

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

NEUNZEHNTER BAND
MIT 95 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 6 TAFELN

1968

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 19</i>	<i>Seite 1-318</i>	<i>Ohringen/Württ. 31. Oktober 1968</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	---

Deutsche Quartärvereinigung

3 Hannover-Buchholz,

Alfred-Bentz-Haus

Postscheckkonto Hannover 453 03

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

Vorstand

1. Vorsitzender : A. DÜCKER, 23 Kiel, Mecklenburger
StraÙe 22/24
2. Vorsitzender : B. FRENZEL, 7 Stuttgart-Hohenheim,
Botanisches Institut der Universität
1. Schriftführer : K. PICARD, 23 Kiel, Mecklenburger
StraÙe 22/24
2. Schriftführer : H. J. BEUG, 7 Stuttgart-Hohenheim,
Botanisches Institut der Universität
- Schriftleiter des } E. SCHÖNHALS, 63 Gießen, Ludwigstraße 23
Jahrbuches : } R. HUCKRIEDE, 355 Marburg, Deutschhaus-
straße 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 H. MENSCHING, Hannover
K. BRUNNACKER, Köln H. SCHWABEDISSEN, Köln
H. GRAUL, Heidelberg H. SPRÉITZER, Wien
V. LOŽEK, Prag G. VIETE, Freiberg i. Sa.
G. C. MAARLEVELD, Wageningen

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 SCHONHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

NEUNZEHNTER BAND
MIT 95 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 6 TAFELN

1968

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

Eiszeitalter und Gegenwart

Band 19

Seite 1-318

Ohringen/Württ. 31. Oktober 1968

*Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

Schriftleitung dieses Bandes: E. Schönhals

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

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

Die Deutsche Quartärvereinigung

widmet diesen Band

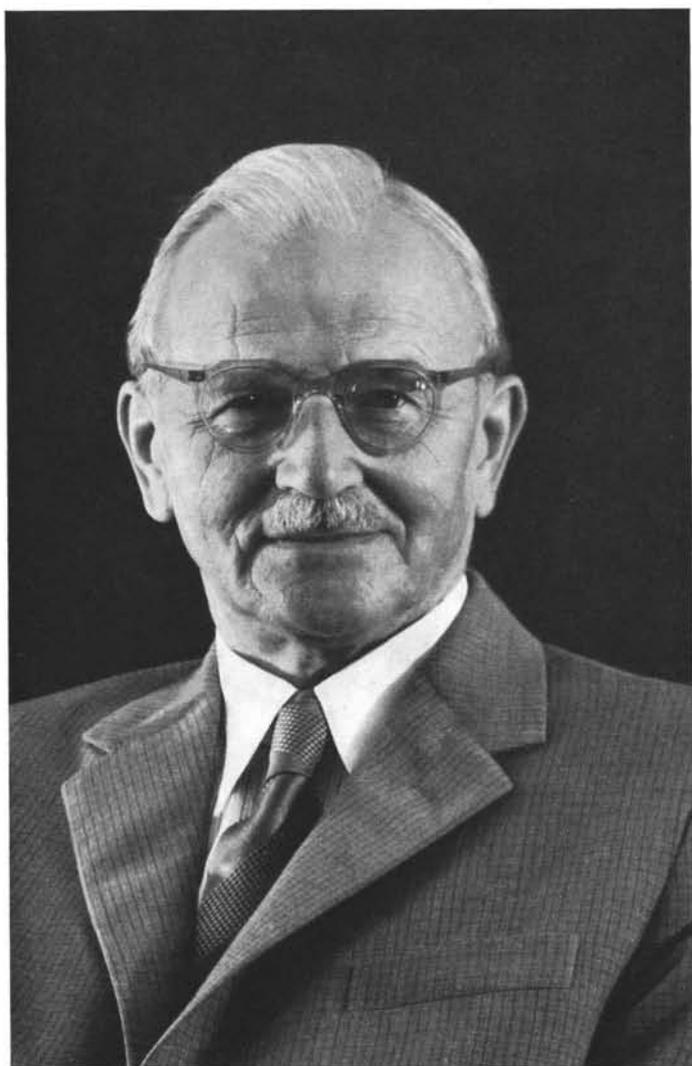
Herrn Prof. Dr. phil., Dr. rer. nat. h. c.

PAUL WOLDSTEDT

zur Vollendung seines 80. Lebensjahres

am 14. Oktober 1968

Sie würdigt hiermit seine Verdienste
um die Eiszeitforschung und ehrt den Mitbegründer
unserer Vereinigung und ihres Jahrbuches,
das er als Schriftleiter während zweier Jahrzehnte
in unermüdlicher Arbeit und mit großer Umsicht
gestaltet hat.



Paul Woldstedt.

INHALT

A. Aufsätze

Seite

<i>BOSINSKI, G.:</i> Ein Magdalénien-Fundplatz in Feldkirchen-Gönnersdorf, Kreis Neuwied	268—269
<i>BÜDEL, J.:</i> Hang- und Talbildung in Südost-Spitzbergen	240—243
<i>DIEZ, TH.:</i> Die wülm- und postwülmglazialen Terrassen des Lech und ihre Boden- bildungen	102—128
<i>DUPHORN, K.:</i> Ist der Oberharz im Pleistozän vergletschert gewesen?	164—174
<i>GÖTLICH, KH. und WERNER, J.:</i> Zwei wahrscheinlich letztinterglaziale Torfvorkommen im Gebiet von Stockach-Meißkirch	175—182
<i>HALLIK, R.:</i> Organogene Serie einer pleistozänen Warmzeit vom Typ Bederkesa . .	244—249
<i>HANTKE, R.:</i> Die Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans (Kanton St. Gallen) und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee- Talung und im Rheintal	219—226
<i>HERRMANN, R.:</i> Vorelsterzeitliche Karstaschen mit Terra-fusca-Füllung in der Kreide von Meerdorf im Landkreis Braunschweig	183—189
<i>HEUBERGER, H.:</i> Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial	270—275
<i>JANOSSY, D., KROLOPP, E. und BRUNNACKER, K.:</i> Die Felsnische Uppony I (Nordungarn)	31— 47
<i>LÜTTIG, G.:</i> Ist die Reliefenergie ein Maß für das Alter der Endmoränen?	197—202
<i>MENKE, B.:</i> Das Spätglazial von Glüsing	73— 84
<i>MÜCKENHAUSEN, E., SCHARPENSEEL, H. W. und PIETIG, F.:</i> Zum Alter des Plaggeneschs	190—196
<i>RICHTER, G.:</i> Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression auf tiefliegende Becken und Flußtäler	48— 72
<i>RICHTER, K.:</i> Klimatische Zyklen im norddeutschen Vereisungsgebiet	262—267

<i>SCHWARZBACH, M.:</i>	
Neuere Eiszeithypothesen	250—261
<i>SICKENBERG, O.:</i>	
Der Steppeniltis (<i>Mustela [Putorius] eversmanni soergeli</i> ÉHIK) in der Niederterrasse der Leine und seine klimageschichtliche Bedeutung . . .	147—163
<i>SINDOWSKI, K.-H.:</i>	
Gliederungsmöglichkeiten im sandig ausgebildeten Küsten-Holozän Ostfrieslands	209—218
<i>TURNER, C. and WEST, R. G.:</i>	
The subdivision and zonation of interglacial periods	93—101
<i>VINKEN, R.:</i>	
Zur Entstehung und Altersstellung der Travertine, limnischen Sedimente und fluviatilen Terrassen im Gebiet der Mittleren Nera und des Corno (Umbrien, Mittelitalien)	5— 30
<i>WORTMANN, H.:</i>	
Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgs- vorlandes in Nordwestdeutschland	227—239
<i>ZAGWIJN, W. und PAEPE, R.:</i>	
Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens	129—146
<i>ZIENERT, A.:</i>	
Gleiche Würm-Rückzugsstadien in den Gebirgen Mitteleuropas und Ostafrikas?	85— 92
<i>ZONNEVELD, J. I. S.:</i>	
Quaternary climatic changes in the Caribbean and N. South-America	203—208
B. Mitteilungen	
Zur quartären Entwicklung des Stirnhanges am Kleinen Fallstein (nörd- liches Harzvorland) (LÜDERS, R.)	276—278
Rezente Strukturböden in Gießen (ROHDENBURG, H. und WALTHER, D.)	279—282
C. Berichte — Tagungen	
Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Subkommission für Euro- päische Quartärstratigraphie der INQUA (LÜTTIG, G.)	283—288
Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartär- vereinigung (FINK, J.)	289—300
Die 14. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 5.—10. August 1968 in Biberach a. d. Riß (FEZER, F.)	301—311
Die 35. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen vom 4.—7. Juni 1968 in Bad Harzburg (DUPHORN, Kl.)	311
D. Buchbesprechungen	312—316
E. Personennachrichten	317—318

A. Aufsätze

Zur Entstehung und Altersstellung der Travertine, limnischen Sedimente und fluviatilen Terrassen im Gebiet der Mittleren Nera und des Corno (Umbrien, Mittelitalien)

Von REINER VINKEN, Hannover

Mit 8 Abbildungen

	Seite
Zusammenfassung	
Conclusioni	
1. Einleitung	6
2. Zur Geologie der Travertine und der limnischen und fluviatilen Ablagerungen . .	7
2.1. Überblick über die Talbodenreste der Nera und des Corno zwischen der Nera-Mündung und dem Becken von Cascia	7
2.2. Regionale Beispiele für die Auswirkungen von Travertin-Ausfällung auf die Entstehung von limnischen und fluviatilen Ablagerungen in Engtälern	9
2.2.1. Der Travertin von Marmore und die fluviatilen und limnischen Ablagerungen im Gebiet des Velino und des Lago di Piediluco	9
2.2.2. Travertine, fluviatile Terrassen und Verebnungen im Gebiet zwischen Terni und Marmore	12
2.2.3. Travertine, limnische und fluviatile Ablagerungen in der Umgebung von Triponzo	18
3. Schlußfolgerungen und Zusammenfassung	29
4. Literatur	30

Zusammenfassung. Im Nera- und Cornotal östlich von Terni (Mittelitalien) wurden drei Gebiete im Maßstab 1 : 25 000 geologisch spezialkartiert. Dabei zeigte es sich u. a., daß in den Tälern abgesetzte Travertinmassen die Ausbildung von normalen Terrassenabfolgen stark störten. Hiervon ausgehend wurde die Art der Entstehung und die Altersstellung der durch Travertinausfällung bedingten fluviatilen und limnischen Sedimente an einem rezenten (Marmore-Piediluco) und zwei fossilen Beispielen (Terni-Marmore und Triponzo) näher untersucht. Im einzelnen ergab sich u. a.:

- Bei Marmore liegen in einem einheitlichen Talsystem durch den Einfluß einer Travertinbarre gleichaltrige Sedimente fluviatiler Genese und gleicher Zusammensetzung in Höhen, die eine Differenz von 150—160 m aufweisen.
- Etwa 50 m über dem Fluß gelegene Terrassenreste sind bei Triponzo weniger als 3000 Jahre alt und gehören mit größter Wahrscheinlichkeit in die etruskische Zeit.
- In einem Zeitraum von ca. 6000 Jahren (7000—1000 v. Chr.) setzten sich bei Triponzo in einem durch eine Travertinbarre gestauten See 30—35 m mächtige limnische (Serie I) und 15—20 m mächtige limnisch-krenogen-fluviatile Sedimente ab (Serie II). Nach den ¹⁴C-Altersbestimmungen betrug die durchschnittliche Sedimentationsgeschwindigkeit in der Serie I 0,7 cm/Jahr, in der Serie II ca. 1 cm/Jahr.
- Als auslösendes Moment für den Beginn oder das Aussetzen der Kalkabscheidung in den talversperrenden Travertinbarren können lokale Ereignisse und Gegebenheiten wirksam sein, wie z. B. Bergrutsche oder das Erreichen des Endes eines Engtales. Überregionale Klimaänderungen scheinen von untergeordneter Bedeutung zu sein. Der Wechsel Erosion-Akkumulation-Erosion usw. in den Flußtälern ist vorwiegend durch anthropogene Einflüsse, vor allem durch Waldrodung bedingt. Im Gebiet von Triponzo bewirkte z. B. wohl die erste starke Rodungstätigkeit in der etruskischen Zeit den Umschlag von der vorwiegend limnischen Sedimentation in eine rein fluviatile und vor allem die anschließende Erosion bis auf die Basis der Unteren Terrasse. Jüngere Erosionsphasen sind in diesem Gebiet vielleicht durch die Entwaldung in römischer und mittelalterlicher Zeit hervorgerufen worden.
- In engen Tälern der Kalksteingebiete des Mittelmeerraumes ist es nicht möglich, Terrassen- und Verebnungsreste nach ihren Höhenlagen und der gleichartigen petrographischen Zusam-

mensetzung zu parallelisieren. Bei dem Versuch, über alte Talbodenreste derartiger Täler die quartäre Sedimentfüllung intramontaner Becken mit den quartären Ablagerungen der Hauptflüsse oder mit marinen Bildungen zu verknüpfen, ist also, abgesehen von den Fehlerquellen, die durch tektonische Verstellungen gegeben sind, größte Vorsicht geboten.

Conclusioni. Nelle valli della Nera e del Corno ad est di Terni (Italia centrale) vennero rilevate dettagliatamente 3 zone su scala 1:25 000. Fra altro si osservò che delle masse di travertino precipitate nelle valli disturbarono notevolmente la formazione di serie terrazziali normali. Partendo da questo fatto vennero esaminati più accuratamente, da un esempio recente (Marmore-Piediluco) e da due esempi fossili (Terni-Marmore, Triponzo), il modo d'origine e l'età dei sedimenti fluviali e lacustri pendenti dalla precipitazione di travertino.

1. Nel sistema di valle uniforme presso Marmore per l'influenza di una barriera di travertino si trovano dei sedimenti della stessa età, di genesi fluviale e di identica composizione a varie quote con differenze fra di loro fino a 150—160 m.
2. Vicino a Triponzo dei resti terrazziali situati circa 50 m sopra al livello del fiume hanno un'età inferiore ai 3000 anni e con molta probabilità appartengono all'epoca etrusca.
3. Nello spazio di tempo che comprende circa 6000 anni (cioè dal 7000 al 1000 a. C. circa) si sedimentarono vicino a Triponzo in un lago provocato per una barriera di travertino dei terreni lacustri della serie I dello spessore di 30 fino a 35 m e dei terreni lacustro-sorgivo-fluviali della serie II dello spessore di 15 fino a 20 m. Secondo le determinazioni d'età con il metodo al ^{14}C si può calcolare la velocità media di sedimentazione di 0,7 cm all'anno nella serie I e di circa 1 cm/a nella serie II.
4. Il motivo, sia per l'inizio sia per la fine della precipitazione calcarea nelle barriere di travertino, può consistere negli avvenimenti locali, p. e. delle frane oppure il raggiungere della fine di una stretta valle.

Avranno meno importanza i cambiamenti climatici sopraregionali. I cambi erosione / accumulazione / erosione ecc. nelle valli dei fiumi, in prevalenza dipende da influssi antropogeni, soprattutto da sboscamento e dissodamento.

Nella zona di Triponzo, probabilmente nell'epoca etrusca, i primi forti sboscamenti e dissodamenti causarono sia il cambiamento dalla sedimentazione prevalentemente lacustra a quella puramente fluviale, sia la seguente erosione fino alla base della terrazza inferiore. Probabilmente per sboscamento e dissodamento in questa zona, nelle epoche romana e medioevale vennero prodotte delle fasi erosive più giovani.

5. Nelle valli strette delle zone calcaree mediterranee non è possibile fare un parallelo fra i residui terrazziali e di spianamento secondo le loro posizione altmetrica e composizione petrografica analoga. A prescindere da errori dipendenti da spostamenti tettonici, bisogna agire con la massima cautela connettendo il contenuto sedimentario quaternario di bacini intramontani con i terreni quaternari nelle valli maggiori o con dei depositi marini.

1. Einleitung

Im Jahre 1960 sollte im Zusammenhang mit Fragen der Braunkohlen-Prospektion versucht werden, das Alter der quartären Sedimentfüllung der intramontanen Becken von Terni, Cascia und Leonessa durch die Verknüpfung der fluviatilen Terrassen der Nera und des Corno, die diese Becken durchfließen, mit den Terrassen des Hauptflusses, des Tibers, festzulegen. Die Terrassen des Tibers wiederum lassen sich zu marinen Ablagerungen in Beziehung setzen, so daß die Hoffnung bestand, die Beckensedimente mit Hilfe der Flußterrassen in das für Mittelitalien lokal gesicherte stratigraphische System des Quartärs (LÜTTIG 1958, 1959, VINKEN 1963) einzuordnen. Während jedoch am Tiber die Probleme der Stratigraphie des Altpleistozäns und die Abfolge und Parallelisierung der Terrassenreste einer für das untersuchte Gebiet gültigen Lösung zugeführt werden konnten (VINKEN 1963), ergaben sich bei der Kartierung der Nebentäler Schwierigkeiten: In den engen Talstrecken sind die Reste von Verebnungen und Schotterkörpern seltener erhalten. Die Flüsse verlaufen über große Strecken quer zu den Hebungsachsen der Gebirge, so daß mit tektonischen Verbiegungen und Verstellungen zu rechnen ist. Darüber hinaus zeigte es sich, daß in den Tälern abgesetzte Travertinmassen die Ausbildung von normalen Terrassenabfolgen störten und die Verfolgung von gleichaltrigen Ablagerungen nach ihrer Höhenlage und ihrer petrographischen Zusammensetzung unmöglich machten. Damit war der

Versuch gescheitert, die intramontanen Becken über die Flußterrassen gewissermaßen von den jüngsten Sedimenten her mit den quartären Ablagerungen der Hauptflüsse und den marinen Ablagerungen zu verknüpfen.

Es lag nahe, die Art der Entstehung und die Altersstellung dieser durch Travertinausfällung bedingten Sedimente besonders zu studieren. Für die Untersuchungen boten sich aus einer Reihe von Möglichkeiten drei Beispiele im Einzugsbereich der Nera östlich von Terni an (Lageplan des Arbeitsgebietes s. Abb. 1 und 2): ein rezentes Beispiel für die Entstehung von Travertin und der damit verknüpften Ablagerung von limnischen und fluviatilen Sedimenten im Gebiet Marmore—Lago di Piediluco (Blatt Labro, 138 I SO, Abb. 1, 2) und zwei fossile Beispiele, eines davon östlich Terni bis östlich von Marmore (Blatt Terni, 138 IV SE; Blatt Labro, 138 I SO, Abb. 1, 4), das andere bei Triponzo südlich von Spoleto, wo der Corno in die Nera mündet (Blatt Sellino, 131 I SE; Blatt Preci, 132 IV SO; Blatt Cerreto di Spoleto, 131 II NE; Blatt Serravalle, 132 III NO, Abb. 1, 6). Die drei genannten Gebiete wurden — aufbauend auf den Ergebnissen aus dem Jahre 1960 — in den Monaten September und Oktober 1965 geologisch kartiert. Anschließend wurde im gleichen Zeitraum das Becken von Cascia am Mittellauf des Corno übersichtsmäßig aufgenommen, um zu einem Vergleich mit dem von K. E. KOCH bearbeiteten Becken von Leonessa, in dem der Corno entsteht, zu kommen. Die Ergebnisse dieser Untersuchung werden getrennt und später publiziert.

Die Kapitel 2.2.2. und 2.2.3. dieser Arbeit sind jeweils in zwei Abschnitte aufgeteilt. Im Abschnitt „Die geologischen und morphologischen Gegebenheiten“ werden die bei den Feld- und Laboruntersuchungen beobachteten Tatsachen beschrieben, im Abschnitt „Die geologische Entwicklung“ werden die Beobachtungen verknüpft und genetisch gedeutet. Eiligen Lesern, die nicht in erster Linie an der Beschreibung der Schichtenfolge und den lokalen Einzelheiten interessiert sind, ist zu empfehlen, sich jeweils nur mit dem Abschnitt „Geologische Entwicklung“ zu beschäftigen.

Die Arbeiten wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft durch eine Reisebeihilfe unterstützt, für die ich hier danken möchte. Kollegen aus der Bundesanstalt für Bodenforschung und dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, waren an der Alters- und Fossilbestimmung der Proben beteiligt. Dr. GEYH führte die ¹⁴C-Datierungen durch, Dr. H. MÜLLER bearbeitete die Pollen, Dr. G. LÜTTIG die Ostracoden und Mollusken. Allen Herren danke ich sehr für ihre Hilfe und für die Anregungen, die sich aus gemeinsamen Gesprächen ergaben.

2. Zur Geologie der Travertine und der limnischen und fluviatilen Ablagerungen

2.1. Überblick über die Talbodenreste der Nera und des Corno zwischen der Neramündung und dem Becken von Cascia

Westlich der Hebungsachse von Narni im Unterlaufgebiet der Nera zwischen ihrer Mündung in den Tiber und Nera-Montoro sind die in die Schichten des Asti (Oberpliozän) eingeschnittenen Flußterrassen gut erhalten (VINKEN 1963). Die höchste Stufe liegt 50 bis 60 m über Flußspiegel, sie ist auf die Obere Terrasse des Tibers eingestellt und sicher mit dieser zu verknüpfen. Die weitverbreitete nächstjüngere Terrasse liegt in 20 bis 25 m Höhe und läuft am Tiber auf die Mittlere Terrasse (20 m) auf. Die Untere Terrasse des Tibers, unmittelbar südlich der Neramündung in 10 m Höhe gelegen, zieht nicht in das Neratal hinein. Im untersten Teil des Neralaufs ist eine 1—2 m tief unterschrittene Flußauweitung ausgebildet, die flußaufwärts, von winzigen Resten abgesehen, verschwindet, so daß die Nera hier in einem engen Tal verläuft, das in die Mittlere Terrasse eingetieft ist.

Im Engtal der Gebirgsstrecke zwischen Nera-Montoro und Narni sind keine Terrassenreste oder Hangschultern erhalten geblieben. Bei Stiffone steht ein kleines Travertin-

vorkommen an, dessen schrägfallende Oberfläche etwa 50 m über Fluß liegt. Der Südteil des Beckens von Terni ist mit limnischen und fluviatilen Sedimenten pliozänen und altquartären Alters gefüllt. In diese Ablagerungen eingeschnitten liegen die Schotter der höchsten Terrassenstufe 35 bis 45 m über der Aue. Als tiefere Stufe lieg eine 4—8 m Terrasse ausgebildet, die die weite Talfläche einnimmt. Die sehr schmale jüngste Aue liegt 1—2 m über dem Fluß. Diese Terrassen im Südteil des Beckens von Terni lassen sich mit denen am Unterlauf der Nera westlich Montoro nicht sicher parallelisieren.

Die Verebnungen, Terrassenschotter und Travertine im Engtal östlich von Terni bis östlich des Wasserfalles von Marmore werden im Kapitel 2.2.2. im einzelnen beschrieben.

Östlich von Marmore liegen Castell di Lago, Arrone, Palombare und der Friedhof von Ferentillo (Abb. 1) auf Resten einer Verebnung, die in einer Höhe von 50 bis 60 m über dem heutigen Talboden in die gefalteten mesozoisch-tertiären Schichten und in die flachliegenden plio-pleistozänen Schotter eingeschnitten sind. Im Engtal oberhalb Ferentillo finden sich gut ausgeprägte Verebnungsreste erst wieder in der Umgebung von Maconano 40 m über der Aue, ein undeutlicher Rest liegt in 15 m Höhe. Auf den Blättern Spoleto und S. Anatolia di Narco lassen sich Reste einer Schotterterrasse in 15 bis 20 m Höhe aushalten; den Kiesen sind lokal bis 3 m mächtige, fossilführende Sande eingeschaltet. Höher als diese Terrasse sind im Südteil der Blätter quartäre Schotterreste in 40 bis 45 m Auenabstand erhalten geblieben.

Im Nordteil liegen zwischen Scheggino und S. Anatolia auf der östlichen Talseite Schotter in weiter Verbreitung und in einer Mächtigkeit von bis zu 10 m in einer Höhe von 50 und 55 m über der Aue. Die z. T. kalkver kitteten fluviatilen Kiese, die weit überwiegend aus Kalksteinen bestehen, überlagern limnische Mergel mit humosen Lagen. Die

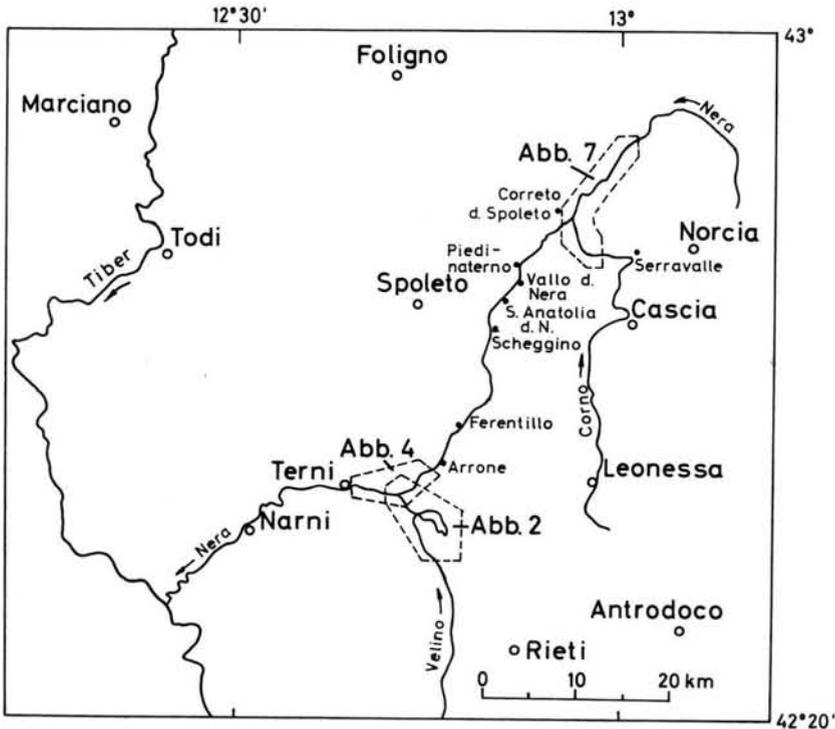


Abb. 1. Lage der untersuchten Gebiete.

Gesamtmächtigkeit der limnischen Ablagerungen wird auf 30 m geschätzt. Der Steilabfall der Terrasse zum heutigen Tal hin wird häufig von Hang-Travertin verkleidet, der aus den Wässern ausgeschieden wird, die an der Grenze zwischen den Schottern und den limnischen Mergeln austreten. Hangknicke auf der westlichen Talseite in der gleichen Höhenlage wie die Schotteroberfläche zeigen die ehemalige Verbreitung der Verebnungsfläche über die ganze Talbreite an. Über der 50-m-Terrasse sind in diesem Gebiet kleine Reste einer schotterfreien Verebnung in Höhe von etwa 150—200 m erhalten geblieben. Weiter nördlich finden sich auf Blatt Cerreto di Spoleto südlich von Piedipaterno mit Schottern bedeckte Verebnungsreste in etwa 150 m Höhe. Ein Rest eines Talbodens liegt bei Valle di Nera und l'Erimita in 50 bis 60 m Höhe.

Die komplizierten Verhältnisse in der Umgebung von Triponzo, wo der Corno in die Nera mündet, werden im einzelnen in Kapitel 2.2.3. beschrieben.

Oberhalb von Triponzo sind corno-aufwärts bis Serravalle, abgesehen von einigen Hangschultern und in 20 bis 25 m Höhe in die Luft ausstreichenden Hangschuttungen keine Anzeichen für alte Talböden vorhanden. Erst westlich von Serravalle und weiter nach Süden liegt in ca. 150 m Höhe eine Verebnung, die in das Becken von Cascia hineinzieht.

Das Becken von Cascia ist mit fluviatil geprägten (Randfazies) und limnischen Ablagerungen vorwiegend altquartären Alters gefüllt. Im oberen Teil der Folge schaltet sich ein Tuffhorizont mit Fossilien und Blattabdrücken ein, der sich im Becken von Leonessa (mündliche Mitteilung von Dr. K. E. KOCH) in der gleichen Position wiederfindet. Über die beschriebenen Sedimente greift eine Verebnung in etwa 80 bis 100 m über Flußauflage hinweg. In einem höheren Niveau ist eine weitausgedehnte, mit Rotlehm bedeckte zweite Verebnung ausgebildet, die in die gefalteten mesozoisch-tertiären Schichten in einer Höhe von ca. 150 m über Flußauflage eingeschnitten ist und sich bis westlich Serravalle verfolgen läßt.

Als Gesamtergebnis der Aufnahme der Terrassen und Verebnungsreste zwischen der Nera- und dem Becken von Cascia stellte sich heraus, daß es nicht möglich ist, die erhaltenen Reste nach ihrer Höhenlage über die gesamte Laufstrecke des Flusses zu parallelisieren und daraus den Verlauf der ehemaligen Talböden zu rekonstruieren. Einer der Hinderungsgründe für die Parallelisierung, die Travertinausfällung, wird an mehreren Beispielen in den nächsten Kapiteln erläutert.

2.2. Regionale Beispiele für die Auswirkungen von Travertin-Ausfällung auf die Entstehung von limnischen und fluviatilen Ablagerungen in Engtälern

2.2.1. Der Travertin von Marmore und die fluviatilen und limnischen Ablagerungen im Gebiet des Velino und des Lago di Piediluco

Östlich von Terni stürzt bei Marmore das Wasser des Velino, eines Nebenflusses der Nera, über mehrere Wasserfälle auf einer horizontalen Distanz von 150 bis 200 m mit einem Höhenunterschied von 150—160 m in die Nera (Abbildung 2 und 3). Die natürlichen Verhältnisse sind seit einigen Jahren allerdings durch den Bau eines Kraftwerkes gestört. Das Wasser des Velino wird durch Stollen abgeleitet und zur Gewinnung von elektrischer Kraft genutzt. Nur an den Wochenenden im Sommer läßt man einen größeren Teil des Wassers als Touristenattraktion unmittelbar in die Nera fallen. Bereits vor dem Kraftwerksbau war der Velino innerhalb der Ortschaft Marmore begradigt und festgelegt worden. Flußaufwärts von Marmore nimmt der Velino im Aufnahmegebiet 2 kleine namenlose Nebenflüsse auf, von denen der nördliche den Lago di Piediluco, der südliche den Lago di Ventina entwässert.

