahnen vom Mittelmeer nach Mitteleuropa (etwa 55° Breite), die lokale Abkühlung des Kanarenstroms entfällt, die äquatorialen Oberflächentemperaturen steigen rasch an — wie für die Zeit um 11 000 vor heute wahrscheinlich gemacht — und eine der heutigen ähnlichere atmosphärische Zirkulation (LAMB 1961, 1966) setzt sich durch, obwohl das amerikanische Inlandeis in seinem Kern noch erhalten ist. Diese Phasenverschiebung erklärt also die rasche Erwärmung vor 11 000 Jahren bei noch tiefem Stand des Meeresspiegels; vielleicht hängen damit auch die auffällig raschen und höchst wirksamen Klimaänderungen dieser Zeit (SCHWARZBACH 1961, Abb. 114) mit ihrer Zeitskala von nur 500—1000 a zusammen.

Mit dieser globalen Erwärmung des Oberflächenwassers geht die ebenso globale aride Phase zu Ende; mit der Zunahme der Temperatur und des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre etwa auf die heutigen Werte beschleunigt sich auch der Wiederaufbau des Antarktikeises.

d) Die besonders intensive Vereisung des zirkumatlantischen Sektors (Kap. 2 f) kann einmal primär darin begründet sein, daß die antarktische Konvergenz — an der WILSON (1964, 1966) mit guten Gründen seinen Schelfeis-Ausbruch enden läßt — im atlantisch-indischen Bereich (45° W — 75° E) in 48—50° S Breite liegt, gegenüber 60° S im pazifischen Sektor (Kap. 4 e). Damit kommt die initiale Abkühlung im Atlantik stärker zur Geltung als im Pazifik. Sobald aber die nordhemisphärischen Eisschilde erst einmal anwachsen und der Meeresspiegel unter —20 m absinkt, verengt sich die Beringstraße stark; bei —42 m ist sie völlig geschlossen. Damit verschwindet an dieser Stelle der Wärme- und Massenaustausch mit dem Arktischen Ozean, der heute etwa 35 % des gesamten Austausches beiträgt. Die Warmwassermassen des Kuroshio verbleiben im Nordpazifik und führen zu einer mindestens relativen Erwärmung seines Nordabschnitts von den Kurilen bis zur Südküste von Alaska. Die dabei gewonnene Wärmeenergie beträgt nach MOSBY etwa $8 \cdot 10^{19}$ cal/a; dies reicht aus, um eine 100 m mächtige Deckschicht des Pazifiks nördlich 50° Breite ($6.75 \cdot 10^6$ km²) pro Jahr um 0,12° zu erwärmen. Das ist — neben dem vergleichsweise geringen hydrographischen Einzugsgebiet des Pazifiks — offenbar eine der Hauptursachen für die auffällig geringe Vereisung von Nordost-Sibirien und Alaska. Während im Atlantik sich aus den Schmelzwässern an der Oberfläche eine flache, salzarme und daher wenig dichte Kaltwasserschicht bildet, noch verstärkt durch den Treibeis-Zustrom aus dem Arktischen Becken, fällt dieser Prozeß im Pazifik aus. Bis auf die globale — von der Breite mehr oder weniger unabhängige — Abkühlung als Folge der Zunahme der Albedo a_s (Kap. 4 b) ändert sich gegenüber den heutigen Verhältnissen nur wenig. Dagegen müßte im Atlantik als Folge der Vereisung beider Kontinente das arktische Meereis in mehr oder minder aufgelockerter Form weit vorrücken — von der Bäreninsel bis etwa zu einer Linie Irland—New York, also bis etwa 50° N. Leider existiert kein Belegmaterial für oder gegen diese Vermutung; für die meteorologische Diskussion ist diese Frage zweifellos von entscheidender Bedeutung, worauf LAMB (1966) an mehreren Stellen hingewiesen hat. Die fundamentale Bedeutung der verschiedenen Wärmebilanzgrößen des arktischen Treibeises, des offenen Meeres nördlich 70° Breite und im Vergleich dazu des antarktischen Festlandeises geht aus der folgenden Zusammenstellung (FLOHN 1967) hervor; sie darf allerdings für den kritischen Bereich zwischen 50° und 70° N während der Kaltzeiten nicht ohne erhebliche Korrekturen angewandt werden.

Tabelle 3

Strahlungs- und Wärmehaushalt von Arktis und Antarktis

	Jahreszeit	Q_K	Q_l	Q	U_V	U_L	$U_M(U_B)$	
Arktischer	Sommer	217	—66	151	14	12	125	Ly/d
Ozean	Winter	0	—80	—80	—1	—3	—76	Ly/d
(eisbedeckt)	Jahr	81.5	—81	0.5	6.5	10	—16	Ly/d
Norwegische	Sommer	312	—79	233	26	—17	224	Ly/d
See	Winter	7	—129	—122	103	81	—306	Ly/d
(eisfrei)	Jahr	139	—107	32	75	45	—88	Ly/d
Antarktischer	Sommer	176	—152	24	1	1	22	Ly/d
Kontinent	Winter	0	—50	—50	—1	—40	—9	Ly/d

Hierbei ist $Q_K = (S + H)(1—a_s)$ die kurzwellige, $Q_l = E—G$ die langwellige und $Q = Q_K + Q_l$ die gesamte Strahlungsbilanz (Nettostrahlung) der Erdoberfläche. Ferner ist U der Wärmeumsatz bzw. (vertikale) Wärmetransport an der Erdoberfläche, mit den Indizes V = Verdunstung, L = fühlbare Wärme (Luft), B = Boden, M = Meer.

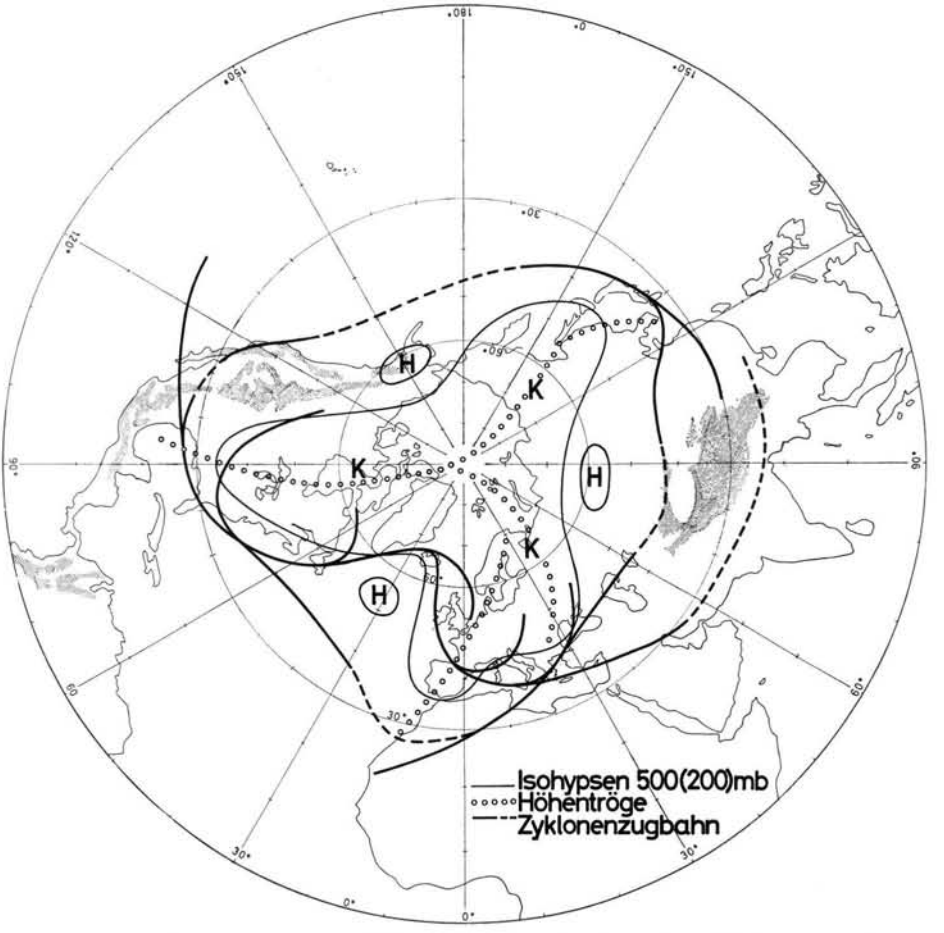


Abb. 7. Kaltzeitliche Anordnung der Höhenströmung (500—200 mb) und Zyklonenzugbahnen.

Die besonders tiefe kaltzeitliche Absenkung der Temperaturen an der Westküste Europas von Irland bis nach Nordspanien um 12—15° (Kap. 2 f) fordert eine spezielle Deutung, besonders beim Vergleich mit der amerikanischen Westküste in gleicher Breite. Da die nächsten Eisränder bei Irland, am Niederrhein (in der vorletzten Kaltzeit) und in den Westalpen liegen, scheidet eine Interpretation als Folge lokaler Gletscherwinde aus: deren thermische Wirkung geht kaum über 50—100 km hinaus. Wenn aber die Hauptzyklonenzugbahn — ebenso wie heute in allen Strengwintern — mit häufigen, intensiven Zyklogenesen in das Mittelmeer hinein verläuft, dann ergibt sich notwendig in Westeuropa ein Vorherrschen kalter östlicher Winde das ganze Jahr über. Diese Ostwinde müßten an der Biskaya mittels der Ekman-Drift eine Zone mit aufquellendem kalten Tiefenwasser in der inneren Biskaya hervorrufen, wobei die Wassertemperaturen — noch stärker als heute an der Küste von Oregon und Nordkalifornien — auf 8—10° C im Sommer absinken können, was nur noch zu einer subarktischen Tundra anstelle des Waldes im Meeresniveau ausreicht.

c) Die hypothetische Zirkulation der Atmosphäre während einer Kaltzeit ist schon mehrfach Gegenstand meteorologischer Arbeiten zum Eiszeitproblem gewesen (Flohn 1952, Lamb 1961, 1966, Willett 1949); hierbei sind die Analogieen zu den heutigen Strengwintern an erster Stelle herangezogen worden. Nachdem etwa 30jährige Erfahrungen mit der heutigen dreidimensionalen Analyse vorliegen, sieht man in manchen Details klarer: die Dynamik der Rossby-Wellen (d. h. der Mäander der Westdrift) und die Rolle des thermischen Windes macht es relativ leicht, die vorherrschende Höhenströmung zu skizzieren (Abb. 7). Eine einwandfreie Darstellung der mittleren Bodendruckverhältnisse ist schon etwas schwieriger und mit mehr Fehlerquellen behaftet; wir verzichten deshalb hier darauf (vgl. jedoch Lamb 1966) und beschränken uns auf ein Schema der hauptsächlichen Zyklonenzugbahnen.

Zunächst darf man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die Hauptfrontalzonen, der subtropische Hochdruckgürtel und die mit ihm gekoppelte subtropische Strahlströmung im Atlantik ganzjährig etwa 8—10° weiter südlich lagen als heute, während im Pazifik diese Verlagerung mindestens geringer war. Das führt — nach der bekannten Formel von C. G. Rossby für die Länge L_s stationärer Wellen in der Westdrift (vgl. Abb. 8)

$$L_s^2 = 4\,\pi\,U^2/\beta \text{ mit } \beta = 2\,\Omega\cos\varphi/r$$

(U = zonale Windgeschwindigkeit, Ω = Winkelgeschwindigkeit der Erde, φ = Breite, r = Erdradius) — zu einer Verkürzung der quasistationären Wellen (Lamb 1966), sofern diese nicht durch die gleichzeitige Zunahme von U überkompensiert wird. Aus der Analogie zu den heutigen Strengwintern ergibt sich ein quasistationärer tiefer Höhentrog im mittel- oder gar westeuropäischen Raum, in dem Kaltluft weit nach Nordafrika hineingeführt wird. An seiner Vorderseite kommt es zu häufigen und intensiven Niederschlägen

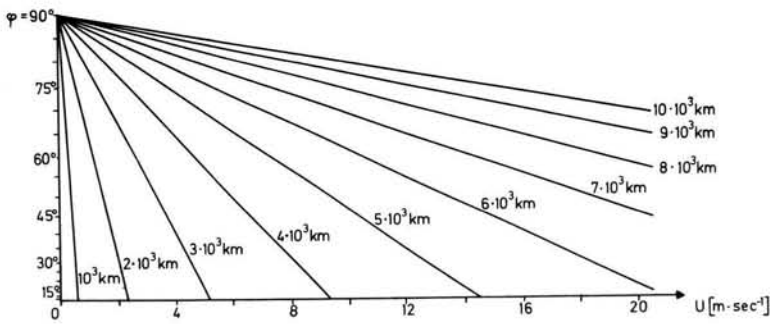


Abb. 8. Länge stationärer Rossby-Wellen.

meist in Schneeform; auch in der Sahara treten — in Analogie zu den heute im Frühjahr dort häufigen Zyklogenesen — nicht unerhebliche Regenfälle ein. Dieser Höhentrog sichert die Ernährung des nordeuropäischen Inlandeises von SW, S und SE her bis hin nach Südrußland. Er ist notwendig gekoppelt mit der Tendenz zu blockierenden Hochdruckgebieten im Seegebiet um Island, aber auch auf seiner Vorderseite im Raume Westsibirien (60—80° E, etwa 55° N): damit erklärt sich auch die relative Trockenheit des Raumes Iran/Pakistan sowie die — im Vergleich zu den Alpen — geringe Vergletscherung der zentralasiatischen Hochgebirge, Mittel- und Ostsibiriens in der letzten Kaltzeit (v. WISSMANN 1959). Der ostasiatische Höhentrog ist relativ schwächer als heute; hierfür spricht vor allem die begrenzte Vergletscherung der ostsibirischen Randgebirge. Das muß nicht in allen Kaltzeiten so gewesen sein: falls sich die sehr starke Vereisung von ganz Ostasien (auch Hochasien?) in einer älteren Eiszeit (Kap. 2 f) als gesichert herausstellen sollte, müssen wir mit erheblichen Verschiebungen in der relativen Bedeutung der einzelnen Höhentröge rechnen. Eine Ursache könnte darin liegen, daß in früheren Kaltzeiten die Beringstraße als Folge tektonischer Vorgänge nicht trocken fiel; damit wird wesentlich mehr Wärme dem Pazifik entzogen und dem Arktischen Ozean zugeführt. Doch erscheint eine eingehende Diskussion heute noch verfrüht.

Ein mittelatlantischer Höhenhochrücken — mit häufig blockierendem Zentrum bei Island — wird auch gefordert als Folge des sehr tiefen und beständigen Höhentroges über dem östlichen Nordamerika, dessen Achse in den Kaltzeiten wahrscheinlich etwas weiter im Westen (85—90° W) lag als heute. Eine der wesentlichen Folgen ist eine große Häufigkeit nördlicher Winde auf seiner Vorderseite, d. h. vor den Küsten Westeuropas: das ist ein Argument mehr für eine relative Verstärkung des Kanarenstroms zu Lasten des Golfstromes, sowie für eine weit südwärts ausgreifende Zunge arktischen Treibeises. Eine weitere Folge ist die permanente Schwächung des Azorenhochs, des nordatlantischen Passats und damit der Wasserdampfzufuhr zum Pazifik, mit den (vgl. Kap. 3 d) — allerdings als primär! — skizzierten Folgen (WEYL 1968) für den Salzgehalt der beiden Ozeane.

6. Zusammenfassung und Schluß

Die Hauptergebnisse unserer Betrachtung können in folgenden Sätzen zusammengefaßt werden:

1) Die primäre Voraussetzung der pleistozänen (und der permokarbonen) Vereisung ist die Drift einer isolierten Kontinentalscholle — Antarktika im Tertiär, Gondwanaland im Devon — in eine zirkumpolare Position. Hieran sind im Tertiär sowohl konvektive Bewegungsvorgänge im Erdmantel (Spreizung der Ozeanböden) wie auch Verlagerungen der Rotationsachse relativ zum Erdmantel beteiligt; beide Prozesse sind nach Richtung und Geschwindigkeit durch paläomagnetische und (oder) astronomische Daten gesichert, mit einer horizontalen Komponente von wenigen cm/a.

2) Auf einem Kontinent in Polnähe bildet sich zunächst eine winterliche Schneedecke aus. Ihr Abschmelzen führt zur Abkühlung einer 1000 m mächtigen Bodenwasserschicht des Ozeans um 1° in einem Zeitraum von $\sim 10^5$—10^6 a, die sich durch Mischungsvorgänge auf alle Ozeane ausdehnt, mit einem Minimum ihrer Wirkung in den warmen Deckschichten der Tropenzone. Dieser Effekt interpretiert die allmähliche Abkühlung der höheren Breiten während des Tertiärs, bei etwa konstanter Temperatur in den Tropen.

3) Spätestens im Pliozän bildet sich, nachdem die Meerestemperatur auf wenig über 0° abgesunken war, auf Antarktika eine mehr oder minder stationäre Vergletscherung aus, vom Typ der „warmen" Gebirgsgletscher. Gegen Ende des Pliozäns wandelt sich diese bei fortschreitender Abkühlung in einen „kalten" Gletscher um, mit positiver Massenbilanz und gleichzeitigem eustatischen Absinken des Meeresspiegels; in den polaren Gebirgen der Nordkontinente bilden sich ebenfalls Gletscher.

4) Sobald das antarktische Inlandeis die kritische Mächtigkeit erreicht, bei der auf der Unterseite Druckschmelzung eintritt, kommt es zu Ausbrüchen (surges) im Sinne der Theorie von A. T. WILSON, die am Rande des Kontinentes zu einer (allmählichen) Ausbildung großer Schelfeismassen bis etwa 55° S-Breite führen, zugleich mit einem Anstieg des Weltmeeres von 20—30 m. Die Zunahme der Oberflächenalbedo führt zu einer globalen Abkühlung um etwa 5°, zum Aufbau von Eisschilden in den dafür geeigneten Gebieten der Nordkontinente und damit zu eustatischem Absinken des Weltmeeres (maximal um —145 m).

5) Nach Eintritt der Druckentlastung stabilisiert sich das antarktische Inlandeis bei geringerer Mächtigkeit; das Schelfeis wird mangels Nachschub allmählich abgebaut.

6) Die von N und S her eingetretene Abkühlung der Meeresströmungen (und der Luft) führen in der Tropenzone zu einem advektiven Absinken der Meerestemperaturen um 5—6°, zu einem Rückgang der Verdunstung um etwa 30% und damit (unter stationären Bedingungen) zu einer globalen ariden Phase im Hochglazial.

7) In dieser ariden Phase geht das Wachstum aller Eisschilde auf ein Minimum zurück; die Eisschilde der Nordkontinente werden durch Lößstaub so verschmutzt, daß das sommerliche Abschmelzen zunimmt und der Übergang zum Abbau (mit eustatischem Meeresspiegelanstieg im Spätglazial) einsetzt.

8) Die quasiperiodischen Vorgänge unter 4) bis 7) laufen mit einer Zeitskala von insgesamt 30—50 000 a ab; die Mitwirkung von Schwankungen der Erdbahnelemente hierbei ist möglich, aber nicht notwendig.

9) Die viel stärkere Vereisung des atlantischen Sektors der Nordkontinente wird interpretiert (primär) als Folge des weiteren Ausgreifens der antarktischen Schelfeis-Ausbrüche im Südatlantik und (sekundär) als Folge der Bildung einer Landbrücke im Beringmeer, die den Massen- und Wärmeaustausch zwischen Pazifik und Arktis-Ozean verhindert.

10) Das Fehlen ähnlicher quasiperiodischer Vorgänge im Permokarbon kann interpretiert werden als eine Folge der Größe des Gondwana-Kontinentes, der eine Schelfeisbildung gar nicht zuläßt.

Diese 10 Sätze sind — um eine weitere Diskussion zu erleichtern — etwas überspitzt formuliert. Die damit skizzierte Modellvorstellung ist rein geophysikalischer Natur (siehe jedoch Satz 8); die in ihr eingebauten geophysikalischen Theorieen stehen zwar nicht außerhalb jeder Diskussion, werden aber von vielen bedeutenden Autoren (besonders der englisch-sprechenden Welt) anerkannt.

Das Modell steht — soweit erkennbar — nirgendwo im Widerspruch zu Beobachtungstatsachen, die vielfach hier in ihren physikalischen Wechselbeziehungen erscheinen; dies erscheint als Vorzug gegenüber vielen „extraterrestrischen" Eiszeit-Theorieen. Es benötigt weder eine Änderung der Solarkonstante noch (zwingend) eine Mitwirkung der Erdbahnelemente, weder eine Änderung der Gravitation noch eine solche der Zusammensetzung (oder Trübung) der Erdatmosphäre, abgesehen von dem temperaturabhängigen Anteil des Wasserdampfes. Eine derartige rein geophysikalische Deutung hält auch HOINKES (1968) für möglich; vor 30 Jahren noch glaubte A. PENCK (1938) fest an eine außerirdische Interpretation. Dabei erhält der antarktische Kontinent eine überragende Rolle als räumlich-zeitliches Steuerungszentrum (Sätze 1—5).

Der synthetische Charakter des Modells geht aus der Vielzahl der beteiligten Autoren hervor, von denen in vereinfachender Weise nur wenige genannt seien: zu Satz 1) FAIRBRIDGE, sowie HEIRTZLER und Mitarbeiter, zu Satz 3) HOINKES, zu Satz 4) WILSON sowie die grundlegend wichtigen Arbeiten von MANABE und Mitarbeitern, zu Satz 5) und 8) WILSON, zu Satz 7) BLOCH, DAVITAYA und HOINKES. Die Instabilitäts-Theorie von WILSON (1964, 1966) liefert (in etwas revidierter Form) den Auslöse-Mechanismus (Trigger), der innerhalb des terrestrischen Systems die Umschaltung von einem warmzeitlichen

auf einen kaltzeitlichen Zustand bewirkt; auf ihre Prüfung muß also besonders Gewicht gelegt werden. Der Beitrag des Verfassers bezieht sich hauptsächlich auf die quantitativen Schätzungen zu Satz 2) und 6) sowie auf regionale Betrachtungen (u. a. Sätze 9—10).

Dieses empirisch-geophysikalische Modell hat — nach der Formulierung von SCHWARZBACH (1968) — einen multilateralen, autozyklischen Charakter. Es soll die mathematische Behandlung paläoklimatischer Probleme fördern, wie sie MILANKOVITCH schon vor fast 50 Jahren — ohne Computer! — durchgeführt hat; eine sinnvolle mathematische Behandlung setzt eine solide Kenntnis der geophysikalischen Prozesse und Parameter voraus. Ein einfaches funktional-analytisches Paläoklima-Modell — bei dem die meridionale Verteilung der Temperatur am Boden vorgegeben wird — ist von einem meiner Mitarbeiter (Dipl.-Math. Fr. SCHMIDT) entwickelt worden; sein weiterer Ausbau soll für einige der hier behandelten Probleme quantitative Lösungen liefern.

Der Verfasser ist vielen Gesprächspartnern für Diskussion und Kritik einzelner Fragen äußerst dankbar; stellvertretend für viele seien genannt: M. BERNARD (New York), M. I. BUDYKO (Leningrad), P. JORDAN (Hamburg), H. H. LAMB (Guildford, U. K.), M. SCHWARZBACH (Köln) und P. WOLDSTEDT (Bonn).

Bemerkungen bei der Korrektur: Wenn sich die kürzlich von HAYS und Mitarb. (Bull. Geol. Soc. Amer., **80**, 1481—1514, 1969) vorgelegte Neubestimmung des Alters verschiedener Bohrkerne aus der äquatorialen Tiefsee bestätigen sollte, dann ergibt sich eine neue Synthese der Datierung: 8 glaziale Epochen in den letzten 700 000 Jahren, d. h. ein mittlerer Abstand von 80—90 000 a. Diese (deutlich unperiodischen) Fluktuationen stehen m. E. nicht im Widerspruch mit dem hier vorgeschlagenen Modell, wohl aber mit der MILANKOVITCH-Hypothese.

Literatur

BERNARD, E. A.: Théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux du quaternaire africain. — Ac. roy. sc. d'outre-mer, mém. 8⁰, **12**, fasc. 1, 2—232, Brüssel 1962.

BLOCH, M. R.: Die Beeinflussung der Albedo von Eisflächen durch Staub und ihre Wirkung auf Ozeanhöhe und Klima. — Geol. Rdsch., **54**, 515—522, Stuttgart 1964.

BROECKER, W. S.: Absolute dating and the astronomical theory of glaciation. — Science, **151**, 299—304. Washington 1966.

— : Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. — Science, **159**, 297—300, Washington 1968.

BUDYKO, M. I.: Atlas teplovogo balansa (Atlas der Wärmebilanz). — 41 S., Leningrad 1963.

COX, A.: Polar wandering, continental drift, and the onset of quaternary glaciation. — Am. Met. Soc., Met. Monogr., **8**, 30, 112—125, Boston, Mass. 1968.

DAVITAYA, F. F.: The possible influence of the atmosphere dusting on the decrease of glaciers and the climate warming (in russian). — Izv. Ak. Nauk USSR, Ser. Oeogr., **2**, 3—22, Moskau 1965.

DOBERITZ, R., FLOHN, H. & SCHÜTTE, K.: Statistical investigations of the climatic anomalies of the equatorial Pacific. — Bonner Met. Abh., H. 7, 76 S., Bonn 1967.

DONN, W. L. & EWING, M.: A theory of ice ages III. — Science, **152**, 1706—1712, Washington 1966.

— : The theory of an ice-free arctic ocean. — Am. Met. Soc., Met. Monogr., **8**, 30, 100—105, Boston 1968.

EMILIANI, C.: Pleistocene temperatures. — J. Geol., **63**, 538—578, Chicago, Ill. 1955.

EMILIANI, C. & GEISS, J.: On glaciations and their causes. — Geol. Rdsch., **46**, 576—601, Stuttgart 1957.

EMILIANI, C.: Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of globigerina — ooze facies. — Ann. New York Ac. Sc., **95**, 521—536, New York 1961.

— : Isotopic palaeotemperatures. — Science, **154**, 851—857, Washington 1966.

ERICSSON, D. B., EWING, M. & WOLLIN, G.: The pleistocene epoch in deep-sea sediments. — Science, **146**, 723—732, Washington 1964.

— : Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. — Science, **162**, 1227—1234, Washington 1968.

EWING, M. & DONN, W. L.: A theory of ice ages I. — Science. **123**, 1061—1066, Washington 1956.

— : A theory of ice ages II. — Science, **127**, 1159—1162, Washington 1958.

FAIRBRIDGE, R. W.: Convergence of evidence on climatic change and ice ages. — Ann. New York Ac. Sc., **95**, 542—579, New York 1961.
— : Ice-Age Meteorology. Ice Age Theory. In: Encyclopedia of Astrogeology, 454—474, New York 1967.
FLETCHER, J. O.: The heat budget of the arctic basin and its relation to climate. — Rand Corp., R-444-PR, 179 S., Santa Monica, Cal. 1965.
FLINT, R. F.: Glacial and pleistocene geology. — 553 S., New York 1957.
FLOHN, H.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. — Geol. Rdsch., **40**, 153—178, Stutgart 1952.
— : Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. — Erdkunde, **7**, 266—275, Bonn 1953.
— : Kontinental-Verschiebungen, Polwanderungen und Vorzeitklimate im Lichte paläomagnetischer Meßergebnisse. — Naturw. Rdsch., 12, 375—384, Stuttgart 1959.
— : Grundfragen der Paläoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. — Geol. Rdsch., **54**, 504—515, Stuttgart 1964.
— : Bemerkungen zur Asymmetrie der atmosphärischen Zirkulation. — Ann. Met. (N.F.), **3**, 76—80, Offenbach M. 1967.
FLOHN, H. & KORFF, H. Cl.: Zusammenhang zwischen dem Temperaturgefälle Äquator-Pol und den planetarischen Luftdruckgürteln. — Ann. Meteor. N. F., **4**, 163—164, Offenbach a. M. 1969.
FRECHEN, J. & LIPPOLT, H. J.: Kalium-Argon Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 5—30, Öhringen 1965.
FRENZEL, B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. — 291 S., Braunschweig 1967.
GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. — 4. Aufl., S. 23 ff., Braunschweig 1961.
GOW, A. J., UEDA, H. T. & GARTFIELD, D.: Antarctic ice sheet. — Science, **161**, 1011—1013, Washington 1968.
HAYS, J. D.: Quaternary sediments of the antarctic ocean. In SEARS, M. (ed.): Progress in Oceanography, **4**, 117—131, Oxford 1967.
HAYS, J. D. & OPDYKE, N. D.: Antarctic radiolaria, magnetic reversals, and climatic change. — Science, **158**, 1001—1011, Washington 1967.
HEUSSER, C. J.: Polar hemispheric correlation: Palynological evidence from Chile and the Pacific north-west of America. In Roy. Met. Soc.: World climate from 8000 to 0 B.C. Proc. Int. Symp. London 1966, 124—141, London 1967.
HOINKES, H.: Die Antarktis und die geophysikalische Erforschung der Erde. — Naturwissenschaften, **48**, 354—374, Berlin 1961.
— : Wir leben in einer Eiszeit. — Umschau, **68**, 810—815, Frankfurt M. 1968.
JORDAN, P.: Die Expansion der Erde. — 182 S., Braunschweig 1966.
KAISER, Kh.: Das Klima Europas im quartären Eiszeitalter. — Fundamenta, Monogr. z. Urgesch., **2**, 1—27, Köln 1967.
KERNER VON MARILAUN, F.: Paläoklimatologie. — Berlin 1930.
KLEBELSBERG, R. VON: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — **1** u. **2**, Wien 1948/9.
KU, T. L. & BROECKER, W. S.: Rates of sedimentation in the arctic ocean. In SEARS, M. (ed.): Progress in Oceanography, **4**, 95—104, Oxford 1967.
LAMB, H. H.: Fundamentals of climate. In NAIRN, A. E. M. (ed.): Descriptive palaeoclimatology, 8—44, New York 1961.
— : The changing climate. Selected papers. 236 S., London 1966.
LAMB, H. H., LEWIS, R. P. W. & WOODROFFE, A.: Atmospheric circulation and the main climatic variables between 8000 and O B.C.: Meteorological evidence. In Roy. Met. Soc.: World climate from 8000 to O B.C. Proc. Int. Symp. London 1966, 174—217, London 1967.
LAUE, E. G. & DRUMMOND, A. J.: Solar constant: First direct measurement. — Science, **161**, 888—891, Washington 1968.
MANABE, S. & STRICKLER, R. F.: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. — J Atm. Sc., **21**, 361—384, Boston 1964.
MANABE, S. & WETHERALD, R. T.: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. — J Atm. Sc., **24**, 241—259, Boston 1967.
MILANKOWITCH, N.: Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In KÖPPEN, W. & GEIGER, R.: Hdb. Klimat., **1**, A, Berlin 1930.
MITCHELL, J. M. jr.: Theoretical paleoclimatology. — In: Quaternary of the U. S., Review Vo. for the VII Congr. Int. Ass. f. Quatern. Res., 881—901, Princeton 1965.
MOSBY, H.: Water, salt and heat balance of the north polar sea and of the Norwegian sea. — Geof. Publ., **24**, 289—313, Oslo 1962.
ÖPIK, E. J.: Climatic change in cosmic perspective. — Icarus, **4**, 289—307, New York 1965.
PENCK, A.: Die Strahlungstheorie und die geologische Zeitrechnung. — Z. Ges. Erdk. Berlin, H. 9/10, 321—350, Berlin 1938.

PITMAN, W. C. III, HERRON, E. M. & HEIRTZLER, J. R.: Magnetic anomalies in the Pacific and sea floor spreading. — J. Geophys. Res., **73**, 2069—2136, Richmond 1968.
RAKIPOVA, L. R.: The influence of the arctic ice cover on the zonal distribution of atmospheric temperature. — Rand Corp. Proc. Symp. Arct. Heat Budget and Atm. Circul., 31. Jan.—4. Febr. 1966 Lake Arrowhead, Cal., Memorand. RM-5233-NSF, 411—441, Santa Monica, Cal. 1966.
RASCHKE, E.: The radiation balance of the earth-atmosphere system from radiation measurements of the Nimbus II meteorological satellite. — NASA, TN D-4589, 81 S., Washington, D. C. 1968.
RUNCORN, S. K.: Changes in the convection pattern in the earth's mantle and continental drift: Evidence for a cold origin of the earth. — Symp. Continental Drift, Roy. Soc. Phil. Transact., **258**, No. 1088, London 1965.
SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. — 2. Aufl., 275 S., Stuttgart 1961.
— : Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 250—261, Öhringen 1968.
SCHWIND, M.: Das japanische Inselreich. — **1**, 333—337, Berlin 1967.
SELLERS, W. D.: Physical climatology. — 272 S., Chicago 1965.
SHAW, D. M. & DONN, W. L.: Milankovitch radiation variations: A quantitative evaluation. — Science, **162**, 1270—1272, Washington 1968.
STOYKO, A.: Mouvement séculaire du pôle et la variation des latitudes des stations du Sil. In MARKOWITZ, Wm. & GUINOT, B. (ed.): Continental drift, secular motion of the pole, and rotation of the earth. — Int. Astron. Union, Symp., **32**, 52—56, Dordrecht 1968.
STOYKO, N.: Variation séculaire des longitudes. In MARKOWITZ, Wm. & GUINOT, B. (ed.): Continental drift, secular motion of the pole, and rotation of the earth. — Int. Astron. Union, **32**, 57—62, Dordrecht 1968.
VINE, F. J.: Spreading of the ocean floor: New evidence. — Science, **154**, 1405—1416, Washington 1966.
WEYL, P. K.: The role of the oceans in climatic change: A theory of the ice ages. — Am. Met. Soc., Met. Monogr., **8**, 30, 37—62, Boston 1968.
WILLETT, H. C.: Long-period fluctuations of the general circulation of the atmosphere. — J Met., **6**, 34—50, Boston 1949.
WILSON, A. T.: Origin of ice ages: An ice shelf theory for pleistocene glaciation. — Nature, **201**, 147—149, London 1964.
— : Variation in solar insolation to the south polar region as a trigger which induces instability in the antarctic ice sheet. — Nature, **210**, 477—478, London 1966.
WISSMANN, H. VON: Die quartäre Vergletscherung in China: Die heutige und jungeiszeitliche Vergletscherung in den Randgebieten Chinas. — Z. Ges. Erdk. Berlin, 241—262, Berlin 1937.
— : Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien, mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit. — Ak. Wiss. u. Lit. Mainz, Abh. math.-naturw. Kl., Jg. 1959, **14**, 1101—1431, Wiesbaden 1959.
WOERKOM, A. J. J. VAN: The astronomical theory of climate changes. In SHAPLEY, H.: Climatic change, 147—157, Cambridge, Mass. 1953.
WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. — **1**, 3. Aufl., **2** u. **3**, 2. Aufl., Stuttgart 1958, 1961, 1965.
— : Der Ablauf des Eiszeitalters. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 153—158, Öhringen 1966.
WUNDT, W.: Das Reflexionsvermögen der Erde zur Eiszeit. — Met. Z., **55**, 81—87, Braunschweig 1938.
— : Der Energiehaushalt der Erde im Laufe des Jahres und in der Erdgeschichte. — Met. Z., **56**, 325—329, Braunschweig 1939.
— : Die Mitwirkung der Erdbahnelemente bei der Entstehung der Eiszeiten. — Geol. Rdsch., **34**, 713—747, Stuttgart 1944.