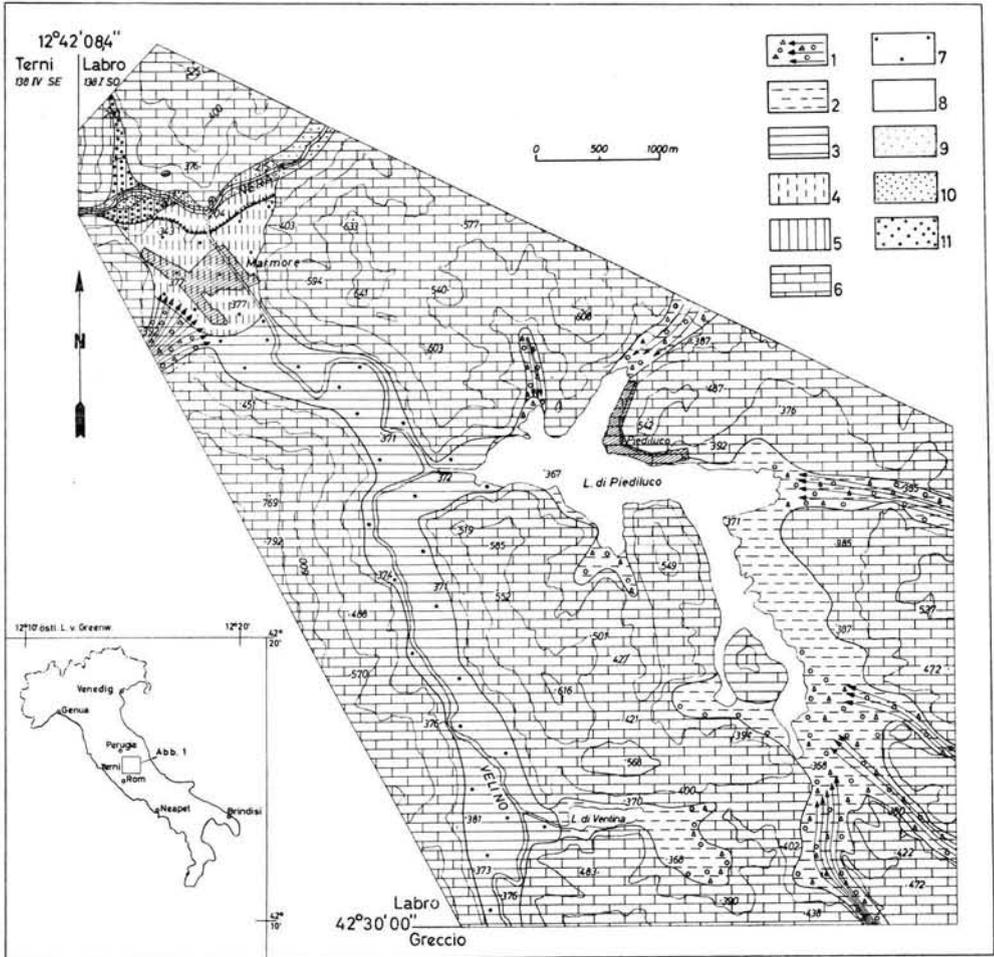


Abb. 2. Geologisch-morphologische Karte des Gebietes Marmore—Lago di Piediluco. — Petrographische Signaturen: 1 Schotter und Schutt der Seitenbäche; 2 Feinkörnige Sedimente der See-Verlandungsbereiche; 3 Fluviale Schotter, Mergel und Lehme verschiedenen Alters; 4 Jüngerer Travertin; 5 Älterer Travertin; 6 Gefaltete Kalksteine des Mesozoikums und (?) Alttertiärs. — Morphologische Signaturen: 7 Verebnungsfläche V = Talau des Velino = Verebnungsfläche von Marmore; 8 Verebnungsfläche IV = Hochflutbett der Nera; 9 Verebnungsfläche III = „Niederterrasse“ der Nera; 10 Verebnungsfläche II; 11 Verebnungsfläche I = Oberfläche des Älteren Travertins.

Die Flußauße des Velino ist im allgemeinen eben; nördlich des Ausflusses des Lago di Piediluco sind jedoch Senken und Dellen zu beobachten, die auf verlassene Flußschlingen hinweisen. Der Lago di Piediluco ist ein langgestreckter Talsee, dessen Boden im westlichen Hauptteil von den Rändern her steil abfällt, während sein Boden sich im verlandenden Ostteil flach heraushebt.

Der Lago di Ventina ist der Rest eines ehemals größeren Sees, der vor allem von Osten her verlandet, dort erstreckt sich heute eine vermoorte, sumpfige Niederung.

Die Bergzüge in der Umgebung des Lago di Piediluco-Gebietes bestehen fast ausschließlich aus gefalteten mesozoischen Kalksteinen. Die ihnen entströmenden Wässer ha-

ben einen sehr hohen Kalkgehalt. Im Bereich der Wasserfälle steht Travertin an. Die Ortschaft Marmore ist ebenfalls zum größten Teil auf (und aus) Travertin gebaut. Dieser Travertin ist im allgemeinen sehr porös und kaum umkristallisiert. Häufig finden sich Linsen und unregelmäßig begrenzte Einlagen von kaum verfestigtem Kalkschluff. Außerhalb des heutigen Wasserfalles läßt sich der poröse Travertin im Westteil des Gebietes von Marmore deutlich von einem älteren Travertin (s. Kap. 2.2.2.) unterscheiden, der durch sekundäre Umkristallisation verdichtet ist und z. T. in Kugeltravertin übergeht. Nach den Aufschlüssen im Bett der Nera bildet dieser ältere Travertin die Basis des porösen, jüngeren Travertins von Marmore. Die wahrscheinlich primär unscharfe Grenze zwischen dem älteren und dem jüngeren Travertin ist aus Mangel an Aufschlüssen nicht auszukartieren.

Es ist anzunehmen, daß der jüngere Travertin (von Marmore) vom Süden her, vom heutigen Südrand des Ortes Marmore, nach Norden auf die Nera zu hoch- und vorge wachsen ist. In diesem Abschnitt vor der Befestigung des Velino-Unterlaufes durch Menschenhand überwog die Travertinausscheidung aus den kalkgesättigten Wässern des Velino die Erosion und die Zerstörung im jeweiligen Bereich des Wasserfalles. Vor der Regulierung des Velino teilte sich das Wasser des Flusses bei normaler Wasserführung an der Mündung des Velino im Travertinbereich in unzählige ober- und unterirdisch fließende Rinnsale auf. Die hin- und herpendelnden Wasserläufe an der Oberfläche erhöhten die Travertinmasse, das unterirdisch in dem porösen Travertin abfließende Wasser trat an der ganzen Breite der Steilwand zum Neratal hin aus und setzte seinen Kalkgehalt ab, so daß die Steilwand nach Norden vorwuchs. Lediglich die großen Wassermengen, die bei katastrophentypischen Regenfällen und bei der Schneeschmelze anfielen, führten zu Zerstörungen im Bereich der Wasserfälle und damit zu Erosion und zur lokalen Zurückverlegung der Steilwand. Im ganzen gesehen überwog jedoch die Akkumulation die Erosion.

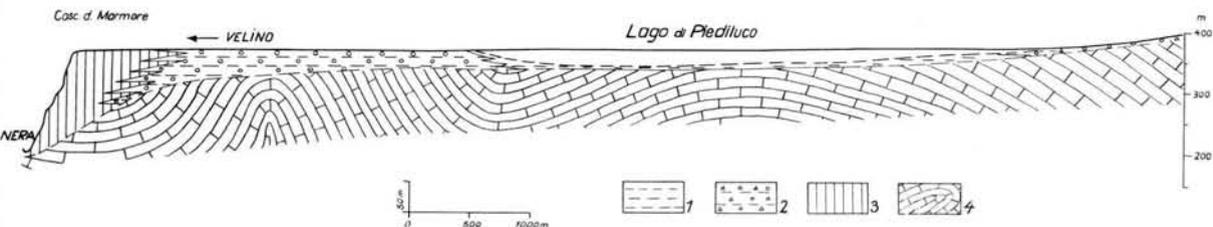


Abb. 3. Schematisches Längsprofil durch das Gebiet Marmore—Lago di Piediluco. — 1 Limnische Sedimente; 2 Schutt, Schotter, Mergel und Lehm, fluviatil; 3 Travertin; 4 Gefaltete Kalksteine des Mesozoikums und (?) Alttertiärs.

In der jüngsten Zeit, seit der Velino im Unterlauf begradigt wurde und die größte Wassermenge durch einen Stollen abgeleitet wird, sind die natürlichen Verhältnisse gestört. Der Absatz von Kalksinter ist stark zurückgegangen. Bei starken Regenfällen, wenn das anfallende Wasser, das durch die Stollen nicht gefaßt werden kann, abgelassen werden muß, und bei der planmäßigen Inbetriebnahme der Wasserfälle an den Wochenenden, stürzt der Wasserfall massiert in die Tiefe und erodiert örtlich kräftig; erst in den flacheren unteren Teilen des Absturzes zur Nera hin findet wieder Kalkabscheidung statt. Lokal muß die obere Steilwand heute gegen den Angriff der Erosion künstlich geschützt werden.

Flußaufwärts geht der Travertin von Marmore am Südrand des Ortes allmählich in einen fossilreichen Kalkschluff mit Kalksandlagen über, der z. T. einer sekundären Versinterung unterworfen ist, die ihm ein dauchartiges Aussehen verleiht. Häufig gehen die knolligen Konkretionen von Wurzelröhren aus.

Weiter südlich bestehen die Sedimente des Talbodens des Velino aus Aue mergel und untergeordnet aus Auelehm, denen dünne Kieslinsen zwischengeschaltet sind. Unterhalb

des Zuflusses aus dem Lago di Piediluco ist der Velino etwa 2—4 m tief in die Aue eingeschnitten, oberhalb des Zuflusses ca. 1—2 m.

Die Ausbildung und die Mächtigkeit des basalen Teiles der Talfüllung ist mangels Aufschlüssen unbekannt. So wäre z. B. interessant zu wissen, ob im unteren Teil der Folge limnische Ablagerungen vorkommen, die das zeitweilige Vorhandensein eines Sees nachweisen würden, der im Verlauf der Akkumulation durch den Velino mit Sedimenten ausgefüllt wurde oder ob die Ablagerung der fluviatilen Sedimente mit der Aufhöhung des Travertins bei Marmore Schritt gehalten hat, so daß es nicht zur Entstehung eines offenen Sees im Velino-Tal selbst kommen konnte.

Während des größten Teiles des Jahres erodiert der Velino. Mehrmals im Jahr überfluten jedoch Hochwässer nahezu die gesamte Aue, sie lassen nach ihrem Abfließen meist feinkörnige Sedimente zurück. Diese rezenten Ablagerungen in der Velino-Aue sind naturgemäß gleichen Alters wie die rezenten Ablagerungen in der Nera-Aue, obwohl sie, bewirkt durch den Travertinriegel bei Marmore, 150—160 m über den Bildungen des Hauptflusses, der Nera, liegen. Wenn also die Travertinbarriere durchschnitten und der Velino sich in der Zukunft mit einem für Gebirgsflüsse dieser Größenordnung normalen Gefälle auf die Nera einstellen würde, läge am Velino eine 150—160-m-Nebentalterrasse vor, die das gleiche Alter hätte, wie die Aue der Nera.

Der Lago di Piediluco verdankt sein Entstehen und seinen Bestand dem Travertinriegel bei Marmore. In diesem Nebental des Velino war und ist die Sedimentationsgeschwindigkeit bisher jedoch deutlich geringer als die Aufwachsungsrate des Travertinriegels bei Marmore, so daß ein See entstehen konnte und erhalten blieb. Heute wird der See vor allem von Südosten her zugeschottert. Die einmündenden Gebirgsbäche bringen bei jedem Unwetter große Schutt- und Lehmmassen heran und schütten sie flächenhaft in den See. Frisch aufgeschüttete, noch völlig unbewachsene Geröllfelder waren im Herbst 1965 sehr gut zu beobachten. Im Schatten der Hauptströmungsrichtung, wie z. B. am Ostufer und in den tieferen Teilen des Sees kommen feine minerogene Sedimente zum Absatz. Im Süden ist eine ehemalige Insel durch die Sedimentzufuhr von Süden bereits in eine Halbinsel umgewandelt worden (Abb. 1). Die Sedimentationsgeschwindigkeit in den einzelnen Teilen des Sees ist unbekannt; es läßt sich daher nicht abschätzen, bis zu welchem Zeitpunkt er aufgefüllt sein wird.

Der Lago di Ventina ist als kleiner Restsee von der baldigen Verlandung bedroht. Es wurden weit überwiegend feinkörnige Sedimente abgelagert, die teilweise reich an organogener Substanz sind.

2.2.2. Travertine, fluviatile Terrassen und Verebnungen im Gebiet zwischen Terni und Marmore

Die geologischen und morphologischen Gegebenheiten.

Östlich von Terni tritt die Nera aus dem Gebirge in das weite, hügelige Becken von Terni ein. Im Gebirgstal ist das Tal in gefaltete mesozoische Kalksteine und in pliozäne- bis altpleistozäne Schotter, der Randfazies der jungen Sedimentfüllung des Beckens von Terni, eingeschnitten (Abb. 4). Den mehr oder weniger gut gerundeten plio-pleistozänen, z.T. kalkverkitteten Kiesen sind Linsen von Ton und Mergel eingelagert.

Der Südostrand des Beckens von Terni im Bereich des Nera-Austritts wird von einer 35 bis 40 m über Flußspiegel gelegenen Terrasse begleitet (Abb. 4). Diese Terrasse zeigt eine unterschiedliche Ausbildung. Im Gebiet westlich von Terni liegt sie z. T. als Erosionsfläche (Verebnung), z. T. auch als geringmächtiger, kalkverkitteter Schotterkörper vor. Unmittelbar westlich des Austritts der Nera aus dem Gebirge und am südlichen Stadtrand von Terni dagegen ist sie aus sehr unregelmäßig wechsellagernden, kalkverkitteten

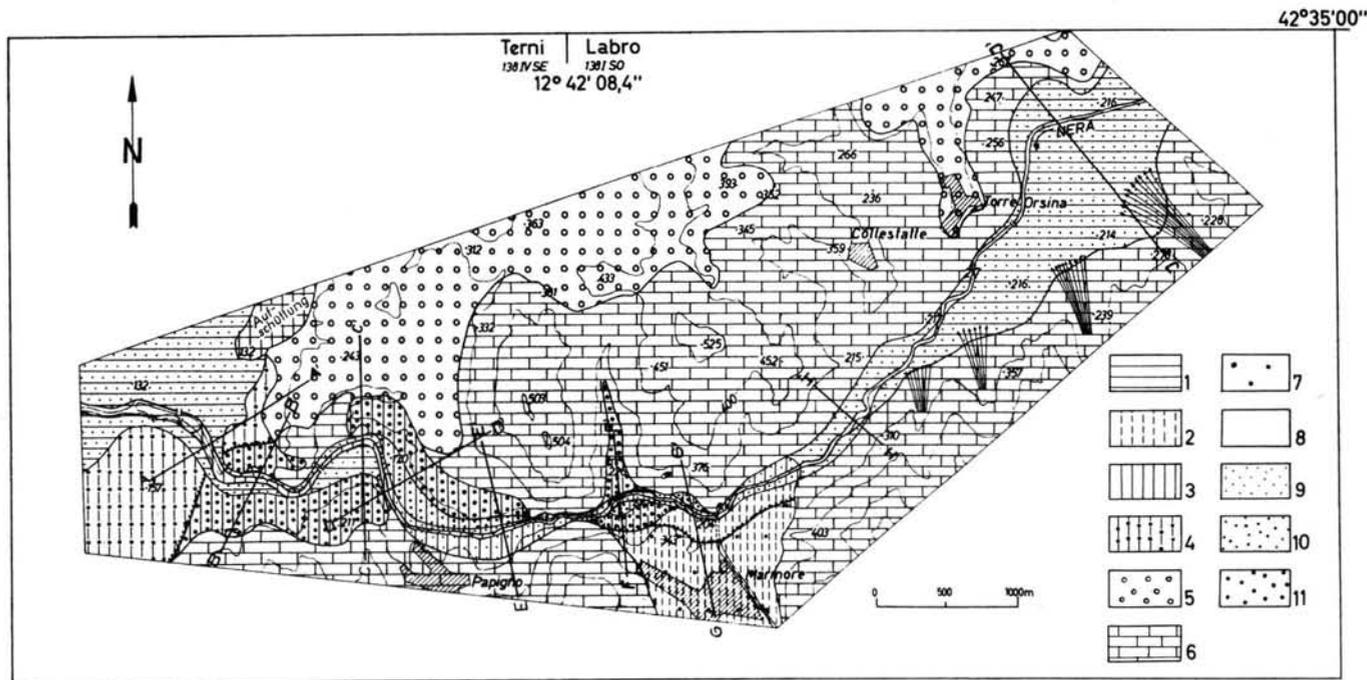


Abb. 4. Geologisch-morphologische Karte des Nera-Tales östlich von Terni. — Petrographisch-stratigraphische Signaturen: 1 Fluviale Schotter, Mergel und Lehme; 2 Jüngerer Travertin (Travertin von Marmore); 3 Älterer Travertin; 4 Ablagerungen der 40-m-Terrasse; 5 Schotter mit Lagen von Sand, Ton und Mergel, Pliozän—Altpleistozän; 6 Gefaltete Kalksteine des Mesozoikums und (?) Alttertiärs. — Morphologische Signaturen: 7 Verebnungsfläche von Marmore (V); 8 Verebnungsfläche IV = Hochflutbett der Nera; 9 Verebnungsfläche III = „Niederterrasse“; 10 Verebnungsfläche II; 11 Verebnungsfläche I = Oberfläche des Älteren Travertins.

Schotterlinsen, aus Travertinstotzen und -linsen, Mergeln und Kalkschluffen, die z. T. kreideartig verfestigt sind, zusammengesetzt.

Im Gebirgstal ist in dem ehemals breiteren Tal der Nera vorwiegend Travertin zum Absatz gekommen, der von einer Verebnung überspannt wird und in den mehrere Verebnungen eingeschnitten sind (Abb. 4, Tab. 1). Dieser Travertin im Neratal ist älter als der Travertin von Marmore und wird daher als Älterer Travertin bezeichnet. Er ist relativ stark umkristallisiert und liegt z. T. als Kugeltravertin vor. Im oberen Teil vereinzelt, im unteren Teil häufiger finden sich Linsen und Nester von Kies und Sand. Der Kies besteht zum größten Teil aus Kalksteinmaterial, es folgen in der Häufigkeit Travertingerölle, selten sind Hornstein und Sandstein. Der Sand setzt sich fast ausschließlich aus zerriebenen Travertin zusammen. Die größte Mächtigkeit beträgt am Steilhang zum heutigen Flußtal hin etwa 65 m. Die Mächtigkeit zum Außenrand des Vorkommens hin ist unbekannt, sie ist jedoch aller Wahrscheinlichkeit nach geringer.

Die höchste Verebnung in diesem Gebiet, die Verebnung I, überspannt das Travertinvorkommen. Sie ist in guter Erhaltung vom Austritt der Nera aus dem Gebirge östlich von Terni bis unmittelbar westlich des Wasserfalls von Marmore zu verfolgen. An ihrem Westende liegt sie etwa 60 m über dem Fluß (Abb. 4, Tab. 1), flußaufwärts sinkt sie bis zum Gebiet westlich der Wasserfälle bis auf 35—40 m über Fluß ab. Im Westen fällt die Fläche I mit einem morphologisch sehr unruhig geformten Außenrand über 20 m auf die 35—40 m Terrasse ab. Im Osten ist sie östlich des Wasserfalls von Marmore nicht mehr nachweisbar. Nordwestlich von Marmore verzahnt sich Nebentalschutt mit dem Travertin (Abb. 4), die Oberfläche des Schuttfächers und des Travertins gehen ohne Stufe ineinander über. Im Westteil des Travertinvorkommens von Marmore ist zu beobachten, wie der rezente, poröse und nur geringfügig umkristallisierte (Jüngere) Travertin im Bereich der Velino-Mündung den dichten Älteren Travertin im Neratal überlagert und umhüllt. Im Zentral- und Ostteil des Wasserfallgebietes von Marmore ist der ältere Travertin nur im Bett der Nera aufgeschlossen und bei Niedrigwasser zu beobachten.

Tabelle 1

Die Höhenlage der Oberfläche der Schotterterrassen und der Verebnungsflächen (in m über dem Fluß) an der Nera östlich von Terni (Lage der Profile s. Abb. 4)

Profile	Oberfläche des Ält. Travertins (I)	Verebnungsfläche (II)	„Niederterrasse“ der Nera (III)	Hochflutbett der Nera (IV)	Oberfläche des Jüng. Travertins (v. Marmore, V)
A—A'	—	—	OOO 5—7	3—4	—
B—B'	— 50—60	—	OOO 7—9	3—4	—
C—C'	— 50—60	—	OOO 7—10	3—4	—
D—D'	— 50—60	— 25	— 8—10	3—4	—
E—E'	— 42—45	— 22—23	— 8—13	4	—
F—F'	— 38—40	— 15—17	— 7—10	2—4	—
G—G'	—	— 15	— 8—10	(6—8)	— 150—170
H—H'	—	—	OOO 4—5	2	—
J—J'	—	—	OOO 2—3	—	—

OOO = Höhenlage von Oberflächen der fluviatilen Sedimente.

— = Höhenlage von Verebnungen, die frei von fluviatilen Sedimenten sind.

Die nächst tiefer gelegene Verebnung, die Verebnungsfläche II (Abb. 4, Tab. 1) ist bedeutend schlechter erhalten als die Fläche I. Sie ist, abgesehen von einigen kleinen Resten, vor allem nördlich von Papigno ausgebildet. Auf dieser Fläche wurden bisher keine Schotter oder Lehme gefunden, so daß anzunehmen ist, daß es sich um eine Erosionsform handelt, die in den Älteren Travertin eingeschnitten wurde. Im Becken von Terni läßt sich eine der Verebnungsfläche II entsprechende Stufe nicht nachweisen. Im Engtal der Nera liegen die Reste bis zu 15 bis 25 m über Flußspiegel. Flußaufwärts sinkt sie, soweit sich das nach den spärlichen Resten beurteilen läßt, ab und läuft oberhalb der Wasserfälle von Marmore im Becken von Torre Orsina auf die nächst tiefere Fläche auf.

Diese nächst tiefere Fläche III (oder „Niederterrasse“) ist weit verbreitet und gut ausgebildet. Sie liegt vom Gebirgsrand bis zu den Wasserfällen von Marmore etwa 7—10 m über dem Flußspiegel; oberhalb der Wasserfläche nimmt ihre Höhe bis östlich von Torre Orsina kontinuierlich bis auf 2 m über Fluß ab. Im Becken von Terni beträgt ihr Auenabstand 4—8 m. Im unteren Teil des Engtales überspannt sie einen Sedimentkörper von einigen Metern Mächtigkeit. Die Sedimente bestehen hier aus einer Wechsellagerung von Kiesen und Sanden, die reich an Travertinmaterial sind, und Mergeln. Im mittleren Teil des Engtales ist die Verebnung III als Erosionsfläche im Älteren Travertin ausgebildet. Oberhalb der Wasserfälle von Marmore treten wieder Sedimente auf; in den obersten aufgeschlossenen Metern herrschen hier fluviatile Mergel und kalkhaltige Schluffe vor Kiesen stark vor.

Die tiefste erfaßbare Fläche ist die sehr schmale Fläche IV, das „Hochflutbett“ der Nera. Sie ist eine reine Erosionsstufe und im Engtal frisch in den Älteren Travertin eingeschnitten. Ihre Oberfläche ist hier den Strukturen des Travertin entsprechend mehr unregelmäßig ausgebildet. Sie liegt in einer Höhe von ca. 2—4 m über Flußspiegel. Oberhalb der Wasserfälle ist sie in den Sedimentkörper eingeschnitten, der von der Fläche III überspannt wird; flußaufwärts wird ihr Abstand von der Fläche III ständig geringer, schließlich fällt sie mit dieser zusammen. Im Becken von Terni läßt sich als tiefstgelegene Fläche eine 1—2 m Fläche ausscheiden, die mit der Verebnung IV zu parallelisieren ist.

Betrachtet man die Gefällskurve des heutigen Flusses, so ist auffallend, daß das Gefälle der Nera innerhalb der Engtalstrecke bedeutend größer ist als im weiten Talbecken bei Torre Orsina und als im Becken von Terni.

Geologische Entwicklung

Verknüpft man die Erkenntnisse, die sich aus den beschriebenen Ablagerungen und morphologischen Formen gewinnen lassen, mit den Ergebnissen der Untersuchungen im Bereich Marmore—Lago di Piediluco (Kap. 2.2.1.) und Tripozo (folgendes Kapitel 2.2.3.) so ergibt sich für das Neratal östlich von Terni für einen jüngeren Abschnitt des Quartärs folgende geologische Entwicklung (Abb. 5):

Nach der Ablagerung der 35—40 m Terrasse, deren Reste nur im Becken von Terni, nicht jedoch im Engtal nachgewiesen wurden, setzte Erosion ein, die, wie durch das Vorkommen des Älteren Travertins im Bett der Nera angezeigt wird, bis unter die heutige Talsohle hinabreichte (Abb. 5 a). Ob die Ursache für den Wechsel von der Akkumulation der Terrasse zur Erosion klimatischer oder tektonischer (Rand des Beckens von Terni) Natur ist, läßt sich nicht entscheiden.

Im Anschluß an diese Erosion begann die Ausfällung des Älteren Travertins. Als auslösendes Moment für die Kalkabscheidung können mehrere Faktoren in Frage kommen. Tektonische Bewegungen können zur Gefällsänderung geführt haben und damit zu kleinen Wasserfällen, in deren Bereich es bei günstigen klimatischen Bedingungen zu Kalkausfällung kam. Es läßt sich jedoch auch denken, daß als Folge einer lokalen Unwetterkatastrophe Bergsturzmassen an einer Engstelle das Tal versperreten und die Nera aufstauten.

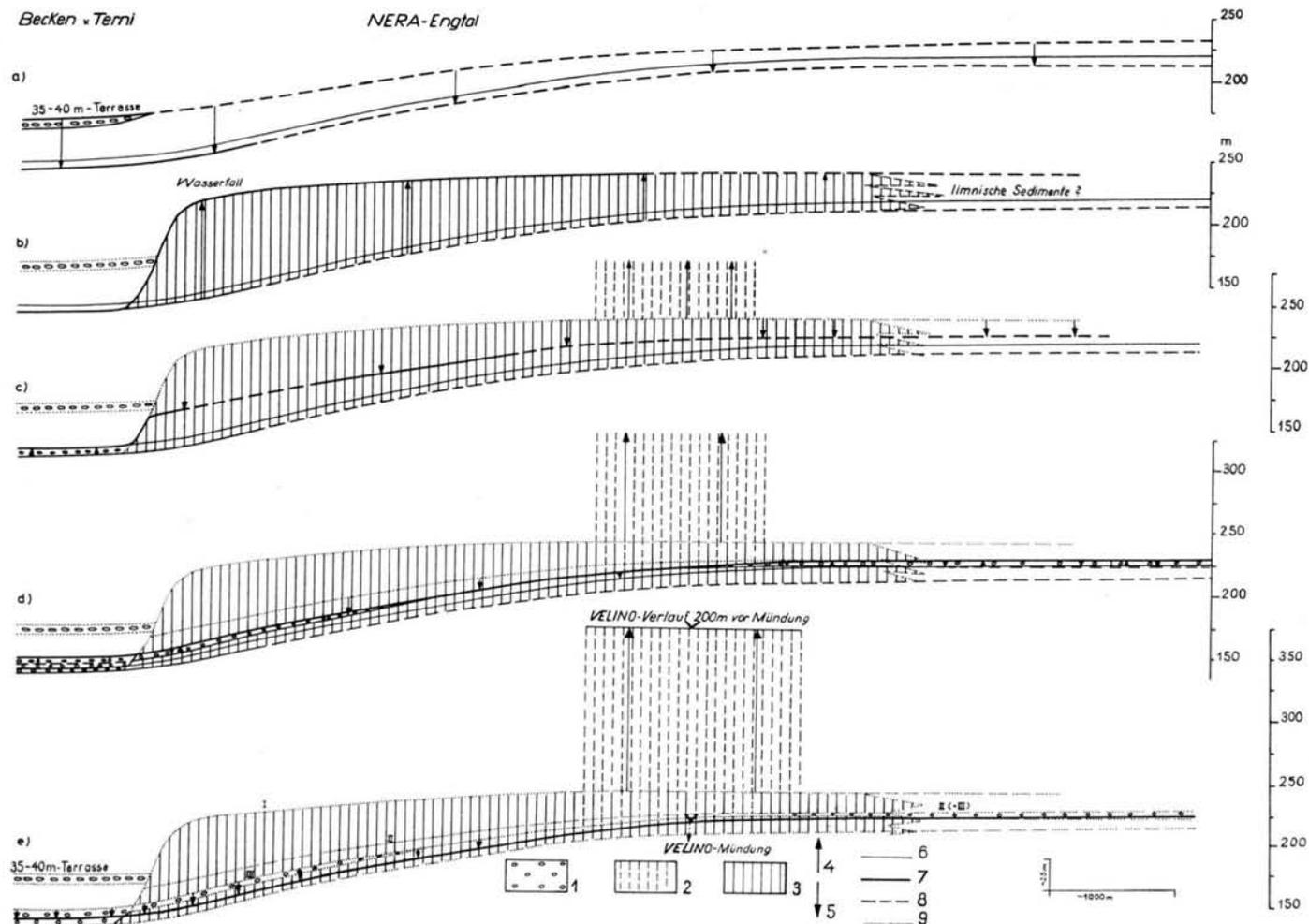


Abb. 5. Die Bildung der Travertine und Terrassen im Nera-Tal östlich von Terni. — 1 Schotter, Sand, Lehm, Mergel, fluviatil; 2 Jüngerer Travertin; 3 Älterer Travertin; 4 Sedimentation vorherrschend; 5 Erosion vorherrschend; 6 Heutiger Flußverlauf (Gefällskurve); 7 Ein Flußverlauf im dargestellten Zeitraum; 8 Im jeweilig dargestellten Zeitraum entstanden; 9 Bildung im dargestellten Zeitraum abgeschlossen, z. T. wieder in Zerstörung begriffen; I, II, III, V = Verschiedenaltige Verebnungsflächen (Verebnungsfläche IV nicht gesondert dargestellt, vgl. Abb. 4 und Tab. 1), Erläuterung der Entwicklung im Text.

Aus dem an der Barre überlaufenden kalkübersättigten Wasser wurde dann der Travertin ausgefällt. Am jeweiligen Westende der Barre fiel das Wasser der Nera z. T. als Wasserfall, z. T. in vielen einzelnen Rinnsalen bis auf die Höhe des ehemaligen Erosionsniveaus. Durch diesen Vorgang wurde die Barre flußabwärts vorgebaut und erhöht, bis schließlich die Höhe der Verebnung I (Abb. 5 b) und im Westen der Rand des Beckens von Terni erreicht war und die 35—40 m Terrasse mit einem Travertinmantel bedeckt wurde.

Es ist damit zu rechnen, daß im Travertinabscheidungsgebiet örtlich Erosion mit Travertinentstehung in Abhängigkeit von der Wasserführung abwechselte, insgesamt aber die Kalkanhäufung überwog. In den Erosionsgebieten wurde der Travertin wieder zerstört und als Gerölle zusammen mit den bei Hochwässern angelieferten Kiesen aus den pliozänen und altquartären Schichten in Linsen und Nestern wieder abgesetzt, die heute im Älteren Travertin zu beobachten sind.

Oberhalb der Travertinbarre konnte in dem Fall, daß die Sedimentzufuhr durch die Nera nur geringe Ausmaße hatte, ein Talsee entstehen. War die Sedimentzufuhr groß, dann wurde die durch die Travertinaufhöhung entstandene Sedimentfalle stets mit fluviatilen Ablagerungen aufgefüllt. Flußaufwärts vom Vorkommen des Älteren Travertins, im Talabschnitt bei Torre Orsino, sind oberhalb der Talsohle weder limnische nach fluviatile Sedimente, die altersmäßig dem Älteren Travertin entsprächen, erhalten geblieben. Reste von ihnen sind vielleicht im Liegenden der Schotter und Lehme der Stufe III zu erwarten. Das Vorkommen von Kieslinsen im Älteren Travertin andererseits ist als Hinweis auf die Auffüllung der Sedimentfalle mit fluviatilen Sedimenten zu werten, da beim Vorhandensein eines Sees das grobe Material, wie heute am Beispiel Lago di Piediluco zu beobachten ist, abgefangen worden wäre und nicht in den Ausfällungsbereich des Travertins hätte gelangen können.