Manuskr. eingeg. 27. 5. 1969.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. H. Flohn, Meteorologisches Institut der Univ., Bonn, Auf dem Hügel 20.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 232-242	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Die plio- und pleistozänen Schotter der Wutach-Donau am Ost-Schwarzwald

Von Willi Paul, Vöhrenbach

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. Die Wutach-Terrassenschotter, die den Fluß als dessen letzte Bildung vor seinem Überlaufen zum Hochrhein in der Würm-Kaltzeit zwischen seinem Austritt aus dem Gebirge und der einstigen Überlaufstelle in talab zunehmender Höhe über seiner jungen Schlucht begleiten, stellen bildungsmäßig keine Einheit („Niederterrasse") dar. Sie weisen eine deutliche Gliederung auf in zwei glazifluviale Schotterkörper, die durch eine Diskordanz, stellenweise durch augenscheinlich nicht kaltzeitliche feinklastische Bildungen voneinander getrennt sind und sich in ihrem Konservierungsgrad merklich voneinander unterscheiden. Es wird versucht, die Schotterkörper den beiden jüngsten pleistozänen Kaltzeiten zuzuordnen. Anschließend erfolgt eine Darstellung der älteren Wutachschotter und eine Besprechung von deren mutmaßlicher Altersstellung auf der Grundlage von in den letzten Jahren erfolgten Untersuchungen.

Summary. The gravels of the "Wutach-Terrace", final sediment of the river before its running over to the Rhine and until now supposed to represent stratigraphically the Lower Terrace as a sedimentary unit, are composed of two gravel beds separated the one from the other by a distinct discordance, here and there as-it seems — even by warm time sediments with a notable discordance. Moreover both gravel beds show a different degree of conservation. The author is inclined to date the lower one as of Rissian and the upper one as of Würmian origin attributing the separating insertion of warm time origin to Eem age. The older Wutach gravel deposits are discussed with regard to their age and to paleogeographic conclusions.

Einleitung

Die Wutach — ein stattlicher Mittelgebirgsfluß mit Ursprung am Feldberg in 1100 m NN und Mündung in den Hochrhein bei Waldshut in etwas über 300 m NN nach 90 km langem, zunächst konsequentem, dann subsequentem Lauf über die Ostabdachung des Gebirges (Abb. 1) — hat eine lange und wechselvolle Geschichte. Ganz besonders der



Abb. 1. Lageskizze. Gestrichelt: Verlassener danubischer Unterlauf der Wutach, aus einem Talstück der im Mittel- und Oberpliozän existierenden Aare-Donau entstanden, bis weit in die Würm-Kaltzeit hinein in Funktion, heute: Aitrachtal. Der neue Unterlauf der nunmehr rheinischen Wutach ist durch Epigenese aus einem im Oberpliozän verlassenen Laufstück der Aare-Donau entstanden.

Umstand, daß sie in geologisch ganz junger Vergangenheit aus dem danubischen System ausgebrochen war, dem sie seit dessen Bestehen, seit dem Ausbleiben der Aare sogar als Quellfluß angehört hatte, und daß infolgedessen die ältere, danubische Tallandschaft neben der noch im Werden begriffenen jüngeren, rheinischen noch ausgezeichnet erhalten ist, hat immer wieder die Aufmerksamkeit von Geographen und Geologen zumindest auf den jüngsten Abschnitt dieser Geschichte gezogen. Die aus diesem jüngsten Abschnitt, aus der Zeit unmittelbar oder kurz vor dem Überlaufen des Flusses zum rheinischen System in ansehnlichen Mengen erhaltenen Schotter haben dabei keine auch nur etwas eingehendere Untersuchung erfahren, in der Hauptsache wohl deshalb, weil sie erst seit Beginn der fünfziger Jahre in größerem Umfange und vor allem in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Sie galten nicht nur morphologisch, sondern auch stratigraphisch einfach als Niederterrasse, von der man keine weiter führenden Aussagen erwartete, und so wandte sich das Interesse älteren, in nur sehr viel bescheidenerem Umfange erhaltenen Schottern zu, deren Deutung und Datierung indessen, wie auch der vorliegende Beitrag zeigt, von einem abschließenden Ergebnis noch weit entfernt sind.

Die jungpleistozänen danubischen Wutachschotter

Die soeben erwähnten und in ihrer Gesamtheit bis dahin der Würmkaltzeit zugeordneten sandigen und kiesigen Absätze unseres Flusses aus der letzten Zeit vor seinem Überlaufen zum Hochrhein begleiten ihn von seinem Austritt aus dem eigentlichen (= Grundgebirgskristallin-)Schwarzwald E von Kappel bis zu der einstigen Überlaufstelle bei Achdorf als maximal 30 m dicke Schotterhochböden in talab von 0 auf zuletzt 170 m wachsender Vertikaldistanz. Der Fluß, seit dem jüngeren Miozän ein Gefangener des Bonndorfer Grabens, verlief und verläuft hier recht genau auf und entlang der schmalen Sohlscholle dieses tektonischen, Mittleren und Südlichen Schwarzwald voneinander trennenden Gebildes. Es spricht manches, vor allem der Augenschein, dafür, daß vor oder während der Heranführung dieser selbst für danubische Morphologie, ganz besonders aber für einen Mittelgebirgsfluß abnorm mächtigen Schotter teils sockel-, teils stockwerktektonische Sackungen den bezeichneten Abschnitt des damaligen Flußtales zum ausgesprochenen Schotterfang werden ließen, wovon heute eine größere Anzahl ausgedehnter Kies- und Sandgewinnungsbetriebe[1]) profitiert. Die von letzteren unterhaltenen, in raschem Vortrieb befindlichen Aufschlüsse lassen nun eine deutliche, in ihren wesentlichen Teilen überall, d. h. über eine Tallänge von 15 km, unschwer wiederzuerkennende Stratigraphie erstellen:

Zuoberst erscheint eine unter Einschluß der holozänen, durchschnittlich 1 m messenden Verwitterungszone bis 6 m mächtige Lage frischen, relativ sauberen Sandkieses von der für schnellfließende Gewässer kennzeichnenden unruhigen Schichtung und auf kurze Distanz wechselnden Sortierung. Sie erscheint, entsprechend der Farbmischung frischen Grundgebirgskristallins im Einzugsgebiet (das Geröllspektrum wird von dessen Komponenten zu mehr als 95 % beherrscht), aus einigem Abstand rötlichgrau getönt und ist infolge weitgehenden Mangels an bindendem Schluff in der Wand von nur geringer Standfestigkeit. Dieses Schichtglied sei hier „H a n g e n d s c h o t t e r" genannt.

Darunter folgt, i. a. die ganze restliche Mächtigkeit (maximal 10 bis 20 m) der Schotterhochböden einnehmend, ein meist in sich noch weiter gegliederter Komplex von Sandkiesen, der hier als „L i e g e n d s c h o t t e r" bezeichnet wird.

In seinem unteren, durchweg mächtigeren (7 bis 15 m) Teil gleicht er in Bezug auf Geröllspektrum, Schichtung und Sortierung weitgehend dem Hangendschotter in dessen jeweiliger lokaler Ausbildung (die Korngröße beider Abteilungen nimmt talab fast um

[1]) Das gewonnene Material kann sich i. a. gütemäßig mit jungpleistozänen Rheinkiesen nicht messen und wird vorzugsweise für Straßenbettungen verwendet; Wasserhaltung ist nicht erforderlich.

eine Größenordnung ab), ist aber minder frisch und zeigt in seinem Feinkornanteil beginnende Verwitterung, um nicht zu sagen, gelinde Verlehmung. Die Aufschlußwände sind, vermutlich infolge der hierdurch bewirkten besseren Bindung, merklich standfester, und lassen, anders als der Hangendschotter, aus einiger Entfernung ein gelb-braun-stichiges Grau als Gesamttönung erkennen.

Oben ist der Liegendschotter — bei gleichbleibendem Geröllspektrum — auf 2 bis 5 m Tiefe sichtlich schlechter geschichtet und sortiert, führt mitunter auch kleine, offensichtlich als Ganzes eingebettete Sandpakete, umschließt dann und wann (je weiter talauf, desto häufiger) förmliche Taschen voll feinen, in sich schräggeschichteten Feinsandes und enthält meist auch relativ und absolut großes Geröll, in bisher einem Fall (Kiesgrube Schattenmühle) auch zentnerschwere, kaum kantengerundete Granitblöcke in einer Hülle von ungeschichtetem Sand und Kies, welche über kürzeste Distanz in geordnetes Sediment überging.

Dieser obere Abschnitt des Liegendschotters ist überdies fast überall auf einen bis einige Meter Tiefe im Feinkornanteil offensichtlich infolge von oben nach unten greifender Verwitterung sehr viel stärker als das Liegende verlehmt, schluffig, ja ausgesprochen schmutzig, in der Wand unter sommerlicher Austrocknung auch bei Einschluß von ganz grobem Geröll recht standfest, und erscheint entsprechend alledem aus einiger Entferung von gelbbrauner Gesamttönung. Man hat nicht den Eindruck, daß die Untergrenze dieser Ausbildung eine eigentliche Schichtgrenze sei.

Der lebhaft fortschreitende Abbau erbrachte neuerdings in einigen Kiesgruben weiteres Detail:

In der Kiesgrube im Gewann Großwald bei Reiselfingen (8116, r 34 53 460, h 53 01 750) keilte genau auf der hier ohnedies durch Farbwechsel und Verlehmungsgrad besonders prägnanten Grenze zwischen Hangendschotter und Liegendschotter eine bis 2 m mächtige, über einige Meterzehner verfolgbare Lage eines grünlich-grauen, rostfarbig getupften oder geflammten Lehmes ein, der keine ausgesprochene Schichtung erkennen ließ.

In dem gleichen Aufschluß (8116, r 34 53 700, h 53 01 800) wurde und ist noch bis jetzt eine in E—W-Richtung über 100 m aushaltende, im wesentlichen infolge einer Diskordanz an ihrer Obergrenze etwas an- und abschwellende, aus dem gleichen Grunde stellenweise auskeilende, ebenfalls bis 2 m dicke Lage eines geschichteten und sandreichen Lehmes, wiederum genau auf der Grenze Hangendschotter-Liegendschotter, angeschnitten. Ihre ursprüngliche grünlichgraue Farbtönung ist vielfach, offenbar durch Oxidation, in Ocker- bis Dunkelbraun umgeschlagen.

An der gleichen Stelle drang die Abbauwand beinahe bis in das Zentrum einer steilwandigen, sichtlich einst durch Gipsauflösung in dem unterlagernden Gipskeuper entstandene Doline vor (Abb. 2). Deren Einbruch erfolgte nach Ausweis der Lagerung des Liegendschotters während der Bildung der vorhin erwähnten sandigen Lehmlage, denn diese erreicht in der Doline erheblich größere Mächtigkeit und ist von zahlreichen kleinen und kleinsten Abschiebungen durchsetzt von jener Art, wie sie für beinahe noch syngenetisch erfolgte Sackung solcher Füllungen zu erwarten ist. Hell- bis dunkelgraue, ja schwarzgraue Schichtbänderung ist ausgezeichnet erhalten. Im Kern der Füllung, stratigraphisch über dem größeren Teil der Lehmlage, steckt ein Sack verwitterten, dazu aber auch noch gebleichten Kieses, wie er ähnlich außerhalb der Doline dem höheren Abschnitt der Lehmlage eingelagert ist. Die Lehmplombe der Doline und die Lehmschicht in der Umgebung der Doline sind vielfach von heute leeren Pflanzenwurzelkanälchen durchflochten. Die Schichtung des Liegendschotters geht in Richtung auf die Doline in schmalem Bereich und raumparallel zu letzterer abwärts. Wie weit, war nicht festzustellen. Starke Regenfälle ließen das vom weiteren Abbauvortrieb umgangene Gebilde bald in sich zusammenfallen, doch sind zuvor aus allen Lagen der Lehmplombe Proben geborgen worden. Soweit sich das noch feststellen ließ, war der Hangendschotter von einem etwaigen Fortgang des Dolineneinbruchs nicht mehr betroffen worden; jedenfalls war vor dem Abräumen der Verwitterungsdecke, das dem Kiesabbau vorangeht, keine merkliche Eindellung aufgefallen. Die Hangendschotterdecke hätte demnach in der Hauptsache eine präexistente (nur noch schwache), aber nicht mehr fortgebildete Depression zu verfüllen brauchen.

In der Kiesgrube oberhalb der Schattenmühle, im Gewann Glöcklerhalde (8115, r 34 48 950, h 53 01 100) ist sowohl der Liegend- wie der Hangendschotter ziemlich schluffhaltig und ausgesprochen rotstichig getönt. Indessen besteht zu der hier beschriebenen Verlehmung insbesondere der Oberregion des Liegendschotters keine Beziehung. Es ist keine gelbbraune, sondern eine rot-

braune Verfärbung, die sehr wahrscheinlich von eingeschwemmtem tonigem Detritus des Oberen Buntsandsteins aus dem Einzugsgebiet des Rötenbachs und des Reichenbächles herrührt. Sie überlagert die berichteten, stratigraphische Bedeutung besitzenden Eigentönungen und soll hier nur erwähnt werden, damit sie keine Verwirrung stiften kann. Viel wichtiger erscheint eine eigenartige

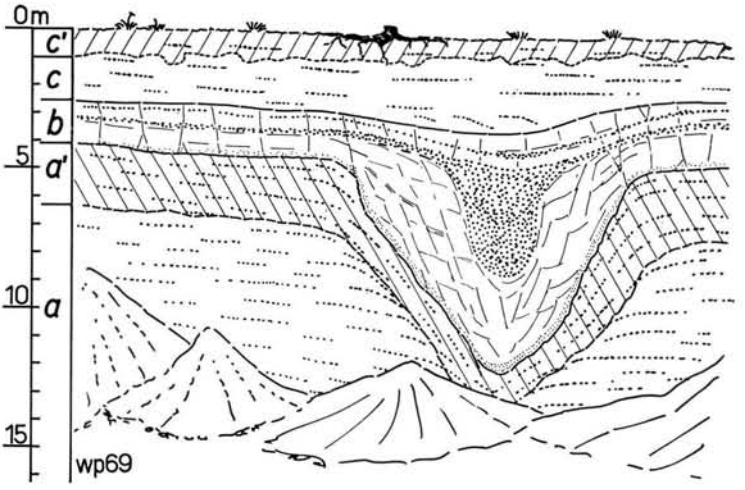


Abb. 2. Halbschematisches Profil der Wutach-Terrassenschotter im Abbau „Großwald" E Reiselfingen. a + a′ = Liegendschotter, noch ca 4 m unter Aufschlußsohle reichend. a′ = durch einstige Oberflächenverwitterung veränderte Oberregion des Liegendschotters, in erster Näherung zugleich dessen Hochstandsregion. b = sandiger Auelehm in normaler Ausbildung und Mächtigkeit wie auch als syngenetische Plombe der Doline. c + c′ = Hangendschotter. c′ = dessen holozäne Verwitterungszone.

Einschaltung im unteren Teil der hier recht mächtigen Liegendschotter. Etwa 3 m über der damaligen Talsohle (in oberem Wellengebirge) erscheint eine halbmeterdicke, wie leicht gebleicht erscheinende Sandlage, darüber in Handhöhe ebensolcher Kies und als Abschluß eine handstarke, ockerfarbige und feinblättrige Schicht feinsandigen Lehmes. Darüber legt sich, mit scharfer Grenze, in talhangwärts und vor allem in Richtung auf ein hier einst einmündendes kleines Obermuschelkalk-Trockentälchen (noch im Aufschluß auf wenigstens 5 m) anschwellender Mächtigkeit ein absolut schichtungsloser sandiger brauner Lehm, der reichlich scherbige und karrig angelöste Obermuschelkalktrümmer und daneben das vollständige Spektrum der sehr alten Wutachschotter vom Typus Göschweiler führt. Darüber setzen, mit ziemlich scharfer Grenze, wieder Sandkiese vom Typus des Liegendschotters in etwa 10 m Mächtigkeit ein, die wiederholt, besonders oben, grobes Geröll und kantigen Felsschutt führen, eine hangende Verlehmungszone erkennen lassen und mit deutlicher Grenze gegen die zwar etwas rotbraunen Schluff (s. o.) führenden, im übrigen aber sauberen Hangendschotter abstoßen.

Es liegt nahe, in dieser ganzen stratigraphischen Gliederung der Wutachterrassenschotter die Abbildung eines zweimaligen Wechsels von einer kalten zu einer warmen Klimaphase zu erblicken. Der Liegendschotter wäre als Vorstoßschotter bzw. — in seinem obersten Teil — als Hochstandschotter einer Kaltphase zuzuordnen, die schichtungslose Schutt- und Geröllehmdecke bei der Schattenmühle als solifluidales Produkt der Frühzeit dieser gleichen Kaltphase, die ausgedehnte, eine Doline im Zuge von deren Bildung verfüllende Lehmdecke im Großwald als Auelehm und die verhältnismäßig dicke Zone beginnender Verlehmung im obersten Teil des Liegendschotters als Zersatzprodukt einer folgenden Warmphase, und schließlich der Hangendschotter als glazifluviale, in der Hauptsache wohl nur Vorstoß-Leistung einer nächsten und jüngsten Kaltphase, in deren Verlauf der Fluß zum Hochrhein überlief, von der Aufschotterung früher oder später zur Eintiefung überging, worauf mit der gegenwärtigen Warmphase kräftige, inzwischen bis zu Metertiefe vorgedrungene Verwitterung des Hangendschotters einsetzte.

Die Größenordnung der postulierten Klimawechsel ist eine offene Frage. Der Referent neigt zu der Vorstellung einer zweimaligen Kaltzeit-Warmzeit-Abfolge, weil ihm die Unterschiede im Erhaltungszustand der beiden Schotterkörper — auch soweit diese in ihren tieferen Teilen keiner eigentlichen Oberflächen-Verwitterung unterworfen waren —, die Mächtigkeit jener Zersatzzone des Liegendschotters wie auch die der darüber gebreiteten Auelehmdecke[2]) für bloße Stadial- bzw. Interstadialbildungen zu groß erscheinen. Auch würde sich gegen eine Deutung als Stadial- bzw. Interstadial-Effekte die Frage erheben, ob klimatische Schwankungen dieser geringeren Größenordnung — es kämen dann ja nur solche der anscheinend doch nicht allzu kräftig gegliederten Würmkaltzeit in Betracht — in 700—800 m Meereshöhe über der Abdachung eines bis zu 1500 m aufragenden Mittelgebirges unserer Breiten sich in solcher Deutlichkeit abzuzeichnen vermöchten. Und schließlich würde sich dieser Frage sogleich die andere zur Seite stellen, wo dann die doch unbedingt auch für die Rißkaltzeit(en) zu erwartenden glazifluvialen Absätze zunächst einmal des hier betrachteten Flußgebietes deponiert bzw. geblieben sind. Mit der Vorstellung einer ausgedehnten Vorlandvereisung auf der E-Seite des Schwarzwaldes könnte man wenigstens für das hier betrachtete Gebiet dieser Frage ausweichen. Aber es ist bis jetzt nicht gelungen, eine solche Vorstellung auch nur durch einen einzigen Befund zu verifizieren[3]).

Zur Korrelierung der hier mitgeteilten Stratigraphie der danubischen Wutachterrassenschotter mit den Sandern und Moränen im Raum von Neustadt (Schwarzwald) besteht gegenwärtig keine Möglichkeit. Der Gutach-Wutach-Talabschnitt in der augenscheinlich noch im Jungpleistozän hier im Aufsteigen begriffen gewesenen Hochfirst-Kippscholle (Paul 1955) bedeutet eine praktisch gänzliche Unterbrechung aller fluvialen, glazifluvialen und etwaigen glazialen Sedimentkomplexe, weil hier fast nur erodiert wurde.

Jungpleistozäne Schotter der danubischen Wutach finden sich auch auf der Sohle ihres einstigen Unterlaufes, dem heutigen Aitrachtal zwischen Blumberg und Kirchen-Hausen, bei welch letzterem Ort sie sich mit der heutigen Breg-Brigach-Donau vereinigte. Diese Schotter sind fast überall unter mächtigen Solifluktionszungen und Schwemmkegeln aus autochthonem Abtragungsschutt begraben und daher nur aus Bohrungen bekannt. Anstehend kennt man sie nur von der Talwasserscheide, von Blumberg (8117, r 34 64 700, h 53 00 300), wo sie ihrer leichten Gewinnbarkeit wegen immer wieder abgebaut worden sind und wo sie gegenwärtig (noch!) an der bezeichneten Stelle in einer kleinen Grube nebst Liegendem und Hangendem 6 m mächtig gut erschlossen sind. Die Schotter erscheinen hier ziemlich frisch und auch sauber und gleichen durchaus dem Hangendschotter der hier mitgeteilten Stratigraphie. Wie diesem fehlt auch ihnen jegliche Untergliederung. Wie weit dies alles für die begrabene Fortsetzung der Schotterdecke talabwärts gilt, läßt sich aus den Registern der erwähnten (Wasserversorgungs-)Bohrungen nicht feststellen; die Mächtigkeit bewegt sich nach deren Ausweis durchweg um 5 m.

Wenn sich sonach talauf von der Überlaufstelle der Wutach hinauf bis vor die mutmaßlichen Gletscher-Maximalstände ein für mittelgebirgische Verhältnisse wohlgegliedertes Fluvialprofil präsentiert, talab hingegen nur ein recht bescheidenes (das aber der Regel auf der Außenabdachung des Schwarzwaldes entspricht), so scheint ein solcher Unterschied nicht so sehr eine Frage der Bildung der betreffenden Ablagerungen, sondern eine solche ihrer Erhaltung zu sein. Wir dürfen doch wohl annehmen, daß über der Sohle des heute verlassenen Unterlaufes unseres Flusses zur Zeit der Bildung des Liegendschot-

2) Daß die berichtete Zersatzzone wie auch jene Lehmdecke in ihrer Mächtigkeit schwanken und letztere weithin ganz fehlt — auf die offenbare Diskordanz über beiden ist hier bereits hingewiesen worden —, dürfte im Hinblick auf die vielfältige Umlagerung in einer kaltzeitlichen Talaue, besser gesagt Schotterflur durchaus verständlich sein.

3) Pfannenstiel & Rahm 1963a, 1963b; Paul 1965; Pfannenstiel, Rahm & Moll 1966; Paul 1966.

ters von weiter talauf ebenfalls aufgeschottert worden war, daß aber diese Schotter wieder so gut wie gänzlich weggeführt worden sind, noch ehe das dortige Äquivalent des Hangendschotters abgelagert war. Die Bewahrung älterer kaltzeitlicher Schotter und diesen aufgesetzter warmzeitlicher Bildungen bis zur Überdeckung durch die jüngsten kaltzeitlichen Schotter in dem Talstück zwischen Kappel und Achdorf erscheint nicht exogen, sondern endogen bedingt zu sein (S. 233). Gleichwohl ist eine so gründliche Ausräumung der Schotter einer Kaltzeit vor Ablagerung derjenigen aus der folgenden — es handelt sich offenbar um eine Regelerscheinung bei Mittelgebirgsflüssen — bis jetzt noch nicht in völlig befriedigender Weise erklärt worden.

Die vor-jungpleistozänen Wutachschotter

Von ihnen sind, wie eingangs bemerkt, nur sehr viel bescheidenere Reste erhalten. Sie besitzen ein von dem der jungpleistozänen merklich, in ihren orographisch höher liegenden Vorkommen sogar auffallend verschiedenes Geröllspektrum. Diese Abwandlung des Geröllspektrums mit zunehmender Höhe über den Wutachterrassenschottern und in diesem Fall auch mit zunehmendem Alter ist indessen nicht nur eine verwitterungsresistenzbedingte, sondern auch eine solche von paläogeographischer Bedingtheit.

Von den Komponenten karbonatischer Natur abgesehen, die talaufwärts von der Überlaufstelle sogar im Hangendschotter überaus selten sind, werden offensichtlich die Magmatite und Metamorphite des Grundgebirgskristallins, deren Anteil in den jungpleistozänen Schottern mitunter 95 % und mehr erreicht, zuerst zersetzt; am längsten vermögen anscheinend amphibolitische Gneise und quarzreiche Magmatite geeigneter Textur zu widerstehen. Nur die im NW des heutigen Wutach-Einzugsgebietes und darüber hinaus häufigeren Gänge und Knauer von weißem Quarz sind praktisch unvergänglich. Daß sie den jungpleistozänen Wutachschottern fast gänzlich fehlen, berechtigt zu der Vorstellung, daß von dorther zu dieser Zeit keine stärkere Schutteinspeisung erfolgte, weder unter kaltzeitlichen noch unter warmzeitlichen Bedingungen. Die Beteiligung (an sich als Folge anderer paläogeographischer Verhältnisse) an der Zusammensetzung der älteren Schotter ist bemerkenswert hoch (dies als Folge der langwährenden verwitterungsbedingten Auslese).

Die Komponenten aus dem Buntsandstein sind von zweierlei Art. Da sind zunächst einmal die Sandsteine als solche, von denen diejenigen mit kieseligem Bindemittel (es ist primär, also nicht erst nach Bildung und Einbettung der Gerölle zugeführt) auch in der wenig konservierungsholden Matrix dieser alten Schotter über Zeiträume von mehr als der Dauer einer känozoischen Unterabteilung hinweg erhalten bleiben könnten. Aber auch Sandsteine mit anderem, weniger beständigem Bindemittel finden sich gar nicht so selten selbst in den höchsten und ältesten Vorkommen. Das ursprüngliche Beteiligungsverhältnis aller dieser Buntsandsteine s. s. läßt sich infolge der mehr oder minder weitgehenden Zerstörung des Anteils aus Grundgebirgskristallin nicht mehr feststellen. Ohne Zweifel war es geringer als heute, aber erheblich höher als in den jungpleistozänen, in dieser Beziehung ein noch nicht durch Verwitterungsauslese verfälschtes Bild bietenden Schottern, denn im älteren Pleistozän und ganz besonders im Pliozän war der Buntsandstein auch im Südlichen und im Mittleren Schwarzwald noch weit verbreitet. Die andere dem Buntsandstein entstammende Komponente der älteren Wutachschotter sind die ob ihrer ganz ausgezeichneten Zurundung von den oben erwähnten Grundgebirgsquarzen meist eindeutig zu unterscheidenden weißen Quarz- und bunten Quarzitgerölle seiner Konglomerate. Auch sie sind praktisch unvergänglich und haben nur auf dem Weg zu ihrer zweiten Lagerstätte eine leichte weitere Abrollung erfahren, deren Ausmaß der Zurundung der nicht seltenen, noch im ursprünglichen konglomeratischen Verband durch Gebirgsklüftung zerissenen Exemplare zu entnehmen ist. Diese

Abb. 3. Längsprofil der Wutachschotter-Abfolgen zwischen dem Gebirgsrand und dem Trauf der Schwabenalb, 25fach überhöht. 1 = spätunterpliozäne Schotter der Aare-Donau auf dem Eichberg. 2 = frühoberpliozäne Wutachschotter mit extrem großen Buntsandstein-Komponenten (Typus Göschweiler = Wanderblockformation = Höhenschotter). Das heutige starke Gefälle dieses wie auch des nächstjüngeren Schotterzuges läßt die seit der Bildung erfolgte Aufkippung des N Sohlenspans des Bonndorfer Grabens (Hochfirst-Kippscholle) erkennen. 3 = endpliozän-altpleistozäne (?) Wutachschotter über dem S Grabensohlenspan. 4 = Wutachschotter vom Typus Reiselfingen, vielleicht mehrgliedrig. 5 = Liegendschotter der Wutach-Schotterterrasse, mit solifluidalem Einschuß bei 5s und (?) warmklimatischem Auelehm bei 5a. 6 = Hangendschotter der Wutach-Schotterterrasse. V = mutmaßliche Höhenlage der Aare-Donau-Talsohle im Zeitpunkt des Ausbleibens des Stromes bei Blumberg.

zweite Buntsandstein-Komponente fehlt den oben beschriebenen jungpleistozänen Schottern absolut — ein untrügliches negatives Merkmal selbst im aufschlußlosen Gelände. Den untersten und jüngsten vorjungpleistozänen Schottern sind sie aber bereits in nicht übersehbarem Maße beigemengt, in den höheren, älteren, großenteils nur noch als Streu erhaltenen herrschen sie oft, zumindest zahlenmäßig, vor. Quarzitgerölle von 15 cm Länge sind hier keine Seltenheiten. Diese Buntsandstein-Komponenten waren in der am weitesten nach SE ausholenden Grobschüttung der Gallischen Schwelle in den Schwarzwald beheimatet, von welcher noch Reste in dem gegenwärtigen distalsten Ausgehenden des Buntsandsteins N und NE von dem Gebiet der oberen Wutach erhalten sind (Steinberg 7915, 8015, Stöcklewald 7915), während beispielsweise im Feldberggebiet zu der gleichen Zeit, wenn überhaupt, nur Sandstein sedimentiert wurde (cf. Alpersbacher Brekzie). Quarzitgerölle aus dem Buntsandstein auf zweiter Lagerstätte im Wutachgebiet weisen demnach mit großer Sicherheit auf Herkunft aus NW hin, wahrscheinlich sogar von außerhalb des heutigen Einzugsgebietes, wo unser Fluß vorzeiten seinen Ursprung haben mochte (Bubnoff 1913).

Weitere resistente und ebenfalls paläogeographisch aussagefähige Komponenten sind diejenigen aus den spät- bis postdiagenetischen Silexbildungen des Mittleren Muschelkalkes: Zuckerkornquarzite, Hornsteine und Kieseloolithe. In den jungpleistozänen Wutachschottern nur vereinzelt auftretend, als Zuckerkornquarzit noch in der ursprünglichen Knauergestalt, sonst als nur wenig kantenbearbeitete Scherben, sind sie schon den nächstälteren Schottern so zahlreich beigemengt, daß man sie bereits im Acker, also ohne Aufschluß, zu Gesicht bekommt. Die Zuckerkornquarzite, volummäßig führend, innen oft noch schneeweiß, randlich gelbbraun verfärbt, können bei flüchtigem Besehen leicht für weiße oder gebleichte Gerölle aus Buntsandstein gehalten und dann in ihrer Besonderheit gar nicht wahrgenommen werden. In den höchsten und ältesten Wutachschottern ist der Anteil dieser Silexbildungen aus dem Mittleren Muschelkalk im Vergleich zu den Komponenten aus dem Buntsandstein um ein Mehrfaches größer als dem Verhältnis der Beteiligung am Aufbau des triassischen Schichtprofils entspricht. Das ist kaum anders zu deuten, als daß zur Zeit der Bildung dieser Schotter in dem damaligen Einzugsgebiet des Flusses mächtige alte Böden und Zersatzmassen aus Mittlerer Trias verhältnismäßig rasch und flächenhaft aufbereitet und weggeführt worden sind.

Trotz solcher Folgerungen aus den Geröllspektren der älteren und ganz alten Schotter im Wutachgebiet steht eine auch nur halbwegs gesicherte Datierung ihrer Bildung noch im weiten Feld. Soweit es sich überhaupt noch um dreidimensionale Vorkommen und nicht nur um im Acker abermals streng selektierte Streuen handelt, fehlt es an brauchbaren Aufschlüssen, weil Qualität und Quantität gegenwärtig keinen Abbau mehr lohnen, und die wenigen vor Jahrzehnten noch vorhandenen Aufschlüsse werden mehr und mehr ein Opfer der Müllbeseitigung oder sonstigen Fortschrittes. Ohne ein gutes Dutzend Schürfe sind auf die Dauer keine Beiträge zur Datierung und zur Deutung der Genese mehr zu erlangen.

Einzig für eine (?) nächstältere aufschotternde und wahrscheinlich klimatisch bedingte Phase der Geschichte unseres Flusses — nach der hier versuchten Zuordnung der jungpleistozänen Terrassenschotter würde es sich um Mittelpleistozän handeln — lassen sich einige allerdings schon weitgehend voneinander isolierte und vielleicht nicht nur aus einer Schotterstreu bestehende Vorkommen anführen. Allen ist das in zeitlicher Rückschau erstmalige Auftreten der bunten Quarzitgeröll-Komponenten aus den Buntsandstein-Konglomeraten, der weißen Grundgebirgengangquarze und eine stärkere Beteiligung der Silexbildungen aus dem Mittleren Muschelkalk gemeinsam neben immer noch vorherrschenden, mehr oder minder verwitterten Magmatiten und Metamorphiten. Alle liegen auch nur größenordnungsmäßig 10 m über der würmkaltzeitlichen Schotterflur am

Talhangfuß der (danubischen) Wutach als bei jüngerer Ausräumung und Vertiefung des Tales verschont gebliebene Reste. Zu erwägen und in Betracht zu ziehen ist auch die Möglichkeit, daß die eben erwähnten spezifischen Komponenten dieser Schotter bereits auf dritter bzw. zweiter Lagerstätte ruhen: Sie könnten mobilisierten und abgetragenen noch älteren, sogar den ältesten hier bekannten Vorkommen entstammen.

Bis jetzt sind von dieser nächstälteren Schottergeneration die folgenden Vorkommen bekannt:

B o l l („Boller Moräne"), Terrasse hinter der Häuserreihe E vom Dorfplatz (8116, r 34 51 500, h 52 99 950), 1921 von WEPFER (1924) in Rohrgräben beobachtet und als rißkaltzeitliche Moräne gedeutet, seither verschollen und 1966 wiedergefunden (PAUL 1966). Matrix aus gelbem Lehm, Mächtigkeit und Liegendes nicht bekannt, Hangendes vielleicht Fließ- und Frostschutt aus Mittlerem und Oberem Muschelkalk und dessen Detritus.

B l u m b e r g , am SE-Fuß des Stoberges im Aitrachtal (8117, r 34 68 000, h 53 01 250). Großenteils müllverfüllte ehemalige Kiesgrube. Nach SCHALCH (1908) 4,5 m mächtig, Hangendes = Malm-Frost- und -Fließschutt.

L e i p f e r d i n g e n , am Wiedberg gegenüber dem Bahnhof (8117, r 34 73 850, h 53 03 650). Aufgelassene Kiesgrube, teilweise zum Sportplatz planiert, Schottermächtigkeit nach SCHALCH (1908) mindestens 4 m, Liegendes unbekannt, Hangendes 1,5 m Hanglehm und Frostschutt.

A u l f i n g e n , Gewann Niedel (8117, r 34 74 700, h 53 06 500), zugeackerte einstige kleine Kiesgrube, von SCHALCH (1908) erwähnt.

Die noch älteren Wutachschotter lassen sich nur ganz allgemein der großen Zeitspanne Jungpliozän + Altpleistozän zuordnen, vielleicht mit Ausnahme der ältesten und höchsten überhaupt noch erhaltenen, der bekannten G ö s c h w e i l e r S c h o t t e r . In den älteren und in einem Teil der jüngeren Publikationen ist ihnen „altdiluviales" Alter als Höchstmaß zugeschrieben worden, wobei man — die lange Dauer des Altpleistozäns ist ja eine recht junge Erkenntnis — an Ältere Deckenschotter, also Günzkaltzeit, dachte[4]). Einzig G. WAGNER (1929) hat die Möglichkeit pliozänen Alters offengelassen. Der Referent hat diese Schotter von vornherein in das Pliozän gestellt (PAUL 1949, 1958, 1965) und hält heute (PAUL 1970) in Anlehnung an die Entwicklung der Aare-Donau ein oberpliozänes Alter für das wahrscheinlichste. Diese Schotter, als Lager in einer Doline auf dem Roßhag bei Göschweiler (8115, r 34 49 700, h 53 02 950) aufgeschlossen, zumindest als charakteristische Streu in den Gewannen Wacht, Langäcker, Lautenlinden der Markung Göschweiler, Lautenlinden, Nachtweid der Markung Seppenhofen, Lerchental, Hohegerten, Bucheck, Dauen der Markung Reiselfingen, alles auf 8115 und 8116 verbreitet, sind noch einmal besonders gekennzeichnet durch das außerordentliche Kaliber ihres Grobblockanteils (bis jetzt bekannte maximale Größenordnung: 1 m ⌀). Sie stehen damit und mit ihrer Lage innerhalb der Schichtstufenlandschaft der Außenabdachung des Schwarzwaldes in e i n e r Reihe mit zahlreichen anderen Vorkommen, die über der NE-Seite des Gebirges als „Höhenschotter", über seiner S- und SW-Seite als „Wanderblockformation" beschrieben und in allernächster Nachbarschaft, von Villingen und Donaueschingen, als Laible- und Schellenberg-Schotter bekannt gemacht worden sind (PAUL 1950, 1958). Man war bis jetzt geneigt, die reiche Beteiligung gröbsten Block-Kalibers (es handelt sich dabei nur um Komponenten aus Buntsandstein) aller dieser Schotter mit effektiv (wahrscheinlich im frühen Mittel- und im frühen Oberpliozän) erfolgten ersten Aufdomungen des heutigen Schwarzwaldes in ursächlichen Zusammenhang zu bringen. Es ist indessen nicht ausgeschlossen (und der Referent hat das schon vor Jahren (PAUL 1958) geäußert), daß auch exogene Faktoren etwa in Gestalt vegetations-dezimierender Klimaverschlechterung mitgespielt haben, ja vielleicht sogar vorherrschend waren: Nach HOINKES (1968) hat die Untersuchung von Bohrkernen aus dem antarktischen Ozean „Anzeichen für eine

4) Die bei PFANNENSTIEL, RAHM & MOLL (1966) vertretene Datierung und Deutung der Göschweiler Schotter als rißkaltzeitliche Moräne wird dem Geröllspektrum nicht gerecht; hierzu sei auch auf BRUNNACKER (1964) verwiesen (l. c. S. 74).

maximale Vereisung vor etwa 3 Millionen Jahren" ergeben, auch läßt sich die oben (S. 239) aus dem Geröllspektrum der älteren und ganz besonders der Göschweiler Schotter gefolgerte geradezu exzessive Abräumung mächtiger alter Eluvialböden aus Mittlerer Trias über dem heutigen Schwarzwald mindestens ebensowohl mit exogenen wie mit endogenen Einwirkungen ursächlich in Zusammenhang bringen, eine Denkmöglichkeit, die diese ganze etwas eingehendere Betrachtung eines pliozänen Schotters in dem Jahrbuch einer vorzugsweise der Erforschung des Pleistozäns dienenden wissenschaftlichen Vereinigung rechtfertigen möge.

Im übrigen markieren die Göschweiler Schotter in ihrer oben angegebenen Verbreitung einen alten (mittelpliozänen?) Lauf der Wutach in dem damaligen Ausstrich der Grenzregion Obermuschelkalk-Kohlenkeuper, d. i. in der Niederung vor einer einstigen auf der Sohlscholle des Bonndorfer Grabens sitzenden, hier W—E verlaufenden Keuper-Unterlias-Schichtstufe. Diese scheint, etwa ab Mitte Oberpliozän vielleicht, mit dem sie tragenden S Span dieser Sohlscholle in die Tiefe gegangen zu sein — mit der Abschiebung bzw. Flexur Göschweiler—Bachheim—Mundelfingen als Scharnier, wobei ihr die Wutach nach Maßgabe der gleichzeitigen endogenen und exogenen Reliefänderung (=Abwanderung der Schichtstufe) sowohl abwärts (150 m) als auch seitwärts (S-wärts, 2 km) folgte und dann durch stärkeres, mit dem Mittelpleistozän offenbar im wesentlichen beendetes Einschneiden fixiert wurde. Diese neue Laufrichtung hat sie seither nicht mehr verlassen. Spuren dieses Ab- und Seitwärtsgleitens sind in Gestalt einiger Schotterstreuen und einer Schotterdecke noch erhalten. Sie zeigen die hier mitgeteilte Abwandlung des Geröllspektrums in der Zeit vom Mittelpliozän bis zum Mittelpleistozän recht gut, ruhen auf Obermuschelkalk als Streu, auf Kohlen- und unterstem Gips-Keuper als Decke, bedürfen aber für weitergehende Aussagen vor allem einer planvollen Erschürfung ihres einzigen lagerhaften Vorkommens, der sogenannten „Reiselfinger Moräne" (8116, r 34 51 700, h 53 01 240, über den Rappenfelsen). Bei diesem ziemlich umstrittenen Vorkommen (Paul 1966) handelt es sich augenscheinlich um eine (glazi-)fluviale Anlagerung an einen N—S verlaufenden Rücken aus Obermuschelkalk mit Kohlen- und ganz wenig Gips-Keuper, der von der Wutach vorher durchschnitten worden sein muß, und um die jüngste der über dem Schotterzug Boll—Blumberg—Leipferdingen—Aulfingen (S. 240) folgenden Bildungen. Nach ihrer gegenwärtigen Verfassung[5]) würde man sie in Unkenntnis der Ausbildung der oben beschriebenen jungpleistozänen Terrassenschotter vielleicht als eisnahen Teil eines Sanders einer jungpleistozänen Vereisung ansprechen. Aber bei einem Vergleich mit der hier als Hochstandschotter gedeuteten Oberregion des Liegendschotter-Komplexes unter Berücksichtigung des erheblich höheren Alters und dessen Folgen (weitgehende Zersetzung nicht nur des Feinkornanteils, sondern auch der groben Fraktion des Grundgebirgeskristallins, dadurch bedingte Sackungen der ganzen Masse in sich selbst, Sackungen der Unterlage und wiederholte kaltzeitliche Kryoturbation der oberflächennahen Partien) erscheint eine Deutung als Hochstandsschotter einer älteren Vereisung als wahrscheinlicher.

Aus alledem ergibt sich ein vergleichsweise bescheidenes Ausmaß der pleistozänen Eintiefung der danubischen Wutach — im Durchschnitt noch keine 100 m. Der heutige Vertikalabstand zwischen der Felsunterlage der hier in das Oberpliozän gestellten Göschweiler Schotter und des jungpleistozänen Liegend-Komplexes der Terrassenschotter über der Schattenmühle beträgt (900 m Mh — 740 m Mh) 160 m. Von diesem Betrag entfallen nach den oben (S. 241) entwickelten Vorstellungen größenordnungsmäßig 60 m auf sockel- und stockwerkstektonische Verstellungen — junge Aufkippung der Hochfirst-Scholle — zwischen den beiden Örtlichkeiten und schätzungsweise 25 m auf das Konto noch pliozäner Erosion. Bei Blumberg, wo die frühesten, wahrscheinlich spätpontischen Aare-Do-

[5]) Sie ist von Pfannenstiel & Rahm für deren Publikation 1963 neu erschürft worden.

nau-Schotter (auf dem Eichberg in über 900 NN) mehr als 200 m über der jungpleistozänen Talsohle (695 m NN) liegen, dürfte nach allen Gegebenheiten die Aare-Donau bei ihrem Ausbleiben auf heute rund 770 m Meereshöhe (Sattel von Zollhaus) eingetieft gewesen sein, woraus sich für das Mittelpliozän und für das frühe Jungpliozän eine Erosion von nahezu 150 m und für die Zeit von da bis in das Jungpleistozän eine solche von 75 m ergeben. Über Tuttlingen ist die Aare nachweisbar bei einem Stand der Erosion 100 m über der jungpleistozänen Felssohle ausgeblieben, so daß mit größenordnungsmäßig 75 m pleistozäner Eintiefung zu rechnen ist; die mittel- und früh-jungpliozäne Eintiefung ist von ungefähr der gleichen Größe wie bei Blumberg. In der Nähe der Wutach selbst können die Verhältnisse am Schellenberg bei Donaueschingen zum Vergleich herangezogen werden. Dort beträgt die Vertikaldistanz zwischen der jungpliozänen Wanderblockformation (= 825 m Mh) und der jungpleistozänen Talsohle rund 150 m, d. i. das anderthalbfache der für danubische Wutach und Wutach-Donau abgeleiteten Größe. Indessen erfährt dieser hohe Betrag eine angemessene Korrektur nach unten um rund 50 m: Unter dem Schellenberg-Plateau befinden sich heute noch annähernd 100 m Mittleren Muschelkalkes, eine Tatsache, die der Referent durch Hydratations-Aufschwellung (mit der Erhaltung von Steinsalz ist nicht zu rechnen) zu erklären versucht (Paul 1958).

Solch geringe pleistozäne Erosionsleistung im danubischen Gebiet ist eine Folge der ungünstigen Vorflutverhältnisse. Aber auch hier zeigt sich — wenn man die jeweils zur Verfügung stehenden Zeiträume in Betracht zieht — die um eine volle Größenordnung höhere, während des Pleistozäns wohl die längste Zeit tätige Wirksamkeit der kaltzeitlichen Abtragungsfaktoren.

Schriftenverzeichnis

Brunnacker, K.: Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 72—80, Öhringen 1964.

Bubnoff, S. v.: Die Geschichte der Wasserscheide zwischen Wutach und Schwarza. — Ber. naturf. Ges. Freiburg, **20**, 1—38, Freiburg 1913.

Büdel, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. — Würzburger Geogr. Arbeiten (Mitt. d. Geogr. Ges. Würzburg), **8**, 5—45, Würzburg 1960.

Hoinkes, H.: Wir leben in einer Eiszeit. — Umschau in Wissenschaft u. Technik, **68**, 26, 810—815, Frankfurt 1968.

Paul, W.: Das Donaueschinger Ried und seine Bedeutung für die Gestaltungsgeschichte Südwestdeutschlands. — Mitteilungsbl. bad. geol. Landesanstalt 1949, 59—65, Freiburg 1950.

— : Zur Morphogenese des Schwarzwaldes. — Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **1**, 395—427, Freiburg 1955.

— : Zur Morphogenese des Schwarzwaldes (II) — Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **3**, 263—359, Freiburg 1958.

— : Zur Frage der Rißvereisung der Ost- und Südostabdachung des Schwarzwaldes. — Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **7**, 423—440, Freiburg 1965.

— : Zur Frage der Rißvereisung der Ost- und Südostabdachung des Schwarzwaldes (II). — Mitt. bad. Landesv. Naturk. u. Naturschutz, N. F. **9**, 309—324, Freiburg 1966.

— : In: Die Wutachschlucht (Geologie, Landschafts- und Flußgeschichte). — Monographie des bad. Landesv. Naturk. u. Naturschutz. Im Druck.

Pfannenstiel, M., & Rahm, G.: Die Vergletscherung des Wutachtales während der Rißeiszeit. — Ber. naturf. Ges. Freiburg, **53**, 5—61, Freiburg 1963.

— : Nochmals zur Vergletscherung des Wutachtales während der Rißeiszeit. — Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **8**, 63—85, Freiburg 1966.

Schalch, F.: Geol. Spezialkarte d. Großherzogtums Baden nebst Erläuterungen. Blatt Bonndorf (Nr. 132), Heidelberg 1906.

— : — —. Blatt Blumberg (Nr. 133), Heidelberg 1908.

Wagner, G.: Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbild Südwestdeutschlands. — Erdgesch. u. landesk. Abh. aus Schwaben u. Franken, **10**, 300 S., Öhringen 1929.

Wepfer, E.: Zur Gliederung des Glazials im Wutachgebiet. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. **13**, 190—195, Stuttgart 1924.

Manuskr. eingeg. 3. 2. 1970.

Anschrift des Verf.: Willi Paul, 7741 Vöhrenbach, Hagenreutestraße 6.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 243-244	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

B. Mitteilungen

Ist die nordöstliche Lüneburger Heide eine „Endmoränen"-Landschaft?

Von Eckhard Grimmel, Hamburg

In der bisherigen Literatur wird die Meinung vertreten, daß das relativ stark gegliederte Relief der östlichen und nordöstlichen Lüneburger Heide als Endmoränen- bzw. Seitenmoränenrelief zu interpretieren ist.

Aufgrund detaillierter Geländeuntersuchungen im Gebiet zwischen Harlinger Bach und Kateminbach (Nordostrand der Lüneb. Heide) habe ich jedoch beträchtliche Zweifel an der Richtigkeit dieser Deutung bekommen. Denn die Korrelierung der morphographisch hervortretenden Rücken mit dem Ziel, sie als Teile von Endmoränenbögen zu rekonstruieren (Illies 1954, S. 43), ist meistens unmöglich. Auch fehlt der charakteristische Unterschied in den Oberflächenformen zwischen Vor- und Hinterland der „Endmoränen": vor allem vor den „Endmoränen" ein nach außen hin ebenes, vorwiegend aus sandigen Ablagerungen zusammengesetztes Gebiet (Woldstedt 1961, S. 103-105). Wenn man allerdings die Vorstellung entwickelt, daß nicht jeder morphographisch hervortretende Rücken unbedingt einer Eisrandlage zugeordnet zu werden braucht, wenn man nicht nur die Oberflächenform, sondern auch den stratigraphischen Aufbau der Rücken beachtet, dann kommt man zu der Überzeugung, daß die „Endmoränen-Theorie" kaum länger zu halten ist. Denn die Rücken bestehen hauptsächlich aus glazifluvialen Sanden und Kiesen, die in ihrer ursprünglichen Schichtung im wesentlichen ungestört sind. Glazigene Schichtstörungen waren bisher nur für die oberflächennahen Partien nachweisbar.

Die Rücken kann man auch nicht als Kames auffassen, d. h. als zwischen Toteisblöcken abgelagerte Nachschüttsande und -kiese (Stappenbeck 1905), da sie mit Geschiebelehm bedeckt sind (Schroeder-Lanz 1964, S. 26). Wenn auf den Rücken der Geschiebelehm fehlt, ist fast immer eine Geschiebesanddecke nachweisbar. Fehlt auch diese, dann findet man meistens noch erratische Blöcke als Relikte der Geschiebelehm- bzw. -sanddecke, die der späteren periglaziären Solifluktion widerstanden haben.

Aus der flächenhaften Verbreitung des Geschiebelehms bzw. -sandes schloß Schroeder-Lanz (1964, S. 27, 28) m. E. richtig, daß die Rücken vom Eis überfahren und dabei mit Geschiebelehm überdeckt worden sind. Nicht zwingend — soweit die Rücken der nordöstlichen Lüneburger Heide betroffen sind — ist jedoch seine weitere Folgerung, „daß alle größeren Höhen der Nordheide im wesentlichen schon vor der Ablagerung vorhanden waren" (S. 28). Zwar muß man wohl annehmen, daß ein älteres Relief existiert hat, daß dieses aber auch von den Schmelzwässern des vorrückenden Eises angegriffen und von den Schmelzwassersedimenten großenteils verschüttet worden ist.

Meines Erachtens kommt eine andere, bisher nicht geäußerte Deutung in Frage, die sowohl den morpho- als auch den stratigraphischen Befunden Rechnung trägt:

Die heutigen Oberflächenformen bestanden in großen Zügen noch nicht vor der Ablagerung der Geschiebelehm- bzw. -sanddecke, sondern sind im wesentlichen *subglaziär* erst von derjenigen Eismasse herauspräpariert worden, die die Geschiebelehm- bzw. -sanddecke zurücklies.

Das Material, aus dem die Rücken größtenteils bestehen, muß wohl als sanderartiges Sediment (Vorschüttsande und -kiese) angesehen werden. So dürfte vor dem heranrückenden Eis ein „Vorschüttsander" über einem älteren Relief abgelagert worden sein, über den das Eis dann mehr oder weniger erodierend hinweggeschoben ist. Die großen Talungen wären also als glazigene Erosionshohlformen, die dazwischenliegenden Rücken als von der Eiserosion weitgehend verschonte Reste vom „Vorschüttsander" aufzufassen. Das Relief könnte man als subglaziäres Erosionsrelief charakterisieren.

Alle in Oberflächennähe der Rücken unter der Geschiebelehm- bzw. -sanddecke auftretenden glazigenen Schichtstörungen und Geschiebelehmeinstauchungen stehen zu dieser Deutung nicht in Widerspruch; denn sie ändern grundsätzlich nichts an der Tatsache, daß die Rücken ja im wesentlichen aus ungestörten glazifluvialen Sedimenten bestehen. Es ist möglich, daß es hier und da echte Stauchendmoränen gibt, eventuell als Aufragungen des vom „Vorschüttsander" verhüllten älteren Reliefs. Nur dürften sie selten sein, und vor allem hätten sie keine so große Bedeutung für das Gesamtrelief, daß die Bezeichnung „Endmoränenlandschaft" gerechtfertigt wäre.

Die Frage, warum das Eis an der einen Stelle erodierend wirkte und die Talungen schuf, an der anderen aber aus Sand und Kies bestehende Rücken herauspräparierte, läßt sich nur andeutungsweise beantworten. Man muß wohl von der Tatsache ausgehen, daß im „Vorschüttsander" vom Schmelzwasser geschaffene Erosionsformen vorgezeichnet waren, denen das vorrückende Eis besonders folgte und sie erosiv stark ausweitete; denn es ist ja bekannt, daß Gletscher die vorgefundenen Reliefunterschiede zu verschärfen suchen. Wahrscheinlich ist die Eisbewegung auch durch Reste des älteren Reliefs mitgesteuert worden.

Warum sind die subglaziären Formen nicht beim Rückschmelzen des Eises von Schmelzwässern zerstört worden? Diese Frage kann beantwortet werden, indem man sich vorstellt, daß das Eis wahrscheinlich nicht langsam und gleichmäßig zurückgeschmolzen, sondern im ganzen zu Toteis geworden und ganz allmählich abgetaut ist, so daß die subglaziären Formen langsam von oben nach unten aufgedeckt wurden, d. h. die Rücken kamen zuerst zum Vorschein, während die Talungen noch länger vom Eis plombiert blieben. Nur so kann man sich ja auch den guten Erhaltungszustand von Grundmoränenlandschaften allgemein erklären (WOLDSTEDT 1961, S. 94). Kamesartige Bildungen habe ich bisher noch nicht gefunden.

Die im Nordosten der Lüneburger Heide so auffällige Reliefenergie steht zu der Deutung der Oberflächenformen als Subglaziärrelief nicht in Widerspruch: Denkt man sich die unter dem späteren Periglazialklima entstandenen fluvialen Erosionsformen fort — was einem besonders leichtfällt im Tal von Drethem-Wietzetze, da hier die Verschachtelung des glazigenen mit dem fluvialen Erosionsrelief sehr gut zu erkennen ist —, dann treten die Reliefunterschiede bei weitem nicht mehr so markant hervor, so daß die Landschaft jetzt eher als eine durch Mulden und Rücken gegliederte Hochfläche erscheint. Selbstverständlich haben die periglaziären Solifluktionsvorgänge andererseits zur Abflachung des Reliefs beigetragen.

Wie weit sich diese im Raum zwischen Katemin- und Harlinger Bach gewonnenen Ergebnisse auf die anderen Teile der Lüneburger Heide übertragen lassen, kann hier nicht entschieden werden. Doch weist die Verbreitung von Geschiebelehm auf den Höhen der Nordheide darauf hin, daß eine ähnliche Genese nicht ausgeschlossen ist. Das hier Mitgeteilte mag als vorläufiges Ergebnis angesehen werden, da die Untersuchungen, vor allem die geologische Kartierung im Maßstab 1:10 000, noch nicht abgeschlossen sind. Detaillierte Angaben werden in einer späteren Publikation folgen.

Literaturverzeichnis

HÖVERMANN, J.: Beiträge zum Problem der saale-eiszeitlichen Eisrandlagen in der Lüneburger Heide. — Abh. braunschweig. wiss. Ges., **8**, 36—54, Braunschweig 1956.

ILLIES, H.: Entstehung und eiszeitliche Geschichte der unteren Elbe. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **23**, 42—49, Hamburg 1954.

SCHROEDER-LANZ, H.: Morphologie des Estetales. — Hamburger geogr. Stud., **18**, Hamburg 1964.

STAPPENBECK, R.: Die osthannoversche Kiesmoränenlandschaft. — Z. deutsch. geol. Ges., **57**, 52—73, Berlin 1905.

WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 2. Aufl., Stuttgart 1955.

— : Das Eiszeitalter. — 3. Aufl., Stuttgart 1961.

Manuskr. eingeg. 5. 8. 1969.

Anschrift des Verf.: Eckhard Grimmel, 2 Hamburg 26, Sievekingsallee 111.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 245-246	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

C. Berichte - Tagungen

Eindrücke von einer Reise zu englischen Interglazialvorkommen

(Berichte der Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des nordeuropäischen Pleistozäns. 3.)

Von H. Schneekloth, Hannover

Abstract: With their 3rd conference the working group for biostratigraphy of the North European Pleistocene followed an invitation of the Subdepartement for Quaternary Research of the Cambridge University to Cambridge. The meeting took place on April 8 to 11, 1969, this time together with the INQUA-Subcommission of European Quaternary Stratigraphy (SEQS). Our colleagues Professor Dr. R. G. West and Dr. C. Turner be thanked very much also at this place for the troublesome preparation and the in any regard successful meeting!
The program comprised the following items:

April 8: Excursion to Cromer (Baventian at Sidestrand, Cromer Forest Bed Series at West Runton).
April 9: Excursion to Hoxne (Hoxnian interglacial), Beetley (Ipswichian interglacial) and Wretton (Weichselian terrace).
April 10: Excursion to marine Lower Pleistocene outcrops at Butley (Red Crag), Chillesford (Chillesford Crag) and Easton Bavents (Antian, Baventian).
April 11: Discussion, especially on actual questions of stratigraphic correlation in the Middle and Lower Pleistocene of Northern Europe.

Die Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des nordeuropäischen Pleistozäns folgte mit ihrer 3. Tagung einer Einladung des Subdepartement for Quaternary Research, Universität Cambridge, nach Cambridge. Die Tagung fand in der Zeit vom 8.—11. April 1969, diesmal gemeinsam mit der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie statt. Den Kollegen Herrn Professor Dr. R. G. West und Herrn Dr. C. Turner sei auch an dieser Stelle herzlicher Dank ausgesprochen für die mühevolle Vorbereitung und die in jeder Hinsicht gelungene Durchführung der Tagung!

Das Programm umfaßte folgende Tagesordnung:

8 April: Exkursion nach Cromer (Baventian in Sidestrand, Cromer Forest Bed Series in West Runton).
9. April: Exkursion nach Hoxne (Hoxnian-Interglazial), Beetley (Ipswichian-Interglazial) und Wretton (Weichsel-Terrasse).
10. April: Exkursion zu marinen unterpleistozänen Aufschlüssen in Butley (Red Crag), Chillesford (Chillesford Crag) und Easton Bavents (Antian, Baventian).
11. April: Diskussionen, insbesondere über aktuelle Fragen zur stratigraphischen Korrelation im mittleren und unteren Pleistozän Nordeuropas.

1.

Der erste Exkursionstag führte zunächst nach Sidestrand, 5 km südwestlich von Cromer. Ein Aufschluß im Küstenkliff zeigte hier kaltzeitliche marine Sedimente (charakterisiert durch *Macoma baltica)* über anstehender Kreide. Diese Sedimente werden mit dem Baventian korreliert und sind damit das letzte Glied in der Kette der unterpleistozänen marinen Ablagerungen an der ostenglischen Küste.

Den Anschluß „nach oben" brachte der zweite Exkursionspunkt bei West Runton, 4 km nordwestlich von Cromer, mit einer Serie von mittelpleistozänen Sedimenten. Infolge des Baues umfangreicher Küstenschutzanlagen wird dieser Aufschluß, der zugleich locus typicus für das englische Cromer-Interglazial ist, nur noch wenige Monate zugänglich sein. Der Aufschluß zeigte am Fuße des Kliffes über anstehender Kreide marine sandige und schluffige Ablagerungen, die aufgrund von Pollenanalysen und ihrem Gehalt an Mollusken warmzeitlich sein sollen und als „Pastonian" datiert werden. Darüber folgt eine Serie von Sanden und Schluffen, deren Struktur kaltzeitliche Entstehung möglich erscheinen läßt („Beestonian"). Darüber folgt in humoser Fazies das bekannte Cromer-Interglazial, das nach oben über sandig-schluffige Sedimente einer marinen Transgressionsphase in die elsterzeitliche (Lowestoft-)Moräne übergeht.

Die Diskussion entzündete sich vor allem an den Fragen, ob hier mit zwei Warmzeiten im Werte eines „echten" Interglazials zu rechnen ist und inwieweit die Konkordanz zwischen den oberen warmzeitlichen (Cromer-)Ablagerungen und der darüberliegenden Moräne gewährleistet ist. Offenbar können die Antworten solange noch nicht eindeutig ausfallen, als eingehendere Untersuchungen, vor allem auch im Liegenden eines weiteren, mehrere hundert Meter südöstlich gelegenen, Cromer-Aufschlusses, noch nicht vorliegen. Die letztlich noch nicht hinreichend sichere Stellung der Sedimentfolge bei West Runton innerhalb der mittel- bis unterpleistozänen Stratigraphie erklärt dem Besucher dieses Aufschlusses denn auch, warum selbst kunstvolle Korrelationsversuche mit festländischen prä-Elster-Vorkommen in vielen Fällen in eine Sackgasse führen müssen. Die Mitglieder des Arbeitskreises wurden hier zu der Überzeugung geführt, daß es absolut verfrüht ist, bereits heute ein Korrelationsschema zwischen den englischen und den festländischen prä-elsterzeitlichen Abfolgen aufzustellen. Vielmehr sollte zunächst mit Regionalgliederungen gearbeitet werden, wobei dann das „Cromer" der englischen Gliederung vorbehalten bliebe. Erst nach hinreichender Verdichtung des Beobachtungsnetzes durch stratigraphisch eindeutig gesicherte Vorkommen ist an großräumige Korrelationen zu denken.

2.

Der zweite Exkursionstag blieb mittel- bis jungpleistozänen Ablagerungen vorbehalten und führte zunächst zu den Ziegeleigruben bei Hoxne (35 km südlich von Norwich, bei Diss), der Typlokalität für das Hoxne-Interglazial. In zwei kleinen Gruben ist hier unter saalezeitlicher Moräne (Gippingian) eine Folge mehr oder weniger toniger, z. T. umgelagerter Mudden aufgeschlossen. Diese Mudden liegen in einer in die elsterzeitliche (Lowestoft-)Grundmoräne eingetieften Mulde. Leider ist bei Hoxne die waldgeschichtliche Entwicklung nur unvollständig, der obere Teil mit dem Übergang zur folgenden Kaltzeit fehlt. Indessen hat C. Turner neuerdings ein weiteres, 65 km südsüdwestlich gelegenes Hoxne-Interglazial (Marks Tey, Essex) bearbeitet, das die waldgeschichtliche Entwicklung vollständig wiedergibt.

Auch für die Korrelation zwischen Hoxne und den festländischen Holstein-Interglazialen verbleiben, trotz ihrer meist eindeutigen stratigraphischen Situation, nicht wenige pollenfloristische Probleme. Insbesondere gilt dies für die unterschiedliche Vorherrschaft im Baumpollen-Anteil, die auf der englischen Insel von Erle und Eiche, auf dem Kontinent überwiegend von Koniferen geprägt ist.

Im weiteren Verlauf der Exkursion stand der Besuch bei der Kiesgrube Beetly/Norfolk (25 km nordwestlich von Norwich), wo dicht über dem Wasserspiegel organische Ablagerungen (Mudden) des Ipswichian aufgeschlossen waren. Der örtliche paläontologische Betreuer des Vorkommens demonstrierte einige Stücke aus den zahlreichen hier gemachten Funden von *Hippopotamus*, *Rhinoceros* und *Elephas*.

3.

Der dritte Exkursionstag galt Aufschlüssen des untersten Pleistozäns in Ostengland. Im Aufschluß „Neutral Farm pit" bei Butley, 20 km nordöstlich von Ipswich, und in der nahegelegenen Grube „Chillesford Church pit" sowie an der Kliffküste bei Easton Bavents (nördlich Southwold) wurden verschiedene Folgen von Crag-Ablagerungen (Crag = molluskenreiche, marine Ablagerungen des ältesten Pleistozäns) demonstriert. „Neutral Farm pit" ist die Typlokalität für das „Butleyan Red Crag", die Chillesford-Vorkommen liegen stratigraphisch darüber, getrennt durch eine mit „Scrobicularia Crag" bezeichnete Schicht. Den faunistischen und sedimentologischen Unterschieden dieser Abfolge werden wechselnd hohe Meeresstände und damit großklimatische Schwankungen zugeordnet. Dabei ließ die Diskussion offen, inwieweit derartige fazielle Abfolgen nicht auch lokal, etwa durch Haffbildungen, bedingt sein können. Soweit die hier demonstrierten Aufschlüsse überzeugen konnten, dürfen wir im englischen prä-Cromer höchstens mit kleineren klimatischen Schwankungen rechnen, Schwankungen, die möglicherweise nur ein bis wenige Jahrtausende währten und deren „Interglazial"-Charakter (gemessen etwa am Eem) höchst fraglich bleibt. Vor einer Korrelation der englischen altpleistozänen Schichtfolgen mit denen des festländischen Bereiches muß bei dem heutigen Stand unseres Wissens doch wohl eindringlich gewarnt werden. Auch hier gilt die für „Cromer" genannte Prämisse einer zuvor erheblich stärkeren Verdichtung des Beobachtungsnetzes.

Die fachliche Auseinandersetzung, die die Gegenüberstellung mit den stratigraphischen Problemen unmittelbar an Ort und Stelle, d. h. am Aufschluß mit sich bringt, hat auch auf dieser Tagung erwiesen, daß kein noch so intensives Literaturstudium den Besuch eines Aufschlusses und die Diskussion mit dem Bearbeiter ersetzen kann. Zur nächsten Zusammenkunft des Arbeitskreises im Jahre 1971 lud Herr Dr. Zagwijn (Geolog. Survey, Haarlem) in die Niederlande ein. Die Tagung wird unter dem Themenkreis „Mittelpleistozän" stehen.

Manuskr. eingeg. 25. 6. 1969.

Anschrift des Verf.: Dr. H. Schneekloth, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 247-248	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Die 36. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen

Von J. NIEDERMAYER, Hamburg

Vom 27. bis 30. Mai 1969 fand die diesjährige Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen mit rund 150 Teilnehmern auf der Insel Helgoland statt. Hauptthemen waren Sandbewegung an der Nordseeküste und quartärgeologische Untersuchungen in den Küstenländern neben freien Themen.

Der erste Themenkreis stand in engem Zusammenhang mit einem Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Hiermit befaßten sich u. a. die Vorträge von R. NEWTON / F. WERNER, G. LINKE, H. GÖHREN, K. W. RUCK, J. BARCKHAUSEN und W. HARTUNG. Zu klären ist die Frage des Sandtransportes durch Meeresströmungen und Gezeiteneinflüsse in geologischer Vergangenheit und Gegenwart. Es werden alte und neue Methoden zur Erfassung und Messung der Sandbewegung erörtert. Gleichzeitig werden apparative Neu- und Weiterentwicklungen zur Messung der Strömungs- und Sandtransportverhältnisse betrieben. Die Auswertungsergebnisse von Luftbildern, die unmittelbare Verfolgung der Sandbewegung mit markierten Leitstoffen, d. h. Luminophoren und radioaktiv gemachten Sandkörnern (Isotopen) wurden behandelt. BARCKHAUSEN und LINKE wiesen durch stratigraphische und sedimentologische Beweisführung auf frühholozäne bzw. spätpleistozäne Anlagen der Inseln Langeog und Scharhörn hin, während HARTUNG am Beispiel der Insel Alte Mellum versuchte, das Werden und Vergehen der ostfriesischen Inseln zu demonstrieren. Diese Vorträge und viele Diskussionsbemerkungen lassen aber die Tendenz erkennen, daß mehr Argumente für eine gewisse Stabilität auch der ostfriesischen Inseln spricht. Jeder Eingriff des Menschen ändert allerdings die Gleichgewichtsverhältnisse der natürlichen Vorgänge.