Nachdem der Ältere Travertin die Höhe der Verebnung I und den Westrand des Beckens von Terni erreicht hatte, erfolgte wiederum ein Umschwung (Abb. 5 c). Der örtliche Wechsel von Erosion und Akkumulation änderte sich zu Gunsten der Erosion und die Nera schnitt sich vom Rand des Beckens von Terni her flußaufwärts bis auf die Verebnungsfläche II in den Älteren Travertin ein. Die Ursachen dieses Umschwunges sind nicht zu rekonstruieren. Man muß jedoch wohl nicht an eine größere überregionale Klimaänderung denken, wahrscheinlich genügte schon eine relativ kleine Änderung in der Wasserführung, verknüpft mit der Tatsache, daß der Travertin das Becken von Terni erreichte und die Ausfällungsbedingungen sich dadurch wesentlich änderten; denn hier fielen die von den Talseiten aus den Kalksteinen und Kalksteinschottern austretenden Wässer weg, die, wie es sich heute in Triponzo zeigen läßt, sehr zur Aufhöhung des Travertins beitrugen.

Westlich des Wasserfalles von der Fläche II in das Becken von Terni wurden im Bereich des Beckens selbst Schotter und Mergel, die reich an Travertinmaterial sind, abgelagert. Diese Sedimente waren zeitweilig im Stadtgebiet von Terni aufgeschlossen (Abb. 4).

Der Velino konnte sich in seinem Mündungsbereich nicht auf die sich einschneidende Nera einstellen, hier setzte sich die Travertinausfällung fort.

Die Verebnung II wurde durch einen relativ kurzen Stillstand der Tiefenerosion bei vorwiegender Seitenerosion der Nera geschaffen. Anschließend ging der Fluß wieder zur Tiefenerosion über. Im zentralen Teil des Engtales (Abb. 5 d) schuf er schließlich die Verebnungsfläche III, die ohne Schotterbedeckung in den älteren Travertin eingeschnitten ist. Im unteren Teil des Engtales schnitt die Nera auf die Basis der Schotter und Lehme ein, die von der Fläche III überspannt werden. Während dieser Erosionsphase verschwand der Wasserfall, der am Eintritt der Nera in das Becken von Terni gelegen und dort vom Älteren Travertin (zuletzt von der Fläche II) herabgestürzt war. Vom Becken von Terni

her griff die Aufschotterung bis auf die Höhe der Verebnung III in das untere Engtal hinein. Im Becken selbst setzte sich die Akkumulation ohne Unterbrechung fort, bis die Höhe der Verebnung III erreicht war.

Im obersten Teil des Engtales oberhalb der Wasserfälle von Marmore und in der weiten Talabene bei Torre Orsina folgte ebenfalls auf die Erosion eine Akkumulation. Im Bereich der Velino-Mündung (Wasserfall von Marmore) ging die Travertinausfällung weiter.

Nach dieser Phase der Akkumulation im oberen und unteren Teil des Engtales und der Seitenerosion im mittleren Teil des Arbeitsgebietes, die zur Herausbildung der Verebnungsfläche III führte, setzte sich die Tiefenerosion bis auf den heutigen Tag vom Becken von Terni her rückschreitend fort, ohne daß die Sohle des Älteren Travertins erreicht wäre (Abb. 5 e). Auch im Becken von Terni selbst kommt es jetzt zur Erosion. Eine Verlangsamung der Tiefenerosion und ein stärkerer Einfluß der Seitenerosion durch Hochwässer wird durch die im Engtal schmale Verebnung IV angezeigt (in Abb. 5 nicht dargestellt, s. Tab. 1), die auch im Becken von Terni als Erosionsstufe ausgebildet ist. Flußaufwärts im Talbecken von Torre Orsina kommt die jüngste Erosionsphase von der Fläche III zur Fläche IV nicht zum Ausdruck. Am Westrand dieses Gebietes läuft die Fläche IV mit abnehmendem Aueabstand in die Fläche III hinein. Wie bereits in Kapitel 2.2.1. ausgeführt wurde, dauert an der Velino-Mündung bei Marmore die Travertinauscheidung und die Auffüllung der Velino-Auefläche bis in die jüngste Zeit an.

Die Altersstellung des beschriebenen komplexen Geschehens läßt sich bei dem hier beschriebenen Beispiel Terni-Marmore nur sehr ungenau angeben, weil aussagekräftige Fossilien wie z. B. Pollen und Holzreste o. ä. für die ^{14}C -Altersbestimmung im Gegensatz zum Beispiel Triponzo (Kap. 2.2.3.) nicht gefunden wurden. Bisher läßt sich nur feststellen, daß der Beginn der Entwicklung — erste Tiefenerosion und Ausfällung des Älteren Travertins — jünger ist als die 35—40 m Terrasse. Es ist nicht zu entscheiden, ob diese Terrasse im Becken von Terni mit der Oberen Terrasse (Elsa-Stufe) oder mit der Mittleren Terrasse (Ombrone-Stufe) des Tibers zu parallelisieren ist (VINKEN 1963). In beiden Fällen stünde jedoch ein relativ langer Zeitraum zur Verfügung, innerhalb dessen die einzelnen Ereignisse bisher nicht genau festgelegt werden können.

2.2.3. Travertine, limnische und fluviale Ablagerungen in der Umgebung von Triponzo

Die geologischen und morphologischen Gegebenheiten.

Bei Triponzo mündet der Corno, von Südwesten aus dem Becken von Cascia kommend, in die Nera (Abb. 6). Beide Flüsse verlaufen in Tälern, die mit jungen Sedimenten gefüllt und mit steilen Flanken in die gefalteten mesozoisch-tertiären Kalksteine eingeschnitten sind. Die jungen quartären Sedimente bilden streckenweise noch die Sohle des Tales; streckenweise haben sich die Flüsse wieder bis auf das gefaltete Kalksteingebirge eingeschnitten. Die jungen Sedimente setzen sich aus verschiedenartigen Travertinen, fluvialen Schottern, Sanden, Mergeln und Lehmen und limnischen Ablagerungen zusammen; mehrere Verebnungsflächen und Terrassenoberflächen lassen sich aushalten.

Die Travertine

Im Bereich des Ortes Triponzo (Abb. 6, Tab. 3, Profil C—C') und weiter neralwärts (Profil A—A' und B—B') ist eine mächtige Travertinbarre ausgebildet, in die die Nera bei Triponzo eine tiefe, klammartige Schlucht geschnitten hat. Es handelt sich in der gesamten Mächtigkeit um einen porösen, wenig verfestigten und wenig umkristallisierten Travertin, dessen Bildung heute lokal, vor allem an den Steilwänden bei Triponzo, als Hangtravertin weitergeht. Im Gebiet des Profils A—A' und auch in Triponzo selbst

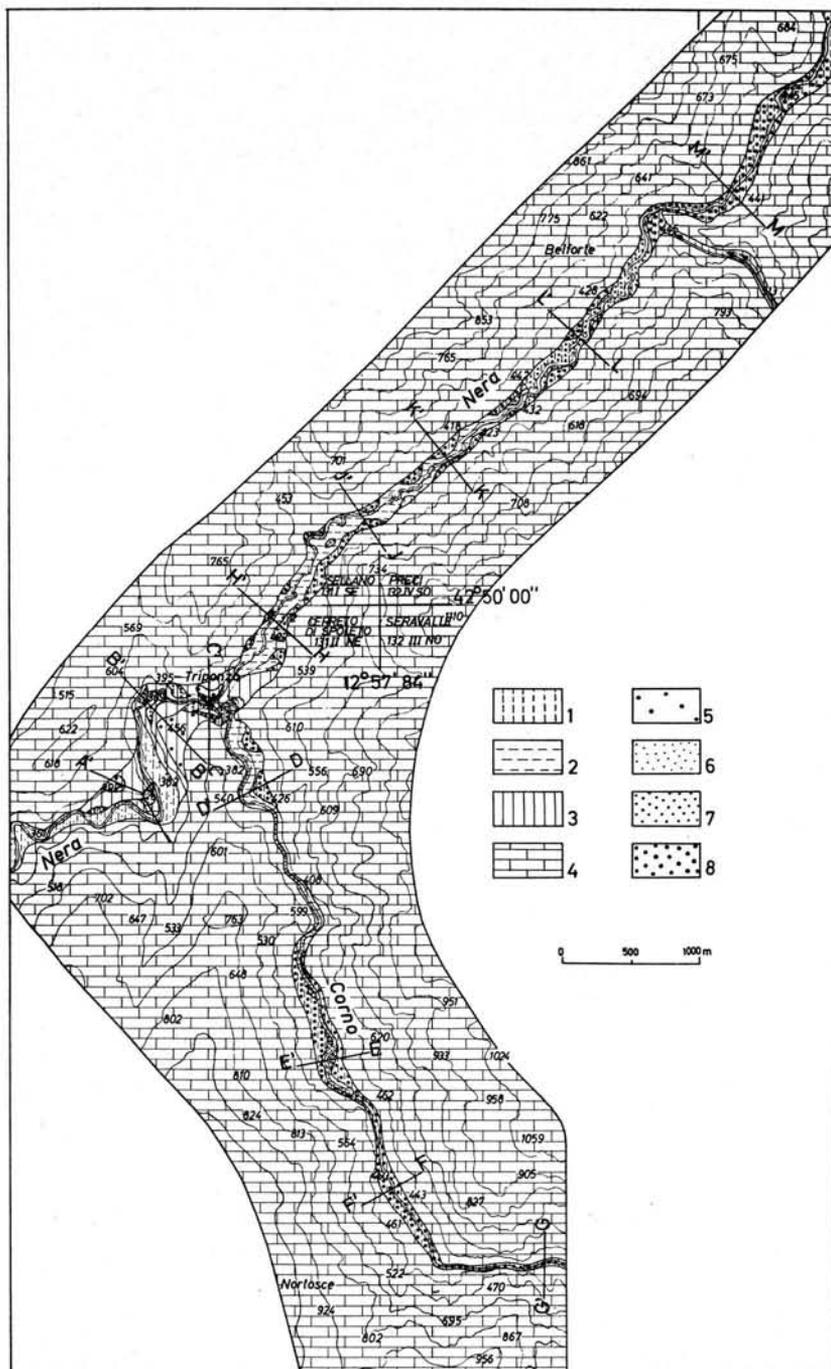


Abb. 6. Geologisch-morphologische Karte des Nera- und Corno-Tales bei Tripunzo. — Petrographische Signaturen: 1 Schotter, Sand, Mergel, Lehm, jünger als ca. 1000 v. Chr., fluviatil; 2 Linnische Sedimente vorwiegend, Serie I und II, ca. 1000—7000 v. Chr.; 3 Travertin (Jüngerer und Älterer Travertin), ca. 7000 v. Chr. bis heute; 4 Mesozoische und alttertiäre Gesteine, gefaltet, weit vorwiegend Kalkstein. — Morphologische Signaturen: 5 Verebnungsfläche IV = Oberfläche des jüngeren Travertins; 6 Verebnungsfläche III = Talaua (Hochflutbett) der Nera und des Corno im Travertin- und ehemaligen Seegebiet; 7 Verebnungsfläche II = Oberfläche der Unteren Terrasse; 8 Verebnungsfläche I = Oberfläche der Oberen Terrasse.

(Nordteil Profil C—C'), ist dem Travertin in seinen Randbereichen zum Kalksteingebirge hin ungerundeter Kalksteingrus beigemischt, der als Hangschutt während der Entstehung des Travertins in diesen hineingeraten ist. Es lassen sich weiterhin mehrmals Einlagerungen von verschiedenartigen fluviatilen Schottern beobachten, die weiter unten beschrieben werden.

Die limnischen und krenogen-fluviatilen Ablagerungen.

Oberhalb der Travertinbarre von Triponzo finden sich in den schmalen und tief eingeschnittenen Tälern der Nera und des Corno bis zu 50 m mächtige limnische und krenogen-fluviatile Sedimente. Einen guten Einblick in ihren Aufbau war am Corno im Bereich des Profils D—D', in den insgesamt ca. 50 hohen Abrisfischen eines Bergsturzes zu gewinnen, der bei den Unwettern im Herbst 1965 während der Kartierzeit niedergegangen war. Die jungen Talsedimente waren hier über dem Wasserspiegel der Nera in einer Mächtigkeit von ca. 49 m aufgeschlossen (Abb. 7). Wie sich nach den Aufschlüssen in der Umgebung des Bergsturzes schätzen läßt, kommen im Nerabett unter dem Wasserspiegel noch maximal 4 m dazu, so daß die Gesamtmächtigkeit der jungen Talfüllung ca. 53 m beträgt.

Die Folge läßt sich nach petrographischen Gesichtspunkten in drei Serien unterteilen, die auch unterschiedlicher Entstehung sind (Abb. 7). Die untere, 31 bis 35 m mächtige Serie I ist limnisch und besteht vorwiegend aus grauen, fossilführenden und \pm kalkigen, tonigen Schluffen bis schluffigen Tonen, die einen wechselnd hohen humosen Anteil haben. In den untersten 4 bis 6 m dieses Abschnittes (Ia) sind Einlagerungen von Blatt- und Stengelresten noch selten. In dem darüberliegenden 15 bis 17 m mächtigen Abschnitt (Ib, Abb. 7) wechseln bis zu 10 cm dicke Lagen von Blatt- und Holzresten mit 10 bis 50 cm mächtigen feingeschichteten, z. T. humosen Bänken von kalkhaltigem pelitischem Material ab. Im oberen Teil, im Abschnitt Ic (10 bis 15 m) fehlen im allgemeinen die humosen Großreste, der Kalkgehalt nimmt zu, Kalkschluffe kommen bankweise vor. Auch der Gesamtgehalt an feinverteilter pflanzlicher Substanz geht zurück. Es finden sich nur noch einzelne eingeschwemmte Holzreste, auch Blattabdrücke, vor allem werden unter der Lupe erkennbare Ostrakoden und Schnecken häufiger.

Aus der Serie I wurden Holzreste aus zwei Lagen nach der Radiokarbonmethode auf ihr absolutes Alter untersucht (Bestimmungen Dr. M. GEYH, Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLFb); Lage der Proben s. Abb. 7). Die tiefste untersuchte Probe (Nr. 2) ergab ein ^{14}C -Alter von 8240 ± 75 Jahre vor 1950, d. h. 6290 ± 175 v. Chr. Die Pollen-(Bestimmung: Dr. H. MÜLLER, NLFb) und Ostrakodenführung (Bestimmung: Dr. G. LÜTTIG, NLFb) von einigen Proben aus diesem Abschnitt gehen aus der Abbildung 7 und der Tabelle 2 hervor.

Über der pelitreichen Serie I limnischer Entstehung folgt die unregelmäßig aufgebaute Serie II, die sich aus wirrgelagerten Linsen und Nestern von z. T. fossilreichen, humosen Mergeln, Sanden, Kiesen und breiten, flachen Stotzen von porösem Travertin zusammensetzt. Auch hier kommen eingeschwemmte Holzreste vor, die z. T. eine Länge von 1 m und einen Durchmesser von mehreren dm haben. Die Sande und Kiese bestehen fast ausschließlich aus Travertinmaterial; Kalksteine aus den gefalteten Schichten des Talrandes sind sehr selten. In einzelnen Linsen ist eine deutliche Schrägschichtung ausgebildet, die eine fluviatile Entstehung anzeigt. Die Travertinstotzen gehen z. T. ohne scharfe Grenze in schwach geschichtete Kalkschluffe über. Der große Kalkreichtum der Serie II führte zu einer sekundären Calcitisierung, die einen Teil der Bänke und Linsen hart und widerstandsfähig macht.

Im obersten Teil der Serie II ist lokal, ca. 1,5 m unter der Oberfläche, ein Erlenbruchwaldtorf eingeschaltet. Im Bereich des Profils D—D' beträgt seine Mächtigkeit bis zu 50 cm. Der Torf besteht vorwiegend aus groben Stengel- und Holzresten, die noch kaum

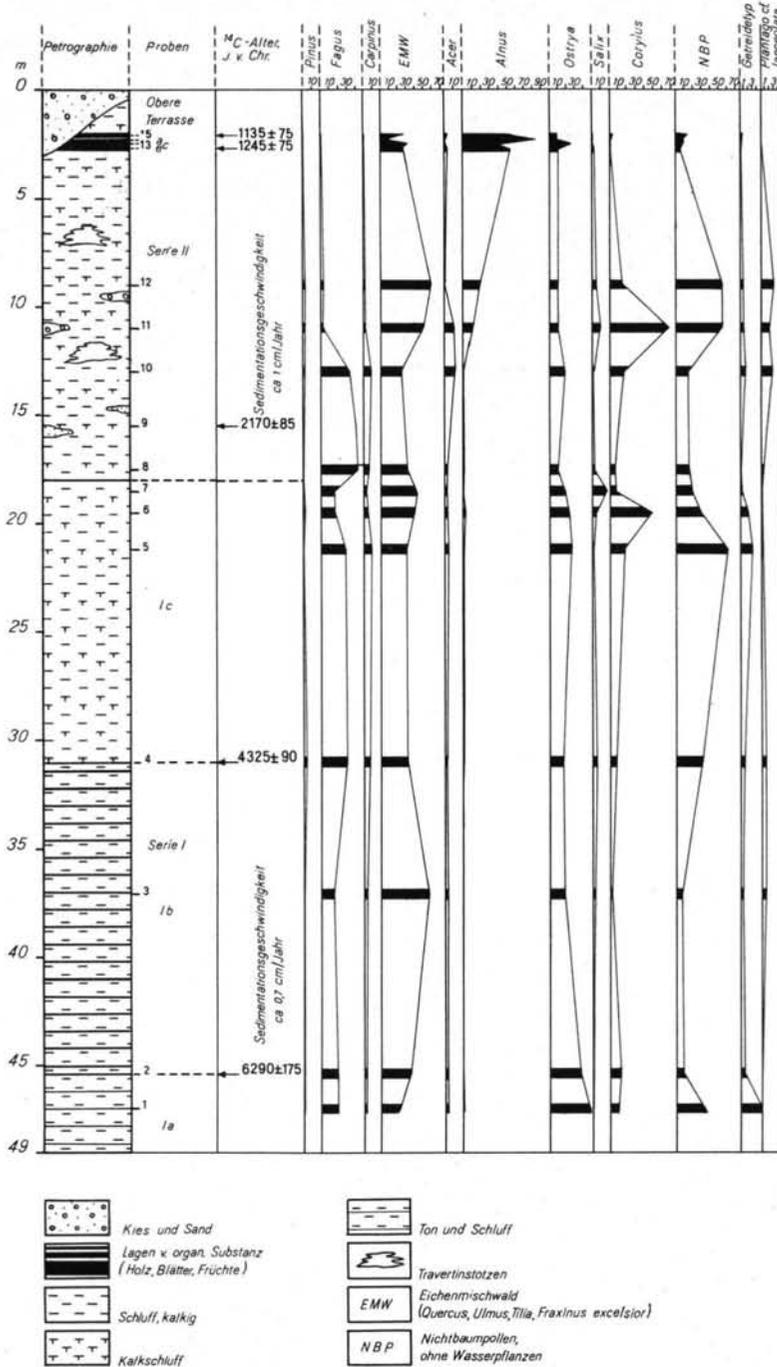


Abb. 7. Schichtenfolge, absolutes Alter und Pollenverteilung der limnischen (Serie I) und limnisch-krenogen-fluviatilen Sedimente (Serie II) bei Profilschnitt D—D' (s. Abb. 6) südlich von Triponzo.

Tabelle 2

Die Fossilführung von Proben aus den Serien I und II bei Triponzo
(Bestimmung: G. LÜTTIG; Probenbezeichnung wie bei Abb. 9)

Probe	Serie	Fossilinhalt	Stratigr. Reichweite	angezeigter Faziesbereich
12	II	<i>Cyclocypris laevis</i> O. F. M. <i>Spirulina</i> ? sp.	Neogen — rezent	Pflanzenreiches Kleingewässer
11	II	<i>Ilyocypris gibba</i> „recta“ LÜTTIG i. litt.		(See)
8	II	<i>Ilyocypris</i> sp., Bruchstücke		
7	II—Ic	<i>Ilyocypris gibba</i> „recta“ LÜTTIG i. litt.		(See)
6	Ic	<i>Candona brisiaca antiqua</i> LÜTTIG	Holozän	Quelle, austrocknende Uferzone, Seemitte, (eingeschwemmte Landschnecken)
		<i>Darwinula stevensoni</i> (B. & R.)	Neogen — Holozän	
		<i>Cyprois marginata</i> (STR.)	Pleistozän	
		<i>Darwinula cylindrica</i> STR.	Miozän	
		<i>Ilyocypris gibba</i> „recta“ LÜTTIG i. litt.	Pleistozän	
		<i>Candona neglecta neglecta</i> SARRS	Pleistozän — Holozän	
		<i>Candona neglecta</i> ssp. juv.		
		<i>Potamocypris</i> sp. juv.		
		<i>Ancylus fluviatilis</i> M.		
<i>Carychium minimum</i> M.				
<i>Vallonia pulchella</i> (M.)				
5	Ic	<i>Ilyocypris gibba</i> „recta“ LÜTTIG i. litt.	Holozän	Seemitte, Quelle
		<i>Candona brisiaca antiqua</i> LÜTTIG		
		<i>Candona</i> sp.		
4	Ic—Ib	<i>Ilyocypris gibba</i> „recta“ LÜTTIG i. litt.	Altpleistozän bis Jungholozän	Seemitte, austrocknende Uferzone, Quelle (selten)
		<i>Ilyocypris gibba gibba</i> (R.)		
		<i>Potamocypris fulva</i> (RR.)		
		<i>Potamocypris variegata</i> (B. & N.)		
3	Ib	<i>Ilyocypris gibba</i> „recta“ LÜTTIG i. litt.	Altpleistozän bis Jungholozän	Seemitte, austrocknende Uferzone
		<i>Potamocypris variegata</i> (B. & N.)		
		<i>Potamocypris fulva</i> (BR.)		
1	Ia	<i>Candona neglecta</i> „diktyota“ LÜTTIG i. litt.	Altpleistozän bis Jungholozän	Seemitte, austrocknende Uferzone
		<i>Cyprois marginata</i> (STR.)		
		<i>Potamocypris variegata</i> (B. & N.)		

verändert und umgewandelt sind. In der Mitte dieses Vorkommens wurden Knochen der Vorderextremität von mindestens zwei Exemplaren eines Cerviden (Bestimmung: Prof. Dr. O. SICKENBERG) gefunden, der an Größe mittelstarken Exemplaren des europäischen Rothirsches (*Cervus elaphus*) entspricht. Ein weiteres Vorkommen dieser Torfe war an der Straßenböschung in der Kurve der von Serravalle kommenden Straße östlich der Brücke über Nera und Corno in Triponzo aufgeschlossen.

Aus der Serie II liegen drei ^{14}C -Altersbestimmungen vor (Abb. 7): Die Holzprobe Nr. 9 ergab 4120 ± 85 Jahre vor 1950 = 2170 ± 85 Jahre v. Chr. Zwei Bestimmungen von Holzresten aus dem Torf im obersten Teil der Serie (Probe 14, 15) erbrachten Werte von 3195 ± 75 Jahre vor 1950 = 1245 ± 75 Jahre v. Chr. und 3085 ± 75 Jahre vor 1950 = 1135 ± 75 Jahre v. Chr. Die Pollen- und Ostrakodenführung dieses Abschnittes ist ebenfalls in Abb. 7 und Tab. 2 verzeichnet.

Als höchstes und drittes Glied schließen fluviatile Schotter der Oberen Terrasse die Schichtenfolge nach oben ab. Diese Schotter werden bis zu 4 m mächtig; sie bestehen weit vorwiegend aus Kalksteingeröllen, während der Travertingeröllanteil gering ist. Sie liegen in flachen Rinnen, die in die älteren Sedimente eingeschnitten sind; so wurde z. B. das Torflager örtlich erodiert, bevor die Schotter der Oberen Terrasse zum Absatz kamen.

Die Sedimente der Serie I und II lassen sich vom Profil D—D' aus Corno-abwärts bis an die Travertinbarre bei Triponzo verfolgen (Abb. 6). Corno-aufwärts sind Ablagerungen der Serie I bis unmittelbar südlich der Engstelle bei Punkt 408 aufgeschlossen (Abb. 6); noch weiter südlich in der Talweitung finden sich nur noch Ablagerungen der Serie II, die bis auf den Corno-Spiegel hinuntergreifen. Im Bereich des Profils E—E' ergab ein massiges Holzstück aus einer Probe 1,5 m über Corno-Spiegel ein ^{14}C -Alter von 5355 ± 85 Jahre vor 1950 = 3405 ± 85 Jahre v. Chr. Die Mindestmächtigkeit der Serie II beträgt in diesem Bereich 4—5 m. Weiter Corno-aufwärts geht sie in fluviatile Schotter, Mergel und Lehme über; oberhalb des Punktes 462 läßt sie sich nicht mehr als selbständige Einheit nachweisen. Es ist anzunehmen, daß sie auskeilt; denn oberhalb des Profilschnittes F—F' ist die nächstjüngere fluviatile Serie, die der Oberen Terrasse entspricht, bereits so geringmächtig, daß örtlich die gefalteten Kalksteine im Cornobett anstehen.

Im Tal der Nera nordöstlich von Triponzo finden sich ebenfalls unmittelbar oberhalb der Travertinbarre schluffig-tonige, \pm kalkreiche limnische Sedimente, die den Ablagerungen der Serie I im Cornotal entsprechen. Ihre Mächtigkeit läßt sich im Bereich des Profilschnittes H—H' auf 35 bis 40 m schätzen. Wie aus der Abbildung 7 hervorgeht, lassen sich die Ablagerungen bis nordöstlich der Schnittlage K—K' bei Punkt 432 verfolgen, wobei die erhaltene Mächtigkeit geringer wird. Bereits ab Schnittlinie K—K' treten einzelne Lagen von Sanden und Kiesen auf; oberhalb von Punkt 432 geht die weit überwiegend pelitische Folge ohne scharfe Grenzen in eine Wechsellagerung von Mergeln, Lehmen und Schottern über, die sich noch bis östlich von Belforte verfolgen läßt.

Eine der Serie II des Cornotales (Abb. 7) entsprechende Schichtenfolge mit Travertinstotzen und z. T. schrägergerichteten Travertinsanden und -kiesen ließ sich bisher im Neraltal nicht nachweisen. Der obere Teil der limnischen Serie I ist auch an der Nera in den oberen Teilen sehr kalkreich ausgebildet, so daß es durch Umkristallisation zu einer sekundären Calcitisierung und Verfestigung der Schichten gekommen ist.

Wie im Cornotal werden auch im Neraltal die limnischen Sedimente von fluviatilen Schottern abgedeckt, deren Lage im nächsten Abschnitt beschrieben wird.

Die Obere Terrasse

Die Schotter der Oberen Terrasse bestehen fast ausschließlich aus Kalksteinen, die an den Talrändern anstehen; vereinzelt kommen Travertingerölle vor. Gelegentlich sind Schluff- und Sandbänke eingelagert. Die bekannte Mächtigkeit der Terrasse beträgt bis

zu 5 m. Auffällig ist der Wechsel in der Höhenlage über Flußspiegel der Oberen Terrasse sowohl im Corno- wie im Neratal. Im Cornotal liegt die Obere Terrasse unmittelbar südlich des Travertins von Triponzo und auf der Höhe des Profilschnittes D—D' ca. 50 m (Tab. 3) über Cornospiegel. Hier ist sie in flachen Rinnen in die älteren Sedimente eingeschnitten. Oberhalb der Engtalstrecke bei Punkt 408 liegt die Oberfläche der Schotter nur noch 20 m über Flußspiegel; ihr weiteres Absinken gegen den Flußspiegel Corno aufwärts läßt sich nahezu kontinuierlich weiterverfolgen (Tab. 3), bis ihre Oberfläche oberhalb der Flußkrümmung südöstlich der Profillage F—F' nur noch 1 bis 2 m über Fluß liegt und mit der heutigen Aue zusammenfällt.

Noch deutlicher läßt sich dieses Absinken der Schotteroberfläche oder der ihr entsprechenden Verebnung stromaufwärts gegen die Aue im Neratal beobachten. Unmittelbar oberhalb von Triponzo liegt auch im Neratal die Oberfläche 50 bis 55 m über Flußspiegel; sie sinkt dann auf einer Entfernung von 5 bis 6 km Tallänge, und über eine große Anzahl von z. T. zusammenhängenden Resten verfolgbar, kontinuierlich bis auf 1 bis 2 m ab und nimmt östlich von Belforte (Abb. 6, Tab. 3, Profile H—H' bis M—M') die heutige Talsohle ein und fällt mit der rezenten Aue zusammen.

Im Bereich des Travertins von Triponzo sind direkt beim Orte selbst wohl der Oberfläche der Oberen Terrasse entsprechende schmale Verebnungen und mehrere Hangschultern in 50 bis 60 m über Fluß angedeutet (Profil C—C'). Am Westende der Travertinbarre im Bereich des Profils A—A' sind 10 bis 12 m mächtige Kalksteinschotter aufgeschlossen, deren Oberfläche 45 bis 50 m über Flußspiegel liegt. Sie sind nach ihrer Höhenlage zur Oberen Terrasse zu stellen. Die Schotter werden von Travertin unter- und überlagert, wobei sich der hangende jüngere Travertin vom Liegenden petrographisch nicht unterscheiden läßt.

Tabelle 3

Die Höhenlage der Oberfläche der Schotterterrassen und der Verebnungsflächen (in m über dem Fluß) in der Umgebung von Triponzo (Lage der Profile s. Abb. 6)

	Profile	Obere Terrasse	Untere Terrasse	Hochflutbett, Talaue	Oberfläche des Jüng. Travertins
Nera	A—A'	OOO 45—50	OOO 17—18	3—4	—
	B—B'	— 55	— 15—20	2—4	— 95—105
	C—C'	— 50—55	OOO 18—20	—	— 85—90
Corno	D—D'	OOO 50	—	1—2	—
	E—E'	OOO 15—18	OOO 5—7	1—2	—
	F—F'	OOO 5—7	—	—	—
	G—G'	OOO 1—2	—	—	—
Nera	H—H'	OOO 48—55	—	2—3	—
	J—J'	OOO 25—30	—	2	—
	K—K'	OOO 22—23	—	—	—
	L—L'	OOO 12—13	OOO 3—4	—	—
	M—M'	OOO 1—3	—	—	—

OOO = Höhenlage von Oberflächen der fluviatilen Sedimente.

— = Höhenlage von Verebnungen, die frei von fluviatilen Sedimenten sind.

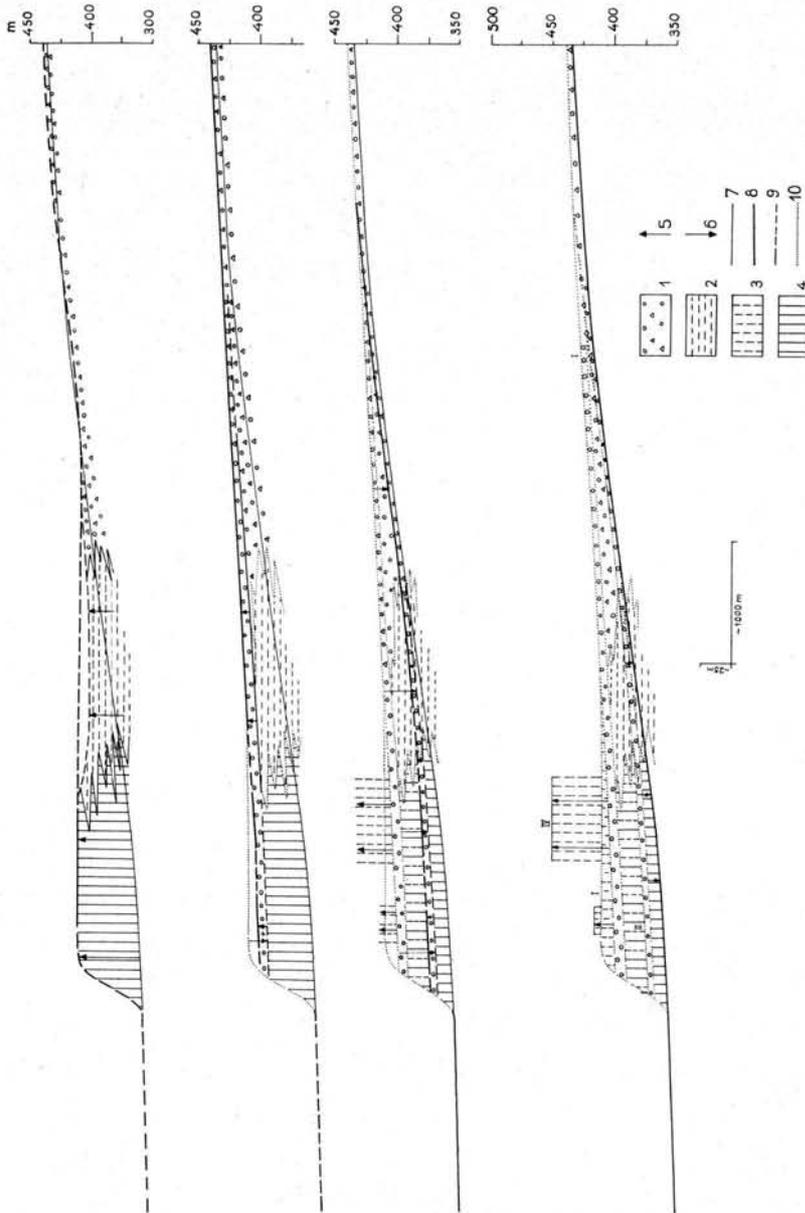


Abb. 8. Die Entwicklung der quartären Schichten im Nera- und Corno-Tal bei Triponzo. — 1 Schotter, Sand, Mergel, Lehm, fluvial; 2 Limnische Sedimente vorwiegend, (Serie I u. II), ca. 1000—7000 v. Chr.; 3 Jüngerer Travertin, max. Alter ca. 1000 v. Chr., bis heute; 4 Älterer Travertin, älter als ca. 1000 v. Chr., bis ca. 7000 v. Chr.; 5 Sedimentation vorherrschend, 6 Erosion vorherrschend; 7 Heutiger Flußverlauf (Gefällskurve); 8 Ein Flußverlauf im dargestellten Zeitraum; 9 Im jeweilig dargestellten Zeitraum entstanden; 10 Bildung im dargestellten Zeitraum abgeschlossen, z. T. wieder in Zerstörung begriffen; I, II, IV, verschiedenaltige Verebnungsflächen (vgl. Abb. 6 und Tab. 3).

Die Untere Terrasse

Neben der weitverbreiteten Oberen Terrasse lassen sich eine Anzahl von Resten einer Unteren Terrasse aushalten, die sich in ihrem Gefälle ähnlich wie die Obere Terrasse verhält. Wenn Kiese vorliegen, bestehen diese wie bei der Oberen Terrasse fast ausschließlich aus Kalksteinen des Talrandes; Travertingerölle sind sehr selten.

Westlich von Triponzo im Bereich des Profils A—A' (Abb. 6, Tab. 3) findet sich der Rest eines Schotterkörpers in einer Mächtigkeit von ca. 5 m. Die Kiese liegen dem gefalteten Gebirge auf und werden von mächtigem Travertin überlagert. Ihre Oberfläche liegt bei ca. 18 m über Neraspiegel. Im Bereich des Profils B—B' sind in 15 bis 20 m Höhe über Fluß deutliche Verebnungsstufen zu erkennen. Auch im Engtal unmittelbar bei Triponzo (Profil C—C') finden sich in der gleichen Höhe 3—4 m mächtige Schotter, die stark verkittet sind. Randlich greifen sie auf das gefaltete Gebirge über; an ihrer flußwärtigen Seite werden sie von Travertin unter- und überlagert. Oberhalb der Travertinbarre von Triponzo fehlen im Neratal bis nordöstlich der Profillage K—K' ähnlich hochgelegene Flächenreste. Einige Hangschultern in diesem Abschnitt lassen sich nicht eindeutig in das Terrassensystem einordnen. Oberhalb der Profillinie K—K' ist die Untere Terrasse weitverbreitet wieder gut auszuhalten, ihr Absinken von 8 m über Fluß bis auf die Flußau bei Belforte ist kontinuierlich zu verfolgen. Im Cornotal sind Reste der Unteren Terrasse in der Umgebung der Profillage E—E', von 6—7 m absinkend bis auf 3—4 m über Flußspiegel, erhalten geblieben.

Obwohl die Reste der Unteren Terrasse sehr viel weniger zahlreich sind als die der Oberen Terrasse, läßt sich in Anpassung an die Gefällskurve der Oberen Terrasse eine Gefällskurve auch für die Untere Terrasse konstruieren, die zeigt, wie die Terrassenoberfläche flußaufwärts an Höhe verliert und auf die Aue aufläuft (Abb. 8).

Talaua oder Hochflutbett

Unterhalb der Engstelle von Triponzo ist innerhalb des Travertingebietes (bei Punkt 382) eine relativ weite Talaua ausgebildet, die 2—4 m von der Nera unterschritten ist. Die in der Aue anstehenden Sedimente bestehen aus kalkreichen Schluffen, Sanden und Kiesen. Sie wird alljährlich von den Hochwässern der Nera überflutet. Im eigentlichen Engtal selbst ist das Bett der Nera nahezu frei von Sediment, nur einzelne Sand- und Kiesbänke sind zu beobachten. Der Fluß verläuft hier über Travertin oder über gefalteten Kalkstein. Die Ufer steigen klammartig steil, z. T. über 60 m hoch, an.

Oberhalb der Travertinbarre hält sich die schmale, bei Hochwässern überflutete, 1—3 m hochgelegene Talaua der Nera und des Corno eng an die Flußläufe. Erst in dem Bereich, wo die Untere und die Obere Terrasse auf die jüngste Fläche auflaufen, gewinnt die Aue wieder die gesamte Breite des Tales.

Die geologische Entwicklung

Aus der Beschreibung der geologischen und morphologischen Gegebenheiten läßt sich die Entwicklung des kartierten Talabschnittes ableiten (Abb. 7). Vorteilhaft im Vergleich zu dem Gebiet Terni-Marmore wirkt sich hier aus, daß durch ¹⁴C-Datierungen und Pollenanalysen die Altersstellung von Teilen des Geschehens fixiert werden kann. Etwa 7000 v. Chr. wurde das Neratal in der Enge von Triponzo verriegelt, die Flüsse Nera und Corno wurden aufgestaut und es bildeten sich langgestreckte schmale Talseen, die sich mit limnischen Sedimenten füllten, mit deren Hilfe die Altersdatierung möglich ist.

Die Ursachen der Talverstopfung könnten durch einen Klimawechsel bedingt sein, der die Abscheidung von Kalksinter aus den aus den seitlichen Talhängen austretenden Wäs-

sern verstärkte, so daß es zu einer ersten Barre im Engtal kam. Die klimatische Entwicklung während des Holozäns in Mittelitalien ist jedoch noch zu unbekannt, um hier zu sicheren Schlüssen zu kommen. Naheliegender ist es jedoch, die Ursache der Versperrung mehr in lokalen Ereignissen zu suchen. So ist es z. B. denkbar, daß das Tal an einer Engstelle durch einen Erdbeben in einem bereits vorhandenen Travertin oder in den Hangschuttmassen auf dem Grundgebirge, durch Unwetter verursacht, versperrt wurde. Aufgeschlossen sind derartige Erdrutschmassen heute nicht, da der untere Teil der Steilhänge im Engtal mit einer mehrere Meter dicken Hangtravertin-Tapete bedeckt ist, die alles verhüllt. Hinweise auf einen aufgearbeiteten Bergsturz geben vielleicht die großen Hangschuttblöcke, die im Bereich des Profils A—A' beobachtet wurden. Vor dieser Sperre bildete sich ein Wasserfall, durch den die Travertinausfällung intensiviert wurde, hinter ihr entstand ein langgestreckter See. Mit dem weiteren Auf- und Vorwachsen der Barre hob sich auch der Seespiegel, der See entwässerte z. T. versickernd, z. T. als Wasserfall über die Travertinbarre. Das Seebecken wirkte als Schuttfänger für das von den Flüssen hertransportierte Material. In den oberen Teilen des Sees setzte sich das gröbere Material ab, weiter talabwärts das feinere Sediment. Von den steilen Seerändern wurde, ähnlich wie heute am See von Piediluco, kaum grobes Sediment in den See hineingeschüttet.

Im Cornotal kamen im Hauptteil des Sees zuerst die limnischen Sedimente der Serie I zum Absatz. Nach der Untersuchung der Ostrakoden durch G. LÜTTIG (Tab. 2) kommen in den Proben aus den Abschnitten Ia und Ib (Abb. 7) Formen der Seemitte und des zeitweilig austrocknenden Ufer(moor)gürtels vor. Im höheren Teil des Abschnittes Ic gesellen sich Quellformen dazu und gewinnen z. T. die Oberhand. In diesem Bereich wurden auch eingeschwemmte Landschnecken nachgewiesen. Der See wurde seichter und verlandete zeitweise; aus den von den Talrändern her zugeführten Quellwässern wurden Travertinstotzen abgesetzt. Rinnsale, die in der Schneeschmelzperiode und bei Unwettern jedoch größere Wassermengen führten, erodierten diesen Travertin z. T. wieder und hinterließen schräg geschichtete Travertinkiese und -sande, die später z. T. wieder durch Kalk verkittet wurden. Örtlich entstanden Restseen (Proben 9 und 11, Tab. 2), in denen sich noch kalkreiche Trübe ablagerte, und kleine Erlenbruchwaldmoore. Der Umschlag von der limnischen Sedimentation der Serie I zu den wechselhaften Ablagerungen der Serie II scheint im Cornotal von Süden nach Norden zu einem späteren Zeitpunkt vor sich gegangen zu sein: Im Bereich der Profillage E—E' herrschte vor ca. 3000 v. Chr. bereits der Sedimentationstyp der Serie II, während im Bereich der Profillage D—D' der Umschlag erst etwa 2000 v. Chr. erfolgte. Die Sedimentation der Serie II dauerte im Cornotal bis etwa 1000 v. Chr. an. Im Neratal hielt sich die offene Wasserfläche und damit die vorwiegend limnische Sedimentation länger.

Aus den vorliegenden ¹⁴C-Altersdaten läßt sich berechnen, daß die durchschnittliche Sedimentationsgeschwindigkeit im Cornotal in der Serie I durchschnittlich 0,7 cm pro Jahr, in der Serie II durchschnittlich 1 cm pro Jahr betrug. Das Pollendiagramm (Bearbeiter H. MÜLLER, Abb. 7) zeigt an, daß die Wälder in der Umgebung des Sees vorwiegend aus Rotbuchen (*Fagus*), Eichen (*Quercus*) und Hopfenbuchen (*Ostrya*) bestanden haben. In der in Abb. 7 als Eichenmischwald zusammengefaßten Gruppe überwiegt fast immer die Eiche sehr stark, lediglich in Probe 7 übertrifft der Eschenanteil (*Fraxinus excelsior*, 23%) den der Eiche (20%). Neben den o. g. Pollen sind in den meisten Proben auch Hainbuche (*Carpinus*), Ahorn (*Acer*), Kiefer (*Pinus*) und Ulme (*Ulmus*) regelmäßig vorhanden. Fichte (*Picea*) und Birke (*Betula*) fehlen dagegen weitgehend, Zypresse (*Cupressus*), Tanne (*Abies*), Kastanie (*Castanea*) und vielleicht auch Walnuß (*Juglans*) anscheinend völlig in der Umgebung der Probenentnahmestelle. Erle (*Alnus*) kommt stark überwiegend in dem Erlenbruchwaldtorf im obersten Teil der Serie II vor. Hinweise auf die Tätigkeit prähistorischer Ackerbau- und Viehzuchtkulturen sind durch das Vorkommen von Siedlungsanzeigern wie Pollen von Spitzwegerich (*Plantago cf. lanceolata*), aber

auch von Meldengewächsen (Chenopodiaceen), Beifuß (*Artemisia*) und Gräserpollen vom „Getreidetyp“ gegeben.

Der etwa mit einem „Getreidetyp“-Gipfel zusammenfallende Rückgang der Rotbuche und der Hainbuche und der Anstieg der Haselkurve (*Corylus*), gefolgt von einem Gipfel der Eschenkurve und dem anschließenden Wiederanstieg der Buchenpollenkurve im unteren Teil der Serie II (Proben 5—8), ist wohl als durch menschliche Rodungstätigkeit im Spätneolithikum bis in die frühe Eisenzeit (bis etwa Villanova) bedingte Entwaldungsphase und anschließende Sekundärwaldsukzession zu deuten, was vermutlich auch für den jüngeren Haselgipfel im höheren Teil der Serie II (Proben 11 bis 12) zutrifft. Es ist jedoch festzuhalten, daß auf Grund der nur mäßig hohen Pollenwerte der niederen Pflanzen auch die obersten untersuchten Proben der Serie II (¹⁴C-Alter ca. 1200 v. Chr.) noch älter sind als die erste starke menschlich bedingte Entwaldung, die wahrscheinlich in etruskischer Zeit stattfand. Diese aus der Pollenanalyse gewonnenen Vorstellungen stimmen sehr gut mit den ¹⁴C-Altersdatierungen überein, die für die höchste Probe der Serie II, 1,5 m unter Oberkante der Talsedimente, ein Alter von ca. 1200 v. Chr. angibt, d. h., daß also die Sedimentation der Serie II etwa um 1000 v. Chr. beendet war.

Historiker (s. z. B. M. PALLOTINO, 1965) nehmen an, daß die Etrusker etwa ab 800 v. Chr. als abgrenzbare Volksgruppe auftreten. Obwohl das Untersuchungsgebiet nicht dem geschlossenen Siedlungsgebiet der Etrusker angehörte, hat es doch als stark etruskisch beeinflusstes unmittelbares Randgebiet zu gelten, aus dem Holz für den Schiffbau und vor allem für den Bergbau und die Erzverhüttung (im Gebiet der Tolfa-Berge im Südteil des etruskischen Siedlungsgebietes) auf dem Wasserwege ausgeführt wurde.

Es ist naheliegend, die erste starke Entwaldung in etruskischer Zeit für den Umschlag von der limnischen Sedimentation im Neratal und der wechselnd krenogen-limnisch-fluviatilen Sedimentation im Cornotal (Serie II) in die rein fluviatile Sedimentation der Schotter der Oberen Terrasse, die, wie oben beschrieben, später als 1000 v. Chr. erfolgte, und vor allem für die anschließende Erosion bis auf die Höhe der Basis der Unteren Terrasse verantwortlich zu machen. Diese erste stärkere Entwaldung bedingte sicherlich eine größere Veränderung des Lokalklimas und der Wasserführung der Flüsse. Sie beeinflusste wesentlich die Menge des von der Erosion den Flüssen zur Verfügung gestellten Materials. Der Umschlag von der Sedimentation zur Erosion ist wohl nicht durch das Aussetzen der Travertinabscheidung bedingt, die auf eine überregionale Klimaveränderung zurückzuführen wäre; denn es läßt sich nachweisen, daß die Kalkausfällung abseits der Gebiete, die von der Erosion berührt wurden, weiterging, wie die jeweils jüngeren Travertine auf den Schottern der Oberen und der Unteren Terrasse anzeigen, und wie heute Erosion und Kalkausfällung unmittelbar nebeneinander stattfinden.

Der durch die Ablagerung der Unteren Terrasse vor allem im Engtal (bei Triponzo) nachgewiesene Wechsel von Erosion (bis auf die Basis der Unteren Terrasse) — Akkumulation (Schotterkörper der Unteren Terrasse) — Erosion (bis auf die heutige Erosionsbasis oder bis auf die Basis der Talau), die dann lokal wieder von einer Akkumulation abgelöst wurde (Talauen-Sedimente) läßt sich vielleicht ebenfalls durch jüngere intensive Waldrodungsperioden in römischer Zeit und im Mittelalter erklären. Derartige römische und mittelalterliche Erosions- und Akkumulationsphasen sind auch auf Sizilien und im la Crescenza-Tal, 10 km nördlich von Rom, bekannt geworden (JUDSON, 1963).

Heute geht im Untersuchungsgebiet während des größten Teiles des Jahres eine rückschreitende Erosion vor sich. Bei Hochwässern werden in den Talauen vorwiegend feinkörnige Sedimente abgesetzt, lokal werden die Talauen auch durch bei Unwettern abgehende Hangschuttmassen erhöht. Die Gefällskurven der Nera und des Corno sind innerhalb des Travertinvorkommens und des ehemaligen Seebereiches deutlich steiler als ober- und unterhalb dieser untersuchten Gebiete.

3. Schlußfolgerungen und Zusammenfassung

Wie sich im Velino- und Neratal bei Marmore zeigen läßt, können in einem einheitlichen Talsystem durch den Einfluß von Travertinbarren gleichaltrige Sedimente fluviatiler Genese und gleicher Zusammensetzung in Höhen abgelagert werden, die eine Differenz von 150 bis 160 m aufweisen. Nach der evtl. vollständigen Ausräumung von Travertinbarren durch jüngere Erosion können heute im Mittelmeergebiet Terrassenreste erhalten bleiben, die trotz eines derartig großen Höhenunterschiedes der Lagen ihrer Oberfläche gleichaltrig sind.

Etwa 50 m über Fluß gelegene, gut verfolgbare Terrassenreste bei Triponzo sind weniger als 3000 Jahre alt und gehören mit größter Wahrscheinlichkeit in die etruskische Zeit. Die Terrassenoberfläche dieser Oberen Terrasse verliert von der Travertinbarre flußaufwärts an Höhe, sie nähert sich der rezenten Aue und fällt nach 5 bis 8 km mit ihr zusammen. Eine jüngere Untere Terrasse liegt bei der Travertinbarre ca. 20 m hoch und läuft ebenfalls flußaufwärts auf die rezente Aue auf.

In einem Zeitraum von ca. 6000 Jahren (7000—1000 v. Chr.) setzten sich bei Triponzo in einem durch eine Travertinbarre gestauten See 30 bis 35 m mächtige limnische (Serie I) und 15 bis 20 m mächtige limnisch-krenogen-fluviatile Sedimente (Serie II) ab. Die durchschnittliche Sedimentationsgeschwindigkeit in der Serie I betrug 0,7 cm pro Jahr, in der Serie II etwa 1 cm pro Jahr.

Die bisher durch die Pollenuntersuchung gewonnenen Ergebnisse zeigen u. a., daß während der Ablagerung der limnischen Sedimente bei Triponzo vor der etruskischen Zeit bereits in der Umgebung des Untersuchungsgebietes prähistorische (neolithische bis früh-eisenzeitliche) Ackerbau- und Viehzuchtkulturen vorhanden waren.

Am gut aufgeschlossenen Profil der vorwiegend limnischen, pollen- und großrestrichen Sedimente südlich von Triponzo (s. Abb. 7) besteht die Möglichkeit, im Anschluß an die hier vorgelegte Übersicht einen detaillierten paläobotanischen Einblick in die z. T. anthropogen beeinflusste Florentwicklung des von ca. 7000 bis 1000 v. Chr. reichenden Abschnittes des Holozäns zu gewinnen und ein Standardprofil für den gebirgigen Teil Mittelitaliens aufzustellen.

Als auslösendes Moment für den Beginn oder das Aussetzen der Kalkabscheidung in den talversperrenden Travertinbarren können lokale Ereignisse und Gegebenheiten wirksam sein, wie z. B. Bergrutsche oder das Erreichen des Endes eines Engtales. Überregionale Klimaänderungen scheinen, zumindest bei dem jungen Travertin von Triponzo, von untergeordneter Bedeutung zu sein oder das Geschehen lediglich zu beschleunigen oder zu verlangsamen. Der Wechsel Erosion—Akkumulation—Erosion usw. in den Flußtälern ist vorwiegend durch anthropogene Einflüsse, vor allem durch Waldrodung, bedingt. Auch hier scheinen überregionale Klimaänderungen nur einen unwesentlichen Einfluß gehabt zu haben. Im Gebiet von Triponzo bewirkte z. B. wohl die erste starke menschliche Rodungstätigkeit in der etruskischen Zeit den Umschlag von der vorwiegend limnischen Sedimentation in eine rein fluviatile und vor allem die anschließende Erosion bis auf die Basis der tiefergelegenen Unteren Terrasse. Jüngere Erosionsphasen sind in diesem Gebiet vielleicht durch die Entwaldung in römischer und mittelalterlicher Zeit hervorgerufen worden.

In engen Tälern der Kalksteingebiete des Mittelmeerraumes, die durch Travertinbarren zeitweise versperrt werden können, ist es nicht möglich, Terrassen- und Verebnungsreste nach ihren Höhenlagen und der gleichartigen petrographischen Zusammensetzung zu korrelieren. Bei dem Versuch, über alte Talbodenreste derartiger Täler die quartäre Sedimentfüllung intramontaner Becken mit den quartären Ablagerungen der Hauptflüsse oder mit marinen Bildungen zu verknüpfen, um sie auf diesem Wege in das stratigraphische Schema des Quartärs einzustufen, ist also, abgesehen von den Fehlerquellen, die durch tektonische und epirogenetische Einwirkungen gegeben sind, Vorsicht geboten.

4. Literatur

- BERTOLDI, R.: L'oscillazione di Bölling riscontrata in un deposito lacustre tardo-glaciale della Valle Padana per mezzo di studi pollinologici e datazione con il metodo del carbonio radioattivo. *Studi Trentini Sci. Nat.*, B, **42**, 2, 193-201, Trento 1965.
- DEVOTO, G.: Lacustrine Pleistocene in the Lower Liri Valley (Southern Latium). *Geologica Romana* **4**, 291-368, Roma 1965.
- JUDSON, S.: Erosion and Deposition of Italian Stream Valleys During Historic Times. *Science* **140**, 898-899, Washington D. C., 1963.
- LONA, F.: I Depositi lacustri Euganei: Archivio Palaeontologico del tardo glaciale e del periodo postglaciale. *Ist. Studi Adriatici, Mem. Biogeogr. Adriat.* **5**, 3-11, Venezia 1957. - - Studio pollinologico del deposito lacustre di Fimon (Vicenza). *Ist. Studi Adriatici, Mem. Biogeogr. Adriat.* **5**, 13-17, Venezia 1960.
- LONA, F. & RICCIARDI, E.: Reperti pollinologici nei depositi pleistocenici del bacino lacustre del Mercure (Italia meridionale, regione Lucano-Calabra). *Pollen et Spores* **3**, 85-92, Paris 1961.
- LÜTTIG, G.: Stratigraphische Bemerkungen zum nichtmarinen Quartär Mittelitaliens. *Geol. Jb.* **76**, 651-662, Hannover 1958. - - Die nichtmarinen „neogenen“ Becken im Mittelmeerraum und ihre Bedeutung für die Stratigraphie. *Int. Union Geol. Sci., Comm. Strat., Comitee Mediterr. Neog. Stratigr., Proceed. 3rd Sess. Berne*, 148-157, Leiden 1966.
- PALLOTINO, M.: Die Etrusker. *Fischer-Bücherei des Wissens* **604**, 292 S., Frankfurt a. M. 1965.
- VINKEN, R.: Über das Altpleistozän und die Flußterrassen im Gebiet des mittleren Tibers. *Eiszeit-alt. u. Gegenw.* **14**, 35-52, Öhringen 1963.

Anschrift des Verf.: Dr. Reiner Vinken, Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Die Felsnische Uppony I (Nordungarn)

Von DÉNES JÁNOSSY, ENDRE KROLOPP & KARL BRUNNACKER

Mit 5 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung. Die Felsnische von Uppony I, im Norden des Bükk-Gebirges, Ungarn, lieferte eine reiche Säugetier- und Molluskenfauna. Die Wurzeln der Säugetier-Fauna liegen bis zu einem gewissen Grad im „Biharium“. Für die obersten Abschnitte der Sedimentfüllung darf Einstufung in eine Kaltphase vor der Rißzeit (i. e. S.) angenommen werden. Die Molluskenfauna, im Gesamtzeitraum sich nicht grundsätzlich verändernd, besteht aus Arten des Waldes und des offenen Geländes, wozu sich oben Elemente des Lösses gesellen.

Fledermäuse treten in den tiefsten Schichten, die dem Sediment nach weiter innen im ursprünglichen Höhlenraum abgelagert wurden, in größerer Zahl auf. Die Wühlmaus-Reste, aus Eulengewöllen stammend, häufen sich eher bei Umbildung zur Felsnische infolge Rückwitterung des Traufes. Dabei ist eine, parallel mit der Veränderung der Sedimentation zu beobachtende Anreicherung von Wald bewohnenden Arten bzw. der sibirischen Wühlmaus vorhanden.

Summary. The rock-overhang, Uppony I, located in the northern part of the Bükk-Mountains, Hungary, has yielded a rich fauna of mammals and molluscs. The origins of these mammalian fauna are to be sought as far back as the 'Biharium'. The uppermost parts of the sediment-fill can be considered to belong to a cold phase before the Riss Glacial (s. s.) The molluscan fauna, which does not show any fundamental differences throughout the time involved, consists of species belonging to both the forest and open spaces. At the highest levels some loess elements appear in the association.

Bats occur most abundantly in the deepest layer which, according to the sedimentary evidence, were deposited well within a cave environment. Vole remains from owl pellets are found preferentially in the fill deposited following the regression of the cave into a mere overhang. The dominance of forest-dwelling species in the lower levels is replaced in the higher, in association with the change in the nature of the fill, by the opposite arrangement. This is expressed in the predominance of the Siberian vole.

Im Jahre 1949 führte der Archäologe L. VÉRTES Grabungen in verschiedenen Höhlen und Felsnischen der Umgebung der Gemeinde Uppony (Komitat Borsod, Nordungarn, in den nördlichen Ausläufern des Bükk-Gebirges) durch. In einer dieser Lokalitäten, die er „Felsnische Uppony Nr. I.“ benannte, wurden Ablagerungen mit einer stratigraphisch indifferenten Groß-Säugerfauna gefunden, die Schichten waren aber nicht kulturführend (VÉRTES 1950). Unter den Säugerfunden erregten unter anderen einige Knochen eines kleinen Löwen und eines eigentümlichen Ovicaprinen den Verdacht, daß hier ein Abschnitt des älteren Pleistozäns vorliegt. Deswegen wurden im Jahre 1963 die Reste der stehen gebliebenen Ablagerungen ausgebeutet und mit unerwartet reichem Erfolg nach Kleinwirbeltieren in ihrem ganzem Umfange durchschlämmt. Gegenüber den durch etwa 300 Knochen vertretenen 10 Säugerarten aus dem Jahre 1949 wurden 1963 etwa 4 000 Funde gesammelt, auf Grund deren 70 Säugetierformen bestimmt werden konnten.

Die Felsnische liegt in einem Engpaß, in 47 m Höhe über dem Talniveau und in 287 m Meereshöhe. Ihre Mündung blickt nach NNW. Der Grundriß der Felsnische beträgt etwa 6 x 7 m, die Mächtigkeit der Sedimente lag bei 5 m und wurde in 13 Schichten abgeräumt (siehe Abb. 1).

Zwei vorläufige Mitteilungen wurden schon früher über die Fauna publiziert (JÁNOSSY 1965 a, b).

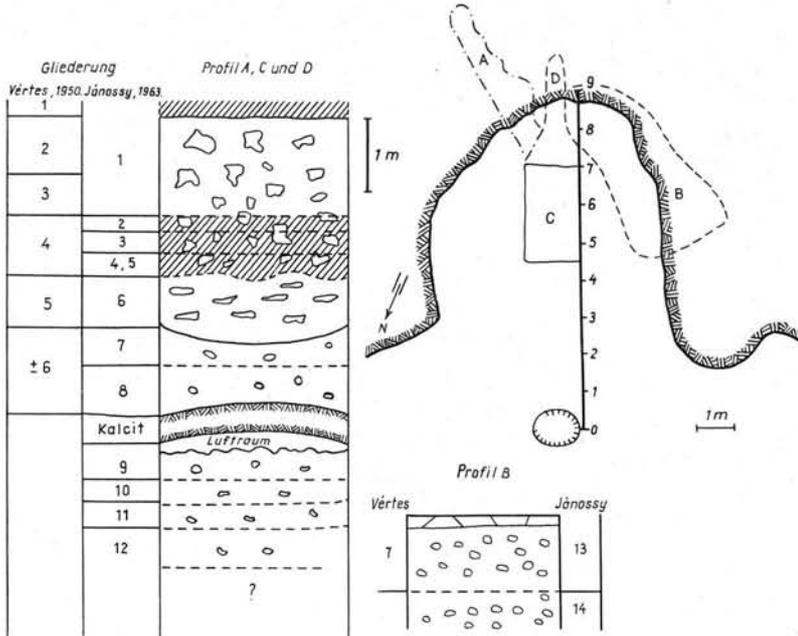


Abb. 1. Grundriß und schematische Profile der Ablagerungen der Felsnische Uppony I.

I. Die Wirbeltierfauna

(D. JÁNOSY)

Da Faunen von der Grenze Altpleistozän—Mittelpleistozän bis zum Ende des Mittelpleistozäns nicht häufig und stratigraphisch oft unsicher sind, ist die Vertebratenfauna dieser Felsnische von besonderem Interesse. In dieser Hinsicht hat die durch Schlämmen gewonnene Kleinvertebratenfauna ein ganz neues Bild erzielt (Tab. I).

Die untersten Schichten (Nr. 9—13) enthalten eine reiche Mikrofauna vom Altpleistozän (Biharium von KRETZOI), charakterisiert durch *Drepanosorex savini*, altertümliche Fledermäuse (*Myotis schaubi*, *M. frater*, *M. baranensis*)¹⁾ und hauptsächlich die besten „Leitfossilien“ des Altpleistozäns, der *Mimomys savini*-Gruppe (siehe Faunentabelle I, Schicht 10; die Bearbeitung der Tiergesellschaft der anderen unteren Schichten ist noch nicht abgeschlossen).

Ausgehend von der Faunenliste der oberen Schichten (Nr. 1—8), könnten wir behaupten, daß die ganze Serie in geologischem Sinne „gleichaltrig“ ist, und daß zwischen Schicht 5—6 oder 6—7 eine kleinere Erosionsdiskordanz anzunehmen ist. Die Schichten 5—8 können besonders durch das Vorhandensein einer mittelgroßen Spitzmaus (*Sorex subaraneus*) und eines kleinen Siebenschläfers (*Glis sackdillingensis*) charakterisiert werden. Die besondere stratigraphische Lage dieser Schichten wird durch eine spezielle *Pliomys*-Art angedeutet, deren unterer erster Molar von den bisher bekannten Formen abweicht (in der Faunentabelle I unter „*Pliomys* sp.“ angeführt).

Unser besonderes Interesse verdient aber die Tiergesellschaft der oberen Schichten (Nr. 1—5). Diese Schichten können klimatisch mit einer Kältewelle gleichgestellt werden: die Dominanz der sibirischen Wühlmaus (*Microtus gregalis*), das Auftreten des Halsbandlemmings (*Dicrostonyx* sp.), der Schneemaus (*Microtus nivalis*), des Pfeifhasen (*Ochotona*)

1) Nach liebenswürdiger Bestimmung von G. TOPÁL.