Richtungsweisende Aspekte der Landesplanung bei der Berücksichtigung geologischer Fakten im Rahmen der Raumordnung und die diesbezüglichen Aufgaben des Geologen zeigte der Vortrag von W. STRAUTZ auf. H. BOIGK trug eine gemeinsam mit H.-J. FABIAN und H. GAERTNER erarbeitete Darstellung des Helgoländer Buntsandsteins im Rahmen des norddeutschen Sedimenttroges vor. Spezielle bzw. neue Arbeitsgeräte machten Fr.-K. ZECHLIN mit Vorstellung der Sandreuse zum Auffangen von Flugsand, ferner J. MERKT und H.-J. STREIF mit der Weiterentwicklung eines Bohrgerätes für Marschen- und Seesedimente bekannt, mit dessen Hilfe gute Kernproben für sedimentologische, pollenanalytische und Radiocarbon-Untersuchungen rasch gewonnen werden können. Dieses Gerät befindet sich beim Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung im Einsatz und wurde auf der Nachexkursion in der Altenwalder Marsch erfolgreich vorgeführt.

W. E. KRUMBEIN gab einen Einblick in die Arbeitsweise der Biologischen Anstalt Helgoland und erörterte Probleme und Methoden der Sedimentmikrobiologie und die Rolle der Mikroorganismen in der Stoffbilanz der Sedimente. Einen interessanten Vergleich des lebenden mit fossilem Meeresplankton gab O. WETZEL.

R. v. BISMARCK erläuterte Aufgaben und Wirkungskreis des „Wandernden Museums Schleswig-Holsteins", das mit der Ausstellung „Strand und Meer" Hunderte von Schulklassen im ganzen Lande über die Probleme der Küste unterrichtet. G. BRAND erläuterte eine ingenieurgeologische Planungskarte von Brunsbüttelkoog, die vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein angefertigt wurde.

Die norddeutsche Quartärforschung wurde durch folgende Themen vertreten:

K. E. BEHRE berichtete über seine Untersuchungen am Helgoländer Süßwassertöck, einem torfigen bis tonigen Sediment, das ins Eem gestellt wird. Als Ursache für die Seebildung im Interglazial wird Gipsauslaugung im Röt angenommen.

A. DÜCKER sprach über den Ablauf der Holstein-Warmzeit in Westholstein und gab bekannt, daß dort die holsteininterglazialen Bildungen in älteres (Muldsberger Warmzeit) und jüngeres (Wackener Warmzeit) Holsteininterglazial untergliedert werden können, das durch eine u. U. kurzfristige Periglazialphase (Mehlbeker Kaltphase) zweigeteilt wird (vgl. den Aufsatz von A. DÜCKER in diesem Band).

R. MARCZINSKI erörterte geschiebekundliche Untersuchungen zwischen Unterelbe und Unterweser. Danach können hier mindestens vier drenthezeitliche Vorstöße nachgewiesen werden: Uthleder, Meyenburger, unterer Hauptdrenthe- und Bremer Vorstoß. Die Stellung des jungen Lamstedter Vorstoßes ist nach wie vor unsicher.

Als vorläufige Mitteilung gab K. H. Sindowski ein Normalprofil des Nordseebodens im Bereich der Deutschen Bucht bekannt:

Obere marine Serie	1—12 m	=	Holozän
Tonige Mudden		=	Brörupkomplex
Fluviatile Serie	0—17 m	=	Weichsel
Mittlere marine Serie	4—20 m	=	Eem
Glaziäre Serie	1—10 m	=	Saale (Drenthe)
Untere marine Serie und/oder Beckentone		=	Holstein? bzw. Lauenburger Ton?
Glazifluviatile Serie		=	Elster?

Die mit ? bezeichnete Parallelisierung unterstellt der Referent als logische Weiterführung.

Die erste Inselexkursion am 27. 5. konnte für alle Teilnehmer unter Führung von P. Schmidt-Thomé, H. Boigk, H. Prigge und J. Niedermayer bei herrlichem Wetter in 3 Gruppen um die Westseite der Insel geführt werden. Hierbei wurden die stratigraphischen und tektonischen sowie auch die aktuogeologischen Verhältnisse eingehend gezeigt. Von den letzteren ist hervorzuheben, daß das Brandungskliff der Vergangenheit angehört und nunmehr im Schutze einer Mauer langsam wachsende Schutthalden entstehen. Ebenso interessant ist es zu wissen, daß die mit über 5000 t hochbrisantem Sprengstoff von den Engländern 1947 durchgeführte Sprengung nur deshalb nicht eine Vernichtung der Insel brachte, weil der Buntsandstein durch seine Porosität, d. h. Mürbheit, elastisch reagierte und die Wirkung ganz erheblich herabminderte.

Im Rahmen der Tagung fanden Dredschfahrten mit der „Friedrich Heincke" der Biologischen Anstalt Helgoland unter Leitung von Prof. Gripp und A. Hollmann statt, die trotz stürmischer See ein eindrucksvolles Bild vom Leben am Grunde der Gewässer um Helgoland vermittelten.

Auf der Helgoland vorgelagerten Düne befaßte sich eine Exkursion mit den Mantel-Gesteinen des Helgoländer Salzstockes, die über dem Buntsandstein am heutigen Meeresboden im Bereich der Düne anstehen und als Gerölle angelandet werden. Es sind dies Muschelkalk und Kreide, speziell Kreidetök (bituminöse Einlagerungen in der Unterkreide).

Am 31. 5. fand im Anschluß an die Tagung eine quartärgeologische Nachexkursion durch das Hadelner Land und die Geestgebiete zwischen Elbe und Weser unter Führung von H. Sindowski, R. Marczinski und J. Niedermayer statt. Am Nordrand der Altenwalder Geest und in den Harburger Bergen wurden Stauchungserscheinungen erörtert, sowie das Problem der Endmoränen dieser Gebiete, die bislang nur aus morphologischen Gründen als solche publiziert wurden, dem Aufbau nach aber Sanderwurzeln darstellen, die teilweise als „Kieshärtlinge" morphologisch pointiert sind. Echte Endmoränen treten in der Landschaft praktisch kaum in Erscheinung (Niedermayer). H. Sindowski, J. Merkt und H. Streif gaben einen Überblick über den Aufbau der Randmoore bei Altenwalde und über die Entstehung sowie die holozänen Sedimente des Bederkesaer Sees.

Im Raum Bremervörde führte R. Marczinski an mehreren Aufschlüssen neue Ergebnisse der Geschiebeforschung vor, die besonders in der weiteren Untergliederung der saaleeiszeitlichen Eisvorstöße bestehen. Den Abschluß bildete ein Imbiß am offenen Katenfeuer im Museumsdorf Kiekeberg des Harburger Helms-Museums.

Manuskr. eingeg. 10. 7. 1969.

Anschrift des Verf.: Dr. J. Niedermayer, Direktor des Geolog. Landesamts Hamburg, 2 Hamburg 13, Oberstraße 88.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 249-251	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Quartärstratigraphische Diskussionen in Frankreich und England

(Berichte der SEQS 3.)

Von Gerd Lüttig, Hannover

Inhalt: Der Aufsatz ist ein Bericht über drei Zusammenkünfte der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie in der Internationalen Quartärvereinigung, welche 1968 in Grenoble, 1969 in Cambridge und im gleichen Jahre beim VIII. INQUA-Kongreß in Paris abgehalten worden sind.

Résumé. Le traité présent est destiné à servir de rapport sur trois réunions de la Sous-Commission pour la Stratigraphie du Quaternaire de l'Europe convoquée et établie dans le cadre de l'Association Internationale pour l'Étude du Quaternaire, lesquelles se sont tenues en 1968 à Genoble, en 1969 à Cambridge et, en cette même année en cours, lors du VIIIème Congrès INQUA à Paris.

Contents. The paper gives a report on three meetings of the Sub-Commission on European Quaternary Stratigraphy of the International Association for Quaternary Research held in Grenoble, 1968, in Cambridge, 1969, and in Paris, in the same year, on the occasion of the VIIIth INQUA Congress.

1.

Die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) der Stratigraphischen Kommission der Internationalen Quartär-Union wurde 1965 in Boulder (Colorado) gegründet. Die Kommission hat die Aufgabe, die Beratung der Kommission für die Internationale Quartärkarte von Europa in stratigraphischen Fragen zu übernehmen, die Definitionen stratigraphischer Begriffe den modernen Anforderungen anzupassen, dazu die in der Stratigraphie des Präquartärs erprobte Klassifikation auf ihre Anwendungsmöglichkeit im Quartär zu prüfen und die eingeführte Klassifikation nach Möglichkeit unter den Quartärforschern zu propagieren, die speziellen stratigraphischen Prinzipien, die im Quartär zu gelten haben, herauszuarbeiten und Möglichkeiten der stratigraphischen Korrelation im europäischen Quartär ausfindig zu machen.

Die SEQS hat die wissenschaftliche Öffentlichkeit über ihre bisherige Arbeit in zwei Berichten informiert (Lüttig 1966, 1968). Der erste Bericht galt der Klarlegung des Programmes, der zweite der Bekanntgabe der generellen Ansichten über prinzipielle Fragen. Er wurde nach einer ersten Zusammenkunft in Hannover, Mai 1967, abgegeben. Eine zweite fand im Mai 1968 in Grenoble, die dritte in Cambridge im April 1969 statt. Die vorliegende Mitteilung dient der Berichterstattung über beide Tagungen, enthält zugleich Nachrichten über die vierte Zusammenkunft aus Anlaß des VIII. Internationalen Quartär-Kongresses in Paris, September 1969.

2.

Dank der vielen Mühe, die unser korrespondierendes Mitglied Frank Bourdier, Paris, auf Vorbereitung und Ausführung von Exkursionen verwendet hatte, sowie dank der Gastfreundschaft des Institute Dolomieu der Universität Grenoble, war die von 12 Mitgliedern und zahlreichen Gästen besuchte Zusammenkunft außerordentlich fruchtbar. Da die Mitglieder der Meinung sind, der Vergleich von Untersuchungsmethoden und von Auffassungen könne nirgendwo besser als im Gelände versucht werden, verbanden wir mit einem kurzen Rundgespräch eine ausführliche Exkursion in die Glaziärlandschaft in der Nähe von Grenoble, durch das Bièvre-Vallois und ins mittlere Rhônetal. Bourdier's (1961, 1962) Monographie war dabei ein unersetzbarer Führer. Augenscheinlich war vornehmlich den mittel- und nordeuropäischen Teilnehmern dieser Exkursion, daß die von den französischen Kollegen dargestellte Argumentation noch weitgehend von der morphostratigraphischen und anthropostratigraphischen Betrachtungsweise geprägt ist, während in den östlichen und nördlichen Nachbargebieten die Sedimentstratigraphie wesentlich stärker zur Hilfe genommen wird. Die SEQS sieht es als eine ihrer Aufgaben an, durch Austausch der Meinungen und Verfahren eine möglichst gut vergleichbare stratigraphische Gliederung zu fördern. Das ist vor allem deshalb notwendig, weil sich, auch durch diese Exkursionen, gezeigt hat, daß die Übernahme der stratigraphischen Begriffe aus einer Region, in der sie im übrigen noch moderner Definition bedarf, in eine andere vor allem dann bedenklich sein kann, wenn die Gliederung sich nur auf wenige der einsetzbaren stratigraphischen Verfahren bezieht.

3.

Die aus Anlaß des Internationalen Geologie-Kongresses in Prag 1968 anberaumte Sitzung der SEQS fiel äußeren Ereignissen außerhalb unserer Kontrolle zum Opfer.

4.

Im Hinblick auf Diskussionen über die Möglichkeit oder Unmöglichkeit der stratigraphischen Korrelierung aus der Typregion des Cromer-Komplexes in Gebiete auf dem Festland und Berichte unserer britischen Freunde, nach welchen die Typlokalität wegen Küstenschutzmaßnahmen in Bälde unzugänglich sein würde, hatte die SEQS beschlossen, ihre nächste Zusammenkunft auf englischem Boden vorzunehmen. Unser Freund R. G. West, Cambridge, übernahm die Vorbereitung, unterstützt durch C. Turner und andere britische Kollegen. Die Tagung fand im April 1969 statt, und zwar gemeinsam mit der unter Leitung von H. Schneekloth, Hannover, stehenden Arbeitsgruppe für „Biostratigraphie des Pleistozäns des nordeuropäischen Vereisungsgebietes". 15 Mitglieder und mehrere Gäste nahmen teil.

An Hand der vom Quaternary Era Sub-Committee der Britischen Kommission für das IUGS-Korrelations-Programm aufgestellten Empfehlung (Shotton & West 1968) für die Standardisierung quartärstratigraphischer Einheiten im United Kingdom, die im Sinne der Zielsetzung der SEQS als eine ganz ausgezeichnete Basis betrachtet werden kann, wurde auf dieser Tagung, vornehmlich durch Besuch der Typuslokalitäten, die Frage besprochen, ob in Großbritannien gegenwärtig im Sinne einer Lokalgliederung vorgegangen werden soll oder nicht. Übereinstimmung wurde darüber erzielt, daß das relativ gut belegte Schema als lokale Einteilung benutzt werden soll. Die Bedenken gegen eine Fern-Konnektierung des aus zwei Interglazialen bestehenden Cromer-Komplexes (Duigan 1963, West & Wilson 1966, West 1968) auf den Kontinent haben sich verschärft, und die SEQS plädiert daher dafür, auch auf dem Kontinent vorerst Lokalnahmen zu verwenden.

Die mit der Frage der Korrelierung zusammenhängende Aufgabe der Formulierung der Methoden und Prinzipien und von Terminologie und Klassifikation in der Quartärstratigraphie wurden in Cambridge konkretisiert durch Errichtung einer Arbeitsgruppe für einen „Code für Quartärstratigraphie", bestehend aus R. Paepe, Brüssel, R. G. West, Cambridge, W. H. Zagwijn, Haarlem und dem Berichterstatter. Davon ausgegangen wurde dabei, daß nach Auffassung der SEQS diese Aufgabe auf einen höheren level gehoben werden müsse. Es ist nicht beabsichtigt, ein Konkurrenzunternehmen zu dem in der IUGS-Subkommission für stratigraphische Klassifikation in Bearbeitung befindlichen internationalen Code zu schaffen. Statt dessen sollen für diese Arbeit die Auffassungen der Quaternaristen konkretisiert werden, damit sie in dem internationalen Code genügend berücksichtigt werden können. Umgekehrt soll durch diesen „Quartär-Code", der so viel wie vertretbar Gedankengut der IUGS-Subkommission für stratigraphische Klassifikation enthalten soll, das Gedankengebäude der Präquartär-Stratigraphen den Quartärforschern bekannt gemacht werden. Um diesen Sachverhalt klarzustellen, wurde als Titel für den „Code" gewählt: „Key to the Interpretation and Nomenclature of Quaternary Stratigraphy".

Auf der Zusammenkunft in Cambridge wurde von der Arbeitsgruppe für Biostratigraphie beschlossen, daß diese ihre 3. Tagung in 2 Jahren unter dem Titel „Biostratigraphie des nordeuropäischen Mittelpleistozäns" veranstalten würde.

5.

In Paris trat die SEQS aus Anlaß des VIII. INQUA-Kongresses zu ihrer 4. Sitzung zusammen. Erschienen waren erstmals alle 6 ordentlichen und 15 korrespondierende Mitglieder sowie zahlreiche Gäste. Hier wurde zunächst über die vorangegangene Arbeit berichtet.

Die für die Gründung der SEQS entscheidende Aufgabe, der Kommission für die Internationale Quartärkarte von Europa in bezug auf stratigraphische Probleme zu helfen, wird in Kürze erfüllt sein, da die Herstellung der Karte bis zum nächsten INQUA-Kongreß in Neuseeland, 1973, zu erwarten ist und Ratschläge nur noch während der Druckvorbereitung unterbreitet werden können. Deshalb ist es außerordentlich zweckmäßig, daß aufgrund einer Einladung des Staatlichen Geologischen Comités von Rumänien die nächste Tagung der SEQS gemeinsam mit der Kartenkommission stattfindet, und zwar im Jahre 1970 in Bukarest.

Die private Initiative der Code-Gruppe, die dem Kongreß eine erste, vorläufige Fassung des „Key . . ." vorlegte, wurde von den Mitgliedern der SEQS gutgeheißen, später ebenfalls von der Kommission für Quartärstratigraphie, vom International Council und der General Assembly akzeptiert. Eine Subkommission wurde in der Stratigraphischen Kommission neu gegründet und W. H. Zagwijn als chairman, R. Paepe als vice-chairman derselben eingesetzt. Folgende Resolution wurde über die Stratigraphische Kommission (S. C.) dem Kongreß vorgelegt:

"At the meeting of the S. C., sept. 1st, unanimous agreement was reached that the SEQS. will continuate its work, as there is a general feeling and request for further work especially on the following lines:

a/ setting up of standard time stratigraphic subdivisions of the Quaternary in suitable sedimentary basins.

b/ studies on main units of subdivision on other areas and their correlation

c/ correlation within the Upper Pleistocene

d/ biostratigraphical studies within the Middle Pleistocene which will be effectuated by the working group on Biostratigraphy of the Northern European Pleistocene."

Bericht und Absichten der SEQS wurden vom International Council und mit dem Bericht der Commission on Quaternary Stratigraphy von der General Assembly angenommen und die Fortsetzung der Arbeit der SEQS für die nächsten 4 Jahre unter derselben personellen Konfiguration wie bisher beschlossen.

Ein Antrag, der in der Stratigraphischen Kommission vorgebracht wurde und die Errichtung einer Subkommission für Quartärstratigraphie des südöstlichen Mittelmeerraumes vorsah, wurde zurückgewiesen und diese beabsichtigte Subkommission als working group in der SEQS unter dem Vorsitz von L. Picard, Jerusalem, installiert.

Angeführte Schriften

Bourdier, F.: Le Bassin du Rhône au Quaternaire. — **1**, 1—364, Paris 1961.

— : Le Bassin du Rhône au Quaternaire. — **2**, 1—295, Paris 1962 (1963).

Duigan, S. L.: Pollen Analyses of the Cromer Forest Bed Series in East Anglica. — Philos. Transact. roy. Soc. London (B) **246**, 149—196, London 1963.

Lüttig, G.: Die Subkommission für europäische Quartärstratigraphie der INQUA und ihre aktuellen Aufgaben. (Berichte der SEQS 1.). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 227—228, Öhringen/Württ., 1966.

— : Aussichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA. (Berichte der SEQS 2.). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 283—288, 1 Tab., Öhringen/Württ. 1968.

Shotton, F. W. & West, R. G.: Report of the Quaternary Era Sub-Committee. — 6 S., Mskrpt., London 1968.

West, R. G.: Pleistocene Geology and Biology. With special reference to the British Isles. — XIII, 377 S., London 1968.

West, R. G. & Wilson, D. G.: Cromer Forest Bed Series. — Nature, **209**, 5022, 497—498, London 1966.

Manuskr. eingeg. 4. 12. 1969.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. G. Lüttig, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 252-267	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

Der VIII. INQUA-Kongreß in Paris 1969

Von K. Duphorn, Hannover

mit Beiträgen von H.-J. Beug u. E. Grüger, Göttingen; J. Fink, Wien; B. P. Hagemann, Haarlem; R. Köster, Kiel u. E. Schönhals, Gießen

Mit 2 Abbildungen

I. Vorbemerkungen

Das Quartär als jüngster Abschnitt der Erdgeschichte hat seit jeher — weit mehr als die älteren Formationen — als Brücke für eine Vielzahl verschiedener Disziplinen der Naturwissenschaften und ihrer Betrachtungsweisen gedient. Bei der schnellen Entwicklung und engen Verflechtung aller Bereiche der Naturwissenschaften in den letzten Jahren wurde der interdisziplinäre Charakter der Quartärforschung deutlich sichtbar.

Die Kongresse der Internationalen Union für Quartärforschung (International Union for Quaternary Research, INQUA), auf denen in vierjährigem Turnus alle Disziplinen der Quartärforschung zusammentreffen, spiegeln deren zunehmende Ausweitung und Integration sowohl in der Programmgestaltung als auch in der Zahl und Herkunft der Teilnehmer deutlich wider (Abb. 1).

II. Teilnehmer

Der VIII. INQUA-Kongreß, über den hier berichtet wird, fand vom 30. August bis 5. September 1969 in Paris statt. Laut offizieller Teilnehmerliste wurde er von 944 Quartärforschern aus 54 Ländern besucht. Sie vertraten folgende Fachgebiete (zum Vergleich in Klammern die Prozentzahlen für die fachliche Aufgliederung der Teilnehmer am VII. INQUA-Kongreß in Boulder/Denver 1965, nach Schwarzbach 1966):

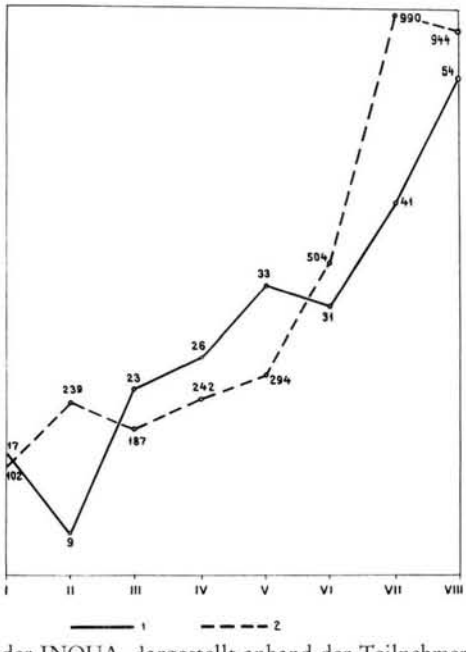


Abb. 1. Die Entwicklung der INQUA, dargestellt anhand der Teilnehmerzahlen (— — —) und der Anzahl der vertretenen Länder (———) vom I. Kongreß in Kopenhagen 1928 bis zum VIII. Kongreß in Paris 1969, nach Neustadt 1969 (für den letzten Kongreß wurden die entsprechenden Werte hinzugefügt).

Geologie 46 % (48), Geographie 23 % (15), Paläobotanik 9 % (5), Ur- und Frühgeschichte 7 % (9), Paläontologie 5 % (3), Bodenkunde 3 % (4), Isotopenphysik 3 % (1), Klimatologie, Ozeanographie und Hydrologie 2 % (4), Geochemie 1 % (1), Agrarwissenschaft 1 % (1), Biologie 1 % (7).

An der Spitze stehen nach wie vor mit fast der Hälfte aller Teilnehmer die Geologen. Dies ist verständlich, hat doch die Quartärforschung in der Historischen Geologie ihre Wurzeln; außerdem bilden die quartären Gesteine das stratigraphische Gerüst für jegliche Art von Quartärforschung. Bemerkenswert ist der höhere Anteil der Geographen, der nicht allein auf die besonderen Verhältnisse des Gastgeberlandes, in dem — was auch auf den Exkursionen ersichtlich war — die morphostratigraphische Betrachtungsweise einen zentralen Platz innerhalb der Quartärforschung einnimmt, zurückgeführt werden kann. Er spiegelt m. E. vielmehr den global wachsenden Einfluß der Geomorphologie, namentlich der klimamorphologischen Arbeitsrichtung, auf die Quartärforschung wider. Ebenso kann das Vordringen der Isotopenphysik als repräsentativ für die Gesamtentwicklung gelten. Die große Bedeutung, welche die Methoden der absoluten Altersbestimmung für die Quartärstratigraphie, namentlich für die Abgrenzung und Untergliederung der Letzten Eiszeit und des Holozäns (s. Abschn. V), in den letzten Jahren erlangt haben, kam auch im Programm des Kongresses deutlich zum Ausdruck (s. Abschn. III). Die Verschiebungen bei der Paläobotanik, Paläontologie und Biologie scheinen hingegen mehr terminologischer Art zu sein.

Literatur

Neustadt, M. I.: Historique des Congrès de l'INQUA, Paris 1969.
Schwarzbach, M.: Die fachliche Aufgliederung der Eiszeitforscher auf dem VII. INQUA-Kongreß. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 228, Öhringen 1966.

III. Vorträge und Exkursionen

Die Vorträge waren auf 12 Sektionen und 6 Symposien verteilt. Weitere Symposien fanden während der Exkursionen statt. In den Sektionen, die 3 Gruppen zugeordnet waren, wurden folgende Rahmenthemen behandelt:

Gruppe I: Natürliches Milieu und Paläoökologie des Quartärs
1) Geomorphologie und Paläohydrologie
2) Geologie und Morphologie des Meeresbodens
3) Paläobotanik und Paläopedologie
4) Paläozoologie
5) Paläoklimatologie

Gruppe II: Chronologie und Korrelation des Quartärs
6) Stratigraphie
7) Sedimentologie
8) Neotektonik
9) Kartographie
10) Absolute Altersbestimmungen und Paläomagnetismus

Gruppe III: Der Mensch im Quartär
11) Anthropologie
12) Ur- und Frühgeschichte

Auf den Symposien standen folgende Themen zur Debatte:
1) Die globalen Meeresspiegelschwankungen seit 11 000 Jahren
2) Stratigraphie der Tiefseeablagerungen
3) Neotektonik in Europa und im Zirkumpazifischen Raum
4) Lithogenetische Probleme in terrestrischen Ablagerungen des Quartärs
5) Absolutes Alter der quartären Ablagerungen
6) Löß

Daneben wurden von der UNESCO zwei Kolloquien ausgerichtet. Themen: 1) Die Abstammung des Menschen. 2) Meeresstrände und terrestrische Terrassen in ihren gegenseitigen Beziehungen.

Das Tagungsprogramm war von einem nicht minder umfang- und abwechslungsreichen Exkursionsprogramm eingerahmt. 17 Exkursionen vor und nach dem Kongreß führten in alle Landschaften Frankreichs (einschl. Korsika). Während des Kongresses wurden Eintags-Exkursionen in die weitere Umgebung von Paris durchgeführt. Viele der hochinteressanten, leider jedoch z. T. ziemlich teuren Exkursionen hatten quartärgeologische und prähistorische Lokalitäten von klassischem Rufe zum Ziel.

Als Kongreßabzeichen hatte man wieder — wie schon beim letzten Kongreß in Denver 1965 — ein prähistorisches Objekt gewählt, die kleine Statue von Brassempouy, ein in einen Mammut-Stoßzahn geschnitzter, anmutiger Frauenkopf der Aurignac-Kultur aus einer Grotte in Südfrankreich.

Leider waren manche Vorträge (und Kommissionssitzungen), die einander ergänzten, ungünstig eingeordnet und anberaumt worden, so daß bedauerliche Überschneidungen zustande kamen. Die Kurzfassungen der Vorträge sind in einem Sammelband enthalten, der den Teilnehmern zu Beginn des Kongresses überreicht wurde.

Eine Rezension von mehreren Vorträgen würde den hier gesteckten Rahmen sprengen. Eine Ausnahme sei jedoch gestattet. In einem vielbeachteten Vortrag machte G. M. RICHMOND, USA, Präsident der INQUA, den Versuch einer stratigraphischen Korrelation des Quartärs der Rocky Mountains mit dem der Alpen. Schon auf dem letzten Kongreß hatte diese Korrelation mit im Brennpunkt der Diskussionen gestanden. Auf der von G. M. RICHMOND geleiteten Exkursion in die Rocky Mountains war ihr sogar ein eigenes Symposium gewidmet. Damals war dieser Versuch jedoch an der unsicheren stratigraphischen Stellung der Bull Lake-Kaltzeit gescheitert, die von den meisten amerikanischen Kollegen auf Grund von ^{14}C-Daten und der frischen, stark reliefierten Oberflächenformen ins Alt-Wisconsin (= Alt-Würm) gestellt wurde; für diese Kaltzeit fehlte das glaziäre Pendant in den Alpen (GRAUL, KAISER u. RATHJENS 1966).

Schon damals hatte es nicht an Stimmen für eine Parallelisierung von Bull Lake und Riß gefehlt. RICHMOND selbst hatte diese Möglichkeit erwogen und zur Diskussion gestellt, und die meisten Teilnehmer aus dem alpinen Vereisungsgebiet schlossen sich dieser Korrelation an (FINK u. a. 1965), hauptsächlich aus paläopedologischen Gründen, weil nämlich der Boden zwischen Pinedale und Bull Lake stets sehr deutlich ausgeprägt und durchaus mit den Riß/Würm-Böden im Alpenvorland vergleichbar sei (Braunerde bzw. Parabraunerde in Washington und Montana).

In seinem neuen Korrelationsschema parallelisiert nun RICHMOND, der das Quartär der Alpen aus eigener Anschauung gut kennt, das Bull Lake mit Riß. Der Vergleich stützt sich wesentlich auf absolute Altersbestimmungen. Dabei fällt besonders auf, daß das letzte Interglazial, dessen Alter von >70 000 Jahren in Europa durch zahlreiche ^{14}C-Daten gut belegt ist, nur ca. 42 000 Jahre alt sein soll! Kurzum: Die Unsicherheiten interkontinentaler, quartärstratigraphischer Korrelationen für den Zeitabschnitt vor der „klassischen" Weichsel-Würm-Waldai-Wisconsin-Eiszeit (ca. 30 000 Jahre v. h.) bleiben trotz aller verdienstvollen Bemühungen nach wie vor mindestens so lange bestehen, wie es nicht gelingt, auf der Grundlage der von der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie erarbeiteten Empfehlungen (LÜTTIG 1966, 1968) zuerst einmal sichere intrakontinentale Korrelationen vorzunehmen. Das gilt sowohl für den Verzahnungsbereich der nordamerikanischen „alpinen" und „nordischen" Vergletscherungen als auch für die Verknüpfung der Vergletscherungen in Nord- und Mitteleuropa sowie für die Aufhellung der Lagebeziehungen ihrer Moränen zu biostratigraphisch datierbaren marinen und terrestrischen Interglazialen bzw. -stadialen.

In diesem Zusammenhang und im Hinblick auf Bestrebungen zur Reorganisation der INQUA-Arbeiten (s. Abschn. VI) sei noch die persönliche Auffassung d. Verf. hinzugefügt, daß für weiträumige stratigraphische Korrelationen handlungsfähige nationale und internationale Teams gebildet werden sollten, die auf der Grundlage der von der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie erarbeiteten Empfehlungen in mittel- bis langfristigen interdisziplinären Arbeitsprogrammen zunächst erst einmal gezielt das Pleistozän benachbarter Gebiete zu korrelieren versuchen, die hierfür besonders prädestiniert erscheinen. Das betrifft z. B. die Flußsysteme der Elbe und Donau für die Korrelation der Ablagerungen des nordeuropäischen und alpinen Vereisungsgebietes (ŠIBRAVA 1968), oder die Rhone-Durance-Region mit ihren morphologisch selten schön ausgeprägten Flußterrassen, die — wenn auch nicht korrespondierend — zwischen den alpinen Moränen und den marinen Sedimenten des Mittelmeeres vermitteln, von denen aus die Korrelation dann über die atlantischen Küstenlinien bzw. Meeresablagerungen interkontinental weitergeführt werden könnte.

Literatur

FINK, J., mit Beiträgen von H. GRAUL, H. KOHL, F. MAYR & T. PIPPAN: Der VII. Internationale Quartärkongreß in Boulder/Colorado vom 14. 8. — 19. 9. 1965. — Mitt. öst. geogr. Ges., **107**, H. 3, 154—176, Wien 1965.

GRAUL, H., KAISER, K. & RATHJENS, C.: Eiszeitforschung in Nordamerika. Der VII. INQUA-Kongreß vom 30. August bis 5. September 1965 in Boulder und Denver/Colorado. — Z. Geomorph., N. F., **10**, H. 3, 311—340, Berlin 1966.

LÜTTIG, G.: Die Subkommission für europäische Quartärstratigraphie der INQUA und ihre aktuellen Aufgaben. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 227—228, Öhringen 1966.

— : Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 283—288, Öhringen 1968.

Šibrava, V.: Continental glaciations in Central Europe and their relation of the stratigraphy of extraglacial areas. — In „Means of correlation of Quaternary successions", vol. 8, proc. VII, 547—558, Univ. of Utah Press 1968 (Congress of INQUA 1965).

IV. Ausstellung

Reges Interesse fand eine Ausstellung von modernen Fachbüchern und Zeitschriften sowie von geologischen, geomorphologischen und bodenkundlichen Karten. Im Mittelpunkt der Ausstellung standen internationale Übersichtskarten (FAO, INQUA, UNESCO). Daneben gab es eine Reihe von Ständen mit Spezial- und Übersichtskarten der einzelnen Länder, auch der Bundesrepublik. Einigen Karten waren eindrucksvolle Fotos von aktuogeologischen Erscheinungen im subpolaren Klimabereich (Kanada, Sowjetunion) beigefügt. Für den kartographisch Interessierten war es sehr anregend, die verschiedenen Konzeptionen der Kartendarstellung beinahe auf einen Blick miteinander vergleichen zu können.

Das „Quartärkomitee der DDR bei der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin", das nicht vertreten war, hatte eine Quartärmonographie der Insel Usedom (H. Kliewe) und einen Sonderband der Zeitschrift „Geologie" ausgestellt.

Auch die französischen Kollegen hatten ihre neuesten Forschungsergebnisse in einem Sonderband zusammengefaßt: Études francaises sur le Quaternaire. Le Quaternaire en France. — (AFEQ), 274 S., Paris 1969.

Die Deutsche Quartärvereinigung konnte aus eigenen Mitteln und dank einer finanziellen Zuwendung der Deutschen Forschungsgemeinschaft 1000 Exemplare des Bandes 19 von „Eiszeitalter und Gegenwart" (Woldstedt-Festschrift) im Fortdruck herstellen und an die Kongreß-Teilnehmer ausgeben (Mitglieder der DEUQUA ausgenommen). Von der „Zeitschrift für Geomorphologie" gelangten 250 Exemplare des Supplementbandes 8 „Glazialmorphologie — Glacial morphology" zur Verteilung.

An weiteren Sonderveröffentlichungen, die anläßlich des Kongresses herausgegeben wurden und die für die Quartärforschung in Mitteleuropa von größtem Interesse sind, seien genannt:

Supplementband der Zeitschrift „Revue de Géographie physique et de Geologie dynamique", ser. 2, vol. XI, fasc. 3, Paris 1969. Rahmenthema: Paläoklimatologie des Quartärs. Beiträge deutscher Autoren: K. Brunnacker — Affleurements de loess dans les régions nord-méditerranéennes.

Supplementband der Zeitschrift „Bulletin de l'Association francaise pour l'étude du Quaternaire", Paris 1969. Rahmenthema: Lößstratigraphie in Europa. Mit einer Zusammenfassung des Kenntnisstandes von J. Fink, Wien, und mit Beiträgen aus fast allen europäischen Lößgebieten. Deutsche Autoren: D. Basler, A. Bronger, K. Brunnacker, O. Fraenzle, G. Haase, F. Hädrich, B. Meyer, H. J. Müller-Beck, W. Paas, H. Rohdenburg, R. Ruske, A. Semmel, H. Vierhuff. Eine Beschreibung der wichtigsten Lößlokalitäten in Europa, die man ebenso gelesen haben muß wie den von J. Demek und J. Kukla redigierten Sammelband „Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei", Brünn 1969.

V. Kommissionsarbeiten

Die INQUA-Kongresse bieten die beste Gelegenheit, den internationalen Kenntnisstand der Quartärforschung zu diskutieren und die Richtungen festzulegen, in denen sich die Weiterentwicklung vollziehen soll.

Die Quartärforschung hat heute im Zuge der eingangs skizzierten Entwicklung ein schwer analysierbares Übergangsstadium erreicht. Einerseits stecken wir noch tief in der Periode positivistischer Einzelforschung, andererseits schreiten Ausweitung und Integration der einzelnen Disziplinen der Quartärforschung so rasch voran, daß es nun wesentlich auf eine Erfassung der von Jahr zu Jahr immer größer werdenden Summe von Einzelergebnissen ankommt. Dabei genügt es nicht, diese Ergebnisse mit modernen Methoden der Dokumentation schematisch zu registrieren. Vielmehr besteht heute ein wachsendes Bedürfnis nach Synthesen, namentlich in Handbüchern, Lexika und auf Übersichtskarten, die zugleich neue Impulse für die Weiterentwicklung der Forschung auszulösen vermögen. Solche Zusammenfassungen sind um so notwendiger, als auch die geopraktische Bedeutung der Quartärforschung in den letzten Jahren sprunghaft zugenommen hat.

Es liegt in der Natur der Geowissenschaften (die uns anschaulicher als jede andere Wissenschaft lehren, wie künstlich politische Grenzen mitunter sind), daß ihre Ergebnisse am besten in internationaler Gemeinschaftsarbeit gesichtet, diskutiert und auf die gemeinsamen Aufgaben koordiniert werden können. Die INQUA hat dieser Erkenntnis mit der Bildung einer ganzen Reihe von Kommissionen und Subkomissionen für den Sektor der Quartärforschung frühzeitig Rechnung getragen. Auf deren Arbeiten, die auf den Kongressen hinter den Vorträgen, Symposien, Exkursionen und

den gesellschaftlichen Veranstaltungen meist ziemlich verborgen bleiben, soll im folgenden etwas näher eingegangen werden, soweit diese Arbeiten unmittelbar die Quartärforschung in Mitteleuropa betreffen.

Auf dem Kongreß tagten folgende Kommissionen und Subkommissionen (in Klammern die Namen der Präsidenten):

1) Quartäre Küstenlinien (R. W. FAIRBRIDGE, USA)
   a) Küstenlinien der Ostsee (S. FLORIN, Schweden)
   b) Küstenlinien des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres (R. W. HEY, Großbritannien)
   c) Amerikanische Küstenlinien (H. G. RICHARDS, USA)
   d) Küstenlinien des Pazifik und des Indischen Ozeans (E. GILL, Australien)
   e) Eurafrikanische, atlantische Küstenlinien (O. DAVIES, Natal)
   f) Sedimente der Tiefsee (C. EMILIANI, USA)
2) Nomenklatur und Korrelation des Quartärs (F. GULLENTOPS, Belgien)
   a) Untergrenze des Pleistozäns (V. P. GRITCHUK, UdSSR)
   b) Holozän (B. P. HAGEMANN, Niederlande)
   c) Europäische Quartärstratigraphie (G. LÜTTIG, Bundesrepublik Deutschland)
   d) Lößstratigraphie in Europa (J. FINK, Österreich)
3) Neotektonik (N. I. NIKOLAJEW, UdSSR)
4) Lithologie der Quartärablagerungen (E. V. SCHANTZER, UdSSR, und B. KRYGOWSKI, Polen)
5) Absolutes Alter der Quartärablagerungen (E. H. WILLIS, USA)
6) Internationale Quartärkarte von Europa (P. WOLDSTEDT, BRD)
7) Regionale Quartärkarten (G. M. RICHMOND, USA)
   a) Quartärkarte von NW-Afrika (H. ALIMEN, Frankreich)
   b) Paläogeographischer Quartär-Atlas (K. K. MARKOW, UdSSR)
8) Tephrochronologie (K. KOBAYASCHI, Japan)
9) Paläopedologie (I. P. GERASIMOV, UdSSR).

a) Kommission für die Internationale Quartärkarte von Europa

Diese älteste INQUA-Kommission wurde auf dem II. Kongreß in Leningrad 1932 gegründet. Ihre Neugründung nach dem Zweiten Weltkrieg erfolgte auf dem IV. Kongreß in Rom/Pisa 1953. In ihrer derzeitigen Organisationsform konstituierte sie sich auf dem VI. Kongreß in Warschau 1961. Über die Entwicklung der Kommissionsarbeiten sowie über den Karteninhalt, die Hauptprobleme und -konzeptionen der Kartendarstellung ist sowohl auf Tagungen (u. a. DEUQUA 1964 und 1968) als auch in Publikationen fortlaufend berichtet worden (s. u.). Die Ausführungen an dieser Stelle können deshalb auf die jüngste Entwicklung beschränkt bleiben.

Mit dem VII. INQUA-Kongreß in Denver 1965 war nach umfassenden und langwierigen Vorbereitungen schließlich der Zeitpunkt für den Beginn der praktischen Arbeiten gekommen. Seitdem wurden die Blätter 1, 2 und 5 sowie die Generallegende im Auflagedruck und die Blätter 3, 4, 6 und 13 im Andruck herausgegeben. Die Blätter 7 und 8 befinden sich z. Z. zum Andruck in der Druckerei, so daß bis spätestens Frühjahr 1970 die gesamte obere Hälfte der Karte „en bloc" im Aus- bzw. Andruck vorliegen wird (s. Abb. 2). Es ist geplant, das Kartenwerk bis zum nächsten INQUA-Kongreß mindestens in Andrucken fertigzustellen.

Nach dem Kongreß in Denver kamen auch die Bemühungen um Kooperation mit der UNESCO zum Tragen. Die Internationale Quartärkarte von Europa 1 : 2,5 Mio., deren redaktionelle Bearbeitung der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover obliegt, wird nun von dieser Institution gemeinsam mit der UNESCO, Paris, herausgegeben. Die einzelnen Teilblätter werden jeweils nach Fertigstellung in einer Auflagenhöhe von 2 500 Stück veröffentlicht. Sie sind bzw. werden an den Seitenrändern mit einer zweisprachigen Speziallegende versehen. Auf Vorschlag der UNESCO wird zusätzlich zu jedem Teilblatt noch ein Beiheft gedruckt, das in übersichtlicher Anordnung die Randbeschriftung in Englisch, Französisch, Russisch und Deutsch enthält. Die einzelnen Teilblätter selbst sind folgendermaßen beschriftet: 1, 2, 5 und 6 englisch/deutsch, 3, 4, 7, 8, 11 und 12 russisch/deutsch, 9, 10, 13, 14 und 15 französisch/deutsch. Sie sind bei den beiden o. g. Institutionen zum Preis von DM 20.— bzw. 25 FF erhältlich.

Auf der Sitzung anläßlich des Kongresses in Paris wurde vorgeschlagen, die Karte durch kleine Erläuterungshefte zu ergänzen, wobei ein Heft jeweils die Beschreibung einer geologischen Großeinheit, die meist mehrere Teilblätter der Karte umfaßt, enthalten soll.

Zwischen den beiden letzten INQUA-Kongressen fanden Kommissionssitzungen in Leningrad 1966, Sofia 1967 und Lissabon 1968 statt. An der letztgenannten Sitzung nahmen auch Mitglieder der INQUA-Subkommission für die Quartärkarte von NW-Afrika (Chairman: bis Sept. 1969

H. ALIMEN, seitdem G. CHOUBERT, beide Frankreich) teil, mit denen vereinbart wurde, die nordwestafrikanischen Anteile der Quartärkarte von Europa gemeinsam zu bearbeiten. Diese Zusammenarbeit ist inzwischen gut in Gang gekommen. Weitere Kontakte bestehen zur INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, zur INQUA-Kommission für Lößstratigraphie in Europa und zur IGU-Kommission für die Internationale Geomorphologische Karte von Europa 1 : 2,5 Mio.

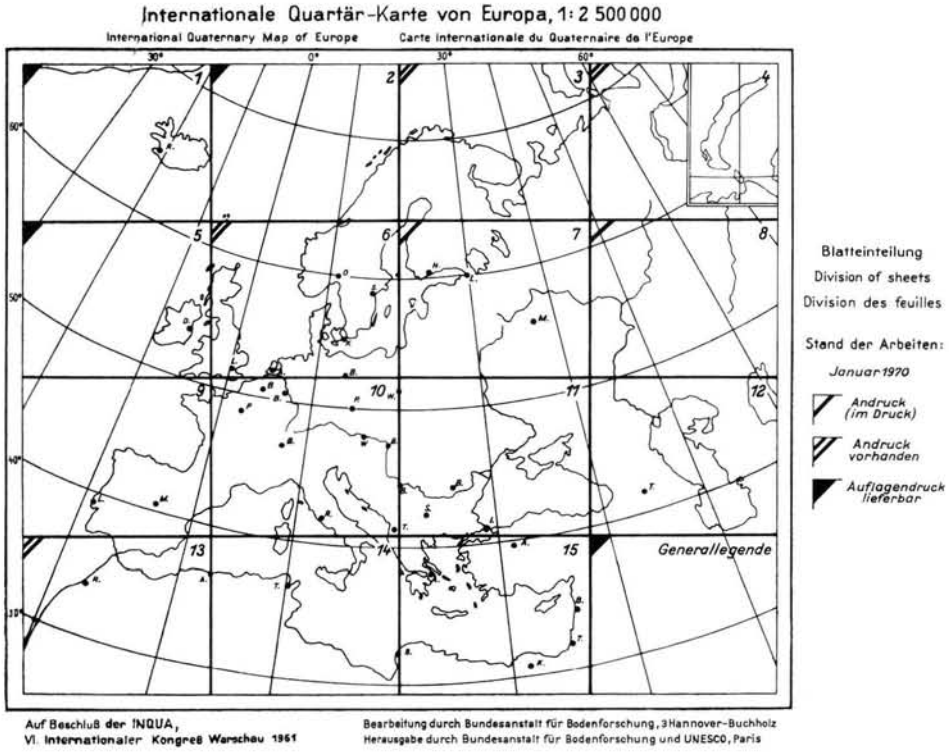


Abb. 2. Indexkarte der Internationalen Quartärkarte von Europa.

Literatur

DUPHORN, K., GRAHLE, H.-O. & SCHNEIDER, H.: Bericht über die Internationale Quartärkarte von Europa (Vortragsber.). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 253—254, Öhringen 1965.

DUPHORN, K.: La carte quaternaire internationale de l'Europe. — Nature et ressources, vol. IV, no. 3, 17—19, UNESCO, Paris 1968.

—: The International Quaternary Map of Europe. Present State of Operations and some Problems of Representation. — Bull. Comm. Carte Geol. Monde, Paris 1970 (in press).

—: Relation of the proposed Geomorphological Map of Europe to the Quaternary Map of Europe. — Studia Geographica, **4**, 8—16, Geogr. Ústav Brno, Ceskosl. Akad. Ved, Brno 1969.

GANESCHIN, G. S. & KRASNOW, I. I.: Meshdunarodnaja karta tschetwertitschnix otloshenij Evropy v masschtabe 1 : 2.500.000. [Die Internationale Quartärkarte von Europa 1 : 2,5 Mio.]. — Bjulleten komissii po isutscheniju tschetwertitschnovo perioda, No. 30, 47—57, Moskau 1965. — [Russ.]

NEUSTADT, M. I.: Historique des Congrès de l'INQUA. — VIII INQUA 1969 Paris, 1—95, Paris 1969.

RICHMOND, G. M.: Report of the VII INQUA Congress Boulder-Denver, Colorado, 1965. — Proc. VII INQUA CONGRESS, vol. 24, 1—98, 1965.

b) Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie

Als großes Hemmnis für den Fortgang der Arbeiten an der Quartärkarte von Europa hatte sich die Passivität der INQUA-Kommission für Nomenklatur und Korrelation des Quartärs (Stratigraphische Kommission) erwiesen. Die Arbeitsergebnisse dieser Kommission hätten die stratigraphische und nomenklatorische Grundlage für die Karte gebildet, wenn sie vorhanden gewesen wären.

Um wenigstens eine unverzügliche Abstimmung beider Kommissionen in stratigraphischen Fragen zu erreichen, wurde auf dem Kongreß in Denver 1965 die „Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie" gebildet. Erste Aufgabe dieser Subkommission sollte die Beratung der Kartenkommission in Bezug auf stratigraphische Festlegungen sein, welche die Kartendarstellung beeinflussen. Ferner hat die Subkommission die Aufgabe, die Definitionen stratigraphischer Begriffe den modernen Anforderungen anzupassen, dazu die in der Stratigraphie des Präquartärs erprobte Klassifikation auf ihre Anwendungsmöglichkeit im Quartär zu prüfen, die speziellen stratigraphischen Prinzipien, die im Quartär zu gelten haben, herauszuarbeiten und Möglichkeiten der stratigraphischen Korrelation im europäischen Quartär ausfindig zu machen (LÜTTIG 1968).

Auf den Tagungen in Hannover 1967 und Grenoble 1968 wurden wesentliche Anregungen für die stratigraphische und nomenklatorische Konzeption der Quartärkarte von Europa gegeben. Leider konnte die Kartenkommission infolge des fortgeschrittenen Bearbeitungsstandes nicht mehr alle Anregungen übernehmen.

Die 3. Sitzung fand im April 1969 gemeinsam mit der Arbeitsgruppe für „Biostratigraphie des Pleistozäns des nordeuropäischen Vereisungsgebietes" in Cambridge statt (vgl. Bericht von H. SCHNEEKLOTH in diesem Band S. 245-246). Dabei wurde deutlich, daß sich die Bedenken gegen eine Übertragung des zwei Interglaziale einschließenden Begriffes „Cromer" (WEST 1968) vom „locus typicus" auf das europäische Festland und seine Korrelation mit einer der dort benutzten stratigraphischen Einheiten verschärft haben. Die Subkommission warnt daher vor einer solchen Übertragung und plädiert dafür, auf dem Kontinent zunächst Lokalnamen zu verwenden. Auf dieser Sitzung wurde auch eine Arbeitsgruppe gebildet, die in einem „Code für Quartärstratigraphie" eine Aufstellung der stratigraphischen Prinzipien für das Quartär vorbereiten soll. Die erste vorläufige Fassung dieses Code wurde dem INQUA-Kongreß in Paris vorgelegt.

Literatur

LÜTTIG, G.: Die Subkommission für europäische Quartärstratigraphie der INQUA und ihre aktuelloen Aufgaben. (Berichte der SEQS 1.). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 227—228, Öhringen 1966.

— : Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA. (Berichte der SEQS 2.). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 283—288, Öhringen 1968.

WEST, R. G.: Pleistocene Geology and Biology. With especial reference to the British Isles. — XIII, 377 S., London 1968.

c) Kommission für Lößstratigraphie in Europa

Diese Arbeitsgruppe, die auf dem VI. Kongreß in Warschau 1961 mit dem Status einer Subkommission gebildet und auf dem VIII. Kongreß in Paris 1969 in den Rang einer selbständigen Kommission erhoben wurde, gilt als eine der aktivsten der INQUA. Sie ist ein Beispiel dafür, wie gemeinsames Wirken aus persönlicher Initiative, in diesem Falle des Präsidenten J. FINK, resultieren kann (weshalb, wie auch S. VAN DER HEIDE, Schriftführer und Schatzmeister der INQUA, in einem INQUA-internen Rundschreiben vorgeschlagen hat, By - Law 30d der INQUA[1]) revidiert werden sollte!).

---

[1]) INQUA, By - Law 30d: The term of office of the President of a Commission or Subcommission is four years. He may be elected by the Commission or Subcommission to succeed himself for one additional term.

Kommentar von S. VAN DER HEIDE (1969): „This rule would deprive us of some of our best Presidents and, certainly, would injure the development of Commissions work."

Tätigkeit der INQUA-Subkommission für Stratigraphie des Lösses in Europa in der Zeit zwischen dem VII. INQUA-Kongreß in Boulder/Denver 1965 und dem VIII. INQUA-Kongreß in Paris 1969

Von J. Fink, Wien

1) Die in der vorherigen Periode regelmäßig jährlich veranstalteten Zusammenkünfte wurden in den Jahren 1966 in Jugoslawien und 1967 in Belgien fortgeführt. Die für Herbst 1968 angesetzte Tagung in Bulgarien mußte leider mehrmals verschoben werden und ist nunmehr für Herbst 1970 neu festgesetzt.

2) Die Arbeit an der Karte „Verbreitung des Lösses in Europa" wurde fortgesetzt. Die redaktionelle Arbeit liegt bei den Korrelatoren für bestimmte Großräume, die Zusammenfassung in den Händen von Dr. Haase/Leipzig. Die Beiträge der einzelnen Länder sind sehr unterschiedlich, weshalb eine zu starke Differenzierung, wie sie anfangs geplant war, fallengelassen werden mußte.

   Leider konnte infolge des Fehlens der ostdeutschen Kollegen auf dem Kongreß in Paris die Karte nicht demonstriert und diskutiert werden. Das soll bei der nächsten Zusammenkunft in Bulgarien geschehen.

3) Für den Kongreß in Paris konnte dank dem Entgegenkommen der französischen Kollegen, insbesondere von Herrn M. Leger/Paris, der ausführliche Bericht der Subkommission als eigener Ergänzungsband des Bulletin der AFEQ (s. Abschn. IV) erscheinen. Der Bericht hat einen Umfang von 176 Seiten und enthält die schematische Darstellung von über 100 Lößprofilen, verteilt über ganz Europa. Nur der zentral- und südfranzösische Raum ist noch ausgespart, weil hierfür noch kein Bearbeiter gefunden worden war.

4) Auf dem Kongreß in Paris gab der Vorsitzende einen kurzen Überblick über die bisherige Arbeit und legte die Gründe dar, warum die beiden nahezu klassischen Begriffe „Paudorf" und „Göttweig" in der nahen Zukunft nicht angewendet werden sollten. Es laufen derzeit eine Reihe von Untersuchungen, unter anderem malakologische von V. Ložek, die eine ältere als die bisherige Einstufung wahrscheinlich machen. Auch der geländemorphologische Befund spricht für eine ähnliche Verschiebung.

5) Die Aktivität der Subkommission hat wesentlich dazu beigetragen, daß am Kongreß in Paris die Hebung zu einer eigenen Kommission erfolgte. Daraus ergeben sich nun neue Aufgaben, einerseits eine Vergrößerung des Forschungsraumes über Europa hinaus und andererseits die Bearbeitung anderer, nicht-stratigraphischer Fragen. So haben wir als erste Arbeit für die Zeit bis zum nächsten Kongreß beschlossen, eine einheitliche analytische Bearbeitung aller Lösse und Lößderivate durch ein zentrales Laboratorium vorzunehmen. Diese Untersuchungen sollen zuerst bei einfachen Texturanalysen beginnen und später, falls die technischen Möglichkeiten bestehen, auch auf mineralogische, mikromorphologische und chemische Bestimmungen ausgedehnt werden.

   Selbstverständlich werden die Arbeiten an der Lößkarte weiter fortgesetzt. Ein detailliertes Arbeitsprogramm kann aber erst nach Rücksprache mit den Kommissionsmitgliedern erfolgen.

Literatur

Fink, J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 229—235, Öhringen 1964. — **16**, 264—275, Öhringen 1965. — **19**, 289—300, Öhringen 1968.

d) Kommission für die Untersuchung des Holozäns

Von B. P. Hagemann, Haarlem

1) Alter der Organisation

   Die Subkommission für die Untersuchung des Holozäns (Sub-Commission on the Study of the Holocene) geht zurück auf den INQUA-Kongreß von 1957 in Madrid (Spanien).

2) Aufstellung der nacheinander amtierenden Präsidenten und Sekretäre

   Von 1957 bis 1965 (Denver) war Dr. J. D. de Jong Präsident der Subkommission. Seit 1965 hat B. P. Hagemann dieses Amt übernommen. Als vorläufig ernannter Sekretär fungiert Dr. K.-D. Jäger (seit der Tagung der Subkommission von 1967 in Prag).

3) Umreißung des Aufgabengebietes

Die ursprüngliche Aufgabe der Subkommission besteht darin, die Stratigraphie des Holozäns zu untersuchen, d. h. ihre stratigraphische Folge und ihre Korrelierung in der ganzen Welt. Diese Aufgabe hat dahingehend eine Erweiterung erfahren, daß sie eine Diskussion über die Grenze Pleistozän/Holozän und eine Untersuchung der Mittel zur Korrelierung mit umfaßt. Die zum gegenwärtigen Zeitpunkt vorliegende Aufgabe besteht daher im Folgenden:

a) Untersuchung der Probleme der Grenze Pleistozän/Holozän und Entwurf einer Empfehlung für diese Grenze
b) Untersuchung der Stratigraphie des Holozäns und Abgabe einer Empfehlung dazu
c) Untersuchung zum klimatologischen Optimum

4) Durchführung der Aufgaben in den letzten vier Jahren

Die Aufgabe als solche gemäß ihrer Definition unter Punkt 3 ist während der letzten vier Jahre nicht abgeschlossen worden. Jedoch hat eine Änderung darin stattgefunden, wie sich die Durchführung der Aufgabe der Subkommission für die Untersuchung des Holozäns in diesem Zeitraum vollzogen hat. Die Herausgabe eines Bulletins und die Veranstaltung von Exkursionen und Sitzungen stellen Fortschritte in der Arbeitsweise der Unterkommission für die Untersuchung des Holozäns dar.

5) I. Bemerkungen zur Grenze Pleistozän/Holozän (Plan für die künftige Arbeit)

Es sieht so aus, als ob dieses Problem theoretisch auf der Grundlage klimatischer Fluktuationen, insbesondere von Temperaturfluktuationen, gelöst worden ist. Deshalb wird die künftige Aufgabe in den nächsten vier Jahren im Folgenden bestehen:

1. Die genaue Festlegung der auf diesem Prinzip begründeten Bezugsgrenze muß in den nächsten vier Jahren durchgeführt werden, und zwar unter Zuhilfenahme von
   a) Physikalischen Methoden (^{18}O und ^{14}C) und
   b) pollenanalytischen Untersuchungen in Gebieten, in denen die Temperatur als der einzige einer Veränderung unterworfene Parameter angesehen werden kann.
2. Die Auswahl einer der Typlokalität gemäßen Region
3. Untersuchungen in verschiedenen Klimazonen und -gebieten, die darauf abzielen, die Beziehungen der regionalen Lithostratigraphie zur Bezugsgrenze herauszuarbeiten. Gleichfalls ist die unter dem Gesichtspunkt der Vegetation betrachtete Entwicklung in den verschiedenen Regionen unter In-Beziehung-Setzung zur Entwicklung in der Standard-Region herauszuarbeiten.

II. Bemerkungen zur Stratigraphie des Holozäns

Die Exkursionen und Vorträge, die im Verlaufe der Tagungen der Subkommission für die Untersuchung des Holozäns in dem Zeitraum von 1965 bis 1969 abgehalten worden sind, richteten ihr Augenmerk darauf, daß die Stratigraphie des Holozäns lediglich von einem Hauptfaktor bestimmt worden ist, nämlich dem Klima. Dieses Phänomen konnte sowohl in marinen wie in terrestrischen Gebieten beobachtet werden. Gegenwärtig liegt eine Standard-Lithographie zum Beispiel in Teilen Nordwest-Europas vor. Ebenso konnte in den terrestrischen Gebieten Mitteleuropas eine Standard-Lithographie aufgebaut werden. Beide Standardisierungen haben ziemlich enge Beziehungen, was auf der gemeinsamen Grundlage eines durch einen Parameter bestimmten Systems, nämlich des Klimas, verständlich ist.
Die künftige Zielsetzung unter diesem Gesichtspunkt ist:

1. Überprüfung der stratigraphischen Beziehungen unter den meisten marinen Gebieten in der ganzen Welt
2. Durchführung der gleichen Aufgabe für die terrestrischen Gebiete
3. Untersuchungen darüber, inwieweit sich auch in anderen Gebieten als Nordwest- und Mittel-Europa die Korrelation zwischen terrestrischer und mariner Stratigraphie für den seltenen Fall des durch einen einzigen Parameter bestimmten Systems des Holozäns (Monoparametersystems des Holozäns) nachweisen läßt.

III. Bemerkungen zum Klima-Optimum

Der Brennpunkt der Arbeiten der Subkommission für die Untersuchung des Holozäns unter diesem Gesichtspunkt wird nicht allein dieses Thema umfassen.
Die Meinung der Subkommission geht dahin, daß das vollständige Spektrum von Klimawechseln und ihrer lithogenetischen und sonstigen geologischen Ausdrucksformen untersucht werden muß.
Das bedeutet eine intensive Beziehung zwischen Punkt II und Punkt III unseres wissenschaftlichen Programmes.

e) Subkommission für Küstenlinien der Ost- und Nordsee

Von R. Köster, Kiel

Die heutige „INQUA-Subkommission on Baltic and North Sea Shorelines" hat ihren Ursprung in der „Subcommission on Baltic Shorelines", die während des INQUA-Kongresses in Warschau 1961 gegründet worden war. Sie hatte sich in den vergangenen 8 Jahren die Aufgabe gestellt, die Erforschung der Geschichte der Ostsee und der Entwicklung ihrer Küstenlinien seit dem Spätglazial durch Zusammenarbeit zu fördern. Viele Kenntnisse sind in dieser Zeit wesentlich erweitert und vertieft worden. Diese Arbeitsrichtung soll auch in den nächsten 1 bis 2 Interkongreßperioden weitergeführt und in den submarinen Bereich ausgedehnt werden.

Ein Ergebnis der bisherigen Arbeiten war auch, daß die Untersuchungen im Ostseeraum vielfach einen Vergleich mit ähnlichen Erscheinungen an der Nordsee verlangen. Deshalb ist nach einem 1967 ausgearbeiteten Vorschlag die Subkommission während der Tagung in Paris 1969 zu einer „INQUA-Subcommission on Baltic and North Sea Shorelines" erweitert worden, deren zusätzliche Aufgabe es vor allem ist, vergleichende und koordinierende Untersuchungen in beiden Bereichen zu fördern. Der Schwerpunkt der Arbeit liegt dabei im unmittelbaren marinen Einflußbereich.

Eine scharfe Abgrenzung gegenüber den perimarinen und terrestrischen Gebieten ist jedoch nicht möglich. Deshalb bestehen in der Aufgabenstellung viele Gemeinsamkeiten mit der „INQUA-Subcommission for the study of the Holocene". Sie haben zu einer engen Zusammenarbeit beider Subkommissionen geführt, die auch in Zukunft fortgesetzt werden soll, um auf diesem Wege vor allem die Fragen der holozänen Klimageschichte als wahrscheinlich übergeordneter Ursache für viele Vorgänge in allen Bereichen zu verfolgen.

Die „INQUA-Subcommission on Baltic and North Sea Shorelines" plant für die Interkongreßperiode 1969—1973 Tagungen in Wales (1970), Südschweden (1971) und Polen (1972).

f) Kommission für die Internationale Geomorphologische Karte von Europa

Auf dem INQUA-Kongreß in Paris fand auch eine Sitzung der Kommission für die Internationale Geomorphologische Karte von Europa (Commission on Geomorphological Survey and Mapping) statt, obgleich diese Kommission nicht der INQUA, sondern der IGU (Internationale Geographische Union) angehört. Daß diese Kommission dennoch in Paris tagte, zeugt von der Bedeutung, welche die INQUA ihren Arbeiten beimißt.

Auf der Sitzung der IGU-Kommission für Angewandte Geomorphologie in Brünn/Preßburg 1965 war beschlossen worden, die Bearbeitung einer Geomorphologischen Karte von Europa, entweder im Maßstab 1 : 500 000 oder 1 : 2,5 Mio., in Angriff zu nehmen. Die meisten Kommissionsmitglieder plädierten damals für eine Darstellung im erstgenannten Maßstab, so daß auf der Kommissionssitzung in Liège/Leuwen 1966 eine Arbeitsgruppe für die Geomorphologische Karte von Europa 1 : 500 0000 gebildet wurde.

Nach Sichtung und Auswertung der vorhandenen Kartenunterlagen wurden auf den Sitzungen der Arbeitsgruppe in Brünn 1967 und Budapest 1968 Vorschläge zum Aufbau und Inhalt der Generallegende unterbreitet. Sie sind in dem „Report of the Working Team for the Geomorphological Map of Europe on 1 : 500 000" (Brünn 1968) zusammengefaßt und zu einer vereinheitlichten internationalen Legende für geomorphologische Übersichtskarten der europäischen Länder im Maßstab von etwa 1 : 500 000" (Czeskosl. akad. ved, Geogr. ústav Brno, Brno 1968) koordiniert worden.

Bei der Inangriffnahme der Kartenarbeiten wurde bald offenkundig, wie sehr sich die Konzeptionen und Methoden der geomorphologischen Kartographie z. Z. in Fluß befinden[2]) und wie ungleichwertig und heterogen sie sowohl im nationalen wie auch im internationalen Rahmen sind. Weiterhin stellte sich dabei heraus, daß die Bestandsaufnahme der typischen Vergesellschaftungen von Oberflächenformen in Europa noch längst nicht den Stand erreicht hat, der eine Koordinierung der verschiedenen Kartensysteme, die es in Europa gibt, in einem einheitlichen Kartenwerk im Maßstab 1 : 500 000 erlaubt. Außerdem hätte die Bearbeitung der Karte im vorgesehenen Maßstab eine vollständige Neubearbeitung einer topographischen Unterlage 1 : 500 000 von Europa in etwa 285 Blättern erforderlich gemacht, was mit einem nicht mehr vertretbaren Zeitaufwand und nicht mehr tragbaren finanziellen Belastungen verbunden gewesen wäre. Auf der Sitzung in Budapest 1968 wurde deshalb empfohlen:

---

[2]) Mir scheint, daß außerdem — wie in der Quartärstratigraphie (s. Abschn. V b) — in der geomorphologischen Kartographie zunächst die Termini und Definitionen geklärt und als international verbindlich festgelegt werden sollten.

1) Von der Anfertigung einer Geomorphologischen Karte von Europa 1 : 500 000 abzusehen und stattdessen

2) eine internationale, vereinheitlichte Legende für geomorphologische Übersichtskarten der europäischen Länder im Maßstab 1 : 500 000 vorzulegen und

3) der zukünftigen IGU-Kommission für geomorphologische Karten die Erarbeitung einer Geomorphologischen Übersichtskarte von Europa 1 : 2,5 Mio. zu empfehlen.

Die erste Sitzung der Kommission für die Internationale Geomorphologische Karte von Europa 1 : 2,5 Mio. (Präsident: J. Demek, Tschechoslowakei) fand vom 19.—21. März 1969 in Brünn statt. Wiederum kamen — trotz großer Fortschritte — in den erfreulich lebhaften Diskussionen z. T. beträchtliche Diskrepanzen der Konzeptionen und der Methodik in Untersuchung und Kartendarstellung zum Ausdruck. Diese Diskrepanzen haben mehrere Ursachen. Zwei wesentliche davon sind, daß

1) bislang ein deutlicher Trend zur morphologischen Detailkarte bestand (der auch noch lange anhalten muß, um die beträchtlichen regionalen Kenntnislücken[3]) zu schließen, und daß es sich

2) hier um ein Erstlingswerk von einem Gebiet handelt, für das eine eigene Konzeption und Generalisierungsmethodik bislang noch nicht entwickelt war.

Das Arbeitsprogramm der Kommission wurde auf der Sitzung in Brünn 1969 folgendermaßen aufgestellt:

1) Die Karte wird unter wissenschaftlicher Redaktion der Kommission und unter technisch-kartographischer Redaktion des Geographischen Instituts der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften in Brünn im Zeitraum 1969—1976 angefertigt.

2) Als topographische Grundlage dient die neue Topographische Weltkarte 1 : 2,5 Mio. Das dargestellte Gebiet soll in seinem Umfang der Internationalen Quartärkarte von Europa (s. Abb. 2) entsprechen.

3) Dargestellt werden
   a) Relieftypen auf morphostruktureller Basis[4]) mit Farbe
   b) Morphographische und morphometrische Reliefklassen auf der Grundlage der Reliefenergie mit Farbtönungen
   c) Formentypen mit Schraffuren und
   d) das Alter der Reliefformen mit Symbolen.

4) Die Karte wird von den Mitarbeitern der einzelnen Länder unter der Redaktion von Hauptkoordinatoren zusammengestellt.

5) Die Legende beruht wesentlich auf der o. a. Legende für die einstweilen ad acta gelegte Geomorphologische Karte von Europa 1 : 500 000[5]).

6) Die einzelnen Teilblätter der Karte erscheinen jeweils nach Fertigstellung. Sie werden durch Erläuterungshefte ergänzt. Nach Fertigstellung des gesamten Kartenwerkes wird die Karte komplett als Wandkarte herausgegeben.

7) Im Hinblick auf die engen Beziehungen zur Quartärkarte von Europa (s. Abschn. V a), die auch im gleichen Maßstab erscheint, soll die in Brünn 1969 aufgenommene Zusammenarbeit mit der INQUA-Kommission für diese Karte weitergeführt werden.