Tabelle I
Wirbeltierfauna der Felsnische Uppony I

Gattung und Art	Ablagerungen									
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	10.	
<i>Lagopus cf. lagopus</i> L.	×	—	—	—	—	×	—	—	—	
<i>Lyrurus cf. tetrix</i> L.	×	×	×	—	—	—	—	—	—	
<i>Tetrao cf. urogallus</i> L.	×	—	—	—	—	—	—	—	—	
Aves	×	×	×	×	×	×	×	×	×	
<i>Talpa cf. europaea</i> L.	×	×	×	—	×	—	—	—	—	
<i>Talpa fossilis</i> PET.	—	—	—	—	—	—	×	×	×	
<i>Sorex a. macrognathus</i> JÁNOSSY	×	×	×	×	—	—	—	—	—	
<i>Sorex subaraneus</i> HELLER	—	—	—	—	×	×	×	×	×	
<i>Sorex minutus</i> L.	×	×	×	×	—	—	×	×	×	
<i>Drepanosorex savini</i> HINT.	—	—	—	—	—	—	—	—	×	
<i>Rhinolophus cf. ferrumequinum</i> SCHREB.	×	×	—	—	×	—	×	×	×	
<i>Rhinolophus cf. hipposideros</i> BECHST.	—	—	—	—	—	—	×	×	×	
<i>Rhinolophus cf. méhelyi</i> MATSCHIE.	—	—	—	—	—	—	—	—	×	
<i>Myotis cf. oxygnathus</i> MONT.	×	—	—	—	×	×	×	×	×	
<i>Myotis cf. daubentoni</i> KUHL.	—	—	×	—	×	×	×	×	×	
<i>Myotis cf. dasycneme</i> BOIE.	—	—	—	—	×	×	×	×	×	
<i>Myotis cf. mystacinus</i> KUHL.	—	×	—	×	—	×	×	—	×	
<i>Myotis cf. emarginatus</i> GEOFFROY	—	—	—	—	—	×	—	—	×	
<i>Myotis cf. bechsteini</i> KUHL.	—	—	—	—	—	×	×	×	×	
<i>Myotis cf. nattereri</i> KUHL.	×	—	×	—	×	×	×	×	×	
<i>Myotis cf. brandti</i> EVERS.M.	—	—	—	—	×	—	×	×	×	
<i>Myotis frater</i> ALLEN	—	—	—	—	—	—	—	—	×	
<i>Myotis baranensis</i> KORM.	—	—	—	—	—	—	—	—	×	
<i>Myotis schaubi</i> KORM.	—	—	—	—	—	—	—	×	×	
<i>Plecotus auritus</i> L.	×	×	×	—	×	×	×	×	×	
<i>Eptesicus nilssoni</i> KEYS. & BLAS.	—	×	×	—	×	×	×	—	sp.×	
<i>Barbastella barbastellus</i> SCHREB.	—	—	×	—	—	×	×	×	—	
<i>Vespertilio murinus</i> L.	—	—	—	×	—	—	—	×	sp.×	
<i>Miniopterus schreibersi</i> KUHL.	×	—	—	—	—	—	×	×	×	
Citellus major-Gruppe	×	×	×	—	—	×	—	—	—	
<i>Muscardinus cf. avellaniarius</i> L.	—	—	—	—	—	×	×	—	×	
<i>Glis sacedillingensis</i> HELLER	—	—	—	—	—	×	×	×	×	
<i>Sicista cf. betulina</i> PALL.	×	×	×	×	—	×	—	—	—	
<i>Apodemus sylvaticus</i> L.	×	—	×	—	×	×	×	×	×	
<i>Allocricetus bursae</i> SCHAUB.	—	×	—	×	×	×	×	×	×	
<i>Cricetus cr. major</i> WOLDR.	×	×	×	—	—	—	—	—	×	
<i>Pliomys cf. episcopolis</i> MÉH.	—	—	—	sp.×	—	sp.×	—	sp.×	×	
<i>Pliomys coronensis</i> M. (= <i>lenki</i> HELL.)	—	—	—	—	—	—	—	—	×	
<i>Mimomys savini</i> HINTON	—	—	—	—	—	—	—	—	×	
<i>Clethrionomys</i> sp.	×	×	×	×	×	×	×	×	×	
<i>Arvicola praeceptor</i> GR.	×	×	×	×	×	×	×	×	—	

Tabelle I (Fortsetzung)
Wirbeltierfauna der Felsnische Uppony I

Gattung und Art	Ablagerungen									
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	10.	
<i>Dicrostonyx</i> sp.	×	×	×	—	—	—	—	—	—	
<i>Pitymys</i> cf. <i>arvalidens</i> KRETZOI	×	×	×	—	×	×	×	×	×	
<i>Pitymys</i> <i>gregaloides</i> HINTON	×	—	×	—	—	—	—	—	—	
<i>Microtus</i> <i>gregalis</i> PALL.	×	×	×	×	×	×	—	—	—	
<i>Microtus</i> cf. <i>arvalis</i> PALL.	×	×	×	×	×	×	×	—	×	
<i>Microtus</i> <i>nivalis</i> MONT.	×	—	×	×	—	—	—	—	—	
<i>Microtus</i> <i>oeconomus</i> PALL.	×	×	×	×	×	×	—	—	—	
<i>Lepus</i> sp.	×	×	×	×	—	—	×	×	—	
<i>Ochotona</i> sp.	×	×	×	×	—	—	—	—	—	
<i>Canis</i> cf. <i>lupus</i> ssp.	×	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Vulpes</i> sp.	—	—	—	—	—	×	—	—	—	
<i>Mustela</i> cf. <i>erminea</i> L.	×	—	—	×	—	—	—	—	—	
<i>Mustela</i> cf. <i>nivalis</i> L.	×	×	×	—	—	×	—	×	—	
<i>Martes</i> sp.	×	—	—	×	—	—	—	—	—	
<i>Putorius</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	×	
<i>Meles</i> sp.	×	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Lutra</i> cf. <i>simplicidens</i> THENIUS	—	—	—	—	—	—	—	×	—	
<i>Ursus</i> <i>deningeri</i> REICH.	×	×	—	—	—	×	×	×	×	
<i>Leo</i> cf. <i>gombaszögensis</i> KRETZOI	×	×	—	—	—	×	×	×	×	
<i>Cervus</i> cf. <i>elaphus</i> L.	×	×	—	—	—	×	×	—	×	
<i>Capreolus</i> cf. <i>major</i> REGALIA	×	—	—	×	—	—	—	—	—	
<i>Ovis</i> <i>ammon</i> GR.	×	×	×	—	—	—	—	—	—	
<i>Bison</i> <i>priscus</i> BOJ.	×	×	—	—	—	—	—	—	—	

und des großen Ziesels (*Citellus major*-Gruppe), unter den Vögeln das Schneehuhn (*Lagopus* cf. *lagopus*) sprechen für ein kühleres Klima und geben den Eindruck einer jungpleistozänen Tiergesellschaft Mitteleuropas. Die folgenden Argumente sprechen aber sowohl gegen ein typisch altpleistozänes, wie gegen ein jungpleistozänes Alter der Ablagerungen und deren organischer Einschlüsse: unter den Spitzmäusen liegt eine bisher unbekannt große Form vor (*Sorex araneus macrognathus* JÁNOSY 1965, siehe Abb. 2). Wie das beiliegende Korrelationsdiagramm andeutet, weicht diese Form von den heutigen, wie den altpleistozänen Formen allometrisch ab. Der große Ziesel ist mit der bis jetzt aus Ungarn bekannt gewordenen altpleistozänen Ziesel-Art (*Citellus primigenius* KORMOS) nicht ident und ähnelt eher der jungpleistozänen *Citellus major*-Gruppe (früher „*Citellus rufescens*“ genannt). Eine besondere Stellung nimmt die Wasserratte ein, bei welcher die vordere Schlinge des unteren ersten Molaren bei allen Exemplaren eingeschnürt ist (*Arvicola greeni-praeceptor*-Gruppe), was bis jetzt nur bei einem Teil der altpleistozänen Formen zu beobachten war.

Demzufolge muß die frühere Benennung der Reste der großen Säuger revidiert werden: statt *Canis lupus* muß von einer Unterart des Wolfes gesprochen werden, statt „*Felis leo*“ von *Leo gombaszögensis*, statt *Ursus* „*spelaeus*“ und „*Ursus* sp.“ von einer evoluierten Form des *Ursus deningeri*-Formenkreises usw. Ein eingehender Vergleich der *Ovis*-

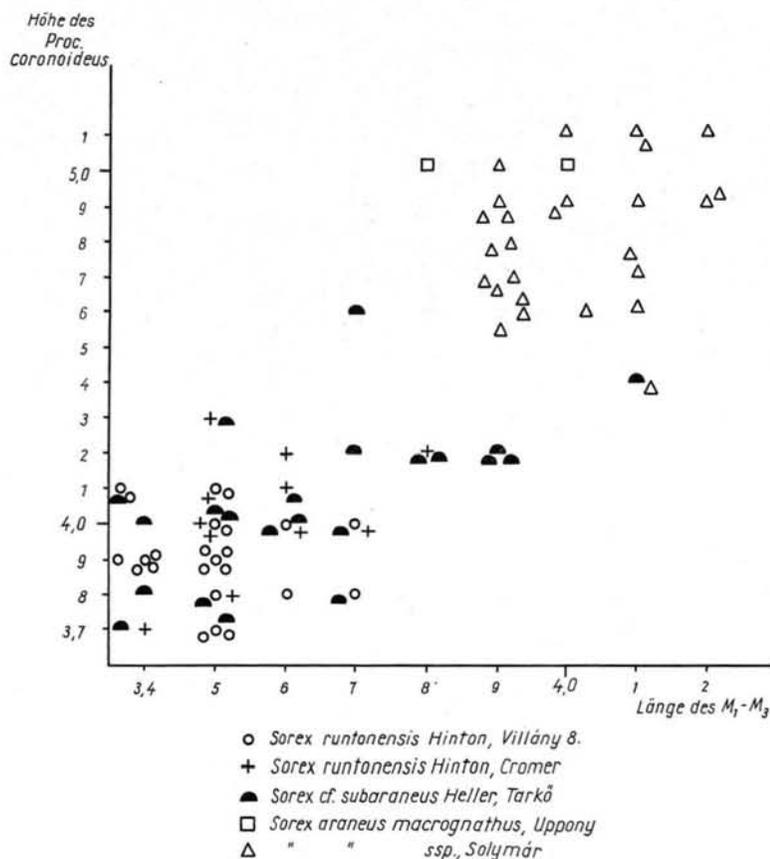


Abb. 2. Diagramm der Korrelation von Koronoidhöhe / M_1-M_3 -Länge bei verschiedenen großen *Sorex*-Arten des europäischen Pleistozäns.

Reste mit den entsprechenden Knochen des heutigen mittelasiatischen *Ovis ammon* beweist, daß diese Form der letzteren sehr nahe steht, es sind aber allometrische Abweichungen zu beobachten. Diese ausgestorbene *Ovis*-Art scheint an die „Upponyer Phase“ in dem Gebiet des Karpathenbeckens gebunden zu sein.

Werden die Prozentsätze der in klimatischer und stratigraphischer Hinsicht so bedeutungsvollen Wühlmäuse in einem Raumdigramm zusammengestellt (Abb. 3), so bekommen wir ein bemerkenswertes Bild. In den unteren Lagen (Nr. 7—8) sind die Waldbewohner (*Pitymys arvalidens* und *Clethrionomys*) in größerer Zahl vorhanden, wogegen oben (Nr. 1—4) die sibirische Wühlmaus (*Microtus gregalis*) dominiert, welche heute in den asiatischen Steppen und im Hochgebirge des selben Gebietes verbreitet ist. Es ist recht lehrreich, dieses „Wühlmausdiagramm“ mit jenem Diagramm zu vergleichen, welches K. BRUNACKER unabhängig von den faunistischen Untersuchungen über die Zusammensetzung des Sedimentes mit der Korngröße unter 0,2 mm Durchmesser zusammengestellt hat (Abb. 5). Im oberen Teil dieses letztgenannten Graphikons (Schicht 1 bis 8) ist die Lößfraktion in jenen Schichten in größerem Anteil vorhanden, in denen die sibirische Wühlmaus dominiert, während in den unteren Lagen, wo der Höhlenlehm sehr hohe Anteile erreicht, die feuchtigkeitsliebenden und waldbewohnenden Wühlmäuse in größerer Zahl vorhanden sind. So wird die klimatische Bedeutung der Wühlmäuse auch auf Grund physikalischer Daten gefestigt.

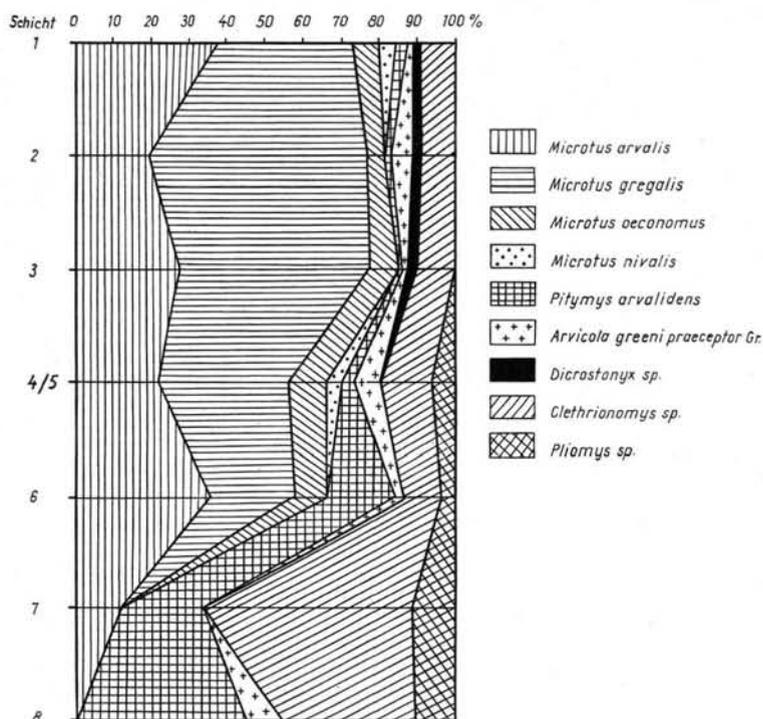


Abb. 3. Prozentuale Verteilung der Wühlmäuse in den verschiedenen Schichten der Felsnische Uppony I.

Endlich soll noch eine interessante ökologische Beobachtung erwähnt werden. Wie schon aus der Faunentabelle I hervorgeht, ist die Fledermausfauna der unteren Schichten bedeutend artenreicher als in den oberen. Nach der Zahl der Individuen ist dieser Unterschied noch ausgeprägter. Daraus geht klar hervor, daß in jener Zeit, als die unteren Schichten abgelagert wurden, noch eine Höhle vorhanden war, die sich später durch rück-schreitende Erosion in eine Felsnische umwandelte. In der Zeit der Höhle, in der das Sediment abgelagert wurde, hausten daselbst Fledermäuse in größerer Zahl, in der Zeit der Felsnische die Eulen, die dann durch ihre Gewölle die „Wühlmausfauna“ anhäuften. Mit diesen Beobachtungen steht jene Annahme K. BRUNNACKER's in völligem Einklang, der — wiederum ganz unabhängig von der Fauna — in den unteren Schichten von einer eingangsfernen Fazies, in den oberen von einer eingangsnahen Fazies des Sedimentes spricht.

Laut den hier angeführten faunistischen Daten, sowie an Hand der eingehenden Analyse der Tiergemeinschaft, deren Publizierung an einer anderen Stelle vorgesehen ist, kann zur Datierung der Sedimente folgendes festgestellt werden: Die Faunenwelle von Uppony, für welche ich die Bezeichnung „Upponyer Phase“ vorschlage, wurzelt noch stark im Biharium (KRETZOI, 1938, 1956), das konventionell dem „Günz/Mindel + Mindel“ entspricht. In Einzelheiten weicht sie aber von dieser Stufe deutlich ab. Die im vergangenen Jahre durchgeführte eingehende Untersuchung der allometrischen Umwandlungen der Bezahnung bzw. Mandibel verschiedener Arten (*Leo-*, *Ursus-*, *Sorex*-Arten usw.) spricht dafür, daß diese Phase auch vom Jungpleistozän recht weit entfernt steht. In Europa kennen wir wenig Analoga mit dieser Tiergesellschaft, und diese stammen auch von alten, stratigraphisch nicht einwandfrei gesammelten Fundschichten. Bemerkenswerte

Argumente sprechen dafür, daß die Fauna der oberen Schichten von Uppony mit den Äquivalenten des Heppenlochs (NEHRING 1890; KORMOS 1937; ADAM 1963 usw.) und mit der von Lunel-Viel (M. DE SERRES etc. 1839, E. HARLÉ 1910, M. FR. & E. BONIFAY 1965 usw.) wenigstens im geologischen Maßstab gleichzeitig ist. Mit welcher Glazialphase die Kältewelle von Uppony gleichgestellt werden kann, ist schon eine schwierigere Frage. In meinen vorherigen Mitteilungen über diese Fauna wurde ein riß-eiszeitliches Alter angenommen. Die seitherigen Untersuchungen machen eine Annahme wahrscheinlicher, daß es sich hier um eine ältere Periode handelt (Kältewelle innerhalb des Mindel-Riß-[Holstein-]Interglazials?).

II. Die Molluskenfauna

(E. KROLOPP)

Aus den Schichten der Felsnische Uppony I wurde eine reiche Molluskenfauna dem Verfasser von D. JÁNOSSY übergeben.

Gegenüber der mittelpleistozänen Vertebratenfauna, die größtenteils aus ausgestorbenen bzw. aus den heutigen allometrisch verschiedenen Arten besteht, bilden die Molluskenfauna hauptsächlich noch heute lebende Arten. Diese Erscheinung kann durch die verschiedene Evolutionsgeschwindigkeit der zwei Gruppen erklärt werden. Während die Vertebratenfauna in chronologischen und stratigraphischen Fragen entscheidend ist, liefert die Schneckenfauna dadurch, daß die Ökologie der noch heute lebenden Arten gut bekannt ist, bezüglich der Rekonstruktion der einstigen Umgebungsverhältnisse wichtige Daten.

Aus der pleistozänen Schichtfolge der Felsnische von Uppony konnten 56 Molluskenarten bestimmt werden (Faunentabelle II). Die Tiergesellschaft enthält meist Landschnecken, jedoch auch eine Muschel und 7 Wasserschnecken. Das Vorhandensein dieser Wasserarten kann dadurch geklärt werden, daß die Felsnische — bzw. einstige Höhle —, die heute in etwa 45 m über dem Talboden liegt, einst mit irgendeinem Wasser in Verbindung stand. Diese Annahme bestätigen auch die in großer Zahl vorhandenen Bruchstücke von Tertiärmollusken. Das Absinken der Erosionsbasis in so großem Maße kann mit pleistozänen bzw. postpleistozänen tektonischen Bewegungen in Verbindung stehen.

Unter den 48 Arten der Fauna der terrestrischen Schnecken sind 5 Arten für das Pleistozän Ungarns neu (*Acicula polita*, *Chondrina clienta*, *Pyramidula rupestris*, *Cochlodina cerata*, *Vittrina bielzi*). Diese, allgemein Gebirgsarten, sind laut der Literatur hauptsächlich aus interglazialen Ablagerungen bekannt (A. ZILCH & S. G. H. JAECKEL 1962, V. LOŽEK 1964).

Zur Verteilung nach ökologischen Einheiten kann folgendes gesagt werden:

Eigentliche Höhlenbewohner konnten in der Fauna nicht gefunden werden, einige hemitroglobionte Schnecken wurden jedoch zu Tage gefördert (z. B. *Oxychilus depressus*, *Vittrina bielzi*). Die anderen Arten, also die Hauptmasse der Tiergesellschaft, verteilt sich auf zwei größere Gruppen, einerseits in die Gruppe der Waldbewohner und andererseits in die der Felsenbewohner bzw. der Bewohner felsiger Wiesen. Der Artenzahl nach wiegen die Waldarten vor. Die in freiem Gebiet lebenden Formen liefern jedoch zahlenmäßig weitaus die größere Menge (um 70 %).

Der Vergleich der Faunen der einzelnen Schichten wird dadurch erschwert, daß nur das Material von 4 Schichten statistisch gewertet werden konnte. So viel kann allerdings festgestellt werden, daß zwischen den auf Grund der Vertebratenfauna als Mittelpleistozän gedeuteten oberen und zum Biharium gehörenden unteren Schichten keine faunistischen Verschiedenheiten bestehen. Diese Erscheinung beweist von neuem, daß die Schneckenfauna wegen der relativ langen Lebensdauer der einzelnen Spezies für die Gliederung kurzer Zeitspannen nicht geeignet ist. Die ähnliche Zusammensetzung der Tiergesellschaft

Tabelle II
Schneckenfauna der Felsnische Uppony I

Artenname	Nr. der Schicht															
	1	2	3	4	5	6		7	8	9	10		11		12	
	St	St	St	St	St	St	%	St	St	St	St	%	St	%	St	%
<i>Pisidium</i> sp. indet.			1			1										
<i>Valvata piscinalis</i> (MÜLL.)						1										
<i>Bithynia leachi</i> (SHEPP.)											1					
<i>Galba truncatula</i> (MÜLL.)	1					2										
<i>Planorbis planorbis</i> (L.)	2															
<i>Anisus vorticulus</i> (TROSCH.)															1	
„ cfr. <i>spirorbis</i> (L.)						1										
<i>Gyraulus albus</i> (MÜLL.)						2					1					
insgesamt:	3		1			7					2				1	
<i>Carychium</i> cfr. <i>tridentatum</i> (RISSO)									1							
<i>Acicula polita</i> (HARTM.)						4	0,3		1						1	0,2
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	1															
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLL.)						1	0,1								1	0,2
„ <i>lubricella</i> (PORRO)						1	0,1									
<i>Abida frumentum</i> (DRAP.)	7	3	7		3	439	29,8	15	6	1	37	27,2	11	13,3	172	38,6
<i>Chondrina clienta</i> (WEST.)	1		1			6	0,4	+			1	0,7			5	1,1
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	+	1	+		+	29	2,0	1			2	1,5			21	4,7
„ <i>sterri</i> (VOITH)						13	0,9									
„ <i>triplicata</i> (STUD.)			1													
<i>Vertigo angustior</i> (JEFF.)						1	0,1									
<i>Truncatellina claustralis</i> (GREDL.)						1	0,1									
<i>Orcula dolium</i> (DRAP.)	1															
„ <i>doliolum</i> (BRUG.)	1															
<i>Columella edentula</i> (DRAP.)													2	2,4		
<i>Pyramidula rupestris</i> (DRAP.)						20	1,4	1	1		4	2,9	1	1,2	5	1,1

<i>Vallonia pulchella</i> (MÜLL.)			1			64	4,4	2	1			4	4,8	9	2,0	
„ <i>costata</i> (MÜLL.)	4	2	3			526	35,8	6	13		28	20,6	21	24,7	12	25,2
„ <i>cfr. tenuilabris</i> (A. BR.)				1												
<i>Chondrula tridens</i> (MÜLL.)	+		1													
<i>Ena montana</i> (DRAP.)						1	0,1				+		1	1,2		
<i>Cochlodina laminata</i> (MONTG.)	+	+	+			1	0,1									
„ <i>cerata</i> (RM.)											2	1,5	1	1,2		
<i>Clausilia dubia</i> DRAP.	+	+	+	1		+		1			+		+			+
„ <i>pumila</i> C. PFR.	+	+	+		2	+			1		+		+			+
„ <i>cruciata</i> STUD.	+				2	+					+		+			+
<i>Iphigena plicatula</i> (DRAP.)						+					+				99	22,2
<i>Laciniaria cana</i> (HELD.)													+			
„ <i>sp. indet.</i>						+										
<i>Ruthenica filograna</i> (RM.)		+	+			+					+		+			+
Clausilidae indet.	17	6	10			278	18,8	3	4		45	33,0	31	38,0		
<i>Discus ruderatus</i> (FÉR.)		1				6	0,4	+		1	1	0,7			2	0,4
<i>Vitrea crystallina</i> (MÜLL.)	1	+	3			20	1,4	2	1		5	3,7	2	2,4	9	2,0
„ <i>contracta</i> (WEST.)						1	0,6									
<i>Aegopinella pura</i> (ALD.)			1			8	0,5						1	1,2		
<i>Oxychilus depressus</i> (STERKI)											1	0,7				
<i>Perpolita radiatula</i> (ALD.)	1					12	0,8				1	0,7				
<i>Euconulus fulvus</i> (MÜLL.)	6															
<i>Vitrina bielzi</i> KIM.			1			1	0,1						1	1,2		
<i>Semilimax semilimax</i> (FÉR.)	1		1			2	0,2				2	1,5	2	2,4		
„ <i>cotulae</i> (WEST)	7		1													
<i>Limax</i> sp. indet.	2					1	0,1						1	1,2		
<i>Fruticicola fruticum</i> (MÜLL.)						1	0,1									
<i>Trichia</i> sp. indet.								+								
<i>Zenobiella cfr. incarnata</i> (MÜLL.)											1	0,7	2			
„ <i>vicina</i> (RM.)					+								2	2,4		
<i>Perforatella bidentata</i> (GMEL.)						1	0,1									
<i>Soosia diodonta</i> (FÉR.)		+				1	0,1									
<i>Helicigona lapicida</i> (L.)	2		1			14	1,0	1		1	3	2,2	2	2,4	5	1,1
Helicidae indet.	2	1				11	0,8			+	3	2,2			5	1,1
insgesamt:	54	14	32	2	7	1464	100,1%	32	27	4	136	99,8	83	100,0	446	99,9

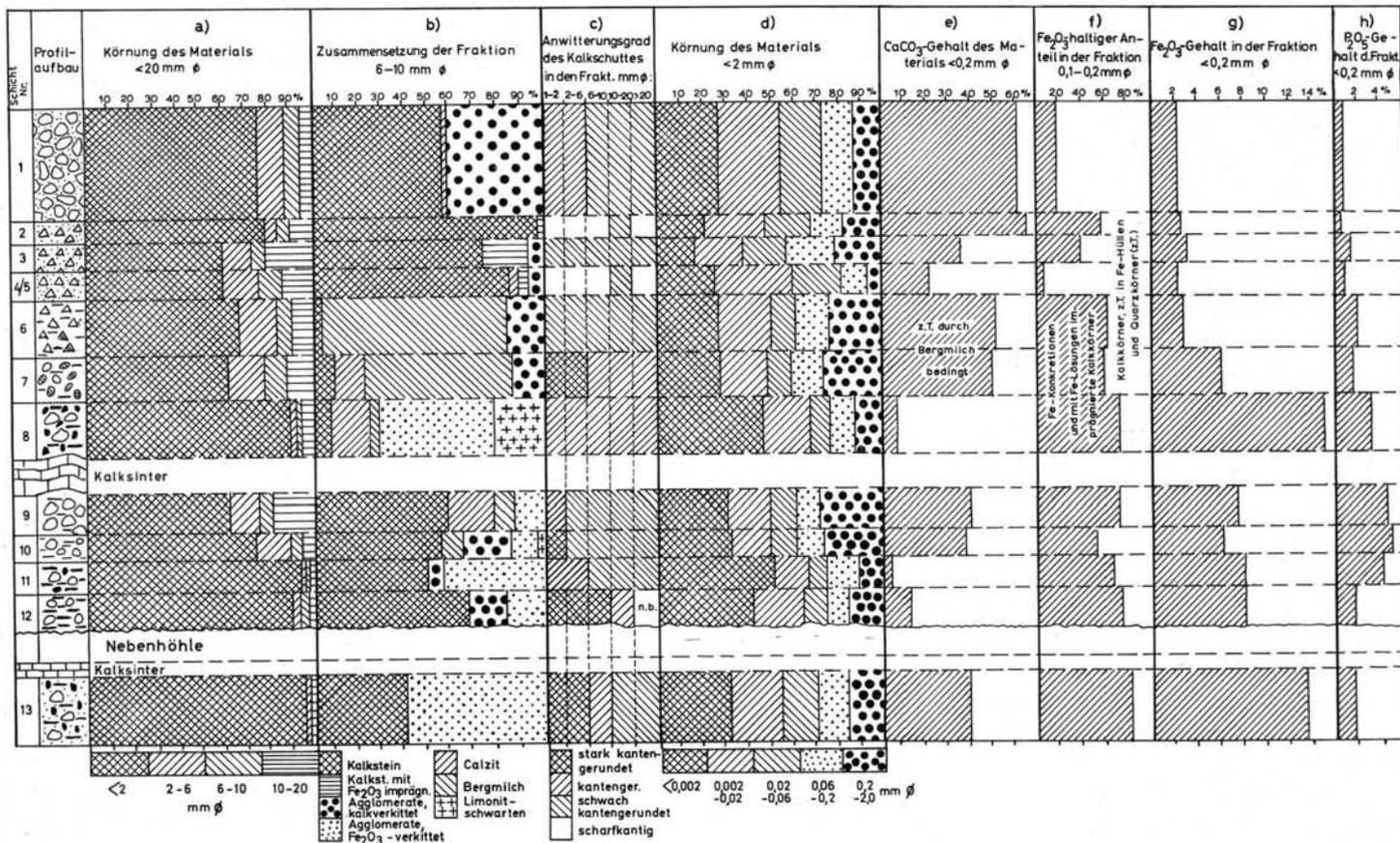


Abb. 4. Sedimentanalysen von Uppony I.

ten spricht gleichzeitig dafür, daß die klimatischen Verhältnisse und die Vegetation in beiden Stufen einander sehr nahe standen. Für eine bedeutende Abweichung spricht dagegen die Schneckenfauna der oberen Schichten der mittelpleistozänen Schichtenreihe gegenüber den anderen. In den Proben der Schichten Nr. 1—3 wurden einige Formen vorgefunden, die in tieferen Niveaus fehlen (*Succinea oblonga*, *Pupilla triplicata*, *Orcula dolium*, *Euconulus fulvus*). Diese charakterisieren allgemein die Lößfauna Ungarns. Bemerkenswert ist dabei das Vorhandensein von *Semilimax kotulae*. Diese Art konnte ich unlängst aus unserer Lößfauna von Transdanubien, aus dem Jungpleistozän (Würm) von Tihany, in der Gesellschaft ausgesprochener kälteliebender Arten nachweisen (E. KROLOPP 1961). Diese Schneckenart ist heute alpin-karpathischer Verbreitung und lebt in größeren Höhen (bis 2000 m). Es soll weiter erwähnt werden, daß im reichen Clausiliden-Material in den oberen Schichten größtenteils die für die Lößfauna charakteristische Art *Clausilia dubia* vorhanden ist. Diese Daten stehen im Einklang mit den Ergebnissen der Vertebratenpaläontologie und mit jener Beobachtung, daß der Prozentsatz der Lößfraktion in selben Schichten auffallend hoch ist.

Die aus den mittelpleistozänen Schichten der Felsnische Uppony I stammende Schneckenfauna mit bedeutender Artenzahl kann als erste Schneckenfauna aus dieser Zeitspanne in Ungarn für weitere Untersuchungen als Grundfauna betrachtet werden.

III. Die Sedimente

(K. BRUNNACKER)

Dr. D. JÁNOSSY, Budapest, verdanke ich eine Probeserie aus der Felsnische Uppony I (Nr. 1 bis 12) und einer ihrer Nebenhöhlen (Nr. 13). Die Ablagerungen dieser Lokalität sind von besonderem Interesse, weil sie der Fauna nach aus dem an Höhlensedimenten sehr armen älteren Pleistozän stammen und überdies mehrere Klimaabschnitte zu enthalten scheinen (s. Beitrag D. JÁNOSSY).

Die Genese von Höhlensedimenten ist höchst komplexer Natur (K. BRUNNACKER 1956, J. KUKLA & V. LOŽEK 1956). Demgemäß stößt die Auswertung von im Laboratorium gewonnenen Daten trotz zahlreicher moderner Untersuchungen (z. B. E. SCHMIDT 1958, L. VÉRTES 1959) auf erhebliche Schwierigkeiten. Besonders gilt dies bei Fragen, für deren Beantwortung zusätzliche Ortskenntnis notwendig ist — inwieweit z. B. neben autochthonem auch allochthones Material beteiligt ist.