---

[3]) Das gilt auch für die Bundesrepublik, die sich mit ihrem spärlichen Inventar an konzeptionell und kartiermethodisch ziemlich heterogenen, geomorphologischen Karten auf diesem Gebiet nicht über den Stand eines „Entwicklungslandes" erhebt (tabellarische Übersicht bei Leser 1967).

[4]) In der Diskussion stand auch eine mehr morphodynamische Betrachtungsweise der exogenen Formungsprozesse als Hauptgliederungsprinzip zur Debatte. Diese Art der Kartenkonzeption ist insbesondere in Frankreich entwickelt worden. Sie wird — mit Modifikationen — auch von deutschen Geomorphologen befürwortet (z. B. Dominanz der klimamorphogenetischen Relieftypen bei Hagedorn 1967, 1969 und bei Ergenzinger & Jannsen 1968).

[5]) Diese Legende, die wiederum wesentlich auf Erfahrungen mit geomorphologischen Detailkarten aufbaut, enthält eine solche Fülle von Flächenfarben und Signaturen, daß vor einer schematischen Übertragung in die beträchtlich kleinmaßstäblichere Karte 1 : 2,5 Mio. nicht genug gewarnt werden kann. Man muß m. E. dabei sehr variabel verfahren, wenn Klarheit und Übersichtlichkeit der Darstellung gewahrt bleiben sollen, zumal die topographische Grundlage bereits durch ein dichtes Netz von Flüssen, Höhenlinien, Ortschaften usw., das auch für die anzustrebende Verbindung der Karte mit der landschaftsökologischen Forschung vorhanden sein muß, beträchtlich „vorbelastet" ist.

Literatur

Ergenzinger, P. & Jannsen, G.: Vorschläge und Beispiele für eine geomorphologische Übersichtskarte von Mitteleuropa im Maßstab 1 : 500 000. — Vortragstg. Geol. Verein., Göttingen 1968.

Gellert, J.: Das System der komplex-geomorphologischen Karten. — Peterm. geogr. Mitt. 1968, H. 3, 185—190, Gotha 1968.

Hagedorn, J.: Über die Konzeption neuer geomorphologischer Karten kleinen Maßstabs. — Wiss. Redaktion, **4**, 65—80, Mannheim 1967.

— : Aufgaben geomorphologischer Kontinentkarten und ein Ansatz zu ihrer Lösung. — Geol. Rdsch., **58**, H. 2, 439—446, Stuttgart 1969.

IGU-Commission on Applied Geomorphology: Progress made in Geomorphological Mapping (mit Kartenmappe). — Inst. Geogr. Brno, Czech. Ac. Sc., Brno 1967.

IGU-Commission on Geomorphological Survey and Mapping: Report on the First Meeting held in Brno 1969. — Studia Geographica, **4**, Brno 1969.

Leser, H.: Geomorphologische Karten im Gebiet der Bundesrepublik Deutschland. — Ber. dt. Landeskde., **39**, H. 1, 101—121, Bad Godesberg 1967.

g) Entwicklung, Tätigkeit und Aufgaben der Kommission für Paläopedologie

Von E. Schönhals, Gießen

Schon seit mehreren Jahrzehnten gilt den fossilen Böden das besondere Interesse vieler Quartärgeologen, vor allem bei den Lößforschern. Denn die Lößgebiete sind reich an begrabenen Böden, weil hier die besten Voraussetzungen für deren Entstehung und Erhaltung bestanden haben. Die wechselnden Einwirkungen des Klimas und der Vegetation führten im karbonathaltigen Löß zu ± differenzierten Böden, die dank geringerer Solifluktion und neuer Staubsedimentation ganz oder teilweise erhalten geblieben sind. Es ist daher nicht überraschend, daß durch quartärgeologische Kongresse, die in Ländern mit großer Lößverbreitung stattgefunden haben, die Erforschung der fossilen Böden starken Auftrieb erhielt. Hier ist der Kongreß in Leningrad (1932) mit Exkursionen in die Lößgebiete nördlich des Schwarzen und des Kaspischen Meeres, der Kongreß in Wien (1936) mit einer zweitägigen Exkursion nach Niederösterreich und der VI. INQUA-Kongreß in Warschau (1961) zu erwähnen, wo die Paläoböden der Lößgebiete Südpolens zum erstenmal einem größeren internationalen Kreis von Forschern demonstriert wurden. Auch die anläßlich des VII. INQUA-Kongresses in den USA durchgeführten großen Exkursionen boten hinreichend Gelegenheit, die Bedeutung der fossilen Böden für die Stratigraphie und Paläoklimatologie sowie für weitere Teildisziplinen der Quartärgeologie aufzuzeigen. Das gleiche trifft für den VIII. INQUA-Kongreß zu, denn die französischen Quartärforscher zeigten in zahlreichen Aufschlüssen, daß begrabene Böden oder Bodenrelikte häufig das einzige Hilfsmittel bei der Lösung stratigraphischer und geomorphologischer Probleme darstellen.

Das wachsende Interesse an den fossilen Böden während der beiden letzten Jahrzehnte kommt auch in der ständigen Zunahme der Kongreß-Vorträge zum Ausdruck. Während bei dem ersten Nachkriegs-Kongreß 1953 in Rom/Pisa in der Sektion „Paläopedologie" 10 Vorträge gehalten wurden, waren es in Paris über 20; diese Zahl erhöht sich nicht unwesentlich, wenn man jene Vorträge mitrechnet, die sich zwar in einem gewissen Umfang mit fossilen Böden beschäftigten, aber aus besonderen Gründen in den Sektionen Geomorphologie, Stratigraphie und im Löß-Symposium gehalten wurden.

Die zunehmende Bedeutung der Paläoböden für die Quartärforschung und die steigende Zahl neuer Forschungsergebnisse in fast allen Ländern machten es notwendig, diese wichtige Teildisziplin der Quartärforschung durch Gründung einer Kommission in der INQUA organisatorisch zu verankern. Das erfolgte durch einen Beschluß der Generalversammlung der INQUA beim VII. Kongreß in Boulder/Denver (1965). Präsident der neuen Kommission wurde Dr. C. G. Stephens, Australien. Er trat allerdings 1967 von diesem Amt zurück. Als sein Nachfolger wurde durch den Präsidenten der INQUA bis zum VIII. Kongreß in Paris Prof. I. P. Gerasimov, UdSSR, bestimmt.

Unter seiner Leitung veranstaltete die Kommission 1968 anläßlich des IX. Kongresses der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft in Adelaide, Australien, ein paläopedologisches Symposium. Prof. I. P. Gerasimov hielt einen Vortrag über das Thema „Neue Ergebnisse und Methoden der absoluten Altersbestimmung von Böden" und zu dem Thema „Wichtige Probleme der Paläopedologie" sprachen Gibbs, Neuseeland, T. Matsui, Japan, J. Thorp, USA, und P. H. Walker, Australien. Außerdem wurden zwei kurze Arbeitsberichte von J. Fink, Österreich, und J. Pias, Frankreich, verlesen.

Der VIII. INQUA-Kongreß in Paris führte wiederum eine große Zahl von Bodenforschern zusammen, die ihre Ergebnisse in der Sektion „Paläobotanik und Paläopedologie" vortrugen und diskutierten. Wie schon erwähnt, wurden auch in anderen Sektionen paläopedologische Forschungsergebnisse mitgeteilt.

Die Vorträge betrafen die Allgemeine und Regionale Paläopedologie und die fossilen Böden als Zeitmarken und stratigraphisches Hilfsmittel, vor allem in den Lößgebieten. Bemerkenswert ist, daß auch die pedogenetischen Prozesse der begrabenen Böden in besonderen Vorträgen behandelt wurden, so z. B. die Tonverlagerung (Lessivierung) und die Karbonatverlagerung. Als wichtige Untersuchungsmethode gewinnt die Gefügeuntersuchung (Mikromorphologie) immer mehr an Bedeutung, denn mehrere Autoren aus verschiedenen Ländern beschäftigten sich mit den durch diese Methode gewonnenen Resultaten. Auch tonmineralogische Forschungen werden mehr und mehr durchgeführt. In der Paläopedologie ist also eine deutliche Tendenz zur Anwendung spezieller bodenkundlicher Untersuchungsmethoden festzustellen, eine Tatsache, die m. E. verdient hervorgehoben zu werden. Gezielte, moderne Untersuchungsverfahren werden neue, bessere Anhaltspunkte für die Rekonstruktion ehemaliger Bodenbildungsprozesse und damit auch für die ehedem wirksamen Bodenbildungsfaktoren geben.

Über die Arbeit der Kommission in Paris sei noch folgendes kurz berichtet: Die am 1. September 1969 stattgefundene Eröffnungssitzung wurde in Vertretung des erkrankten Präsidenten Prof. I. P. GERASIMOV von Prof. J. FINK, Wien, geleitet. Zunächst gab Dr. RUELLAN, der den Sekretär der Kommission, Dr. J. PIAS, vertrat, einen Bericht über die Tätigkeit der Kommission seit dem Kongreß in Boulder/Denver (1965). In einem zweiten Referat erläuterte Dr. RUELLAN die beim Sekretär eingegangenen Vorschläge und Mitteilungen mehrerer Mitglieder der Kommission, die vor allem das Thema „Definition, Untersuchungsmethoden und Bibliographie der Paläopedologie" betrafen. Die Diskussionen führten zu den beiden folgenden Entschließungen, die aufgrund eines Protokolls des Sekretärs Dr. RUELLAN vom September 1969 wiedergegeben werden:

1) Es wird eine Arbeitsgruppe gebildet, die mit der Erstellung einer Bibliographie der Paläopedologie beginnt. Für die Bundesrepublik gehört Prof. Dr. H. STREMME, Kiel, dieser Arbeitsgruppe an. Wer an dieser Aufgabe mitwirken will, wende sich an Prof. Dr. STREMME.
2) Es werden 3 ständige Arbeitsgruppen gebildet:
   a) Stratigraphische und geomorphologische Stellung der Paläoböden (Vorsitzender Dr. R. PAEPE, Brüssel, 13 rue Jenner)
   b) Datierung der Paläoböden (Vorsitzender Dr. P. BARRÈRE, 33 Pessac/Frankreich, Institut für Geographie,
   c) Entstehung und Beschaffenheit der Paläoböden (Vorsitzender Dr. D. H. YAALON, Jerusalem, Hebräische Universität, Abt. Bodenkunde und Geologie).

Die Aufgaben dieser Arbeitsgruppen werden in den folgenden Leitsätzen skizziert:

Zu a) Die pedostratigraphischen Einheiten sind von den lithostratigraphischen und pedologischen Einheiten zu unterscheiden. Bei der Untersuchung der Paläoböden ist die stratigraphische, geomorphologische und pedologische Stellung der fossilen Böden in Betracht zu ziehen.

Die Hauptaufgabe ist in einer Erfassung der fossilen Böden und ihrer relativen stratigraphischen Stellung zu sehen. Hierfür ist es erforderlich, sowohl die regionalen als auch jene Unterschiede zu berücksichtigen, die zwischen den fossilen Böden einer sedimentären und durch Erosion beeinflußten Abfolge bestehen.

Durch diese Untersuchungen soll nach Möglichkeit eine neue Nomenklatur geschaffen werden, die auch die stratigraphische Bestimmung der fossilen Bodenhorizonte erlaubt.

Zu b) Im Vordergrund steht die Erfassung der Methoden zur Altersbestimmung, so z. B. mit Hilfe von Isotopen, der Tier- und Pflanzenreste, der Ur- und Frühgeschichte, der Stratigraphie und Geomorphologie. Jede Untersuchungsmethode ist im Hinblick auf ihre technische Durchführung und die Grenzen ihrer Anwendung und Interpretation der erzielten Ergebnisse zu überprüfen. Schließlich sollen alle verfügbaren Daten der Altersbestimmung gesammelt werden.

Zu c) Es sind alle Kriterien, die zur Erkennung und Beschreibung der Paläoböden erforderlich sind, zu erfassen; schließlich werden spezielle Untersuchungen für notwendig gehalten. Eine Klassifikation der Paläoböden wird angestrebt.

Diese Leitsätze lassen Ziel und Umfang der zukünftigen Erforschung der Paläoböden erkennen. Nach Möglichkeit sollten sich die in Betracht kommenden Quartärgeologen und Bodenkundler an dieser Aufgabe beteiligen und ihre Mitarbeit den jeweiligen Vorsitzenden bekanntgeben. Gerade die deutschen Forscher können aufgrund langjähriger detaillierter Untersuchungen wesentliche Beiträge leisten. Die Mitarbeit sollte sich nicht nur auf die Überlassung von Sonderdrucken be-

schränken; es werden auch briefliche Notizen, Hinweise, Anregungen und Vorschläge entgegengenommen und bei der Anfertigung von Berichten verwendet.

Es ist daran gedacht, die Mitglieder der Kommission in bestimmten Abständen durch ein Mitteilungsblatt über die Tätigkeit der Kommission und ihrer Arbeitsgruppen zu unterrichten. Auf diese Weise soll die Zusammenarbeit bis zum nächsten Kongreß in Neuseeland 1973 gefördert werden.

Abschließend sei noch das Ergebnis der in Paris durchgeführten Wahl des Vorstandes der Kommission bekanntgegeben:

Präsident:	Prof. Dr. R. V. Ruhe, USA
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. Gibbs, Neuseeland
	Prof. Dr. F. Mancini, Italien
Sekretär:	Dr. A. Ruellan, Frankreich.

Vegetationsgeschichte

Von H.-J. Beug u. E. Grüger, Göttingen

Die Vorträge aus dem Teilgebiet Vegetationsgeschichte waren bei dem VIII. Kongreß der INQUA meist recht verschiedenartiger Natur und ließen sich daher nur schwer zu übergeordneten Themenkreisen zusammenfassen. Leider fielen zahlreiche Vorträge aus. Dieses stellte sich gewöhnlich erst dann heraus, wenn der Redner zu seinem Vortrag aufgerufen wurde. Immerhin lassen die tatsächlich gehaltenen Vorträge erkennen, daß die Verlagerung der Interessen auf Grundlagenprobleme — etwa Fragen des rezenten Pollenniederschlages und der Umlagerungsvorgänge — sowie auf die Vegetationsgeschichte der Kaltzeiten anhält. Unbekümmert wurde dabei vielfach über längst veröffentlichte Untersuchungen gesprochen. Originalmitteilungen, die doch auf internationalen Kongressen die Regel sein sollten, bildeten seltene Höhepunkte der Sitzungen.

Follieri berichtete über den Fortgang ihrer Untersuchungen an pleistozänen Ablagerungen in Mittelitalien. Pollendiagramme aus zwei verschiedenen Kaltzeiten noch unbekannten Alters (aber wohl nicht mit der letzten Kaltzeit identisch) zeigen deutlich, daß die damalige Vegetation einen steppenartigen Charakter hatte. Damit wird in bemerkenswerter Weise bestätigt, daß auch in älteren Kaltzeiten das Klima Südeuropas mindestens stellenweise ausgesprochen waldfeindlich war und sich vermutlich durch beträchtliche Trockenheit auszeichnete. Für Teile der letzten Kaltzeit konnte das bekanntlich schon in den letzten Jahren mehrfach gezeigt werden (Griechenland, Italien, Spanien). Wijmstra hat einen beträchtlichen Teil der Ablagerungen von Tenagi Philippon (Griechenland) in hervorragender Weise pollenanalytisch bearbeitet. Die grundlegenden Feststellungen der vorläufigen Untersuchung von 1965 hinsichtlich der Vegetationsverhältnisse während des Höhepunktes der letzten Kaltzeit konnten dabei voll bestätigt werden. Leider hielt Wijmstra keinen Vortrag, doch wurden seine Ergebnisse im Foyer mehrfach lebhaft diskutiert. Zur Klärung der Vegetationsgeschichte im frühen und mittleren Würm trugen die Untersuchungen von Bastin (Belgien, Löß), Paquereau (SW-Frankreich) und Renault-Miskovsky (SE-Frankreich) bei. Von West stammte ein interessanter Vortrag über die Gliederung des ostenglischen Mittelpleistozäns. Grüger zeigte ein Pollendiagramm aus Süd-Illinois (USA), in dem eine nahezu vollständige Abfolge der Vegetationsentwicklung vom frühesten Sangamon-Interglazial bis zur Gegenwart erfaßt ist. Nördliche Florenelemente *(Picea)* erscheinen hier nur zu Beginn des Sangamon bzw. im Illinoian-Spätglazial und im Wisconsinan wahrscheinlich zur Zeit der maximalen Vereisung von Illinois. Darüber hinaus zeigen die wisconsinzeitlichen Diagrammteile stets noch thermisch anspruchsvolle Sippen wie *Quercus,* im frühen Wisconsinan auch Präriepflanzen. Van Zinderen Bakker und Livingstone berichteten aus ihren Arbeitsgebieten auf den subantarktischen Inseln bzw. im tropischen Afrika. Hier bestehen z. T. beträchtliche Schwierigkeiten bei der Interpretierung der pollenanalytischen Ergebnisse. Vorträge von Hills, Wells, Nichols und Fredskild enthielten Hinweise auf eine ehemals anspruchsvolle Vegetation in heute arktischen oder ariden Gebieten Nordamerikas.

Rossignol berichtete über ihre Untersuchungen am Toten Meer. Eine Interpretierung ihrer Pollendiagramme wurde vornehmlich mit Hilfe von Oberflächenproben aus diesem Gebiet durchgeführt.

Mehrere Vorträge waren der Art der Verwehung von Pollenkörnern und ihrer Umlagerung gewidmet. Tauber betonte, daß bei der Verwehung von Pollenkörnern aus Waldbeständen dem Raum im Inneren des Waldes („trunk space") eine große Bedeutung zukommt. Hier und auch in der Mantelzone eines Waldrandes wird der größere Teil der in der Luft befindlichen Pollenkörner von Zweigen und Blättern abgefangen, gelangt also nicht direkt, sondern erst mit dem Niederschlagswasser von hier aus auf den Waldboden. Nach M. B. Davis werden in Seen bereits sedimentierte Pollenkörner durch jahrszeitliche Änderungen in der Wasserzirkulation wieder umgelagert.

Von R. B. Davis wurden die Vorgänge der Umlagerung von Pollenkörnern durch wühlende Bodentiere in Laborversuchen studiert. Keiner dieser Umlagerungsvorgänge scheint aber die Auswertbarkeit fossiler Pollenspektren ernsthaft zu beeinträchtigen.

VI. Ausblick und organisatorische Veränderungen

Der nächste INQUA-Kongreß wird 1973 oder Anfang 1974 in Neuseeland stattfinden. Dem neuen Exekutivkomitee, das in Paris nicht ohne Schwierigkeiten zustande kam, gehören folgende Mitglieder an:

G. F. Mitchell, Irland	Präsident
J. Dresch, Frankreich	Vizepräsident
U. Hafsten, Norwegen	„
V. Šibrava, Tschechoslowakei	„
J. M. Soons, Neuseeland	„
E. A. Francis, England	Sekretär und Schatzmeister
G. M. Richmond, USA	Alt-Präsident

Die Organisation der INQUA-Arbeiten, namentlich in den Kommissionen, wird in vielen Punkten als nicht ganz befriedigend empfunden. So ist es, um nur ein Beispiel zu nennen, unverständlich, daß die Probleme der Pliozän/Pleistozän-Grenze in der INQUA-Subkommission „Untergrenze des Pleistozäns" bislang einseitig unter Ausschluß der Tertiär-Stratigraphen behandelt wurden. Die Beispiele ließen sich fortführen. Es ist deshalb zu begrüßen, wenn in solchen Fällen Reformen der Arbeitsorganisation angestrebt werden, die sich nicht auf personelle Umbesetzungen beschränken, sondern die auch gewisse strukturelle Änderungen und Kompetenzverlagerungen einschließen. Solche (zunächst noch skizzenhaften) Vorschläge wurden dem Kongreß von S. van der Heide und G. Lüttig (stratigraphischer Sektor) sowie vom französischen Nationalkomitee (generelle Reorganisation) unterbreitet. Eine in Paris gegründete Arbeitsgruppe (Vorsitzender: J. I. S. Zonneveld, Utrecht) soll sich zukünftig speziell mit diesen Fragen befassen.

Weitere Änderungen, Ernennungen, Empfehlungen und Beschlüsse: F. Gullentops (Belgien) ist als Präsident der Stratigraphischen Kommission zurückgetreten. Als Nachfolger wählte das International Council V. Šibrava, Tschechoslowakei. — Frau K. V. Nikiforova (UdSSR) löste V. Grichuk als Vorsitzenden der Subkommission „Untergrenze des Pleistozäns" ab, die in Paris dafür plädierte, die Le Castella Section[6]) als Stratotyp zu betrachten. — Es wurde die Bildung einer Arbeitsgruppe für die Grundlinien der Klassifikation der Quartärstratigraphie (Vorsitzender: W. Zagwijn, Haarlem) beschlossen, die auch den Stratigraphischen Code für das Quartär (s. Abschnitt V b) weiterführen soll. — Weiter wurden eine Subkommission für Quartärstratigraphie von Afrika und eine Arbeitsgruppe für Quartärstratigraphie des östlichen Mittelmeerraumes gegründet. — Die Generalversammlung wählte Prof. H. Gams, Innsbruck, auf Vorschlag von M. I. Neustadt, UdSSR, zum Ehrenmitglied der INQUA.

Neue Kommissionen: Der Vorschlag von J. L. Lorenzo, Mexiko, zur Bildung einer Kommission für „Quartärprobleme in den Tropen" wurde angenommen, der von S. Rozycki, Polen, zur Bildung einer Kommission für Quartärprobleme in den arktischen Gebieten wieder zurückgenommen. Er soll auf dem nächsten Kongreß erneut vorgebracht werden.

VII. Schlußbemerkungen

Mammutkongresse, wie der vorstehend beschriebene, erfordern eine sehr umfangreiche organisatorische Vorarbeit, für die den französischen Gastgebern mit dem Kongreß-Präsidenten J. Dresch an der Spitze sowie dem INQUA-Exekutivkomitee der Dank aller Teilnehmer gebührt. Einzelne Fehldispositionen lassen sich bei solchen Kongressen wohl kaum vermeiden. Sie traten auch bei den vorangegangenen INQUA-Kongressen (und bei anderen Geowissenschaftler-Kongressen) auf. Den guten Gesamtverlauf des Kongresses konnten sie nicht beeinträchtigen.

Besonderer Dank gilt den Exkursionsführern und ihren vielen Mitarbeitern, die wesentlich zum Gelingen des Kongresses beitrugen. Es ist — über die wissenschaftlichen Anregungen hinaus — immer wieder herzerfrischend mitzuerleben, wie eine „INQUA-Exkursionstruppe" bei persönlicher Fühlungnahme und kameradschaftlichem Verhältnis zusammenwächst.

---

[6]) Emiliani, C., Mayeda, T., Selli, R.: Paleotemperature Analyses of the Plio-Pleistocene Section at Le Castella, Calabria, Southern Italy. — Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, 679—688, 1961.

Ich möchte diesen Bericht nicht abschließen, ohne den Mitarbeitern für ihre Beiträge und den Herren L. BENDA, S. VAN DER HEIDE, G. LÜTTIG, H. MENSCHING (Leiter der deutschen Delegation) und E. SCHÖNHALS für viele Hinweise zu danken. Ohne ihre freundliche Mithilfe wäre der Bericht über einen Kongreß, der — wie schon gesagt — von einem einzelnen auch nicht mehr annähernd überblickt werden kann, in dieser Form nicht zustandegekommen.

Manuskr. eingeg. 27. 10. 1969.

Anschriften des Verf. und der Mitarbeiter:

Prof. Dr. H.-J. Beug, Abt. für Palynologie der Univ. Göttingen, 34 Göttingen, Untere Karspüle 2. — Dr. K. Duphorn, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus, Postfach 54. — Prof. Dr. J. Fink, Geographisches Institut der Univ. Wien, 1010 Wien, Universitätsstraße 7. — Dr. E. Grüger, Abt. für Palynologie der Univ. Göttingen, 34 Göttingen, Untere Karspüle 2. — Ing. B. P. Hagemann, Geologische Dienst, Spaarne 17, Haarlem, Niederlande. — Prof. Dr. R. Köster, Geologisches Institut der Univ. Kiel, 23 Kiel, Olshausenstraße 40. — Prof. Dr. E. Schönhals, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Univ. Gießen, 63 Gießen, Ludwigstraße 23.

Hinweis der Schriftleitung

Im Jahre 1972 finden folgende Kongresse statt: Der 22. Internationale Geographen-Kongreß vom 9. bis 17. August und der 24. Internationale Geologen-Kongreß vom 21. bis 30. August in Montreal, Kanada. Anläßlich dieser Kongresse werden mehrere quartärgeologische und geomorphologische Exkursionen durchgeführt.

Weitere Auskünfte erteilen die Generalsekretäre; deren Anschriften lauten:

22nd International Geographical Congress
P. O. Box 1972
Ottawa, Ontario, Canada

24th International Geological Congress
601 Booth Street
Ottawa 4, Ontario, Canada.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 268-275	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

D. Buchbesprechungen

TCHERNOV, E.: **Succession of Rodent Faunas during the Upper Pleistocene of Israel (Morphologie, Taxonomie und Systematik der Nagetierfauna in Israel während des jüngeren Pleistozäns), Mammalia depicta.** Herausg. W. HERRE u. M. RÖHRS, 152 S., 72 Fig., 39 Tab., 31 Diagramme usw., 1 Karte. P. Parey, Hamburg 1968.

Der Verfasser führte an einem teilweise außerordentlich reichen Material von vier verschiedenen israelischen Fundplätzen eine sehr sorgfältige und vom zoologischen Standpunkt mustergültige Studie über die Morphologie, Taxonomie und Ökologie der Angehörigen von Nagerpopulation des Jungquartärs in Israel durch. Diese lebten in verschiedenen Abschnitten, beginnend mit dem ausgehenden Eem und endigend mit dem frühen Holozän. Auf Grund der begleitenden Kulturen werden folgende Komplexe unterschieden:

Natufium-Neolithikum, Ob. Palaeolithikum, Ob. Levalloisio-Mousterium,
Unt. Levalloisio-Mousterium, Acheulium.

Das untersuchte Material stammt nur aus Höhlenstationen und zwar aus:

Oumm-Qatafa: reichste Fundstelle, 4 Fundschichten aus dem ausgehenden Eem bis ins frühe Würm (Acheulium-Ob. Levalloisio-Mousterium), also entgegen der Ansicht NEUVILLES (1951) nicht Holstein-Frühwürm

Kebara-Höhle: Oberer Komplex mit Aurignacium, Kebarium und Natufium.
Unterer Komplex mit Levalloisio-Mousterium; 14 C-Daten (39 000 v. Chr. und 42 000 v. Chr.)

Wadi-Fallah-Höhle: spärliches Material, Natufium-Neolithikum

Abu-Usba-Höhle: Natufium-Neolithikum.

Die Nagerfauna der vier genannten Lokalitäten besteht aus 29 verschiedenen Formen, neu aufgestellt werden folgende 5 Arten: *Eliomys sp. nov., Spalax kebarensis, Rattus haasei, R. (Mastomys) batei, Allocricetus magnus.* Ein Teil der Arten ist gänzlich ausgestorben, wobei ihre verhältnismäßig große Zahl auffällt, eine weitere Gruppe bilden die heute noch in Israel lebenden Arten (Durchläufer und im Laufe der Zeitabfolge eingewandert) ,die Mitglieder einer dritten sind zwar aus Israel verschwunden, leben aber anderswo auch gegenwärtig noch.

Ausgestorbene Arten: *Myomimus roachi* (BATE), *Eliomys sp. nov., Eliomys sp., Spalax neuvillei* HAAS, *Sp. kebarensis* TCHERN., *Apodemus caesareanus* BATE, *A. levantinus* BATE, *Arvicanthus ectos* BATE, *Rattus haasei* TCHERN., *R. (Mastomys) batei* TCHERN., *Allocricetus jesreelicus* BATE, *A. magnus* TCHERN., *Mesocricetus aramaeus* BATE, *? Pitymys spec., Ellobius fuscocapillus pedorhychus* BATE.

Gegenwärtig noch in Israel lebend:

Durchläufer: *Spalax ehrenbergi* NEHR., *Apodemus mystacinus* DANF & ALST., *Mus musculus L., Gerbillus dasyurus* WAGN., *Meriones tristrami* THOM., *Psammomys obesus* CRETCHM., *Microtus guentheri* DANF & ALST.,

Einwanderer (bzw. Fehlen durch Fundlücke? Ref.):

Apodemus sylvaticus L., Rattus rattus L., Acomys cahirinus DESM., *Cricetulus migratorius* PALL., *Arvicola terrestris L.*

Gegenwärtig außerhalb Israels lebend: *Sciurus anomalus* GÜLDENST., *Mesocricetus auritus* WATERH.

Im Rahmen dieses Referates wird nicht näher auf die rein zoologischen Ergebnisse der mit einem großen Arbeitsaufwand auf biometrischer und varianzanalytischer Grundlage vorgenommenen Untersuchungen eingegangen. Hier sei nur erwähnt, daß es neben den in Mehrzahl befindlichen verhältnismäßig morphologisch stabilen Arten auch solche gibt, die sich durch erhöhte Variabilität, zeitabhängige Größenschwankungen, mikroevolutive Vorgänge (z. B. *Spalax ehrenbergi, Microtus guentheri, Meriones tristrami)* auszeichnen, also entweder auf Umweltsänderungen besonders empfindlich reagieren oder sich in einer evolutiven Phase befinden. In keinem Falle reichte aber der zur Verfügung stehende Zeitraum zur Art- oder auch nur zur Unterartbildung aus, vielleicht von Meriones tristrami abgesehen.

Für die allgemeine Quartärforschung sehr bedeutsam sind aber die Schlüsse, die vom Autor hinsichtlich des Klimaablaufes vom Ende des Eem bis zur Gegenwart auf Grund der sehr gründlichen ökologischen Analyse gezogen werden. Nach Präsenz, Verschwinden und Neuauftauchen der einzelnen Arten in den jeweiligen Faunengemeinschaften wird folgende Biotopabfolge für Israel gefolgert:

Eem ↓ Gegenwart: „Sumpf" — Steppe — mediterraner Wald — Mediterrane Steppe und Garigue, — mediterraner Wald in den Niederungen — Mediterrane Steppe und Garigue-Felshügel — Felshügel (judäische Wüste), sonst mediterrane Steppe, Garigue und Gehölz.

Daraus werden folgende Schlußfolgerungen gezogen:

1. Seit dem Ende des Eem unterliegt die gesamte Region einem zunehmenden Austrocknungsprozeß, der im S einsetzt und nach N fortschreitet.
2. Die Annahme von einem Wechsel von feucht-kühlen (Stadiale) und wärmer-trockenen (Interstadiale) Klimaphasen während des Würm (nach ZEUNER, BATE, HOWELL u. a.) findet in den Beobachtungen keine Bestätigung. Für die Levante scheint somit der üblichen Gleichsetzung Glazial-Pluvial keine Gültigkeit zuzukommen.

Schwieriger lassen sich aus den ökologischen Befunden hingegen Temperaturschwankungen ableiten, wie sie theoretisch gefordert werden müssen. Deutliche Hinweise auf einen krassen Temperaturabfall fehlen indessen. Werden besonders bei *Spalax ehrenbergi* und *Microtus guentheri* feststellbare Schwankungen in den Größendimensionen (Zunahme der Größe bis zum oberen Palaeolithikum, dann Wiederabnahme vom Beginn des Holozäns an bis zur eemzeitlichen Ausgangsgröße) im Sinne der Bergmann'schen Regel interpretiert, dann würde das Kältemaximum etwa in die Zeit 20 000 v. Chr. fallen (was mit den Beobachtungen in Mitteleuropa gut übereinstimmen würde Ref.). Die nach den ökologischen Daten geschätzte Temperaturerniedrigung entsprach aber nur ungefähr einer Verlagerung um 5 Breitengrade nach Norden und konnte daher keinen stärkeren Einfluß auf die Nagerfauna nehmen. Die Temperaturschwankungen vermochten auch nicht den allgemeinen Austrocknungsprozeß wesentlich zu beeinflussen, jedoch mag sich dieser bei Absinken der Temperatur verlangsamt, beim Ansteigen aber verstärkt haben. Vom biologischen und tiergeographischen Standpunkte aus ist es einigermaßen überraschend, daß trotz der durch die Würmkaltzeit ausgelösten umfangreichen Arealverschiebungen mit südlichen Tendenzen in weiten Teilen des nördlichen und mittleren Eurasiens in Israel selbst keine Invasion nördlicherer Faunenelemente erfolgte, was gleichfalls gegen eine nachhaltige Temperaturabnahme während des Würm spricht.

Abschließend sei darauf hingewiesen, daß auch die neuesten Untersuchungen von HUCKRIEDE und WIESEMANN in Jordanien zu ähnlichen Ergebnissen führten (HUCKRIEDE, R. & WIESEMANN, G.: Der jungpleistozäne Pluvial-See von El Jafr und weitere Daten zum Quartär Jordaniens. — Geologica et Palaeontologica, **2**, 73—95, 6 Abb., 3 Taf., 1 K., Marburg 1968).

O. Sickenberg.

HABBE, K. A.: **Die würmzeitliche Vergletscherung des Gardasee-Gebietes. Studien über Verbreitung und Formenschatz der jungquartären Ablagerungen am Alpensüdrand zwischen Chiese und Etsch.** Habilitationsschrift der Naturw.-Math. Fakultät der Universität Freiburg i. Br. — Freiburger Geograph. Arbeiten, Heft 3, 254 S., 4 Abb. im Text, 11 Karten und Profile; Hans Ferdinand Schulz Verlag, Freiburg i. Br., 1969. Preis: DM 38.—.

Seit PENCKS Synthese hat das eisgeprägte Gardasee-Gebiet stets zu neuem Forschen angeregt. Die entstandenen Arbeiten zeichnen sich jedoch durch eine überraschende Vielfalt in den Ergebnissen, besonders der Datierung der Moränenstände, aus.

Eine rein morphologische Gliederung der Schotterfluren stößt wegen der Subsidenz der östlichen Poebene auf Schwierigkeiten. Auch paläopedologische Methoden sollen das Problem nicht zu lösen vermögen (?). Nach Überprüfung der bisherigen Befunde und der über 4 Jahre sich erstreckenden Feldarbeit versucht HABBE eine morphologische Gliederung, ausgehend von den Etsch- und Gardasee-Endmoränen längs den Talflanken bis in die mündenden Alpentäler.