Für die allgemeine Profildarstellung wurden die von Herrn Kollegen JÁNOSSY zur Verfügung gestellten Angaben benutzt, ergänzt durch Feststellungen allgemeiner Art an den überlassenen Proben (Abb. 4, Profilsäule; Tab. III). Diese, wie eingehendere Laboratoriumsuntersuchungen, bilden die Grundlage der Rekonstruktion des Sedimentations- und Klimaablaufes der erfaßten Schichten. Die Analysendaten (in Abb. 4) wurden von Frau H. STAENDEKE und die Tonminerale von Dr. STREIT ermittelt.

a. Analysendaten

Die Untersuchungsergebnisse sind in Abb. 4 und Tab. IV dargestellt. Sie beruhen im wesentlichen auf Methoden, die sich bereits bei anderen Höhlensedimenten bewährt haben. Die in Abb. 5 gebrachte Auswertung erfolgte allein auf Grund der ermittelten Daten, also völlig unabhängig von den paläontologischen Befunden D. JÁNOSSY's.

Färbung des Feinmaterials (Tab. IV):

Bis zu einem gewissen Grad vermag die Färbung des Feinmaterials unter 2 mm ϕ Aussagen über den Verwitterungsgrad zu machen. Durch stärkere chemische Verwitterung, angezeigt durch kräftige braune Farben, sind die tieferen Partien ausgezeichnet. Ab Nr. 4/5 treten dagegen helle Färbungen eines noch recht frischen Materials auf. Die braunen Farbtöne im tieferen Bereich deuten auf warmklimatische Verwitterung. Sie sagen jedoch weder über das Alter noch Verwitterungsort etwas aus.

Allgemeine Körnungsverteilung (Abb. 4a):

Wegen der geringen verfügbaren Materialmengen wurde nur die Körnung unter 2 cm ϕ ermittelt. Allgemein zeigt sich ein relativ hoher Anteil an feinen Bestandteilen. Doch ist dieser darüber hinaus im tieferen Profilteil meist deutlich stärker als im oberen Abschnitt beteiligt. Dadurch wird angezeigt, daß verhältnismäßig viel Fremdmaterial am Aufbau beteiligt sein muß.

Schutzzusammensetzung (Abb. 4b):

Das grobe Material ist aus verschiedenen Komponenten zusammengesetzt. Kalkstein und z. T. Kalkspatkristalle aus dem Gestein, in dem die Höhle angelegt ist, stellen den wichtigsten Anteil. Bruchstücke von bergmilchartigem Sinter liegen offensichtlich nicht mehr an ihrem Entstehungsort. Aufarbeitung und Transport entlang dem Höhlenboden, wenn auch nur über sehr kurze Strecken, darf angenommen werden. Als Fremdkomponente kommen weiter Fragmente eines mit Eisenlösungen imprägnierten Kalksteins vor.

Als im Sediment am Höhlenboden gebildet werden durch Kalk und Eisenverbindungen bedingte Agglomerate aufgefaßt. Sie sind meist noch viel weicher als der Bergmilchschutt, so daß Resistenz gegen Transport fehlt. Die Kalkverfittungen treten zumeist als plump geformte Rhizosolenien auf, wie sie auch im (feuchteren) Löß vorkommen. Für beide Bildungen ist ein gewisser Lösungsumsatz im Sediment erforderlich. Hinsichtlich der Eisen-Agglomerate müssen sogar recht feuchte Bedingungen angenommen werden. Für kleine, gemeinsam damit vorkommende Limonitschwarten wird ebenfalls Lage *in situ* unterstellt. Während bei den Eisenverbindungen eine engere Beziehung zum jeweils unmittelbar darüber gelegenen Höhlenboden besteht, kann bei den Kalkverfestigungen mit einem bis in größere Sedimenttiefe reichenden Umsatz gerechnet werden.

Abrundung des Kalksteinschuttes (Abb. 4c):

Bei dem vom umgebenden Gestein direkt abstammenden Schutt wurde die Zurundung der Kanten abgeschätzt. Vor allem oben überwiegt scharfkantige Ausbildung als Hinweis auf mechanische Abwitterung vom Anstehenden und weitgehend fehlende Lösungsverwitterung am Höhlenboden. Scharfkantige bzw. schwach gerundete Ausbildung kann in Beziehung zur Sedimentationsgeschwindigkeit stehen; je rascher angeliefert wird, desto frischer ist der Schutt entwickelt (Abb. 5 Nr. 4/5 und 2 gegenüber Nr. 3 und 1). Soweit die Abrundung deutlicher hervortritt, kann sie auf Lösungsverwitterung zurückgehen. Denkbar ist allerdings auch Abrieb bei einem Transport am Höhlenboden.

Porosität des Kalksteinschuttes (Tab. IV):

Vor allem bei dolomitischem Material vermag der Einfluß einer Lösungsverwitterung am Zersetzungsgrad bzw. an der Eindringtiefe in die einzelnen Gesteinsteilchen erkannt werden. Bei Kalcken gibt oft eine, stärkerer Abrundung parallel gehende, kreidige Anwitterungsrinde entsprechende Hinweise. Anstelle einer solchen visuellen Abschätzung kann auch die Einsaugzeit eines aufgebrauchten Wassertropfens als Kriterium verwendet werden. Je stärker die Gesteinsoberfläche angelöst ist, desto rascher wird das Wasser eingesaugt.

Nur bei einigen Proben war für diesen Test genug geeignetes Material vorhanden. Die in Tab. IV gebrachten Daten stimmen im Prinzip gut mit den geschätzten Abrundungsgraden überein. Transportabrollung scheidet damit für die erfaßten Horizonte aus. Lediglich Nr. 2 und 1 machen hiervon eine Ausnahme, indem relativ frischer Schutt bemerkenswert kurze Einzugszeiten aufweist. Dies hängt mit einer dünnen sekundären Kalkumkrustung der einzelnen Gesteinsstücke zusammen.

Flächenzahlen des Kalksteinschuttes (Tab. IV):

Der Grad der mechanischen Aufbereitung eines Schuttes kann innerhalb gewisser, enger Grenzen durch die Flächenzahl an den einzelnen Schuttstücken erfaßt werden. Rascher Sedimentaufwuchs führt in Höhlen z. B. bei gegebenem Frostwechsel zu Körpern mit geringerer, langsamer Aufwuchs dagegen zu solchen mit höherer Flächenzahl. Doch ist dies nur eine von vielen Möglichkeiten, die bei anderer Gelegenheit näher erläutert werden sollen. In den dafür geeigneten Proben

wurden die Kalke der Fraktion 6,3—10 mm durchgezählt. Gemäß Tab. IV ist eine Neigung zur Abnahme der vielflächigen Körper zugunsten solcher mit weniger Flächen von unten nach oben erkennbar (Nr. 4/5 — 1).

Körnung des Feinmaterials (Abb. 4d):

Das Feinmaterial unter 2 mm ϕ wird üblicherweise in die Hauptfraktionen Ton ($\ll 0,002$ mm ϕ), Schluff (0,002—0,06 mm ϕ) und Sand (0,06—2 mm ϕ) aufgeteilt. Hohe Tongehalte stellen sich besonders im tieferen, relativ viel Schluff dagegen im höheren Profilbereich ein. Hohe Tonanteile zeigen meist auf Höhlenlehm, der Schluff unter Umständen auf eine Lößkomponente. Der Rest wird in der Hauptsache durch die feinsten Teilchen der mechanischen Kalksteinverwitterung gestellt.

Kalkgehalt (Abb. 4e):

Der Kalkgehalt des Materials unter 0,2 mm ϕ weist erhebliche Schwankungen auf. Bedingt wird er durch feinsten Kalkschutt, z. T. auch durch Bergmilch und eventuell durch Löß.

Eisenkonkretionen (Abb. 4f):

Mittels Magnetscheider wurden in der Fraktion 0,1—0,2 mm ϕ die Eisenkonkretionen und mit Eisenverbindungen imprägnierten Kalkstückchen vom nicht magnetisierbaren Rest getrennt. Der Rest besteht aus Kalk, der z. T. ebenfalls mit Eisenhydroxyd umkrustet ist und höchst untergeordnet aus Quarz.

Eisengehalt (Abb. 4g):

Der Gehalt an HCl-löslichem Eisen des Materials unter 0,2 mm ϕ verhält sich etwa umgekehrt proportional zum Kalkgehalt. Relativ hohe Eisenanreicherungen treten dort auf, wo bereits makroskopisch erkennbare Eisenkonkretionen häufiger vorkommen.

Tabelle III
Ausbildung der Proben

Nr.	Bodenart des Feinmaterials	Steingehalt	Farbe des Feinmaterials	Zustand
1	sandiger, schluffiger Lehm (lößartig)	schwach steinig	hellgraubraun	Kleine Klumpen
2	„	„ „	hellbraungrau	bröckelig
3	toniger Lehm (lößartig)	steinig	„	verbacken
4/5	schluffiger Lehm (lößartig)	„	hellgelbgrau	körnig
6	sandiger Lehm	schwach steinig	graubraun	verbacken
7	„	steinig	hellbraun	„
8	lehmiger Ton	sehr schwach steinig	rostbraun	„
9	sandiger, toniger Lehm	steinig	braun	„
10	„	schwach steinig	„	körnig
11	lehmiger Ton	sehr schwach steinig	dunkelbraun	verbacken
12	toniger Lehm	„	braun	„
13	schwach toniger Lehm	„	ockerfarben	bröckelig

Tonminerale:

Von einigen Proben liegt die röntgenographische Bestimmung der Tonminerale vor:

- Nr. 1 : Vorwiegend Illit und Montmorillonit, ferner Kaolinit
 Nr. 4/5 : Vorwiegend Kaolinit, ferner Illit
 Nr. 6 : Kaolinit, ferner Illit
 Nr. 8 : Vorwiegend Illit, ferner Kaolinit und Montmorillonit
 Nr. 10 : Illit und Kaolinit
 Nr. 12 : Vorwiegend Illit, ferner Kaolinit.

Ohne umfangreicheres Vergleichsmaterial läßt sich vorläufig der meist relativ hohe Anteil an Illit, das Zurücktreten des Kaolinites und das noch seltenere Auftreten des Montmorillonites nicht eindeutig erklären. Vielleicht zeigt sich darin eine bevorzugte Herkunft aus quartären Verwitterungsvorgängen. Dies wiederum ist für die Anreicherung der Lehme von Interesse, die später in die Höhlenlehme eingegangen sind. Bei den Proben aus den höheren Horizonten mag sich auch der Einfluß von Lößmaterial auswirken.

Phosphatgehalt (Abb. 4h):

Bis zu einem gewissen Grad läuft der Phosphatgehalt des Materials unter 0,2 mm ϕ dem Eisengehalt parallel. Darüber hinausgehende Anreicherungen sind das Ergebnis einer biologischen Akkumulation, also koprogener Rückstände und feinsten Knochensplitters. Die Höhle hat demnach nicht in allen Zeiten in gleicher Weise als Unterschlupf von Tieren gedient.

b. Auswertung

Die in Abb. 4, Tab. III u. IV gebrachten Daten gestatten unter Berücksichtigung des allgemeinen Profilaufbaues die Genese der Höhlensedimente zu diskutieren.

1. Zusammensetzung des Höhlensedimentes

Das Vorkommen von Sinter (Bergmilch) oberhalb Nr. 13 und zwischen Nr. 9 und 8 geht aus dem allgemeinen Profilaufbau hervor. Der Bergmilchschutt in Nr. 7 und 6 gehört

Tabelle IV
Ergänzende Analysendaten

	in Stück % Einsaugzeiten eines Wassertropfens		Flächenzahlen pro Stück in %:		
	<100 sec (angewittert)	>100 sec (rel. frisch)	6—8	9—10	11—16 Flächen
1	(62,5) *)	(37,5)	31	26	43
2	(55,5) *)	(44,5)	8	72	20
3	23,2	76,8	17	54	29
4/5	21,4	78,6	0	40	60
6	—	—	—	—	—
7	—	—	—	—	—
8	—	—	—	—	—
9	44,5	55,5	17	55	28
10	33,3	66,7	0	35	65
11	—	—	—	—	—
12	90,0	10,0	—	—	—
13	75,0	25,0	—	—	—

*) Vorwiegend kurze Einsaugzeiten als Folge eines Ca-Pseudomyzel-Belages auf den Gesteinsstücken.

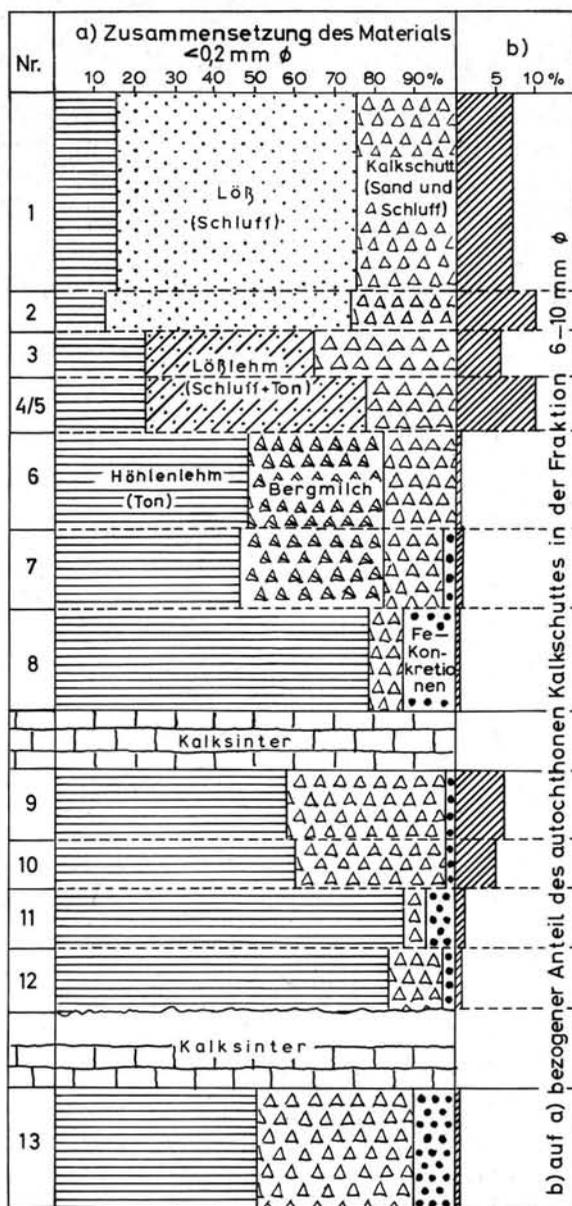


Abb. 5. Petrographisch-genetische Auswertung der Analysendaten.

ebenfalls in diese Gesteinsgruppe — allerdings ohne präzisere Fixierung der Bildungsphase. Die z. T. hohen Tongehalte deuten auf Höhlenlehm, der aus Spalten und möglicherweise von der Oberfläche her eingespült wurde. Unter Berücksichtigung der Daten in Abb. 4 lassen sich für das Material unter $0,2 \text{ mm } \phi$ Angaben über die ungefähre Zusammensetzung des Sedimentes machen (Abb. 5). Demnach ist die Tendenz zur Abnahme des Höhlenlehms nach dem Hangenden hin unverkennbar, ebenso die Zunahme des feinsten Kalkschuttes von Nr. 12 nach 9 und erneut von Nr. 8 nach 1. Ab Nr. 4/5 nach 1 kommt

außerdem eine Löß- bzw. Lößlehmkomponente hinzu. Ähnlich dem Verhalten des feinsten Kalkschuttes zeigt auch der dazu in Beziehung gesetzte autochthone Kalkschutt der Fraktion 6—10 mm ϕ eine entsprechende Zu- bzw. Abnahme.

Aus diesem Sedimentaufbau können zwei Folgerungen gezogen werden:

1. Der Sedimentationsort gelangte infolge Rückverwitterung des Höhlentraufes zunehmend aus einem eingangsfurtheren in einen eingangsnäheren Bereich.
2. Klimaschwankungen haben die Folge weiter untergegliedert.

2. Genese und Klima

Hinweise auf kälteres Klima sind in mehreren Horizonten vorhanden. Vor allem werden sie durch autochthonen Frostschutt und durch Löß angezeigt: Nr. 10, 9, 4/5—1.

Zeugnisse wärmeren Klimas bilden die Sinter-Horizonte über Nr. 13 und zwischen Nr. 9 und 8, auch wenn die Entstehung der Bergmilch nicht völlig geklärt ist.

Eine Mittelstellung nehmen vermutlich die Horizonte mit stärkerem Eisenumsatz (Nr. 13, 11, 8) und mit der Bildung von Schutt aus Bergmilch ein (Nr. 7, 6).

Feuchtere Bedingungen werden ebenfalls durch die Sinter-Lagen angedeutet (über Nr. 13 und zwischen Nr. 9 und 8), ebenso durch reichlich vorkommenden Höhlenlehm (Nr. 13, 12—9, 8—6). Dazu kommt der stärkere chemische Verwitterungsgrad des Kalkschuttes (in Nr. 13, 12, 11, 8 und 7).

Auf trockenere Bedingungen gehen Löß (Nr. 2 und 1), auf etwas feuchtere Verhältnisse Lößlehm (Nr. 4/5 und 3) sowie die lockeren Kalkverkitungen zurück, deren jeweilige Landoberfläche allerdings kaum zu lokalisieren ist. Frischer Kalkschutt zeigt auf gehemmte chemische Verwitterung, soweit er durch relativ rasche Aufsedimentation konserviert wurde (Nr. 10, 9, 6—1):

Nr.					
1	}	kalt	}	} eingangsnähe Fazies	
2					trocken
3			}		rel. trocken
4/5					
<hr/>					
6	}	kühl	}	} eingangsferne Fazies	
7					
8	}	warm			feucht
Kalksinter					
9	}	kalt ?			
10					
11				kühl	
12				warm	
<hr/>					
Nebenhöhle:					
Kalksinter		warm	feucht		
13		kühl			

Aus vorstehender Übersicht ergibt sich, daß im Hauptprofil die Sedimentation mit einem Interglazial beginnt (Nr. 12). Zunehmende Abkühlung (Nr. 11) leitet zu einer Kaltzeit (i. w. S.) über (Nr. 10 u. 9). Eine nachfolgende Warmzeit interglazialen Charakters (Sinter zwischen 9 und 8) wird ebenfalls durch kühleres (Nr. 8—6) und schließlich durch wieder kaltes Klima (Nr. 5/4—1) abgelöst. Offen bleibt allerdings, inwieweit Schichtlücken die Sedimentfolge unterbrechen (s. Abb. 1).

Hinweise auf Zyklen, wie sie in Höhlensedimenten Süddeutschlands und Jugoslawiens gefunden wurden (K. BRUNNACKER 1963, D. BASLER, M. MALEZ & K. BRUNNACKER 1966)

konnten nicht festgestellt werden. Dies mag am geographischen Raum, in dem sich die Höhle befindet, oder an der Örtlichkeit selbst liegen.

Die durch Tiere bedingten P_2O_5 -Anreicherungen vor allem in den Schichten Nr. 11—9, 8—6 zeigen, daß für das Aufsuchen der Höhle verschiedene Ursachen bestanden haben müssen. In der Ablagerungszeit von Nr. 10 und 9 haben kältere und Nr. 11, 8—6 dagegen etwas wärmere Bedingungen vorgelegen.

3. Zeitliche Einstufung

Hinsichtlich der zeitlichen Einstufung lassen sich keine weitgehenden Schlüsse ziehen. Nicht unbedingt muß z. B. in den obersten Schichten die letzte Kaltzeit erfaßt sein. Das reichliche Vorkommen von Höhlenlehm spricht ebenfalls für einen älteren Abschnitt des Pleistozäns. Doch ist darüber allein auf Grund der Fauna eine genauere Aussage zu erwarten (s. Beitrag D. JÁNOSSY).

IV. Schrifttum

- ADAM, K. D.: Vom Heppenloch zur Sibyllenhöhle. Jh. Karst- u. Höhlenkd. 4, 271-285, München 1963.
- BASLER, D., MALEZ, M. & BRUNNACKER, K.: Die Rote Höhle (Crvena Stijena) bei Bileća/Jugoslawien. Eiszeitalt. u. Gegenw. 17, 61-68, Öhringen 1966.
- BONIFAY, M. Fr. & E.: Age du gisement de mammifères fossiles de Lunel-Viel (Hérault). C. R. Acad. Sci. 260, 3441-3444, Paris 1965.
- BRUNNACKER, K.: Die Höhlensedimente im Hohlen Stein bei Schambach. Geol. Bl. NO-Bayern 6, 21-32, Erlangen 1956. - - Die Sedimente in der Höhlenruine von Hunas (Nördl. Frankenalb). Eiszeitalt. u. Gegenw. 14, 117-120, Öhringen 1963.
- HARLÉ, E.: La Hyaena intermedia et les ossements humatiles des cavernes de Lunel-Viel. Bull. Soc. Géol. France, IV, 10, 34-50, Paris 1910.
- JÁNOSSY, D.: Nachweis einer jungmittelpleistozänen Kleinvertebratenfauna aus der Felsnische Uppony I. Karszt-és Barlangkutató 4, 55-68, Budapest 1965 [1965a]. - - Vertebrate Microstratigraphy of the Middle Pleistocene in Hungary. Acta Geol. 9, 145-152, Budapest 1965 [1965b].
- KRETZOI, M.: Die Raubtiere von Gombaszög nebst einer Übersicht der Gesamtf fauna. Ann. Mus. Nat. Hungarici, Pars Miner. Geol. Palaeont. 31, 88-157, Budapest 1938. - - Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. Geologica Hungarica, Ser. Palaeont. 27, 131-256, Budapest 1956.
- KORMOS, Th.: Über die Kleinsäuger der Heppenlochfauna. Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 26, 88-97, Stuttgart 1937.
- KROLOPP, E.: Die jungpleistozäne Molluskenfauna von Tihany. Ung.; franz. Rés. Földt. Int. Évi Jel. 1957-58-ról., 501-511, Budapest 1961.
- KUKLA, J. & LOŽEK, V.: To the Problems of Investigation of the Cave Deposits. Česk. Kras 11, 19-83, Praha 1958.
- LOŽEK, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpr. U.U.G. 31, Praha 1964.
- NEHRING, A.: Über *Cuon alpinus fossilis* NEHRING. N. Jb. Min. Geol. Pal., 34-52, Stuttgart 1890.
- SCHMIDT, E.: Höhlenforschung und Sedimentanalyse. Schr. Inst. Ur- u. Frühgesch. d. Schweiz, SERRES, M. DE, DUBREUIL, J. & JEAN-JEAN, B.: Recherches sur les ossements humatiles des cavernes de Lunel-Viel. Montpellier 1839.
- VÉRTES, L.: Grabungen bei Uppony. Földt. Közl. 80, 409-416, Budapest 1950 (Ung.). - - Untersuchungen an Höhlensedimenten. Rég. Füz. Ser. II., 7, Budapest 1959.
- ZILCH, A. & JAECKEL, S. G. H.: Ergänzung [zu: EHRMANN: Mollusken]. II, 1. Leipzig 1962.

Manusk. eingeg.: 19. 7. 1967

Anschrift der Verf.: Dr. Dénes Jánossy, Naturhistorisches Museum, Budapest, VIII. Múzeum krt 14/16. - Dr. Endre Krolopp, Geologisches Institut, Budapest, XIV. Népstadion u. 14. - Prof. Dr. Karl Brunnacker, Geol. Institut d. Universität, 5 Köln, Zulpicher Straße 49.

Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression auf tiefliegende Becken und Flußtäler

Von G. RICHTER, Braunschweig

Mit 11 Abbildungen

Zusammenfassung. An drei Seebecken im Flußgebiet der Peene (Mittelmecklenburg), deren Boden heute unter dem Meeresspiegel liegt, wird die holozäne Entwicklung verfolgt. Nach einer spätpleistozänen Staubeckenphase erfüllten präboreale Seen die gesamten Beckenniederungen einschließlich der heutigen Verlandungsflächen. Im Boreal und Alt-Atlantikum verlandeten die Seen bis etwa auf ihr heutiges Ausmaß.

Vom Jung-Atlantikum an geraten die Seen in den Rückstaubereich der Litorina-Transgression. In drei Überflutungsphasen, deren älteste dem hochlitorinen Transgressionsstoß entspricht, erobern die Seen Teile der Verlandungsflächen zurück. Zwischengeschaltete Verlandungsphasen sind besonders im Subboreal stark ausgeprägt. Der gesamte Spiegelanstieg beträgt seit dem Boreal 3,5—4 m. Die Seespiegel liegen zu Beginn der ersten Überflutungsphase (Jung-Atlantikum — frühes Subboreal) ca. 3 m, zu Beginn der zweiten (spätes Subboreal — frühes Subatlantikum) ca. 2 m und zu Beginn der dritten (Subatlantikum) ca. 1 m unter dem Spiegelstand des vorigen Jahrhunderts. Der Brackwassereinbruch bleibt auf die Unterläufe der Flüsse beschränkt.

Die geschilderten Fernwirkungen der Litorina-Transgression reichen im Peenegebiet bis zu 90—120 km landeinwärts und bis zu + 5—6 m NN. Sie greifen in den noch uneinheitlichen, aus Schmelzwasserrinnen hervorgegangenen Entwässerungssystemen des Jungmoränengebietes anscheinend weiter landeinwärts als an den Nordseeflächen, wo die Transgression in Flußtäler mit ausgeglichenerem Gefälleprofil eindringt.

Summary. The development of holocene sedimentation in three lake basins of river Peene (Mecklenburg). The preboreal lakes fill up the whole basins including the silting-up areas of today. In Boreal and Atlanticum large peat-mosses grow up, and the lakes are approximatively reduced to their present area.

From the second part of the Atlanticum the basins get into the influence of Litoprina-transgression. In three upward-movements of level, which are corresponding to transgression-phases of the Baltic Sea, the lakes encroach on parts of the peat-mosses. The total sum of level-movement amounts to 3,5—4 m from the boreal stage, to 3 m from the first transgression phase (late Atlanticum — early Subboreal), to 2 m from the second (late Subboreal — early Subatlanticum) and to 1 m from the third transgression-phase (Subatlanticum). The influence of brackish water is restricted to the lower course of the rivers.

In the district of river Peene these effects of Litorina-transgression are to be observed till 90—120 km upstream and till 5—6 m above the present sea-level. It seems that these effects influenced larger parts of the river systems in the Baltic moraine area than in the North-sea area: In the Baltic moraine area river systems arose from young fluvio-glacial channels and were unbalanced. In the North-sea area, however, rivers had graded profiles when transgression influenced them.

1. Einführung und Problemstellung

Parallel zur Entwicklungsgeschichte der deutschen Nordseeküste steht seit Jahrzehnten in der wissenschaftlichen Diskussion das Werden der südlichen Ostseeküste im Verlauf der holozänen Ostsee-Entwicklung. Arbeiten von TAPPER (1940), SCHMITZ (1953) und SEIFERT (1955) in Schleswig-Holstein, HURTIG (1954, 1955, 1957, 1958, 1959, 1966), REINHARD (1956, 1959), KLEWE (1957, 1959, 1960, 1962, 1963a. b., 1965), KLEWE & REINHARD (1960), SCHMIDT (1957, 1959) u. a. in Mecklenburg und Vorpommern brachten eine Reihe neuer Erkenntnisse und führten zur Revidierung bzw. Präzisierung älterer Anschauungen. So kann es z. B. nach den sehr gründlichen Untersuchungen von KLEWE als gesichert betrachtet werden, daß der östlich der Darßer Schelle liegende Küstenraum nicht nur von der seit langem erkannten Litorinatransgression, sondern auch von der

älteren Ancylosttransgression erreicht und beeinflusst wurde. Nach dem borealen Höchststand des Ancylostsees (nach KLEWE bei -7 bis -8 m NN) erfolgte durch den Ablauf des Sees über die Darßer Schwelle eine energische Regression bis auf etwa -20 m NN. Die folgende, die gesamte Ostsee erfassende Litorina-Transgression erreichte ihren Höchststand in einem zweifachen Transgressionsstoß im jüngeren Atlantikum bis frühen Subboreal, dessen Abrasionsflächen und Strandwälle auf Rügen in Niveaus um $+2$ m NN nachgewiesen wurden (KLEWE 1965). Seither erfolgten wahrscheinlich Spiegelschwankungen mit geringerer Amplitude.

Es ist verständlich, daß sich derartige Spiegelschwankungen auch auf die holozäne Entwicklung der Flußtäler und Becken auswirken mußten, deren spätpleistozäner Talboden heute unter NN liegt. Schon seit langem werden daher die mächtigen holozänen Moorbildungen in den Flußtälern Mecklenburgs und Vorpommerns mit dem Rückstau des Litorina-Meeres in Verbindung gebracht (GEINITZ u. a. 1912, 1922, KEILHACK 1898, 1899, 1909, KLOSE 1905, STAHL 1913, WALTER 1919), wenn auch unter dem Vorzeichen einer „Litorinasenkung“. Eine erste nähere Untersuchung der vorpommerschen Tal- und Beckenmoore, die sich auf eine Reihe von Bohrungen und pollenanalytischen Datierungen stützt, lieferte HALLIK (1943). Er erkannte folgende Entwicklungsperioden:

1. das Vorhandensein verlandender Seen in den Becken und Tälern während des borealen Ancyloststadiums in der Ostsee,
2. einen litorinazeitlichen Anstieg des Grundwasserspiegels, ... „wobei sich in den tieferen Teilen der Urstromtäler von neuem Seen bilden, während an anderen Stellen die Bildung von Phragmites-Torf weitergeht“ (HALLIK 1943, S. 71).

Es erschien dem Verfasser an der Zeit, diese Fernwirkungen der holozänen Ostsee-Entwicklung auf Becken und Flußtäler näher zu verfolgen und die Ergebnisse mit den neuen, detaillierteren Erkenntnissen zum Transgressionsablauf zu vergleichen. Entsprechende Untersuchungen wurden in den Jahren 1957—59 im Gebiet der oberen Peene (Mittelmecklenburg) durchgeführt. Die Ergebnisse wurden in einem Kapitel der unveröffentlichten Dissertation des Verfassers (G. Richter 1959) behandelt und sollen hier in gekürzter und überarbeiteter Form vorgelegt werden. An der späteren Durchführung ähnlicher Untersuchungen im Trebel- und Recknitztal konnte der Verfasser ebenfalls mitwirken (REINHARD 1963).

Die Auswertung der Untersuchungsergebnisse soll dazu beitragen, die folgenden drei ineinandergreifenden Fragen ihrer Lösung näherzubringen:

1. In welchen Zeitabschnitten überwiegt die limnische Sedimentation, in welchen die Verlandung?
2. Welche der limnischen Phasen lassen sich mit der Ostseetransgression verbinden, welche sind klimatisch bedingt?
3. Wieweit ergibt sich eine Übereinstimmung mit der von FAIRBRIDGE (1960) entworfenen, von KLEWE (1962, Abb. 3) für die Ostsee z. T. korrigierten Meeresspiegelkurve?

2. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfaßt drei Gletscherzungenbecken im Gebiet des oberen Peenetales im mittleren Mecklenburg: das Malchiner, Teterower und Schlakendorfer Becken. Ihre glaziäre Genese ist bei G. RICHTER (1959, 1963) beschrieben. Die von schmalen Gletscherzungen eines spätglazialen Vorstoßes tief ausgeschürften Becken liegen heute mit ihrem glazigenen Boden weit unter NN: das Malchiner Becken mindestens bei $-18,5$ m NN (Kummerower See nach Echographpeilungen des Wasserstraßenamtes Stralsund vom 9. 5. 1957), das Teterower Becken bei mindestens $-10,5$ m NN (Teterower See nach WALTER 1919), das Schlakendorfer Becken bei etwa $-5,6$ m NN (Nördl. Schlakendorf

an der Neukalener Peene, nach der Abbohrung durch das Staatl. Torfinstitut Rostock). Daher bildeten sich mächtige holozäne Sedimentschichten, die die Becken bis über den heutigen Meeresspiegel auffüllten. Die Beckenniederungen bergen heute weite eutrophe Niedermoore mit Weideflächen, Streuwiesen, Bruchwald und Schilfdickichten, die von fern den Eindruck einer Parklandschaft geben. Dazwischen glänzen hier und da die Wasserflächen von Torfstichen.

Die tiefsten Teile des Malchiner und Teterower Beckens erhielten sich bis heute als offene Seeflächen. Neben den drei großen Seen (Kummerower und Malchiner See im Malchiner Becken, Teterower See im Teterower Becken) bestehen nur wenige kleine Teiche. Eine Übersicht über die Moor- und Seeflächen vermitteln die folgenden Tabellen (Flächenangaben nach eigenen Planimeterwerten, ermittelt auf der Grundlage der Meßtischblätter).

Die Beckenniederungen:

Becken	Fläche d. Becken	Holozäne Niederung	davon Niedermoor	davon Seeflächen ¹⁾
Malchiner Becken	ca. 402 km ²	119,28 km ²	72,67 km ²	46,61 km ²
Teterower Becken	ca. 115 km ²	35,90 km ²	32,35 km ²	3,55 km ²
Schlakendorfer Becken	ca. 35 km ²	8,42 km ²	8,42 km ²	—

¹⁾ Kleine Teiche und Torfstiche blieben wegen ihrer geringen Fläche unberücksichtigt.

Die Seen:

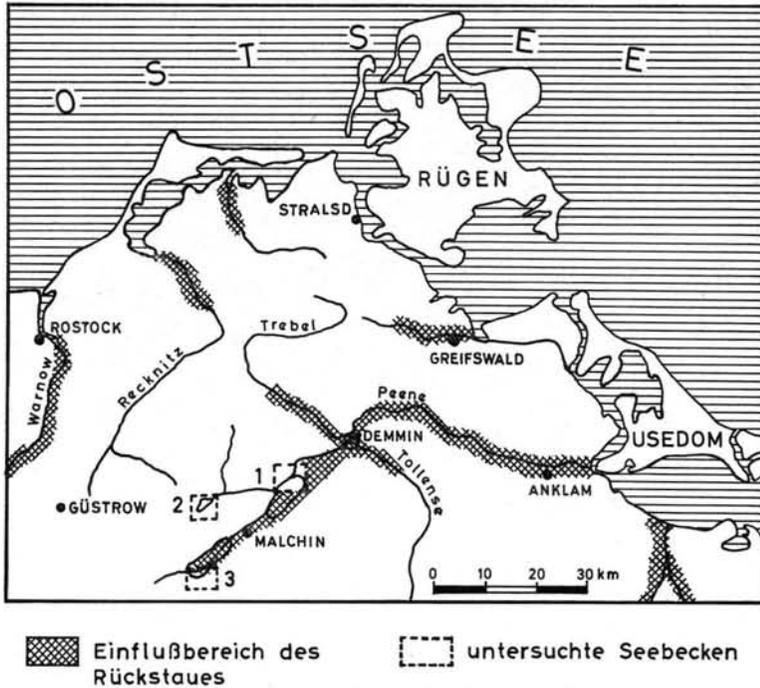
See	Fläche	max. bekannte Tiefe	Spiegelhöhe
Kummerower See	32,66 km ²	18,5 m	+ 0,2 m NN
Malchiner See	13,95 km ²	10,6 m	+ 0,6 m NN
Teterower See	3,55 km ²	12,8 m	+ 2,3 m NN

Die Quellflüsse der Peene (Neukalener Peene aus dem Teterower Becken, Westpeene aus dem Südtteil des Malchiner Beckens, Ostpeene aus dem Ostpeenebecken) vereinigen sich im Kummerower See. Die Peene verläßt den See an seinem Nordende bei Aalbude durch ein ca. 0,5—1 km breites, ebenfalls vermoortes Kastental. Bei Demmin quert sie das Grenztal, nimmt Trebel und Tollense auf und erreicht über Loitz—Jarmen unterhalb von Anklam im Peenestrom die Boddengewässer an der Innenküste der Insel Usedom.

Durch das niedrige Spiegelniveau des Kummerower Sees haben die 95 Flußkilometer vom See bis zur Mündung fast kein Gefälle. Es nimmt daher nicht wunder, daß sich bei Sturmfluten der Rückstau der Ostsee mit einer Verzögerung von 3—4 Tagen an den Flußpegeln bis hinauf nach Malchin, ja, bis zum Malchiner See in abgeschwächter Form bemerkbar macht. KARBAUM und REINHARD (1962, S. 78) geben dafür ein Beispiel. Der Einflußbereich des Rückstaues ist in Abb. 1 eingezeichnet.

3. Die Tal- und Beckensedimente, ihre Untersuchung und Altersdatierung

Für die Kartierung der holozänen Beckensedimente standen die Torfkataster des Staatl. Torfinstituts Rostocks zur Verfügung. Zusätzlich wurden vom Verfasser unter Mithilfe von Studenten des Geographischen Instituts der Universität Greifswald mit dem Kammerbohrer 45 Bohrungen niedergebracht, deren Proben zum großen Teil auf Kalkgehalt und Glühverlust untersucht wurden. Von 8 der Bohrungen wurden vom Verfasser Pollendiagramme ausgezählt, von zwei weiteren entscheidende Spektren gezählt. Der vorliegenden Arbeit ist nur das Pollendiagramm der Bohrung M 1 (Dahmer Moor) beigegeben. Die übrigen finden sich bei G. RICHTER (1959, Kap. V). Zur Ergänzung dienen zwei vom Verfasser ausgezählte Pollendiagramme aus dem Grenztal (TB 102, 193), ver-



Einflußbereich des Rückstaues untersuchte Seebecken

1 = Kummerower See 2 = Teterower See 3 = Dahmer See

Abb. 1. Übersicht über den Untersuchungsraum mit Einzeichnungen der heutigen Sturmflut-Rückstaubeckenbereiche (nach KARBAUM und REINHARD 1962).

öffentlich bei REINHARD (1963) und drei von HALLIK (1943) veröffentlichte Pollendiagramme vom Kummerower See (KS 1, 2) und vom Peenetal bei Anklam (PA). Die Bohrung M 13, am Ausfluß der Peene aus dem Kummerower See gelegen, wurde zusätzlich zur Pollenanalyse auf ihren Diatomeen- und Conchyliengehalt analysiert. Die entsprechenden Untersuchungen nahmen dankenswerterweise Prof. Dr. H. KLEWE (Jena) und Dipl.-Geogr. W. JANKE (Greifswald) vor.

Eine absolute Datierung der Pollendiagramme war für den Untersuchungsraum nicht zu geben, da weder C_{14} -Datierungen noch pollenanalytisch eingeordnete vorgeschichtliche Funde zur Verfügung standen. Daher wurden nach dem Vorbild von OVERBECK & GRIÉZ (1954) in den vier vollständigsten Diagrammen M 1, M 13, T 8 und T 14 bestimmte markante Spektren mit den Leitziffern 1—12 versehen. Diese Leitspektren wurden dann auch in den anderen Diagrammen markiert, soweit sie dort erfaßt waren. Auf ihrer Basis wurden die lokalen Perioden der Waldgeschichte abgegrenzt (Diskussion siehe RICHTER 1959, S. 98—101). Der Verfasser hat Prof. Dr. F. FIRBAS für freundliche Beratung dabei zu danken.

Zur Erleichterung der Parallelisierung dieser örtlichen waldgeschichtlichen Perioden mit den allgemeinen waldgeschichtlichen Perioden Mitteleuropas nach FIRBAS (1949) erhielt die älteste sicher erfaßte örtliche Periode die Ziffer 3. Sie stimmt etwa mit der Periode III von FIRBAS überein, ebenso wie die lokalen Perioden 4—8 mit dessen IV—VIII. Die örtliche Periode 9 umfaßt etwa die waldgeschichtlichen Perioden IX und X von FIRBAS. Ihre weitere Untergliederung war nicht möglich, da die obersten Torfschichten durch die Spiegelsenkung des vorigen Jahrhunderts größtenteils belüftet wurden, wodurch die Pollenerhaltung sehr schlecht ist. Ist auch eine absolute Parallelisierung der örtlichen mit den allgemeinen waldgeschichtlichen Perioden nicht möglich, so stimmen doch beide

Einteilungen recht gut überein. Mit einer absoluten Verspätung der waldgeschichtlichen Entwicklung gegenüber Mitteldeutschland, besonders in den frühen Perioden, muß natürlich gerechnet werden.

Am Aufbau der Beckenmoore sind hauptsächlich vier Sedimente beteiligt:

1. **Seekreide** als limnische Bildung. Sie enthält ca. 60—90% CaCO_3 und ist von beachtlichem Conchylien- und Diatomeenreichtum. Die Farbe ist grau, in trockenem Zustand grauweiß.
2. **Kalkmudde** als Übergang zur Torfmudde- oder Torfbildung. Sie wird durch 30—60% CaCO_3 , höheren Glühverlust als Seekreide, allgemein geringeren Conchyliengehalt und Diatomeengehalt und eine gelbgraue bis braungraue Farbe charakterisiert.
3. **Torf mudde** als weiterer Übergang zur Torfbildung. Der Glühverlust der braunschwarzen bis schwarzen breiigen Masse schwankt zwischen 30 und 80%, der Kalkgehalt zwischen 0 und 30%.
4. **Niedermoortorf** in verschiedener Ausbildung als Schilf-, Seggen- und Bruchwaldtorf. Die Farbe ist hellbraun bis dunkelbraun und schwarz, der Zersetzungsgrad liegt meist bei 5—7. Der Glühverlust schwankt zwischen 60 und 90%, der Kalkgehalt bleibt um 0.

In den untersuchten Becken tritt verbreitet nur ein holozänes limnisches Sediment auf: die Seekreide. Der für Verlandungsvorgänge charakteristische Übergang von der Seekreide zum Torf erfolgt in den Bohrprofilen meist mit scharfer Grenze, z. T. mit Übergängen über Kalk- und Torfmudde. Der Wechsel von der Seekreide zum Torf zeigt an, daß der Seeboden an dieser Stelle so weit aufgehöhrt war, daß er der Verlandung anheimfallen konnte; das heißt, daß der Seespiegel zu dieser Zeit nur wenig über der Obergrenze der Seekreide stehen konnte. Dasselbe gilt für den Übergang vom Torf zur Seekreide, hier allerdings als Beweis für das neuerliche Übergreifen des Sees auf bereits verlandete Flächen. Während die Tiefenlage der limnischen Sedimente sonst keine große Aussagekraft über die synchronen Seespiegelstände hat, da sich die Seekreide gleichzeitig in verschiedenen Tiefen des Sees bilden kann, bietet die Niveaufestlegung der Seekreide-Torf-Grenze bzw. Torf-Seekreide-Grenze, der Verlandungs- bzw. Überflutungsmarken, die Möglichkeit, Aussagen über die ungefähre Höhenlage des Seespiegels zur Zeit der Verlandung bzw. Überflutung zu treffen. Die Pollenanalyse kann diese Vorgänge auch zeitlich einordnen. Die niveaugerechte Zusammenzeichnung der Bohrprofile aus drei Teilbereichen des Untersuchungsgebietes (siehe Abb. 3, 4 und 8) beruht z. T. auf Einnivellierung der Bohrpunkte, z. T. auf Schätzungen mit den Seeflächen als Bezugspunkt. Obwohl dabei Niveaufehler von 2—3 dm möglich sind, zeigten die Überflutungs- und Verlandungsmarken in den einzelnen Diagrammen doch eine gute Übereinstimmung. Die auftretenden Differenzen von wenigen dm können sich auch daraus ergeben, daß die Marken gleicher Horizonte zwar derselben waldgeschichtlichen Periode angehören, jedoch im Alter um Jahrhunderte voneinander abweichen können, ohne daß dies pollenanalytisch einwandfrei erfaßbar wäre. Inzwischen kann sich der Seespiegel leicht verändert haben. Dagegen dürfte die Moorentwässerung der letzten hundert Jahre kaum einen Einfluß auf die Lage der Seekreidekorizonte und Niveaumarken haben, da durch sie nur die obersten 5—12 dm der z. T. über 9 m mächtigen Bohrprofile beeinflusst wurden. Verlagerungen der Schichtgrenze zwischen Torf und aquatischen Sedimenten infolge von Abtragungsvorgängen an der Mooroberfläche, wie sie GROHNE (1957, S. 22 f.) im Transgressionsbereich der südlichen Nordsee feststellte, scheiden an den Seebecken ebenfalls aus.

So erscheint der Versuch gerechtfertigt, aus der Höhenlage der Überflutungs- und Verlandungsmarken in Verbindung mit ihrer zeitlichen Eindatierung durch die Pollenanalyse den ungefähren Spiegelstand der Seen zu verschiedenen Zeiten zu rekonstruieren. Dabei

interessieren nicht so sehr die absoluten Werte, sondern vor allem die Relativwerte des Spiegelanstieges im Laufe der holozänen Entwicklung.

Die in den Abbildungen gemachten Niveaangaben beziehen sich verständlicherweise nicht auf die niedrigsten oder höchsten Spiegelstände zu den verschiedenen Zeitabschnitten, sondern auf das vermutliche Niveau zu Anfang bzw. Ende der in den Bohrunen erfaßten limnischen Perioden. Es werden damit also Niveaumarken für den Beginn stärkerer Transgressionsstöße bzw. Retardations- oder Regressionsphasen erzielt, nicht die Maxima oder Minima der Spiegelschwankungen.

Sachlich wurde bei der Festlegung der Spiegelhöhen so verfahren, daß zu der Lage der synchronen Verlandungs- bzw. Überflutungsmarken jeweils 5 dm hinzugezählt wurden, eine Wassertiefe, die nach rezenten Vergleichen für die verbreitete Ausbildung von Seekreide und Kalkmudde notwendig erscheint.

4. Die Sedimentationsphasen in den untersuchten Becken des oberen Peenegebietes

Eine Untersuchung der holozänen Sedimentationsphasen verspricht überall dort Erfolg, wo der glazigene Beckenboden sanft zu den heutigen Seen hin einfällt, wo daher ein breiter Verlandungstreifen ausgebildet ist. Hier mußte sich jede Spiegelveränderung der Seen durch horizontal weit ausgreifende Verlandungs- oder Vernässungsvorgänge bemerkbar machen. Die Abbohrung der Moorflächen erfolgte daher jeweils an den in der ehemaligen Gletschervorstoßrichtung liegenden Seeufnern, nämlich am NW- und N-Ufer des Kummerower Sees, am N- und S-Ufer des Teterower Sees und am Südufer des Malchiner Sees.

4.1. Kummerower See

Von Neukalen bis zur Dargum-Uposter Niederung erstrecken sich weite Verlandungsflächen in einer Breite von maximal 2,5 km am See entlang. Das Gelände liegt heute 0,5—2 m über NN (Seespiegel +0,2 m NN). Nach dem Bohrnetz fällt der Beckenboden überall am Rande der Niederung schroff auf ca. —4 m NN ein und dacht sich dann zum See hin langsam auf 7—9 m unter NN ab (Abb. 2). Die mächtigsten Alluvionen liegen in der von Aalbude zur Dargum-Uposter Niederung ziehenden Rinne, die bis über —10 m NN hinabreicht. An ihrem Rande wurde die pollenanalytisch ausgewerte Bohrung M 13 angesetzt. Die beiden von HALLIK (1943) veröffentlichten Bohrungen „Kummerower See 1 und 2“ (KS 1 und 2) liegen am Brudersdorfer Damm.

An der Basis der holozänen Sedimentserie lagern Sande wechselnder Korngröße. In den tieferen Teilen des Beckens finden sich auch Beckentone einer spätpleistozänen Stauseephase. Eine Bohrung an der Aalbude (Bohrung Verchen 4 im Bohrregister der geologischen Kommission Schwerin) findet ihn in ca. 17 m Tiefe. Bei den Handbohrungen ließ sich diese Tiefe nicht erreichen. Es ist jedoch zu erwarten, daß die tundrenzeitliche bis präboreale Entwicklung der des Teterower Beckens etwa parallel verläuft (siehe Kap. 4.2.) Das älteste erfaßte Glied der holozänen Sedimentation besteht in bis zu 5 m mächtigen Seekreidebildungen, die den gesamten heutigen Verlandungsraum einheitlich erfüllen und um —3 m NN randlich austreichen. Da der Beckenboden überall steil bis zu dieser Tiefe abfällt, reichen sie fast bis an den Niederungsrand heran (Abb. 2). Hier sind zwischen Neukalen und Neu Warsow am Beckenrand fossile Kliffstrecken ausgebildet, die offensichtlich von der damaligen Seearbeit zeugen. Der damalige See, dessen Seekreiden nach den pollenanalytischen Datierungen der Bohrungen M 13 sowie KS 1 und 2 bis ins frühe Atlantikum reichen, erfüllte also das gesamte Becken. Den Seespiegel können wir nach dem Austreichen der Seekreide und den fossilen Kliffstrecken für jene Zeit etwa bei —2,5 m NN erwarten.

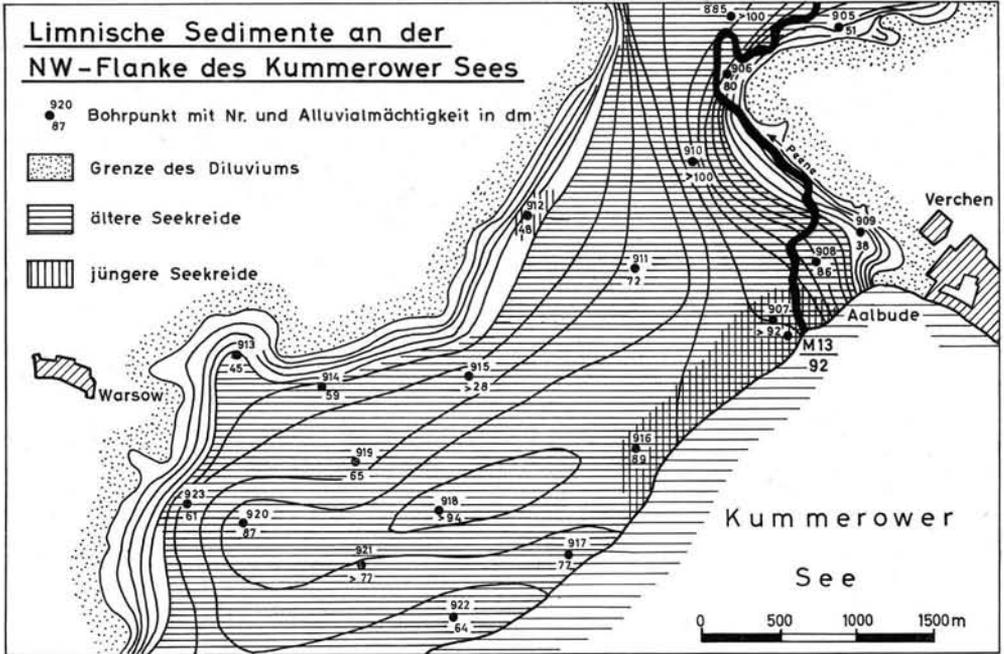


Abb. 2.

Die umfassende Verlandung, in deren Verlauf der Kummerower See im älteren Atlantikum bis etwa auf das heutige Areal schrumpfte, begann wohl schon im Boreal. In den Bohrungen KS 1 und 2 ist diese Verlandung mit Verlandungsmarken um -3 m NN deutlich ausgeprägt, was die Festlegung des Seespiegels auf ca. $-2,5$ m NN stützt (Abb. 3). In der dicht am heutigen Seeufer gelegenen Bohrung M 13 geht dagegen die limnische Sedimentation weiter. Allerdings deutet auch hier der Übergang zur Kalkmuddebildung mit deutlich höherem Anteil an Torfsubstanz das Heranrücken der Verlandungszone an.

Im jüngeren Atlantikum griff der See erneut randlich auf die Verlandungszone über. Die um diese Zeit über den altatlantischen Torfen beginnende Seekreideablagerung reicht bei KS 1 von $-2,25$ m NN bis $-1,15$ m NN herauf, bei M 13 bis $-1,6$ m NN (Abb. 3). Nach diesen Niveaumarken dürfte der Seespiegel zu Beginn der limnischen Phase bei ca. $-1,7$ m NN an ihrem Ende bei ca. $-0,7$ m NN gestanden haben. Die pollenanalytische Datierung der Verlandungsmarke bei KS 1 ist unsicher, da die Auswertung von HALLIK (1943, S. 54 ff.) abgebrochen wurde. Das letzte, die ungefähre Grenze zwischen Jungatlantik und Subboreal anzeigende Leitspektrum liegt bei $-1,75$ m. Die darüberliegenden 5 dm Seekreide und die abschließende Verlandungsmarke gehören also ins Subboreal, wenn nicht an den Beginn des Subatlantikums. Die Verlandungsmarke bei M 13 rechnet eindeutig ins ältere Subatlantikum. Die geringe Niveaudifferenz zwischen beiden Marken deutet darauf hin, daß beide zeitlich nicht sehr weit auseinanderliegen dürften.

Während des Subatlantikums dauerte das Torfwachstum auf den Verlandungsflächen an. Nur auf begrenzten Flächen (wie bei M 13 in 0 bis 0,3 m NN) sind erneute limnische Bildungen zwischengeschaltet. Den Abschluß des Profils gibt die Verlandung in junger Zeit. Der höchste Seespiegel vor der künstlichen Absenkung im vorigen Jahrhundert ist nicht sicher zu erfassen. Nach der von K. RICHTER (1937) beschriebenen Abrasionsterrasse am Seeufer bei Gravelotte in ca. $+1,2$ m NN dürfte er etwa in diesem Niveau gestanden haben.

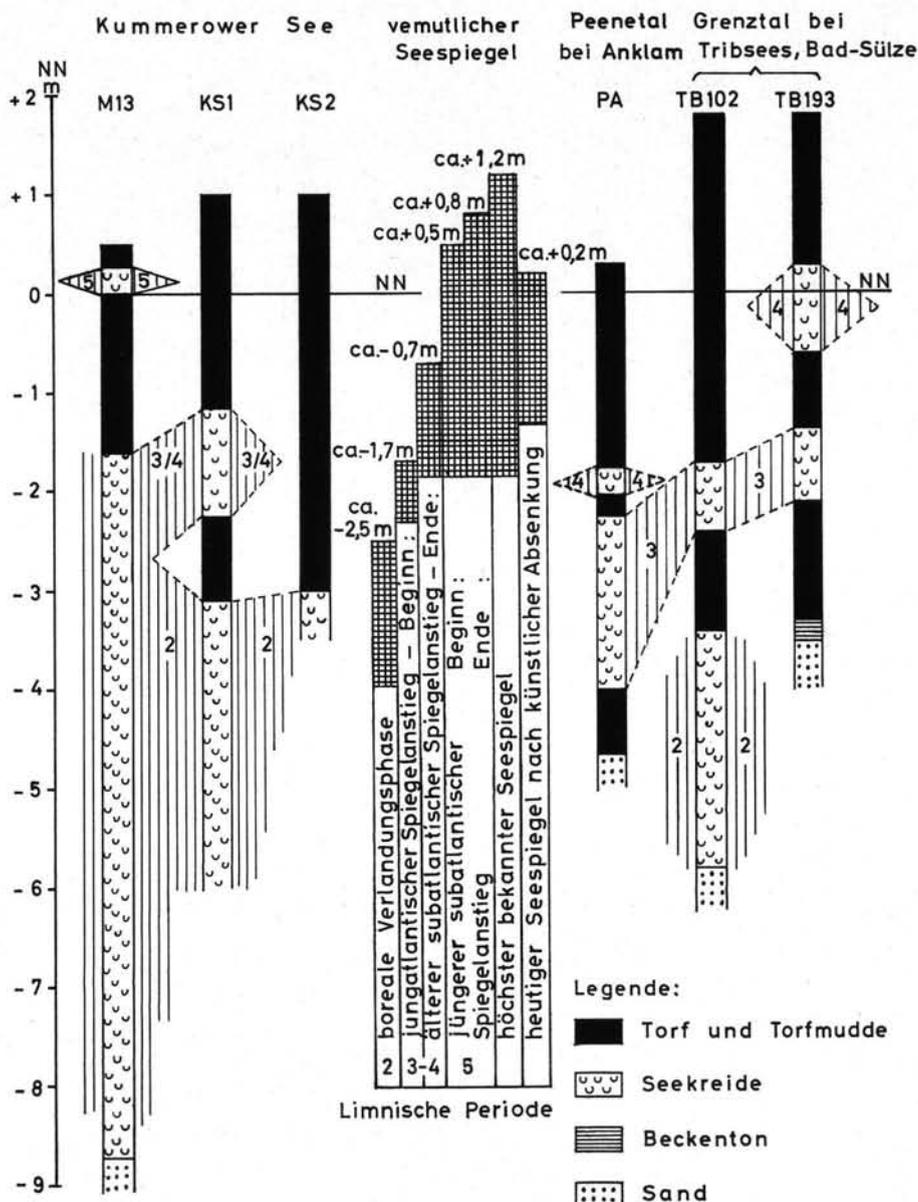


Abb. 3. Limnische Perioden und Spiegelentwicklung im Kummerower See, im Peenetal und Grenztaal.

4.2. Teterower See

Im Teterower Seebecken bilden spätpleistozäne limnische Ablagerungen verbreitet die Basis der holozänen Sedimentserie. Sie sind am besten in den Bohrungen T 5 und T 8 aufgeschlossen (Abb. 4). Bei T 8 eröffnen schwach kalkhaltige Beckentone mit vereinzelt Conchylien die limnische Sedimentationsserie. Über ihnen folgen tonige Seekreiden und darauf wieder Beckentone in größerer Mächtigkeit. An der Obergrenze dieser spätpleisto-

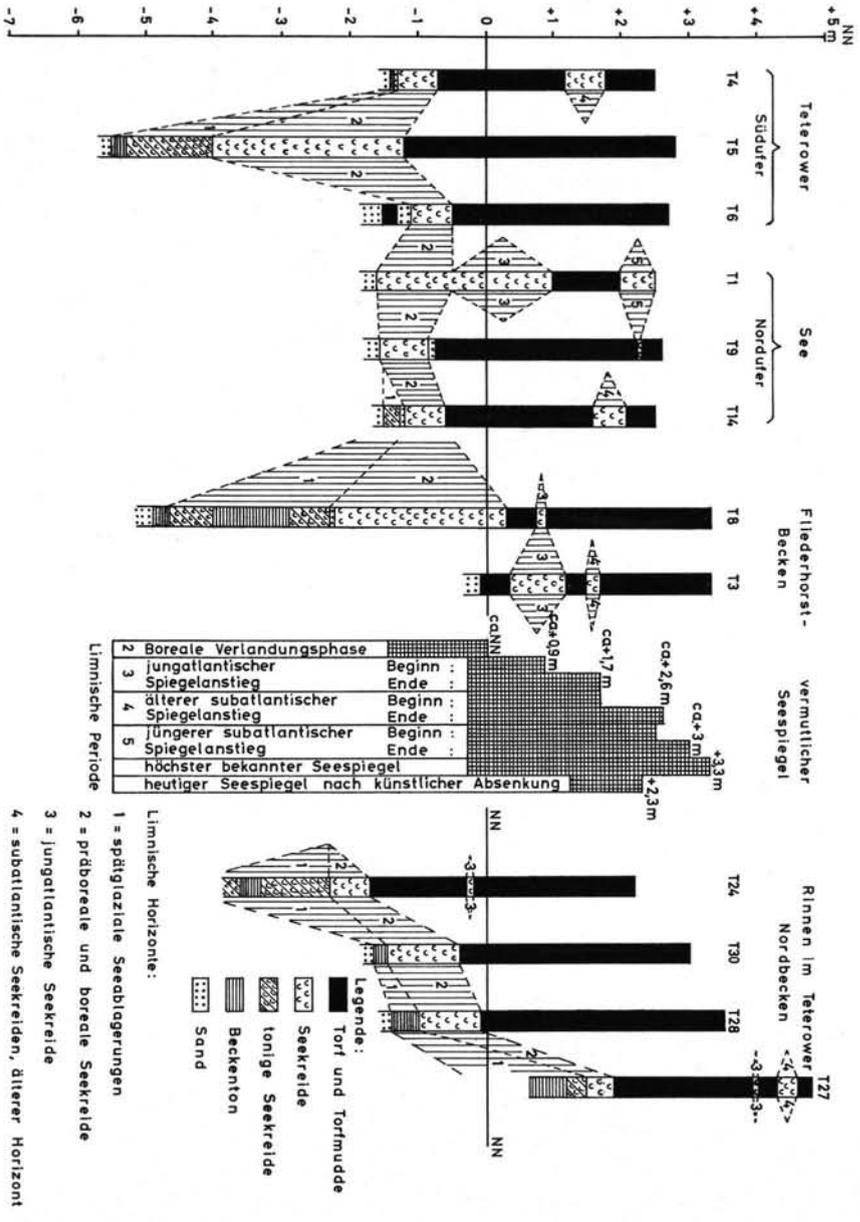


Abb. 4. Limnische Perioden und Spiegelentwicklung im Teterower Becken.

zänen Schichtserie leiten erneut tonige Seekreiden zu den warmzeitlichen Seeablagerungen über. Sandige Zwischenschichten in den Beckentonen zeugen von kurzfristig stärkerer Einschwemmung minerogener Materials ins Becken. Eine letzte sandige Zwischenschicht grenzt den spätpleistozänen Sedimentzyklus gegen die jüngeren Bildungen ab (bei T 4, 6, 8 und 14).

Der Übergang zu warmzeitlichen limnischen Bildungen (conchylienreiche Seekreiden mit einem Karbonatgehalt von ca. 80%) fällt ins Präboreal. Die präboreale Seefläche

erfüllte fast das gesamte Teterower Südbecken einschließlich der heutigen Verlandungsflächen, wie die Kartierung dieses älteren Seekreidehorizontes zeigt (Abb. 5, in der aus Gründen der Übersichtlichkeit die Bohrpunkte des Torfkatasters fehlen). Nach dem höchsten Auftreten der Seekreideschichten um $-0,5$ m NN kann angenommen werden, daß der damalige Seespiegel um NN lag (Abb. 4). Das Fliederhorstbecken ist vom Teterower Becken durch eine Rückzugsstaffel getrennt. Dies erklärt das Auftreten der präborealen und borealen Seekreiden bei Bohrung T 8 in höherem Niveau. Erst später traten beide Becken durch den folgenden Spiegelanstieg im Teterower See über die bei $+0,7$ m NN liegende Moränenbarre miteinander in Verbindung. Die jüngeren limnischen Bildungen liegen bei beiden Becken im gleichen Niveau.

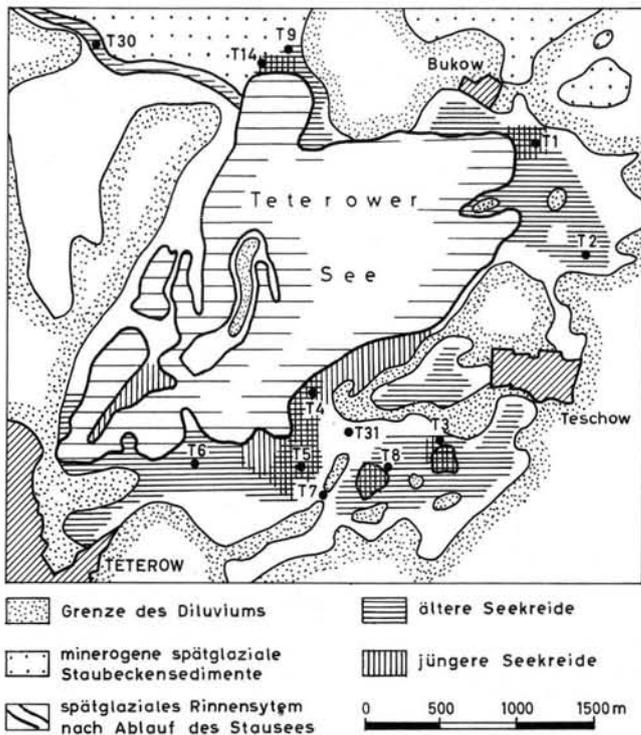


Abb. 5. Limnische Sedimente im Teterower Becken.