Im Chiesetal konnte HABBE die Annahme BONOMINIS bestätigen, wonach der würmzeitliche Gletscher über den Lago d'Idro hinaus bis Nozza-Barghe reichte. In der eisfreien Valle di Ledro zwischen Chiese- und Gardaseetal erkannte er einen einstigen Eisstausee. Im Etschtal entspricht die Eishöhe S Rovereto den Angaben PENCKS (1300—1400 m); dann erfolgte ein etwa hälftiger Abfluß gegen das untere Etschtal und durch die Lobbio-Senke ins Gardaseetal. Bei Riva lag die Gletscheroberfläche noch in 1100—1200 m; weiter S wird sie durch Wallmoränen bekundet. Noch höhere Erratiker-Streifen werden 2 älteren Gletscherständen — Alt- und Jung-Riß — zugeordnet.

Die zwischen den 3 Talgletschern gelegenen Vestino-Berge und der Monte Baldo zeigen eine Eigenvergletscherung mit Schneegrenzen in 1450 bzw. 1550 m. Nur in der Lobbio-Senke vermochte das Baldo-Eis den Etschgletscher zu erreichen.

Mit der Rekonstruktion der würmzeitlichen Gletscheroberfläche versuchte HABBE die glazialen und glazifluviatilen Ablagerungen im Bereich der Amphitheater zeitlich einzuordnen. Dabei gelangte er mit PENCK und LEVY zur Auffassung, daß der große Schwemmfächer der Etsch — wie jene des Chiesi und des Mincio — der Würmeiszeit zuzuweisen sind. Bis 20 m höhere Schotterreste am Gebirgsrand, die gegen S immer weniger über und am S-Rand des Amphitheaters gar unter dem würmzeitlichen Akkumulationsniveau liegen, werden dem Jung-Riß zugeordnet. Die zugehörigen Moränen lassen sich aus dem Gardasee-Amphitheater in dasjenige der Etsch verfolgen. Räumlich und morphologisch lassen sie sich von noch älteren, ins Alt-Riß eingestuften Ablagerungen abtrennen.

Alt- und Jung-Rißmoränen werden mit den höheren Gletscherständen des Gardaseetales verbunden, ihre Unterscheidung durch Abtragungs- und Bodenbildungsverschiedenheit zu stützen versucht.

Im Etsch- und im Gardasee-Amphitheater konnte HABBE innerhalb des Würm-Hochstandes noch 5 Rückzugslagen und dann einen Wiedervorstoß nachweisen.

HABBES Arbeit bietet eine Fülle von Beobachtungen in übersichtlicher Darstellung, flüssig geschrieben und mit sorgfältig gezeichneten Kartenskizzen- und Profilbeilagen erläutert. In der Altersdeutung ergeben sich — was den Jung-Rißwall und die würmzeitlichen Ablagerungen anbelangt — mit Ausnahme der Seitenloben eine gute Übereinstimmung mit S. VENZOS Auffassung. Dagegen versuchte VENZO mit Hilfe der Lösse und der Paläoböden auch die älteren Ablagerungen weiter zu gliedern. In der Erforschung des südalpinen Quartärs stellt HABBES Arbeit eine bedeutsame Etappe dar. Es ist indessen zu hoffen, daß die noch bestehenden Differenzen zu klärender Forschung anregen. R. Hantke.

MÄGDEFRAU, K.: **Paläobiologie der Pflanzen.** 4. Auflage, 549 S. mit 395 Abb. im Text. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena 1968.

Die bekannte „Paläobiologie der Pflanzen" ist nunmehr in 4. Auflage erschienen, nachdem früher schon die 2. und 3. Auflage in dieser Zeitschrift besprochen worden ist. Wieder sind zwei neue Abschnitte eingefügt „Die Gondwana-Flora Indiens" und „Die baltischen Bernsteinwälder". Vom Unterdevon ab sind nun alle Formationen in den ausführlichen Schilderungen des Verfassers vertreten. Wenn auch die „Paläobiologie der Pflanzen" kein eigentliches Lehrbuch darstellt, so gibt es doch einen vorzüglichen Überblick über die Materie. Das über 500 Seiten umfassende Werk ist vorzüglich ausgestattet und gut bebildert. P. Woldstedt.

BREMER, H.: **Zur Morphologie von Zentralaustralien.** — Heidelberger Geograph. Arb., H. 17, 224 S., 6 Kart., 21 Fig. und 48 Abb., Heidelberg 1967.

Das untersuchte Gebiet (Amadeus Senke, MacDonnell-Range und Randlandschaften) gehört zum südlichen Nordterritorium, wo vor über 40 Jahren zum letzten Mal von deutscher Seite erdwissenschaftliche Forschungen durchgeführt wurden. Wie in anderen Gebieten Australiens erfolgten auch in den zentralen Landschaften im letzten Jahrzehnt eingehende Untersuchungen über die Geologie, Morphologie, Böden und Vegetation, deren Ergebnisse der Verfasserin zur Verfügung standen.

Die Morphogenese des aus gefalteten paläozoischen Sedimenten aufgebauten Gebiets ist weitgehend durch Abtragungsvorgänge gekennzeichnet. Stärkere tektonische Bewegungen haben seit dem oberen Paläzoikum nicht stattgefunden. Die Oberflächenformen sind daher ausgeglichen, Flächen dominieren. Die vorzeitlichen Formen nehmen infolgedessen große Areale ein. Sie sind überwiegend in einem feuchteren Klima (wahrscheinlich im Mittleren Tertiär) gebildet worden. Zu diesen Relikten gehören vor allem die „massiven Laterite" und die lateritischen Konkretionen (Pisolithe). Es wird angenommen, daß beide Verwitterungszeugnisse, die durch eine Abtragungsphase getrennt sind, zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Niveaus entstanden sind. Die Verfasserin ist der Ansicht, daß die Lateritbildung „in einer sehr flachen Rumpfflächenlandschaft unter flachen Spülmulden" erfolgte, wobei das Eisen von den Seiten zugeführt wurde. Die harten „massiven Laterite" widerstanden der Abtragung, so daß sie heute Mesas bilden. Es hat also eine Reliefumkehr stattgefunden.

Eine ähnliche räumliche und zeitliche Position nehmen die Kieselkrusten (silcrete) ein. Auch bei dem Transport der Kieselsäure entstanden Konkretionen und durch SiO_2 verkittete Steine

(gibber). Es wird die Ansicht vertreten, daß die Kieselsäureanreicherungen unter dem Einfluß eines etwas trockeneren, jedoch nicht vollariden Klimas gebildet wurden.

Das Alt- und Mittelpleistozän ist pedologisch durch Latosole gekennzeichnet, die in einem feuchteren, warm-heißen Klima entstanden sind und durch nachfolgende Vorgänge (Vererdung von Rotlehmen) umgestaltet wurden. Demgegenüber ist das Jüngere Pleistozän durch größere Trockenheit charakterisiert, kenntlich an ausgedehnten Dünenfeldern und der Eintiefung der bestehenden Hohlformen, die heute im allgemeinen von Salzseen eingenommen werden.

Die Verfasserin geht auch auf die Schwierigkeiten der Datierung und Abgrenzung der verschiedenartigen Verwitterungs- und Bodenrelikte ein, die einmal auf den Mangel an Datierungsmöglichkeiten und zum anderen auf die klimatischen Unterschiede, die der riesige Kontinent aufweist, zurückzuführen sind. Das Klima ist seit der Entstehung der Laterite im Mittleren Tertiär ständig trockener geworden, es war aber im Alt- und Mittelpleistozän noch feucht-warm. Es bestehen daher nach Meinung der Verfasserin Unterschiede zwischen der pleistozänen Entwicklung in Australien und auf der Nordhalbkugel.

Ein Vergleich des Formenschatzes mit dem anderer Gebiete ergibt eine weitgehende Übereinstimmung mit den Verhältnissen des semihumiden Klimas. Die Formungsprozesse Zentralaustraliens sind daher in relativ junger Zeit von ariden Klimaeinflüssen überprägt worden. Die wichtigsten Gestaltungskräfte sind vor allem das Wasser und der Wind, der in den trockeneren Phasen des Mittel- und Jungpleistozäns die Formung der Landoberfläche wesentlich stärker bestimmte als heute (Dünen). — Eingehend werden auch die Abflußformen und deren Ursachen behandelt (Geologischer Aufbau, Relief, Böden und deren Körnung, Versickerung, Lage und Entfernung der Erosionsbasis).

Die als Habilitationsschrift angenommene Veröffentlichung bietet eine Fülle von Informationen und setzt sich kritisch mit den im umfangreichen Schrifttum (etwa 400 zitierte Arbeiten) geäußerten Ansichten über die Morphogenese auseinander. Bei der Interpretation der Beobachtungen werden die Verhältnisse vergleichbarer Gebiete berücksichtigt. Zahlreiche Karten, Skizzen und Abbildungen (z. T. farbig) unterstützen die Ausführungen, die einen sehr wertvollen Beitrag zur jüngeren Erd- und Landschaftsgeschichte Australiens darstellen. E. Schönhals.

VANMAERCKE-GOTTIGNY, M. C.: **De Geomorfologische Kaart van het Zwalmbekken.** — Verhandelingen van de Koninklije Vlaamse Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van Belgie, Klasse der Wetenschappen, Jaargang XXIX, 1967, Nr. 99. 93 S., 21 Fig. im Text u. 4 Karten im Anhang, Brüssel 1967.

Das aufgrund einer topographischen Karte 1 : 15 000 und detaillierter Feldbeobachtungen untersuchte Becken der Zwalm (rechter Nebenfluß der Schelde) verdankt seine Oberflächenformung vor allem periglazialen Vorgängen (Solifluktion und Lößbedeckung), durch die Plateaus und Talhänge umgestaltet wurden. Im einzelnen werden behandelt: Morphologische Entwicklung der Plateaus unter besonderer Berücksichtigung der Lößakkumulation; Entstehung der Täler (unterschieden wird zwischen großen und kleinen Tälern); Talasymmetrie; die Talböden. Die stärkste Erosion fand im Riß-Würm-Interglazial statt; die entstandenen Vertiefungen wurden während der Würm-Eiszeit durch Lößablagerung und Solifluktion wieder aufgefüllt. Die Formungsvorgänge während des Holozäns waren nur sehr schwach, einen gewissen Einfluß hatten das feuchtere Klima des Atlantikums und die ackerbauliche Nutzung durch den Menschen.

Die beigefügte farbige geomorphologische Karte 1 : 25 000 (Blatt St.-Maria — Horebeke — Zottegem, 30/1—2) läßt trotz der mit Signaturen dargestellten zahlreichen Einzelheiten die bestimmenden Formenelemente und deren genetisch-chronologische Stellung gut erkennen. Wertvolle Ergänzungen stellen die Schwarz-Weiß-Kärtchen über die Verbreitung und Mächtigkeit des Lösses und anderer Bildungen dar, z. B. fossile Bodenreste. E. Schönhals.

SEMMEL, A.: **Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.** — Frankfurter Geograph. Hefte, Nr. 45, 133 S. mit 35 Abb. im Text, Frankfurt 1968.

In der Periglazialforschung nehmen die deutschen Lößgebiete und Mittelgebirge seit langem eine wichtige Stellung ein. In Hessen sind in diesen Landschaften besonders nach dem letzten Krieg zahlreiche Untersuchungen durchgeführt worden, die vor allem die Stratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns betrafen. In der vorliegenden Arbeit wird versucht, die Formungsvorgänge mit Hilfe stratigraphisch-pedologischer Fakten zu erfassen, und zwar in den Lößgebieten des Rhein-Main-Gebietes einschließlich der Umgebung und in Nordhessen sowie in den lößfreien bzw. lößarmen Mittelgebirgen (Rhön, Taunus, Ederbergland, Kristalliner Odenwald). Aus diesen Gebieten werden zahlreiche Profile beschrieben und die Ergebnisse der chemischen, physikalischen

und paläontologischen Einzeluntersuchungen mitgeteilt. Es zeigte sich, daß die Würmkaltzeit in 3 Abschnitte (Alt-, Mittel- und Jungwürm) gegliedert werden kann und jede dieser Perioden aufgrund der unterschiedlichen Lößsedimentation, Bodenbildung und Solifluktion weiter unterteilt werden kann. Auf diese Weise konnten die einzelnen Klimaschwankungen nachgewiesen und die Formungsvorgänge rekonstruiert und datiert werden.

Ungleich schwieriger erwiesen sich die Untersuchungen im Bergland und Mittelgebirge, da deutlich entwickelte fossile Böden fehlen und durch das stärkere Relief die Verlagerungsvorgänge aktiviert wurden. Hier erhalten daher die Schuttdecken zusammen mit den geringmächtigen Lößschichten und einigen pedogenetischen Merkmalen eine besondere Bedeutung für die Gliederung des Jungpleistozäns. In den Übergangsgebieten ist eine Korrelation der Schuttdecken mit den Lössen möglich (Teile des Basisschuttes und Mittelschuttes sind im Altwürm oder früher entstanden). Für die Datierung des Deckschuttes (Jüngere Tundrenzeit) dient der alleröd zeitliche Laacher Bimstuff, der das Liegende bildet oder dem Deckschutt beigemischt ist.

Die SEMMELsche Arbeit stellt wegen der zahlreichen neuen Beobachtungen in verschiedenen Klimastufen des periglazialen Raums und der vergleichenden Betrachtung mit anderen Gebieten Mitteleuropas einen grundlegenden Beitrag zur Stratigraphie, Paläopedologie, Paläoklimatologie und zur Morphogenese während des Jungpleistozäns dar. E. Schönhals.

Küstengeomorphologie — Coastal Geomorphology. Supplementband 7 der Zeitschrift für Geomorphologie. Schriftleitung KARLHEINZ KAISER. Mit einem Vorwort von Prof. Dr. R. J. RUSSEL. 50 Textabb., 42 Abb., 1 Ausschlagtafel u. 9 Tab. VII, 199 S., Berlin u. Stuttgart 1968. Kartoniert DM 62.—.

Der Band (in englischer Sprache, aber mit deutscher Zusammenfassung) enthält 8 Arbeiten, die sich mit den komplexen Fragen der Küstenmorphologie beschäftigen. In den Abhandlungen wird über Forschungen an den Küsten von Ost-Australien, Ceylon, Malaysia, Tanganjika, Natal, Georgia (USA) und Kanada berichtet. Von den bearbeiteten Problemen seien nur die folgenden angeführt: Entstehung und Veränderung von Sand-Barrieren als Folge der Küstenstruktur, der Sedimentzufuhr und der Wellen- und Strömungsenergien; Bedeutung des Treibeises für die Gestaltung der Küste und die Sedimentzufuhr, Erosion von Meereis im Bereich von Stränden und Watten; Einfluß pleistozäner Gletscher und eustatischer Meeresspiegelschwankungen auf Morphologie und Sedimentverteilung auf dem Neu-Schottland-Schelf vor Südost-Kanada; Genetik und Klassifikation der Formengruppen tropischer Küsten (Ceylon, Malaya, Tanganjika); geologische Vorgänge während des Quartärs und ihr Einfluß auf Oberflächenformung und Bodenbildung (Natal).

Der mit Diagrammen, Profilschnitten, Detail- und Übersichtskarten sowie ausgezeichneten Fotos ausgestattete Band vermittelt einen guten Einblick in die moderne Küstenforschung und ihre Arbeitsmethoden. E. Schönhals.

MARCZINSKI, R.: **Zur Geschiebekunde und Stratigraphie des Saaleglazials (Pleistozän) im nördlichen Niedersachsen zwischen Unterweser und Unterelbe.** — Rotenburger Schriften, Sonderheft 11, 132 S., 22 Abb., 19 S. Tab., Rotenburg/Hann. 1968.

Im Gegensatz zum südlichen Niedersachsen sind die saaleeiszeitlichen Ablagerungen im nördlichen Niedersachsen nur in einem verhältnismäßig geringen Umfang untersucht worden. Diese Lücke schließt die vorliegende Arbeit, die die Untersuchung von über 350 Aufschlüssen und die Auswertung von Bohrungen zur Grundlage hat. Das Hauptgewicht liegt auf der geschiebekundlichen Gliederung der saaleglazialen Sedimente und der Untersuchung der Basisschichten dieser Ablagerungen.

Bei der Erläuterung der Gelände- und Labor-Arbeitsmethoden nehmen verständlicherweise die Methoden zur Geschiebeansprache, Geschiebeauszählung und Geschiebestatistik (Leitgeschiebe, Geschiebegruppen) den größten Raum ein. Bemerkenswert ist hierbei die Bildung eines Geschiebekennwertes (GKW), der das Verhältnis von Geschieben aus Süd- und Mittelschweden („Blauquarz"-Granite und Porphyre + Dalarna-Porphyre + Digersbergs-Sandsteine) zum Anteil von Geschieben aus Ostschweden und Finnland (Rapakiwi-Gesteine + „Schwarzweiß"-Granite + Tessini-Sandsteine) zum Ausdruck bringt. Die Werte schwanken im Untersuchungsgebiet zwischen 1 und 6. In weiteren Abschnitten der Arbeit werden Untersuchungsergebnisse von dem spätelstereiszeitlichen Lauenburger Ton und seinen faziellen Bildungen und die Stratigraphie des Saaleglazials behandelt.

Die Beschreibung von 35 Aufschlüssen, die darin bestimmten Geschiebegemeinschaften, Beobachtungen über Gefüge und Faltenachsen sowie Einregelungsmessungen bilden die Grundlage der Ausführungen über die beiden untersuchten Teilgebiete.

Aufgrund der Untersuchungen konnte westlich des Hamme-Tales ein frühdrenthezeitlicher Vorstoß nachgewiesen werden, der Schmelzwasserkiese mit der sog. „Uthleder Geschiebegemeinschaft" (süd- und mittelschwedische Vormacht) geliefert hat. Ein zweiter, jüngerer, aber noch frühdrenthezeitlicher Vorstoß folgt von NW („Meyenburger Vorstoß"). In Bohrungen konnte eine Endmoräne nachgewiesen werden, die evtl. einem „Oberen Frühdrenthe-Vorstoß" angehört.

Die Hauptdrenthezeit weist zwei Vorstöße auf, von denen der untere nur in Bohrungen erfaßt wurde, der obere („Bremer Vorstoß") den Hauptanteil der saaleeiszeitlichen Ablagerungen des Untersuchungsgebiets ausmacht (süd- und mittelschwedische Geschiebe, aus nördlicher Richtung vorstoßend). Dem Lamstedter und Stader Vorstoß mit höheren Anteilen ostschwedischer und finnischer Geschiebe wird ein spätdrenthezeitliches bis frühdrenthezeitliches Alter zuerkannt. Im Untersuchungsgebiet konnten keine warthezeitlichen und warmzeitlichen Ablagerungen sowie keine Paläoböden nachgewiesen werden. E. Schönhals.

Eissa, O. K.: **Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden).** — Freiburger Bodenkundl. Abh., H. 2, 149 S., 29 Abb. u. 15 Tab., Freiburg i. Br. 1968.

Die Randlandschaften der südlichen Oberrheinebene und der Kaiserstuhl zählen zu den am besten erforschten Lößgebieten Europas; schon sehr früh wurden die mächtigen Lößablagerungen von mehreren Bearbeitern untersucht (Knop 1892, Gutzwiller 1894, Meigen u. Schering 1914, Soergel 1919). Eine starke Belebung erfuhr die Lößforschung in diesem Raum in den letzten beiden Jahrzehnten. Einen weiteren wertvollen Beitrag stellt die vorliegende Abhandlung dar, die sich mit der Gliederung eines etwa 20 m mächtigen Lößkomplexes südwestlich von Bötzingen am Kaiserstuhl beschäftigt. Grundlage der Untersuchungen bilden außer Geländebeobachtungen analytische Bestimmungen, z. B. Korngrößenverteilung, Cabonatgehalt, pedogene Fe-Oxide und Fe-(Mn-)Ausscheidungen, Tonminerale (röntgenographisch und differentialthermokalorimetrisch) und die Kationenaustauschkapazität. Außerdem wurden mikromorphologische Untersuchungen durchgeführt und die Gastropodenfauna bestimmt.

Die Ergebnisse der Untersuchungen lassen sich wie folgt zusammenfassen: Der jüngere Löß (Würm) wird aufgrund der Aufeinanderfolge von äolischen und deluvialen Schichten, eingeschalteten Bodenresten (Verbraunungszone) und Fließerden gegliedert, und es werden Argumente für eine Dreigliederung der Würmeiszeit angeführt.

Die sekundär mit Carbonat angereicherten 3 älteren Lösse, die relativ geringmächtig und undeutlich geschichtet sind, haben einen geringeren Carbonat-, aber einen höheren Tongehalt als der jüngere Löß. Die 3 in Resten vorhandenen Verlehmungszonen waren ursprünglich als Parabraunerden entwickelt, von denen die mittlere die stärkste Carbonat- und Tonverlagerung aufweist. Sie wird — abweichend von der Brongerschen Gliederung — dem Mindel/Riß-Interglazial zugewiesen, während der obere Parabraunerderest in das Riß/Würm-Interglazial und der untere in das Günz/Mindel-Interglazial gestellt werden. E. Schönhals.

Metzger, K.: **Physikalisch-chemische Untersuchungen an fossilen und relikten Böden im Nordgebiet des alten Rheingletschers.** — Heidelberger Geograph. Arb., H. 19, 99 S., 6 Abb., 8 Fig., 9 Tab. und 7 Diagr., Heidelberg 1968.

Mit dieser Arbeit wird der Versuch unternommen, mittels chemisch-physikalischer Methoden das relative Alter von Reliktböden und fossilen Böden bzw. der dazugehörigen Schotterkörper zu bestimmen. Die untersuchten und kurz erläuterten Aufschlüsse liegen in Oberschwaben; die Ablagerungen besitzen ein sehr unterschiedliches Alter (Donau-, Günz-, Mindel- und Rißeiszeit). Zur relativen Datierung werden folgende Bestimmungen herangezogen: pH-Wert, Austausch von Ca^{++} und Mg^{++}, Steigzeit und Adsorption verschiedener Flüssigkeiten (unpolarer schwerer Tetrachlorkohlenstoff, polares leichteres Chloroform und H_2O dest.). Der Verfasser schließt aus dem Verlauf der Steigzeitkurven (Steighöhe in Abhängigkeit von der Zeit) von Proben aus verschiedenen Horizonten (B_t- u. B_v-Horizont) und aus den Adsorptionswerten auf das Alter der Reliktböden. In ähnlicher Weise werden die pH-Werte verwendet. E. Schönhals.

Rohdenburg, H.: **Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa — Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung** (S. 3 bis 107); Bartels, G. u. Rohdenburg, H.: **Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär** (S. 109—126); Rohdenburg, H. u. Meyer, B.: **Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraun-**

erde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? (S. 127—212). — Göttinger Bodenkundliche Berichte, **6**, 212 S., zahlreiche Profile, Lagepläne und Abb., Göttingen 1968.

Die erste Arbeit vermittelt eine Fülle von Einzelbeobachtungen an 10 Profilen aus Nord- und Mittelhessen, aus dem Hunsrück, der Eifel und Süddeutschland. Zur Gliederung der Schichtfolgen dienen Lösse, Fließerden, fossile Bodenreste, Eiskeile und der Alleröd-Bims. Aufgrund der Beobachtungen im Gelände — Laboruntersuchungen wurden nicht verwertet — werden in einem weiteren Abschnitt die Prozesse, nämlich Solifluktion, Abspülung und äolische Formung behandelt und deren Zusammenwirken dargestellt. Ein Kapitel über die Bedeutung dieser Vorgänge für den Formungswandel und die Formen schließt sich an. Folgende wichtige Ergebnisse seien mitgeteilt: Die letzte Kaltzeit kann in 3 Abschnitte gegliedert werden, nämlich Altwürm, Mittelwürm und Jungwürm. Diese 3 Abschnitte können aufgrund der Sedimentfolgen, der Paläoböden und anderer Klimazeugen (Eiskeile) differenziert und Aussagen über den Klimawechsel und die dadurch verursachten geologisch-pedologischen Vorgänge sowie den Formungswandel gemacht werden.

Ähnliche Methoden wurden bei der Untersuchung der Reliefentwicklung im Bereich der Ziegeleigrube Breinum angewendet. Die Voraussetzung der geomorphologischen Analyse bildet auch hier eine detaillierte Stratigraphie (einschließlich besonderer periglazialer Erscheinungen). Es konnte auf diese Weise nachgewiesen werden, daß Muldentälchen bereits im Altwürm vorhanden waren; sie entstanden vor allem durch das fließende Wasser. Im Mittel- und Jungwürm wurden die Vertiefungen durch äolische Akkumulation und Solifluktion teilweise verfüllt. Diese Vorgänge setzten zu verschiedenen Zeiten ein, was auf Klimaeinflüsse und standörtliche Unterschiede zurückgeführt wird.

Die beiden Autoren der dritten Abhandlung beschäftigen sich mit den spätglazialen Sedimenten, vor allem mit äolischen Bildungen (Löß, Flugsand) und deren Altersstellung. An Beispielen aus dem Neuwieder Becken, aus Mittelhessen, dem Leinetal und dem östlichen Harzvorland wird dann die Bodenentwicklung während des Spätglazials und Holozäns untersucht und die Entstehungszeit der Schwarzerden und Parabraunerden diskutiert. Die Verfasser kommen zu dem Schluß, daß sowohl die Schwarzerden als auch die Parabraunerden und Kalkstein-Braunlehme „als eindeutig holozäne Bildungen aufzufassen" sind. E. Schönhals.

Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. (Die letzte skandinavische Vereisung in Polen). — Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk, Prace Geograficzne Nr. 74, 216 S., mit zahlreichen Textabb. und Karten, Warschau 1968.

Der Band enthält 9 Arbeiten bekannter Quartärforscher und stellt den polnischen Beitrag (Band II) zu der 4 Bände umfassenden Serie über „Die letzte skandinavische Vereisung in Europa" dar. In dieser Reihe erschienen anläßlich des VII. INQUA-Kongresses in Boulder-Denver der Band IV (in russischer Sprache) und 1967 (datiert 1965) der Band III (Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Akademie Verlag, Berlin 1965).

Die Beiträge vermitteln eine allgemeine Übersicht über den Stand der Kenntnisse von der letzten Vereisung in Polen. Behandelt werden nach einer kurzen Einführung von R. Galon die Oberflächenformen (J. Kondracki), der präquartäre Untergrund und sein Einfluß auf die Verbreitung und die Eigenschaften der eiszeitlichen Sedimente (E. Rühle), die Grundzüge der Stratigraphie in Nord- u. Mittelpolen (J. E. Mojski), der Rückzug des letzten Inlandeises (L. Roszko), die Entwicklung des Flußsystems im Vorland des sich zurückziehenden Inlandeises (R. Galon), die geologischen Vorgänge im südlichen Ostsee-Bereich während des Würm und Holozäns (B. Rosa), die periglazialen Vorgänge und Erscheinungen (H. Maruszczak) und schließlich die Korrelation der Abschmelzphasen in Polen und den benachbarten Gebieten (R. Galon). E. Schönhals.

Woldstedt, P.: **Quartär. Handbuch der stratigraphischen Geologie, II. Band;** herausgegeben von F. Lotze. 263 S., 77 Abb. u. 16 Tab., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1969; kartoniert DM 54.—, Ganzleinen DM 59.—.

Wie der Verfasser in der Einleitung bemerkt, beabsichtigt er, in diesem Band die stratigraphischen Verhältnisse stärker herauszuarbeiten. Er geht dabei von dem Nordeuropäischen Vereisungsgebiet aus, weil dieses am besten erforscht ist und hier die auch für andere Gebiete in den Grundzügen zutreffende Gliederung bereits behandelt werden kann. Die ersten 8 Kapitel sind der Stratigraphie typischer Gebiete und wichtiger Lokalitäten gewidmet.

Begonnen wird — wie schon erwähnt — mit dem nordeuropäisch-sibirischen Vergletscherungsgebiet, wobei besonders die Interglaziale und ihre Bedeutung für die Korrelation der verschiedenen Ablagerungen behandelt werden. Der anschließende Periglazialraum ist Gegenstand des zwei-

ten Kapitels; im Mittelpunkt der Ausführungen steht die Gliederung der Terrassen der wichtigsten Flußsysteme Mitteleuropas, vor allem des Rheins, der Weser, Saale und Elbe. Demgegenüber werden die anderen periglazialen Bildungen und Erscheinungen nur sehr kurz (Lösse) bzw. nicht behandelt (Fließerden, Flugsande, Eiskeile, Kryoturbationen und Paläoböden). Die eiszeitlichen Bildungen der Alpen einschließlich der Randgebiete sind in knapper Form unter besonderer Berücksichtigung der Flora (z. B. Schichtenfolge von Mizerna, Polen) und Fauna (z. B. Csernota-Fauna in Ungarn) dargestellt. Es werden wie in den vorhergehenden Kapiteln jeweils die Schichtenfolgen typischer Landschaften, für die Stratigraphie wichtige Vorkommen oder Flußsysteme herausgegriffen und kurz behandelt, wobei auch die Menschheitskulturen in ihrer Bedeutung für die Gliederung der pleistozänen Abfolge gewürdigt werden. Ähnlich wird bei den Ausführungen über die Mittelmeerländer, das tropische und subtropische Afrika, Ost- und Südasien sowie Nord- und Südamerika vorgegangen. Auf diese Weise ist es möglich, sich schnell zu informieren, so z. B. über Strandterrassen bzw. Trans- und Regressionen, wichtige Fundstellen menschlicher Kulturen, die Vergletscherung des Himalaya und der Rocky Mountains. Besonders wertvoll sind die am Schluß der 8 Kapitel eingeschalteten doppelseitigen Übersichten zur Gliederung des Quartärs, denn sie ermöglichen schnell einen Vergleich der behandelten Gebiete.

Die weiteren 6 Kapitel beschäftigen sich mit Tiefsee-Forschungen in verschiedenen Ozeanen, den Bewegungen der Erdkruste und den Schwankungen des Meeresspiegels, der Entwicklung von Flora und Fauna, der Entwicklung und Ausbreitung des Menschengeschlechts, der Dauer des Eiszeitalters und mit den Hypothesen über die Ursache der Eiszeiten.

Das mit Kartenskizzen, Profilen und Tabellen gut ausgestattete Buch bietet für viele Benutzer eine ausreichende Unterrichtung über den derzeitigen Stand der Quartärforschung; für alle diejenigen, die sich mit einzelnen Gebieten oder speziellen Themen näher beschäftigen wollen, stehen die zahlreichen Literaturangaben am Ende jedes Kapitels zur Verfügung. E. Schönhals.

Fezer, F.: **Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter.** — Heidelberger Geograph. Arb., H. 24, 144 S., 90 Fig. im Text u. 4 Abb., Heidelberg 1969.

Die als Habilitationsschrift angenommene Arbeit behandelt die Zusammenhänge zwischen der Verwitterung von eiszeitlichen Schottern unterhalb des B-Horizonts und dem Alter der Sedimente. Als Untersuchungsgebiet bot sich das schwäbische Alpenvorland zwischen Iller und Donau an (Riß-Iller-Platte), da in diesem Raum sowohl Donau-, Günz-, Mindel- und Riß-Schotter als auch Ablagerungen der Würmeiszeit vorhanden sind und das Klima keine stärkeren Unterschiede aufweist. Die Ergebnisse basieren auf Beobachtungen in etwa 100 Aufschlüssen, wobei vor allem der Verwitterungszustand der Gerölle verschiedener Gesteine in Abhängigkeit von der Profiltiefe festgestellt wurde, und auf Laboruntersuchungen, durch die die Körnung, der pH-Wert, der Carbonatgehalt, die Anteile verschiedener Gesteinsgruppen der einzelnen Fraktionen in Abhängigkeit von der Tiefe, die Anteile der Schwerminerale und Tonminerale sowie einige chemische Kennwerte erfaßt wurden.

Die Untersuchungen führten zu dem Ergebnis, daß die Intensität der Tiefenverwitterung im wesentlichen von der Gesteinsart der Substrate und ihrer Fazies, dem Klima und der Zeit sowie von dem Charakter der Deckschichten abhängt. Von besonderer Wichtigkeit ist der Anteil des Dolomits, der in verschiedenen Profiltiefen in kennzeichnender Beschaffenheit auftritt. Mit Hilfe der „Dolomitgrenze" (Anteile der festen und mürben, mit dem Finger zerdrückbaren Bestandteile sind etwa gleich) und ihrem Abstand von der Carbonatlösungsfront (Feinmaterial zeigt kein Aufbrausen mit verd. HCl) kann unter Berücksichtigung des Durchmessers der erfaßten Körner auf das Alter der Ablagerung geschlossen werden. Wo leicht verwitterbare Dolomite nur in geringer Menge vorkommen oder fehlen, können auch andere Gesteine (z. B. Granite und Sandsteine) in der gleichen Weise verwendet werden. E. Schönhals.

Die Deutsche Quartärvereinigung hatte im Jahre 1969 den Verlust mehrerer Mitglieder zu beklagen, deren Andenken wir stets in Ehren halten wollen.

Professor Dr. Hans Joachim Martini
geb. 5. 1. 1908 gest. 22. 10. 1969
Präsident der Bundesanstalt für Bodenforschung
und des Niedersächsischen Landesamts
für Bodenforschung in Hannover
Honorarprofessor für Angewandte und Regionale
Geologie an der Technischen Universität Clausthal

Dr. Alfred Dücker
geb. 9. 1. 1908 gest. 5. 11. 1969
Direktor des Geologischen Landesamts
Schleswig-Holstein in Kiel
Lehrbeauftragter für Angewandte Geologie
an der Universität Kiel
Vorsitzender der Deutschen Quartärvereinigung

Professor Dr. Konrad Wiche
geb. 2. 11. 1913 gest. 8. 11. 1969
Ordinarius für Geographie und Direktor des
Geographischen Instituts der
Johannes-Gutenberg-Universität Mainz

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 20	Seite 279-288	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1969

E. Nachrufe



Hannes Mohr †
1882 — 1967

Professor Dr. HANNES MOHR wurde am 9. September 1882 in Wiener Neustadt geboren, besuchte dort das Gymnasium und studierte anschließend an der Montanistischen Hochschule in Leoben; sein Studium schloß er aber 1910 an der Universität Wien ab. Anschließend war er Assistent in Wien und nachher in Graz, wo er sich schon 1913 habilitierte. War seine Studienzeit dadurch begünstigt, daß er berühmte Lehrer, wie V. UHLIG, F. BECKE, C. DIENER, F. E. SUESS und andere, vorfand, so kam er bald in den Strudel des Ersten Weltkrieges, der ihn als Gefangenen in Sibirien und anschließend an der Universität Kasan sah. Seine „Lößstudien an der Wolga", 1920, stellen einen Teil seiner wissenschaftlichen Ausbeute dar, an die er, wieder in seine Heimat zurückgekehrt, mit „Funden von Holzkohle im Lößlehm südlich Graz", 1919, anschloß. 1927 übernahm er den Lehrstuhl für Geologie an der Deutschen Technischen Hochschule in Brünn, den er — wieder im Gefolge eines Krieges — unter demütigenden Umständen 1945 aufgeben mußte. Dazwischen lag die Krönung seines akademischen Lebens als Dekan und Rector Magnificus. Nach größten Mühen in Wien gelandet, fand er eine Heimstatt an der Geologischen Bundesanstalt, an der er auch nach seiner Versetzung in den Ruhestand und Beendigung seiner Lehrtätigkeit an der Technischen Hochschule in Wien bis zuletzt tätig war. 85jährig, starb er am 15. März 1967.

Wie bei den meisten Quartärforschern, war seine Tätigkeit in unserem Bereich nicht die zentrale: seine Bedeutung als Geologe — eingehend gewürdigt in zwei Nachrufen, und zwar in den „Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien" 60, 1967, und den „Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt" 1968, Heft 1/2 — lag entsprechend seiner Ausbildung einerseits auf feldgeologischem Gebiet, indem von ihm eine bis auf den heutigen Tag als Fundament dienende Aufnahme und tektonische Darstellung der östlichen Grauwackenzone (1910) und des Nordostsporns der Zentralalpen (1912) gegeben wurde, andererseits im Bereich der praktischen Geologie, wo er durch seine Studien über verschiedene Rohstoffe wichtige Impulse für deren Aufspürung und Gewinnung brachte. Sein Buch „Nutzglimmer" sei besonders hervorgehoben. Entsprechend seiner Lehrverpflichtung an einer technisch orientierten Hohen Schule standen stets die Fragen der angewandten Geologie im Vordergrund.

Trotz oder gerade ob seiner vielseitigen Arbeiten hatte er ein besonderes Interesse an den Zeugen vorzeitlicher Menschen. Schon 1912 wirft er die Frage von „Eolithen in der Nordoststeiermark" auf, 1925 berichtete er zusammen mit J. BAYER, dem damaligen Direktor des Naturhistorischen Museums in Wien, über „Steingeräte aus Sibirien, Rußland und der Ukraine", und es ist kein Zufall, daß er nach seiner Berufung nach Brünn dann in dem für seinen Reichtum an paläolithischem Material bekannten südmährischen Raum sich in besonderem Maße der vielen Quarz- und Quarzitgerölle annimmt, die in großer Zahl auf den hohen Terrassen zu finden sind. Viele tschechische und slowakische Autoren, insbesondere K. ŽEBERA, haben die Beobachtungen und die daran geknüpften Ideen später aufgegriffen, die in verschiedenen Aufsätzen niedergelegt sind.

Wieder in Wien, untersucht er von seinem Blickwinkel aus die höchsten Donauterrassen, findet hier analoge Formen und veröffentlicht gemeinsam mit M. MOTTL darüber in diesem Jahrbuch, Band 7, 1956. Wenn auch seine „Entdeckungen" im Wiener Kreis mit einer gewissen Skepsis auf-

genommen wurden — seit dem Fund eines Gerölles innerhalb des Schotterkörpers der Wienerbergterrasse durch die Herren SCHWABEDISSEN und RUST (anläßlich der DEUQUA-Exkursion 1955 nach Österreich), das von diesen als Artefakt angesprochen wird, hat sich die Möglichkeit menschlicher Lebensspuren verdichtet.

Es geht aber gar nicht so sehr um die Frage, ob wirkliche Artefakte vorliegen oder Zufallsprodukte eines Schottertransportes, den wir in seinem Mechanismus für diesen ältestpleistozänen Zeitabschnitt noch nicht genau kennen, sondern darum, daß sie entdeckt, in ihrer Problematik erkannt und damit zur Diskussion gestellt wurden. Darin liegt wohl die größte Bedeutung des Quartärforschers und langjährigen Mitgliedes der Deutschen Quartärvereinigung HANNES MOHR, dem wir auch ob seines ruhigen, stets hilfsbereiten Wesens ein dankbares Angedenken bewahren wollen.

J. Fink.



Wilhelm Ahrens †
1894 — 1968

Am 18. August 1968 verstarb in Hachenburg im Westerwald, wo er sich zu geologischen Kartierungen aufhielt, im Alter von 74 Jahren Prof. Dr. Wilhelm Ahrens, der frühere Direktor des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen. In Hamburg am 21. 2. 1894 als Sohn des späteren Rektors Wilhelm Ahrens geboren, begann er nach Besuch eines humanistischen Gymnasiums in seiner Heimatstadt, der Gelehrtenschule des Johanneums, 1912 mit dem Studium der Geologie in Jena, um dann zum Sommersemester 1914 nach Freiburg i. Br. überzusiedeln. 1915 zum Kriegsdienst eingezogen, konnte er sein Studium erst zum Wintersemester 1918 an der neugegründeten Universität Hamburg fortsetzen. Nach zwei Semestern kehrte er nach Jena zurück, wo er am 9. 12. 1921 mit der Arbeit „Beiträge zur Geologie am Nordwestrande des Münchberger Gneises zwischen Köditz und Marlesreuth" promovierte. 1922 trat er in die Preußische Geologische Landesanstalt in Berlin, das spätere Reichsamt für Bodenforschung, ein, dem er bis zu dessen Auflösung 1945 angehörte, zuletzt als Regierungsgeologe und Professor. Eine kurze Zeit war er noch an der neugegründeten Geologischen Landesanstalt in Ost-Berlin als Direktor tätig, um dann 1948 die Leitung der Landesstelle Nordrhein-Westfalen des Amtes für Bodenforschung zu übernehmen, aus der 1957 das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen hervorging, dessen erster Direktor er wurde. Auch nach seiner Pensionierung 1959 ging Ahrens weiterhin geologischen Problemen nach, vor allem im Westerwald, wo er seine früheren Kartierungen revidierte.

W. Ahrens war eine Persönlichkeit mit außerordentlich vielseitigen geologischen Interessen, wobei ihn neben der wissenschaftlichen Grundlagenforschung im gleichen Maße Fragen der praktischen und angewandten Geologie beschäftigten. Bei geologischen Kartierungsarbeiten in der Eifel seit 1925 eingesetzt, kam Ahrens schon frühzeitig mit den Problemen des jungen Vulkanismus in Berührung, die ihn bis an sein Lebensende nicht mehr verlassen sollten. Dank seinem speziellen mineralogischen Wissen und seinem beonderen Interesse für die Petrographie war er wie kein anderer geeignet, sich auf diesem Spezialgebiet erfolgreich zu betätigen. Zwangsläufig mußten ihn die Untersuchungen über die zeitliche Abfolge der jungen und jüngsten vulkanischen Erscheinungen mit der Quartärforschung in enge Berührung bringen.

Hauptansatzpunkt für die Klärung der Altersfragen war die Abfolge der Terrassen des Rheines, in denen sich die Reste der vulkanischen Eruptionen als Gerölle und Einlagerungen finden. Schon die 1927 erschienene erste Veröffentlichung zu diesen Fragen kann als richtungsweisend für Ahrens' Quartärarbeit gelten. Aus einem engen Widerspiel zwischen vulkanologischen, stratigraphischen und tektonischen Forschungen entwickelte sich ein Bild über den Ablauf pleistozänen Geschehens am Mittel- und Niederrhein, wobei sich alle Forschungsrichtungen gegenseitig erfolgreich befruchteten. Fragen der Terrassengliederung beschäftigten ihn auch über sein engeres Arbeitsgebiet am Mittel- und Niederrhein hinaus, und er war einer der Initiatoren einer internationalen Arbeitsgemeinschaft der an der Rheintalforschung tätigen Geologen, die 1938 ihre Arbeit aufnahm und sich zum Ziel gesetzt hatte, die in den einzelnen Flußabschnitten des Rheins entwickelten regionalen Gliederungen miteinander zu korrelieren. Es zeichnet sich hier eine Arbeitsmethode ab, die heute allgemein üblich ist und selbstverständlich erscheint, aber damals durchaus noch ungewöhnlich war. Überhaupt entwickelte Ahrens bei seinen Arbeiten ein gutes Gefühl für den richtigen Einsatz neuer Forschungsmethoden. So wies er u. a. immer wieder auf die besondere Bedeutung der Pollenanalyse für die Geologie hin, mit deren Hilfe dann auch das Alter der jüngsten vulkanischen Tätigkeit im Laacher-See-Gebiet bestimmt werden konnte.

Die ihm am Herzen liegenden quartärgeologischen Probleme hat AHRENS noch einmal 1959 kurz zusammengefaßt in der Einführung zu dem von ihm mit angeregten Symposium „Pliozän und Pleistozän am Mittel- und Niederrhein", das er dem Andenken an einen anderen Quartärforscher am Niederrhein — ALBERT STEEGER — widmete.

Wenn WILHELM AHRENS auch nicht im eigentlichen Sinne als Quartärgeologe anzusprechen ist und er sich auch nicht als ein solcher gefühlt hat, so verdankt ihm die Eiszeitforschung auf den Spezialgebieten der Vulkanologie und der Terrassengliederung jedoch wichtige Anregungen und grundlegende Ergebnisse.

Günther von der Brelie

Schriften von W. AHRENS zu quartärgeologischen Problemen.

Das Alter des großen mittelrheinischen Bimssteinausbruchs und sein Verhältnis zu den jüngsten Rheinterrassen. — Geol. Rdsch., **18**, 45—59, Stuttgart 1927.

Zweimaliger Ausbruch oder jungalluviale Verwehungen im Neuwieder Becken? — Geol. Rdsch., **18**, 402—405, Stuttgart 1927.

Die Entstehung des Laacher Sees und die Ausbruchstelle der weißen Bimssteine des Neuwieder Beckens. — Jb. pr. geol. L.-Anst., **49**, 339—369, Berlin 1928.

Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Laacher-See-Gebietes. — Verh. nat.-hist. Ver. Rheinld. und Westf., **85**, 109—128, Bonn 1928.

Die Verbreitung des mittelrheinischen alluvialen Bimssteins und daraus folgende Rückschlüsse auf den Eruptionsmechanismus. — Cbl. Min. Geol., Abt. B, **1929**, 288—296, Stuttgart 1929.

Der Vulkan Bausenberg, ein Naturdenkmal im Laacher-See-Gebiet. — Der Naturforscher, **5**, 424—428, Berlin 1929 (Berichtigung: ebenda, S. 539).

Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid. — Verh. nat.-hist. Ver. Rheinld. und Westf., **86**, 111—128, Bonn 1930.

Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. - 87 S., Stuttgart 1930.

Beiträge zur Kenntnis der Phonolithe und Trachyte im Laacher-See-Gebiet. — Chemie der Erde, Z. chem. Min., Petrogr., Geol. u. Bodenkd., **5**, 1—21, Jena 1930.

Die Trennung der Niederterrasse am Mittel- und Niederrhein in einen diluvialen und einen alluvialen Teil auf Grund der Geröllführung. — Z. deutsch. Geol. Ges., **82**, 129—141, Stuttgart 1930.

Geologische Skizze des Vulkangebietes des Laacher Sees. — Jb. pr. geol. L.-Anst., **51**, 130—140, Berlin 1930.

Vulkanische Erscheinungen. In: Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands, Bd. Alluvium, 311—316, Berlin 1931.

Altersfolge und Kennzeichnung der verschiedenen Trachytuffe des Laacher-See-Gebietes. — N. Jb. Geol., Blg.-Bd., **64**, A (Festschrift für R. BRAUNS), 517—548, Stuttgart 1931.

Die Ausbruchstelle des Andernacher Lavastromes. — Jb. pr. geol. L.-Anst., **53**, 805—812, Berlin 1932.

Ein isolierter Tuffdurchbruch im südlichen Maifeld und die Herkunft des vulkanischen Sandes auf den Hochflächen der Eifel und des Hunsrück. - Jb. pr. geol. L.-Anst., **53**, 813-818, Berlin 1932.

Die Basaltvulkane des südöstlichen Laacher-See-Gebietes und ihre Lavaströme. — Jb. pr. geol. L.-Anst., **53**, 851—878, Berlin 1932.

W. AHRENS & K. von BÜLOW: Das Alter des Laacher Bimssteinausbruches. — Z. deutsch. Geol. Ges., **86**, 92—99, Stuttgart 1934 (Nachtrag: ebenda, S. 190).

Der Laacher See. — Rheinische Heimatpflege, **7**, 52—54, 1935.

Der Mosenberg bei Manderscheid. — Rheinische Heimatpflege, **7**, 55—57, 1935.

Bemerkungen zum Vortrag des Herrn DÜCKER (Strukturböden im Riesengebirge; Beitrag zum Bodenfrost und Lößproblem). Z. deutsch. Geol. Ges., **89**, 129, Stuttgart 1937.

Das zeitliche Verhältnis der jüngsten Rheinterrassen zum Laacher Bimssteinausbruch. — Decheniana, **97** A, 51—56, Bonn 1938.

W. AHRENS & K. STEINBERG: Jungdiluvialer Tuff im Eichsfeld. — Ber. Reichsamt Bodenforsch., **1943**, 17—30, Wien 1943.

Der junge Vulkanismus der Eifel. — Geogr. Rundsch., **6**, 201—205, Braunschweig 1954.

In memoriam ALBERT STEEGER. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**, III—X, Krefeld 1959.

Zur Einführung (Symposium „Pliozän und Pleistozän am Mittel- und Niederrhein"). — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**, 1—2, Krefeld 1959.

Die tektonische Stellung des Laacher-See-Vulkanismus. - Fortschr. Miner., **39**, 93-96, Stuttgart 1961.



Hans Joachim Martini †
1908 — 1969

Am 22. Oktober 1969 verstarb an den Folgen eines schweren Verkehrsunfalles auf der Autobahn bei Hannover Professor Dr. phil. Hans Joachim Martini, Präsident der Bundesanstalt für Bodenforschung und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover.

Hans Joachim Martini, am 5. Januar 1908 in Bockenem am Harz geboren, begann 1927 an der Universität Freiburg i. Br. mit dem Studium der Geologie, setzte es nach 4 Semestern 1929 in Göttingen fort und studierte von 1932 bis 1934 an der Universität Berlin, wo er bei Prof. Stille mit einer Arbeit über die saxonische Tektonik eines Gebiets in Nordhessen am 28. 6. 1934 mit dem Prädikat „magna cum laude" promovierte. Anschließend war er Assistent bei Prof. Stille und bereitete sich gleichzeitig für das erste Staatsexamen an der ehemaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin vor, das er im Januar 1935 bestand.

Während der nächsten 5 Jahre war Hans Joachim Martini als Wissenschaftlicher Hilfsarbeiter bei der Thüringischen Geologischen Landesuntersuchung in Jena beschäftigt, die von 1939 an als Zweigstelle Jena dem Reichsamt für Bodenforschung angegliedert war. Diese Tätigkeit schloß er mit dem zweiten Staatsexamen beim Reichsamt für Bodenforschung in Berlin ab, dem er seit dem 1. 9. 1940 angehörte. Im November 1940 übernahm der erst 32jährige Geologe Dr. Hans Joachim Martini die Leitung der Arbeitsstelle Prag des Reichsamts für Bodenforschung und des Referats Bodenforschung beim Reichsprotektor in Böhmen und Mähren. Diese Aufgabe hat er mit großem Einfühlungsvermögen und Verständnis für die damalige Situation der tschechischen und slowakischen Kollegen bis zum Ende des Krieges wahrgenommen. Während dieser Zeit wurde mit der bodenkundlichen und quartärgeologischen Kartierung begonnen, die er in jeder Weise förderte, besonders durch den Ausbau der Geologischen Landesanstalt in Prag.

Nach dem Zusammenbruch kehrte Hans Joachim Martini an seinen Heimatort zurück. Mit dem Dienstantritt beim Amt für Bodenforschung am 1. 7. 1945 in Celle, später in Hannover, begann für ihn unter der Leitung von Prof. Dr. A. Bentz der entscheidende Lebensabschnitt. Nur wenige Kollegen mögen in der Dienststelle in Hannover Am kleinen Felde geahnt haben, welche Bedeutung der damals 37jährige Regierungsgeologe für die Geologie, insbesondere für den Geologischen Dienst einmal erlangen sollte.

Seine Tätigkeit im nächsten Jahrzehnt galt gemeinsam mit Prof. Bentz dem Ausbau des Amtes für Bodenforschung in Hannover zu einem Landesamt und außerdem ab Mitte der 50er Jahre der Gründung einer Bundesanstalt für Bodenforschung, denn es erwies sich als notwendig, die bis dahin vom Amt für Bodenforschung in Hannover übernommenen Auslandsaufträge der Bundesregierung einer Bundesanstalt zu übertragen. 1958 wurden die Bundesanstalt für Bodenforschung und das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung gegründet und Prof. Dr. A. Bentz zum Präsidenten und Abteilungsdirektor Prof. Dr. H. J. Martini zum Vizepräsidenten beider Institutionen ernannt. Damit war das Fundament für den Aufbau eines modernen Zentrums der Bodenforschung in der Bundesrepublik geschaffen. Nach dem plötzlichen Tod von Prof. Dr. A. Bentz wurde Hans Joachim Martini zum Präsidenten beider Ämter berufen, für deren personellen und technisch-experimentellen Ausbau er sich bis zu seinem Tode mit seiner ganzen Persönlichkeit einsetzte.

Prof. Dr. Martini war ein vielseitig interessierter Geologe, doch standen Fragen der Tektonik und Stratigraphie, der Lagerstättenkunde und der Hydrogeologie im Vordergrund seiner wissen-

schaftlichen Arbeiten und gutachtlichen Tätigkeit in verschiedenen Erdteilen. Schon früh erkannte er die Wichtigkeit geologischer Forschung und Beratung in den Entwicklungsländern, die er seit 1948 wohl alle bereist hatte und daher die Probleme aus eigener Anschauung kannte. Für ihn stand schon lange vor der Gründung der Bundesanstalt für Bodenforschung fest, daß in den Entwicklungsländern Wasser und Boden die Grundlagen einer produktiveren Landwirtschaft und damit einer besseren Ernährung der Bevölkerung darstellen. Aus diesem Grunde förderte er bei der Bundesanstalt in besonderem Maße die Hydrogeologie und die Bodenkunde durch die Entsendung selbständiger Missionen in die Entwicklungsländer.

Bei seinen eigenen hydrogeologischen Untersuchungen in Niedersachsen und im Ausland hatte er erfahren, daß den Quartärablagerungen für die Erschließung von Wasser eine erstrangige Bedeutung zukommt. Aber nicht nur diese Erfahrungen, sondern auch seine Überzeugung, daß das Quartär wegen der Vielfalt seiner Probleme eine intensive Erforschung erfordert, ist es zuzuschreiben, daß er alle quartärgeologischen Arbeiten, besonders in Niedersachsen, tatkräftig förderte. Das trifft für die Kartierung ebenso zu wie für die Anwendung moderner Untersuchungsverfahren im Gelände (Geophysik, Bohrungen) und im Laboratorium (Sedimentpetrographie und ^{14}C-Altersbestimmung). Alle diese Arbeiten hat er stets aufmerksam verfolgt und sein Interesse an der Quartärgeologie durch den Beitritt zur Deutschen Quartärvereinigung bekundet. Er war auch jederzeit bereit, Wissenschaftler und technische Kräfte für die Belange unserer Vereinigung zur Verfügung zu stellen.

In gleichem Umfang förderte Prof. MARTINI auch die Bodenkunde, die während seiner Präsidentschaft in beiden Ämtern einen starken Ausbau erfuhr. Das gilt sowohl für die bodenkundliche Kartierung in Niedersachsen, wo mit der Marschenkartierung und der Bodenkartierung 1 : 25 000 Karten von grundlegender Bedeutung für Wissenschaft und Praxis geschaffen wurden, als auch für das neu eingerichtete Referat Bodenkunde bei der Bundesanstalt, dem u. a. die Aufgabe zufällt, bei Bewässerungsprojekten und ähnlichen Vorhaben in ariden Gebieten zu beraten und bodenkundliche Grundlagen zu erarbeiten.

Neben seinen umfangreichen dienstlichen Aufgaben lehrte Prof. MARTINI seit 1951 an der Bergakademie Clausthal Regionale und Angewandte Geologie, zuerst als Lehrbeauftragter und seit 1957 als Honorarprofessor. Außerdem stellte er seine Kenntnisse und Erfahrungen zahlreichen wissenschaftlichen Institutionen auf nationaler und internationaler Ebene zur Verfügung. Erwähnt sei nur seine Tätigkeit im Wissenschaftsrat, in mehreren Senatskommissionen der Deutschen Forschungsgemeinschaft, in den Vorständen wissenschaftlicher Gesellschaften sowie in Kommissionen und Ausschüssen der UNESCO und der EURATOM.

Zahlreiche Ehrungen wurden Prof. MARTINI zuteil. Für seine Verdienste um die Geologie verlieh ihm die Deutsche Geologische Gesellschaft die HANS-STILLE-Medaille und die Bergakademie Clausthal zeichnete ihn durch die Ernennung zum Ehrenbürger aus. 1968 wurde Prof. MARTINI vom Bundeswirtschaftsminister Schiller das ihm verliehene Große Bundesverdienstkreuz des Verdienstordens der Deutschen Bundesrepublik überreicht.

Die skizzierte wissenschaftliche und berufliche Laufbahn von Prof. MARTINI läßt erkennen, daß am 22. Oktober 1969 das Leben eines überaus dynamischen Menschen jäh erlosch, der sich während dreier Jahrzehnte in einem kaum zu überbietenden Ausmaß für die Bodenforschung und den Ausbau des staatlichen Geologischen Dienstes einsetzte. Mit Prof. MARTINI verloren die Geowissenschaften eine Persönlichkeit von internationaler Bedeutung und die beiden Ämter einen überragenden Präsidenten.

Wir trauern um einen verständnisvollen und stets hilfsbereiten Menschen, der auch in schwierigen Situationen Rat wußte und der immer auszugleichen verstand.

Sein Name wird mit der Nachkriegsgeschichte der deutschen geologischen Forschung unlösbar verbunden bleiben.

E. Schönhals



Alfred Dücker †
1908 — 1969

Alfred Dücker wuchs auf bei Elmshorn in Holstein, also dort, wo rißzeitliche Absätze in niedriger, eintöniger Ebene an das Elburstromtal stoßen. Dücker studierte kurze Zeit Bergbau, zur Hauptsache aber Geologie. 1933 promovierte er in Kiel mit einer Untersuchung über die Windkanter im norddeutschen Diluvium und deren Beziehung zu periglazialen Erscheinungen (1). Damit nahm er teil an der Erforschung der wenige Jahre vorher erkannten Bedeutung periglazialer Vorgänge für die Formengestaltung eiszeitlicher Absätze außerhalb des Gebietes der letzten Vereisung. Nicht nur die vertikale und horizontale Verbreitung der windgeschliffenen Geschiebe zeigte Dücker erstmalig auf, auch durch senkrechte und horizontale Schnitte in den Sandgruben seiner Heimat verschaffte er sich Einblick in den periglazialen Platzwechsel der dem Gefrieren und Tauen abwechselnd ausgesetzten oberflächennahen Ablagerungen. Dieser Themenkreis und die Sandgruben bei Lieth südlich von Elmshorn haben Alfred Dücker während seines Lebens stets erneut beschäftigt. Bis 1937 folgten kurze Aufsätze zu periglazialen Fragen und im gleichen Jahr eine Untersuchung über Strukturböden im Riesengebirge.

Mit seiner eingehenden Kenntnis der Eigenarten und der Vorgänge in den obersten Erdschichten war der junge Geologe sehr geeignet, bei den Fragen des Autobahn- und Straßenbaus mitzuwirken. Ab 1937 liegen zahlreiche Aufsätze und auch umfangreiche Untersuchungsergebnisse über Frosthebung, frostgefährliche Eigenschaften nichtbindiger Böden, Frosthebung und Gefriertemperatur usw. vor. Mit Kriegsende hatte die Tätigkeit beim Straßenbau zunächst ein Ende. Aber als Mitarbeiter am Erdbauinstitut Hamburg—Altona (Außenstelle Hamburg der Versuchsanstalt für Wasser-, Erd- und Grundbau) erschienen aus Dückers Feder noch zahlreiche Beiträge zu den Themen Straßenbau, Benennung der Korngrößen, Bezeichnung der Bodenarten u. ä. Auch nachdem Dücker im November 1952 zur Leitung des Schleswig-Holsteinischen Geologischen Landesamtes berufen war, setzte er zunächst die Untersuchungen im Interesse von Straßenbau und Baugrund fort (Sanddrainagen, Untersuchungen an ungestört entnommenen Frostkernen, Einteilung und Kennzeichnung der Lockergesteine usw.). 1951 erschien eine kurze, aber wichtige Arbeit. Die in der Bodenmechanik übliche Methode, die Vorbelastung eines Bodens zu erkennen, benutzte Dücker, um die Mächtigkeit der ehemaligen Eisbedeckung aufzuzeigen (3).

Auch auf einen gelungenen populären Aufsatz ist hinzuweisen. 1938 hat Dücker auf 18 großformatigen Seiten einen nach Text und Bebilderung wertvollen Überblick über die Erdgeschichte der Umgebung seines Heimatortes (Rotliegend-Diapir) gegeben.

Als die Stelle eines Leiters des Geolog. Landesamtes in Kiel zu besetzen war, erschien Dücker wegen seiner Bewährung in der Angewandten Geologie und der Kenntnis des Landes sowie seiner Behörden-Erfahrung hierfür besonders geeignet. Es ist hier nicht der Ort, klarzulegen, bis zu welchem Umfang das Amt unter seiner Leitung gewachsen ist. Hier möge nur aufgezeigt werden, welche Verdienste sich der Verstorbene auch weiterhin um die Kenntnis des Quartärs erworben hat. Wer in der Nachkriegszeit in leitender Stellung war, weiß, wieviel Zeit der Behördendienst beansprucht. Wenn Dücker nicht mehr die Möglichkeit gefunden hätte, über begonnene Untersuchungen druckreif zu berichten, so hätte dies den Kundigen nicht erstaunt. Aber mehrere Untersuchungen von hohem wissenschaftlichem Wert liegen aus dieser Zeit vor. 1954 veröffentlichte Dücker die inhaltreiche Arbeit „Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän mit einer periglazial-morphologischen Karte" (4). Dem klar gegliederten Aufsatz sind zahlreiche Korngrößenanalysen periglazial verschieden beanspruchter Gesteine beigegeben. Hier zeigte sich, daß

Dücker die Möglichkeiten, die ein Geologisches Landesamt bietet, für die Wissenschaft zu nutzen verstand. Die häufigen Bereisungen des Landes verschafften ihm das Material für zwei bedeutende Arbeiten, nämlich den kurzen, aber glaziologisch wichtigen Aufsatz „Kleinformen der Gletschererosion auf Geschieben" (5) und den inhaltreichen Beitrag zur Rust-Festschrift (6).

Der Straßenbau, besonders in der Marsch, erfordert große Mengen an Sand und Kies. Diese werden zahlreichen Gruben im rißzeitlichen Westen des Landes entnommen. Dücker verfolgte die Aufschlüsse über viele Jahre und gewann dadurch einen bis dahin nie erreichten Einblick in die periglazialen Auffüllungen ehemaliger Senken und Toteislöcher. Von 8 Orten in Schleswig-Holstein lieferte er Profile, Korngrößen- und Pollen-Analysen. Seine Ausdauer und die Einrichtungen seines Amtes ermöglichten es Dücker, Bericht und Deutung über bis dahin ungenügend erkannte Ablagerungen zu liefern. Dücker war dadurch in der Lage, erstmalig eine wohlbegründete Gliederung der Würm-Kaltzeit im periglazialen Raum aufzustellen.

Es erfüllt uns mit Trauer, daß diese grundlegende Arbeit die Krönung und der vorzeitige Abschluß von Alfred Dückers Lebenswerk werden sollte. Er starb nach kurzer schwerer Krankheit am 5. November 1969.

1. Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihrer Beziehung zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. — Jb. preuß. geol. L.-A., **54**, 487—530, Berlin 1933.
2. Der erdgeschichtliche Werdegang unserer Heimat. — Geschichte der Stadt Elmshorn (Heimatbund Elveshorn), 1938.
3. Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **20**, 3—14, Hamburg 1951.
4. Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. — Göttinger Geogr. Abh., **16**, 1—52, Göttingen 1954.
5. Kleinformen der Gletschererosion auf Geschieben. — Lauenburgische Heimat, Neue Folge, H. 45, 26—37, 1964.
6. Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. — Fundamenta, Monographien zur Urgeschichte, Reihe B, **2**, 30—73 (Rust-Festschrift), Köln 1967.

Ein vollständiges Schriftenverzeichnis wird im Geologischen Jahrbuch erscheinen. K. Gripp.



Konrad Wiche †
1913 – 1969

Prof. Dr. KONRAD WICHE wurde am 8. 11. 1969 durch seinen plötzlichen und für alle unerwarteten Tod, erst 56 Jahre alt, mitten aus seiner wissenschaftlichen Arbeit gerissen. Als Sohn sudetendeutscher Eltern wurde er am 2. 11. 1913 in Wien geboren und besuchte dort die Schule sowie die Universität, an der er Geographie und Geschichte studierte und 1938 als Geograph promovierte. Nach kurzer Assistentenzeit und dem von 1940—1945 abgeleisteten Kriegsdienst wurde er wiederum Assistent am Geographischen Institut der Universität Wien bei J. SÖLCH und später bei H. SPREITZER. Dort habilitierte er sich im Jahre 1950. Im September 1965 wurde er zum Ordinarius für Geographie und zum Direktor des Geographischen Institutes der Universität Mainz ernannt und blieb auch dort, als ihn ein Ruf an die Universität seiner Heimatstadt Wien erreichte.

KONRAD WICHES wissenschaftliches Arbeitsgebiet lag schwerpunktmäßig seit seiner Promotion über die Formenentwicklung des Höllengebirges (Salzkammergut) im Bereich der Geomorphologie, in der seine Lehrer vor allem F. MACHATSCHEK und J. SÖLCH gewesen waren. Auch seine langjährige Zusammenarbeit mit H. SPREITZER beeinflußte seine Arbeitsrichtung in starkem Maße. Neben glazialmorphologischen Themen, denen er sich bis zuletzt besonders in den Alpen immer wieder zuwandte, griff er nach seinem ersten Besuch des Hohen Atlas in Marokko (1952) die Probleme der Wirksamkeit der Kalt- bzw. Pluvialzeiten in den mediterranen Gebirgen Marokkos, Südspaniens und Griechenlands auf und wandte sich ähnlichen Fragen auf einer Expedition in den Karakorum Pakistans zu. Eine größere Zahl wichtiger Arbeiten waren das Ergebnis mehrerer Forschungsreisen in diese Gebiete der randlichen Trockenzone der Alten Welt. Mit seinen Untersuchungsergebnissen beteiligte er sich seit Jahren aktiv an der internationalen Diskussion über diesen klimatisch-geomorphologischen Fragenkreis und nahm an vielen Symposien und Tagungen der IGU und der INQUA teil.

KONRAD WICHE hatte erst vor kurzem mit seinen Mainzer Schülern diese Untersuchungen in Marokko wieder aufgenommen, als ihn nun der Tod ereilte. Seine anregenden wissenschaftlichen Arbeiten und Ergebnisse bleiben jedoch ebenso wie seine erfolgreiche Tätigkeit als akademischer Lehrer bei seinen Studenten und Kollegen unvergessen. H. Mensching.

Hinweise für die Autoren

Allgemeines über das Manuskript

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig fehlerfrei geschrieben, völlig druckfertig an den Hauptschriftleiter: Prof. Dr. E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstr. 23.

Schriftauszeichnungen: Autor-Namen (im Druck KAPITÄLCHEN) unterbrochen unterstreichen (z. B. Penck). Genus- und Spezies-Namen von Fossilien (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Zusammenfassung der Ergebnisse in deutscher und englischer (oder französischer) Sprache an den Anfang.

Fußnoten möglichst vermeiden; wenn sie wirklich nötig sind, fortlaufend numerieren.

Abbildungen

Bildvorlagen nicht in den Text einordnen, sondern gesondert dazulegen. Jede Vorlage muß mit Bleistift den Namen des Autors und die Nr. der Abb. tragen. Die Vorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig, Buchstaben dürfen in der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Gezeichnete Über- und Unterschriften sind meist überflüssig. Bild-Unterschriften an das Ende des Manuskripts (sie gehen in die Druckerei — dagegen die Abbildungen in die Klischieranstalt!).

Schriftenverzeichnis

Zitierung im Text nur mit Autor-Namen und Jahr (z. B. TORELL 1875), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Alphabetisches Schriftenverzeichnis am Ende der Abhandlung in folgender Anordnung: Autor, Titel der Arbeit (nicht abgekürzt), Zeitschrift (abgekürzt), Nummer des Bandes (arabische Zahl, doppelt unterstrichen; im Druck halbfett), Seiten, Erscheinungsort und -jahr; Beispiel:

BERG, G.: Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. - Z. deutsch. geol. Ges. **67** (1915), Mber., 63-82, Berlin 1916.

Abkürzungen von häufigen Zeitschriften-Titeln (und weitere wichtige Anweisungen für Autoren) finden sich u. a. in Rud. RICHTER, Einführung in die Zool. Nomenklatur, 2. Aufl., S. 56 ff. Frankfurt 1948.

Korrekturen

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

Sonderdrucke

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

In Neubearbeitung erschien in dritter Auflage:

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18 x 25 cm
Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband **DM 65.—**

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 9.80**

. . . 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.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers
Ganzleinen **DM 13.—**, Nachtragsband 1938 **DM 6.—**

„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.