Im Verlauf des Boreals begann auch hier eine umfassende Verlandung. Nach den pollenanalytisch datierten Bohrungen T 4, 8, 14 und 27 schrumpfte der Teterower See bis zum Beginn des älteren Atlantikums auf sein heutiges Areal, vielleicht sogar darüber hinaus. Nur in der am Austritt der Peene aus dem See liegenden Bohrung T 1 reicht die limnische Phase vom Boreal ohne Unterbrechung bis ins jüngere Atlantikum. Bei allen anderen Bohrungen sind das späte Boreal und das ältere Atlantikum durch Torfbildung gekennzeichnet, wobei die Entwicklung z. T. bis zum Bruchwaldtorf voranschreitet. Dieser Entwicklungsperiode ist wohl auch eine Seeterrasse im Teterower Südbecken und der Fund eines Stubbenwaldes südlich der Bukower Moräneninsel zu parallelisieren, die WALTER (1919) durch Bohrungen rekonstruierte. Die von ihm angegebene Lage bei ca. -1 m NN dürfte wohl nach dem Vorkommen der borealen Seekreiden bis $-0,5$ m NN etwas zu niedrig geschätzt sein.

Zu Beginn des jüngeren Atlantikums setzt mit der Überlagerung der altatlantischen Torfe durch Seekreiden eine neue Entwicklungsphase ein. Wie die Verbreitung dieser jüngeren Seekreiden zeigt, greift der See jedoch nur noch randlich auf seine Verlandungsflächen über und erfüllt nicht mehr das gesamte Seebecken (Abb. 5). Weiterhin zeigen die Bohrprofile der Abb. 4 das Auftreten der jüngeren Seekreidehorizonte in drei verschiedenen durch Torfschichten voneinander getrennten Niveaus: einen jungatlantischen Seekreidehorizont bis etwa +1,2 m NN und zwei subatlantische bis +2,1 m bzw. +2,5 m NN (Niveau der Verlandungsmarken). In den Rinnen im Teterower Nordbecken (T 27, 28, 30) deutet sich dieselbe Entwicklung in entsprechend höherem Niveau an. Als Verlandungsphasen erweisen sich das Subboreal, die Mitte des Subatlantikums und die jüngste Zeit. Die den Niveaumarken zugehörigen Spiegelhöhen der drei limnischen Phasen dürften bei ca. +0,9 bis 1,7 m, bei +1,7 bis 2,6 m und bei +2,5 bis 3,0 m NN zu suchen sein.

Die jüngste Verlandungsphase hängt wohl in starkem Maße mit menschlichen Eingriffen zusammen. Nach dem höchsten Spiegelstand in historischer Zeit, der von WALTER (1918) mit +3,5 m NN, von STAHL (1913) mit +3,3 m NN angegeben wird, erfolgte durch die Peene-Regulierung von 1860 eine Spiegelsenkung auf +2,3 m NN, was eine intensive Verlandung an den Seeufnern auslöste.

4.3. Dahmer Moor

Eine Untersuchung der Verhältnisse am Rande des Malchiner Sees erscheint wenig ratsam, da hier die künstliche Spiegelsenkung im letzten Jahrhundert mit mehr als 2 m so stark war, daß der ehemalige Seegrund auf weite Strecken als Auenterrasse freiliegt. Dagegen bietet sich das südlich des Malchiner Sees gelegene, von ihm durch eine Moränenschwelle großenteils abgetrennte Dahmer Moor für die Untersuchung an. Bei der Abbohrung des Moores konnte südlich von Dahmen ein ehemaliges Seebecken von etwa 2 km Länge und 0,5 km Breite mit mehr als 5 m mächtigen warmzeitlichen Seekreiden kartiert werden. Es stand mit dem Malchiner See durch einen Abfluß im Durchbruch ca. 2 km WNW Dahmen in Verbindung. Dieser Dahmer See war bereits vor der Spiegelsenkung des Malchiner Sees bis auf zwei kleine Teiche verlandet, wurde also von ihr nicht mehr beeinflußt und weist die holozäne Sedimentserie noch etwa in ursprünglichem Niveau auf.

Im Zentrum des ehemaligen Seebeckens (M 2, M 3, Abb. 6) sowie bei M 6 konnten die Seekreiden der mehr als 8 m mächtigen Sedimentfolge nicht durchteuft werden. Die für Bohrung M 2 ausgezählten Pollenspektren aus den untersten und obersten Bereichen

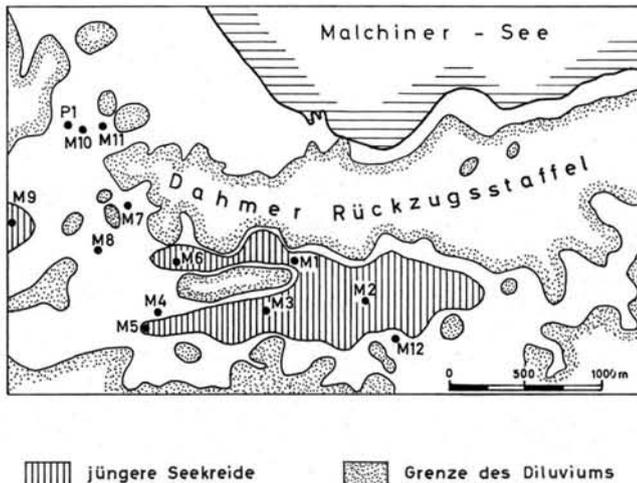


Abb. 6. Limnische Sedimente im Dahmer Moor.

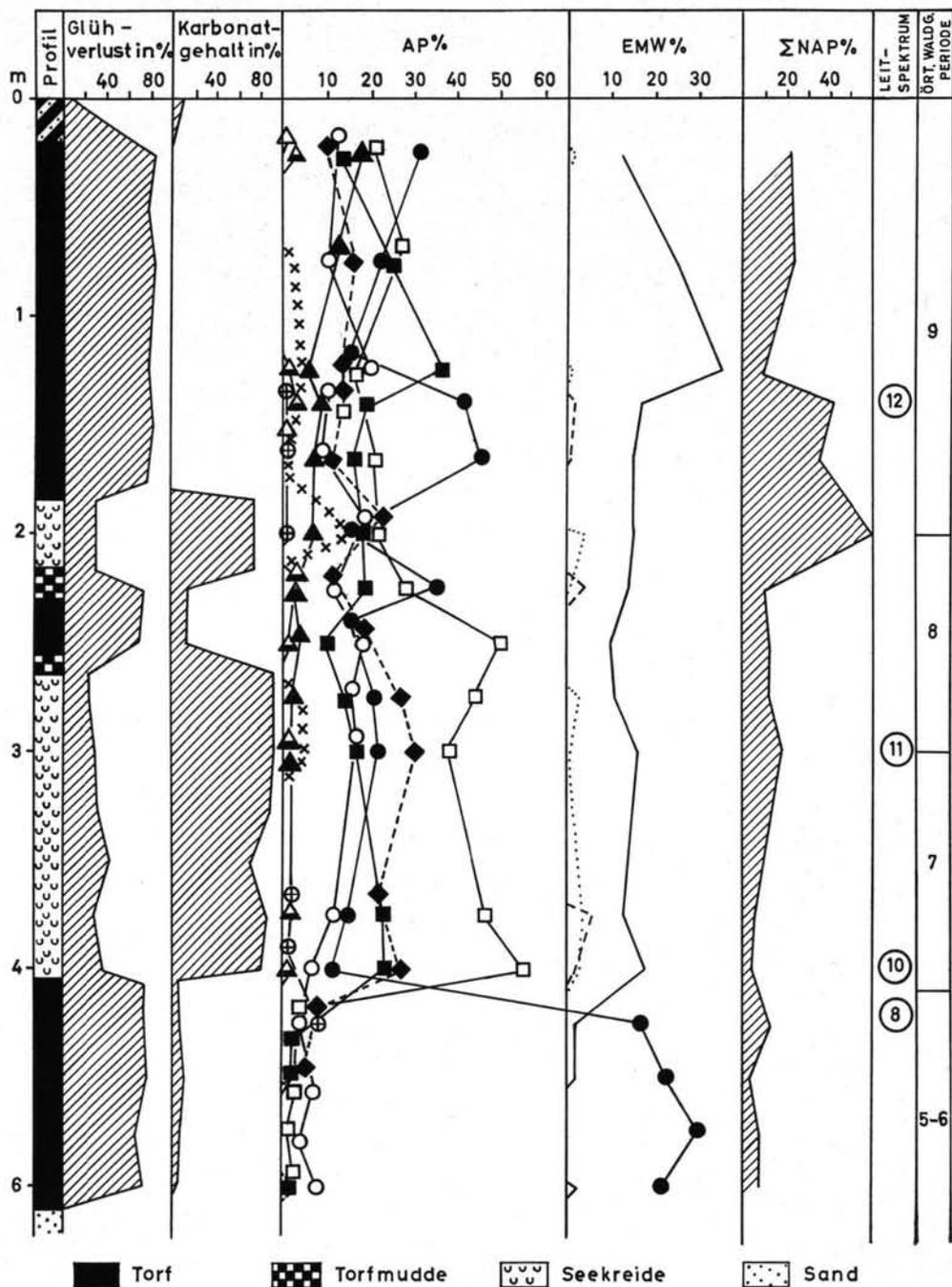


Abb. 7. Pollendiagramm der Bohrung M 1 (Dahmer Moor).

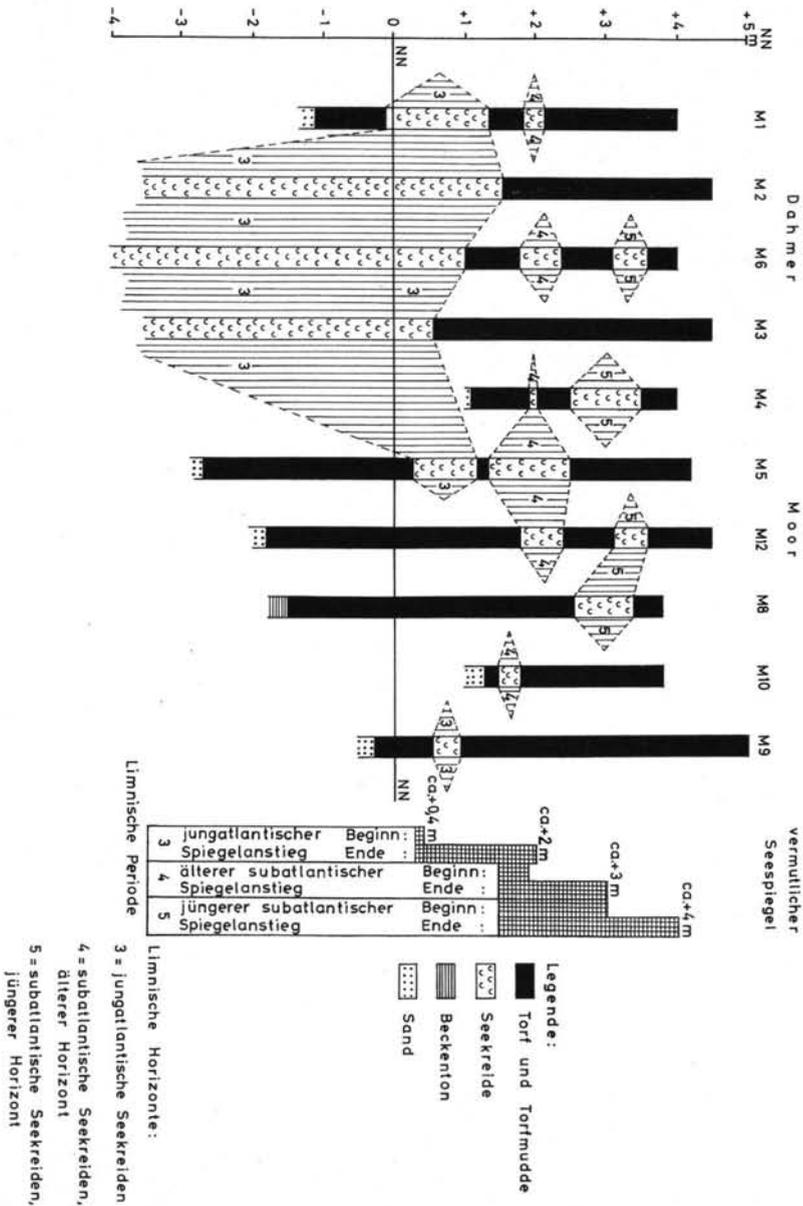


Abb. 8. Limnische Perioden und Spiegelentwicklung im Maldiner Becken (Dahmer Moor).

des in ca. 5 m Mächtigkeit erbohrten Seekreidehorizontes weisen darauf hin, daß die gesamte erbohrte Seekreideablagerung atlantischen Alters ist. Die älteren limnischen Bildungen liegen hier noch tiefer. Über sie und die Spiegelhöhe des vermutlich vorangegangenen präborealen und borealen Sees können keine Angaben gemacht werden. Die Verlandung dieses Dahmer Sees erfolgte nach dem Pollendiagramm der Bohrung M 1 im frühen Subboreal (Abb. 7). Die Seekreiden gehen bei ca. +1 bis 1,5 m NN in Torfmudden und Niedermoortorfe über. Danach lag der Seespiegel damals um ca. +1,5 bis 2 m NN.

Bei den am Rande oder abseits des Sees gelegenen Bohrungen M 1, 5, 8 und 12 beginnt die holozäne Sedimentserie mit der Auflagerung von Niedermoortorf auf die spätpleistozänen Sande und Beckenabsätze. Nach den pollenanalytischen Datierungen der Bohrung M 1 setzt dieses Torfwachstum erst im Boreal und Atlantikum ein (Abb. 7). Im Jung-Atlantikum griff der See bei einem Spiegelstand von ca. +0,4 m NN randlich auf die Moorflächen über, wie die Einschaltung jungatlantischer Seekreiden von 1—1,5 m Mächtigkeit in die Niedermoorbildungen bei M 1 und 5 beweist (Abb. 8). Dann setzte sich mit der oben geschilderten Verlandung des Seebeckens auch hier das Torfwachstum fort.

Mit der Verlandung des Dahmer Sees ist die holozäne Beckenausfüllung auch hier nicht abgeschlossen. Im Subboreal und Subatlantikum entstehen weitere 2,5—3 m mächtige Niedermoortorfe, die das Dahmer Becken heute bis +4 bis 4,5 m NN ausfüllen. Parallel zu den Verhältnissen im Teterower und Kummerower Seebecken wird das Torfwachstum im älteren und jüngeren Subatlantikum auch hier durch die Einschaltung von bis über 1 m mächtigen Seekreidehorizonten unterbrochen, die auf das erneute Auftreten offener Wasserflächen hinweist. Die Zusammenzeichnung der Bohrungen (Abb. 8) offenbart, daß sich diese limnischen Bildungen zwei Horizonten zuordnen. Die Niveaumarken lassen für den unteren Seekreidehorizont auf Spiegelstände von +1,9 bis 3 m NN, für den oberen auf solche von +3,0 bis 4,1 m NN schließen. Darauf erfolgte die Verlandung bis auf zwei kleine Teiche.

Der Höchststand des Malchiner Sees lag vor der großen Spiegelsenkung im Jahre 1872 bei ca. +2,8 m NN. Die höchsten Teile des Dahmer Moores hoben sich um ca. 2 m über den Malchiner See hinaus. Mit der Spiegelsenkung auf 0,6 m NN vergrößerte sich das Gefälle auf ca. 4 m. Das Dahmer Moor ist daher oberflächlich trockengelegt und trägt Weideflächen sowie gute Wiesen.

4.4. Das Idealprofil der jungen Beckenausfüllung

Die recht gute Übereinstimmung in der stratigraphischen und zeitlichen Abfolge der Sedimentation läßt es zu, ein den Verhältnissen in allen drei untersuchten Seebecken entsprechendes Idealprofil der spätpleistozänen und holozänen Sedimentation zu zeichnen. Dieses Idealprofil gibt die Abfolge der Beckensedimente in den Verlandungsbereichen nahe den heutigen Seeflächen wieder (Abb. 9). Die Sicherung der zeitlichen Einordnung ist der schematischen Zusammenzeichnung aller pollenanalytisch datierten Bohrungen des Gebietes zu entnehmen (Abb. 11).

Für die erste, die spätpleistozäne Sedimentserie, die aus dem Teterower Becken näher bekannt ist, lieferte die Bohrung T 8 keine auswertbaren Pollenspektren. Doch scheint der zweifache Wechsel von Beckenton und toniger Seekreide, ebenso wie die mehrfache Einschaltung grober Sandlagen letztlich auf klimatische Schwankungen zurückzugehen (Allerödschwankung?).

Der im Präboreal folgende Übergang zu reinen Seekreiden ist gut datiert. Von nun an beherrschen bis in Boreal die mächtigen Seekreidehorizonte der älteren Seekreide das Bild. Die zugehörigen Seen erfüllen die Beckenniederungen nahezu vollständig. Im Laufe des Boreals, z. T. erst im älteren Atlantikum verlanden beträchtliche Teile der Seebecken. Die zugehörigen Torfschichten schließen den zweiten und recht einheitlichen Sedimentationszyklus der Beckenmoore ab.

Die weitere Entwicklung ist dadurch gekennzeichnet, daß die Seen vom jüngeren Atlantikum an noch mehrmals auf die bereits verlandeten Flächen randlich übergreifen. Diese Horizonte der jüngeren Seekreide sind relativ geringmächtig und werden nach oben hin durch erneute Torfbildung abgeschlossen. Die Seekreiden ordnen sich zu drei übereinanderliegenden Horizonten an, die in das jüngere Atlantikum bis Subboreal, in die Wende Subboreal—Subatlantikum und ins Subatlantikum einzudatieren sind. Sie bezeichnen den dritten, vierten und fünften Sedimentationszyklus der Beckenmoore.

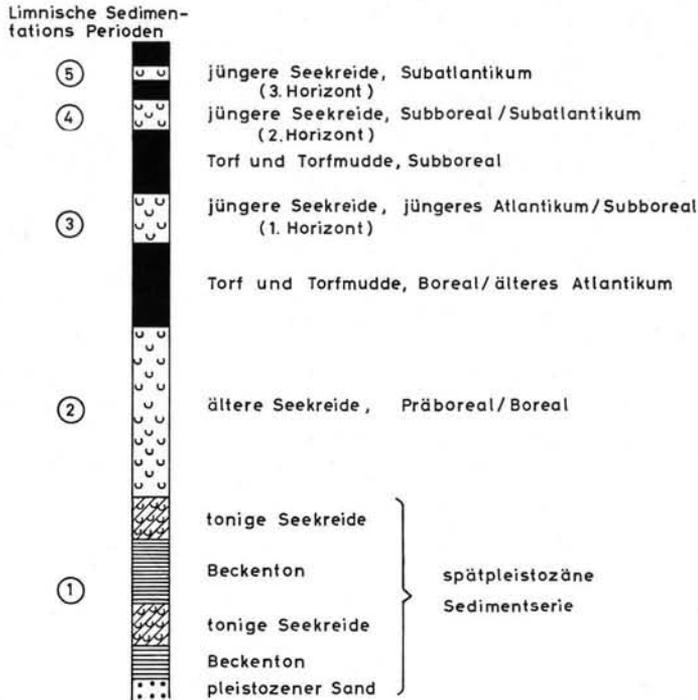


Abb. 9. Idealprofil der spätpleistozänen und holozänen Sedimentserien im Kummerower, Teterower und Dahmer Seebecken (Gesamtmächtigkeit ca. 8—9 m).

5. Die Spiegelschwankungen der Seen und ihre Beziehung zur Transgressionsgeschichte der Ostsee

Nach der weiten Verbreitung präborealer bis borealer limnischer Sedimente wurden damals fast die gesamten Beckenniederungen, z. T. auch die Flußtäler, von weiten See- flächen eingenommen. (Siehe auch G. RICHTER 1959, REINHARD 1963.) Ihre große Ver- breitung erklärt sich aus der Unausgeglichenheit des aus pleistozänen Schmelzwasserrin- nen hervorgegangenen hydrographischen Systems. Die eiszeitlichen Schwellen in den Tälern und Becken waren erosiv nur unvollständig durchbrochen, das Tauen von Toteis unter den Talböden fügte vielfach neue Hohlformen hinzu.

Die charakteristische limnische Ablagerung in den damaligen Seen ist die Seekreide. Ihre Ablagerung ist durch assimilierende Pflanzen sowie durch Belüftung und Erwärmung kalkreicher Moränengewässer bedingt. Durch die starke Ausschürfung der Ostseemulde gelangten in der letzten Vereisung gewaltige Mengen an Kreidekalk in die Glazialablage- rungen des Jungmoränengebietes. Dies erklärt die weite Verbreitung von Seekreide in den damaligen Seen.

Die normale Auffüllung eines Seebeckens durch Verlandung geht vom limnischen Se- diment zum Niedermoortorf. In der Regel finden wir dieses Normalprofil in allen Mooren der höher gelegenen Becken in der Nachbarschaft des Untersuchungsgebietes, deren Böden heute 20—30 m über NN liegen. So zeigt z. B. die Abbohrung der Moore im westlich an- schließenden Lalendorfer Becken einheitlich den Übergang von der älteren Seekreide zum Torf und ein weiteres Torfwachstum bis heute (Unterlagen beim Staatl. Torfinstitut Rostock).

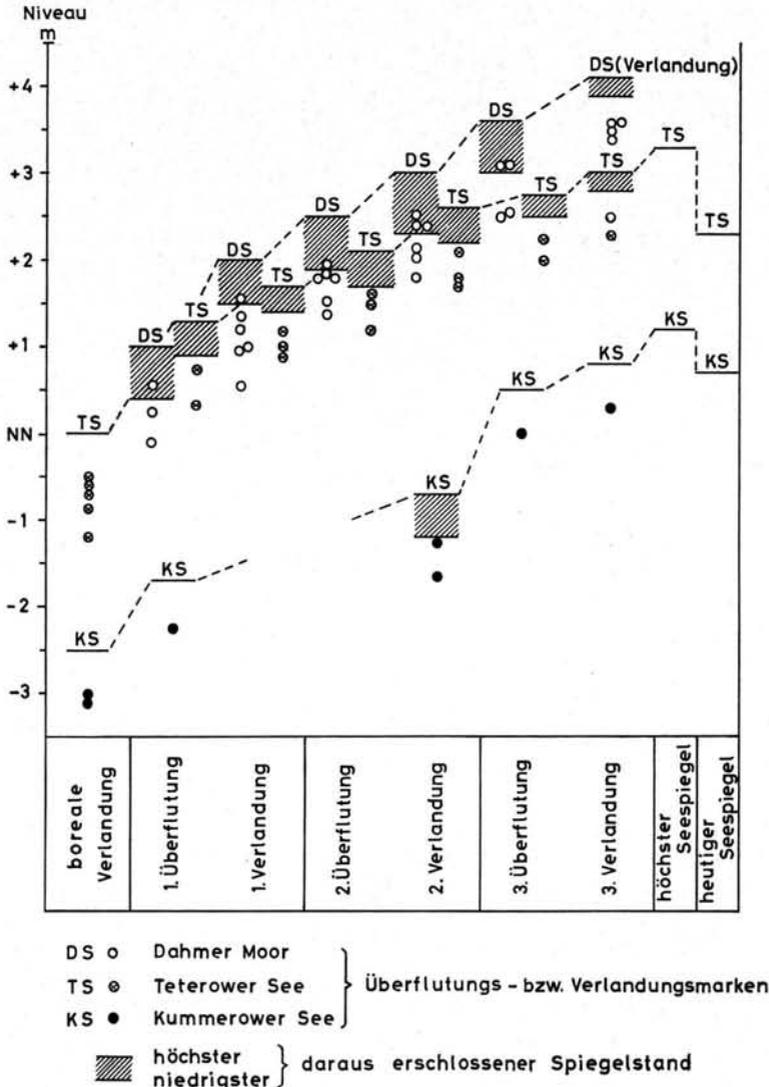


Abb. 10. Die Höhenlage der Überflutungs- und Verlandungsmarken und die vermutlichen zugehörigen Seespiegel im Kummerower, Teterower und Dahmer See.

Auch die untersuchten tiefliegenden Beckenmoore zeigen dieses Normalprofil. Es umfaßt die Sedimentationsserien 1 und 2, d. h. die spätpleistozäne und präboreal-boreale Seephase. Die Verlandung der Seen im Boreal und Atlantikum ist recht stark. Die Seen schrumpften damals bis etwa auf ihre heutige Größe, z. T. wohl sogar darüber hinaus, wie am Strand des Malchiner Sees bei Bülow auskeilende Torfschichten andeuten. Für die umfassende Verlandung lassen sich mehrere Gründe anführen. Einmal sorgte wohl die gegenüber dem Präboreal etwas fortgeschrittene Ausgleichung des hydrographischen Systems für einen besseren Abfluß des Wassers. Zum anderen waren Teile der Becken durch die starke limnische Sedimentation so weit aufgehöhht, daß sie der Verlandung anheimfallen konnten. Schließlich war das boreale Wärmeoptimum mit wesentlich erhöhter Ver-

dunstung bei bedeutend verringerten Niederschlägen der Verlandung der Seen sicher förderlich.

Ein Einfluß der Ostsee-Spiegelsenkung am Ende des Boreals könnte hinzukommen. Er ist jedoch sicher nicht der Hauptgrund, denn die Verlandung erfolgte in den Seebecken oft schon im frühen bis mittleren Boreal, z. T. erst im älteren Atlantikum und erfaßte auch geschlossene Senken (wie die Senke westlich Teschow im Teterower Becken). Weiterhin finden wir gleiche Erscheinungen auch im Beltseeraum (MIKKELSEN 1949) und an den hochgelegenen Seen der Mecklenburgischen Seenplatte, die zur Nordsee entwässern. Schließlich liegt der minerogene Talboden im Peenetal zwischen Upost und Demmin bei —4 bis —4,5 m NN, so daß sich die Spiegelsenkung der Ostsee wegen der gleichbleibenden örtlichen Abflußbasis auf die Beckenseen kaum auswirken konnte.

In der Folgezeit, seit dem jüngeren Atlantikum, werden auf die untersuchten tiefliegenden Becken offensichtlich neue Einflüsse wirksam, während im höher gelegenen Lalandorfer Becken sowie an den Seen der Mecklenburgischen Seenplatte die Verlandung ungestört fortschreitet. In den tiefliegenden Becken lagern sich jüngere Seekreiden über die borealen und altatlantischen Torfe, und zwar in drei durch Torfschichten voneinander getrennten Horizonten.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Ablagerung der jüngeren Seekreiden auf erhebliche Spiegelschwankungen der Seen zurückgeht. Die Seespiegel müssen zeitweilig so rasch angestiegen sein, daß die Verlandungsprozesse nicht schritthalten konnten. Dadurch griffen die Seen in diesen Phasen randlich auf die Verlandungsflächen über, lagerten dort Seekreiden über die Torfe und schufen damit die beschriebenen Überflutungsmarken. In Phasen geringeren Spiegelanstieges oder rückläufiger Spiegelentwicklung eroberte die Verlandung die flachen Seeränder zurück, wobei mit der Seekreide-Torf-Grenze Verlandungsmarken geschaffen wurden.

In Abb. 10 ist mit der Zusammenzeichnung der Überflutungs- und Verlandungsmarken aller Bohrungen der drei Seebecken der Versuch unternommen worden, die diese Entwicklung verursachenden Seespiegelschwankungen auch quantitativ zu erfassen. Unter der Voraussetzung, daß der einer Überflutungs- oder Verlandungsmarke zugehörige Seespiegel etwa 50 cm über der Seekreide-Torf-Grenze zu suchen ist (siehe Abschnitt 3), ergeben sich die gezeichneten Spiegelkurven. Sie liefern das Bild eines in allen drei Seen deutlichen Spiegelanstieges seit dem borealen Stand. Erfolgt der Spiegelanstieg bei den drei Seen auch in verschiedenem Niveau, so ergibt die Verbindung der mutmaßlichen Spiegelstände doch gut übereinstimmende Kurven, die nach steilem Anstieg während der ältesten Überflutungsphase immer flacher werden. Nimmt man den präboreal-borealen Seespiegel als Bezugsniveau, so ergeben sich für Kummerower und Teterower See u. a. folgende Spiegelanstiege:

Spiegelanstieg	limnische Sedimentationsperiode	Kummerower See	Teterower See
bis Beginn der ersten Überflutungsphase	3	ca. 0,8 m	ca. 0,9 m
bis Ende der ersten Überflutungsphase	3	?	ca. 1,7 m
bis Ende der zweiten Überflutungsphase	4	ca. 1,8 m	ca. 2,6 m
bis Ende der dritten Überflutungsphase	5	ca. 3,3 m	ca. 3,0 m
bis zum höchsten bekannten Spiegelstand		ca. 3,7 m	ca. 3,3 m

Für den Dahmer See sind die entsprechenden Werte nicht bekannt, da die Lage des präboreal-borealen Seespiegels nicht ermittelt werden konnte. Seit Beginn der ersten Überflutungsphase stieg der Seespiegel im Dahmer See um ca. 3,7 m. Angesichts der verschiedenen in Abschnitt 3 diskutierten Unsicherheitsfaktoren muß die Übereinstimmung der genannten Werte, der gezeichneten Niveaukurven als gut bezeichnet werden.

Im Kummerower und Dahmer See verläuft die Kurve des Spiegelanstiegs etwas steiler als im Teterower See. Dies erscheint ganz natürlich, da der Teterower See im Flußsystem weiter oberhalb liegt. Auf dem Weg vom Kummerower See über die Neukalener Peene schwächen sich die Spiegelschwankungen etwa ab. Die Auswirkungen der Spiegelschwankungen reichen im Teterower Becken am höchsten über die Null-Linie. Nach dem Vorhandensein junger Überflutungsablagerungen im Bereich der Seewiese bei Gr. Markow, einem Seitenbecken des Teterower Nordbeckens, reichen sie hier bis 5—6 m über NN herauf.

Seit dem borealen Stand stieg der Spiegel der drei Seen also um ca. 3,5—4 m an. Dieser bedeutende Anstieg macht die mächtigen holozänen Sedimentfüllungen der Becken und Flußtäler erklärlich und ist ein Grund dafür, daß die Verlandung der Seen anscheinend bis heute noch nicht viel über den boreal-altatlantischen Stand hinausgekommen ist. Die jüngsten künstlichen Spiegelsenkungen und ihre Folgen sind von dieser Feststellung auszunehmen.

Die in Abb. 10 gezeichneten Überflutungsmarken geben nicht die Spiegelhöhe zu Beginn einer Anstiegsphase wieder, aber sie markieren den Beginn umfassender Überflutung der Uferpartien, d. h. stärkeren Spiegelanstiegs. Dasselbe gilt umgekehrt für die Verlandungsmarken, die einen stärkeren Spiegelabfall oder länger dauernde Verzögerungen eines weiteren Anstieges demonstrieren. Der Spiegelanstieg erfolgte demnach nicht kontinuierlich, sondern besonders in drei Stößen, denen die drei Überflutungsphasen entsprechen. Sie liegen im jüngeren Atlantikum bis Subboreal, an der Wende Subboreal—Subatlantikum und im Subatlantikum. Nach den Spiegelkurven der Seen war der älteste, jungatlantische Überflutungsstoß der stärkste, der jüngste der schwächste. Dasselbe sagt auch die von unten nach oben abnehmende Mächtigkeit und Verbreitung der zugehörigen Seekreidehorizonte aus. Ebenso erweist sich die auf den ältesten Überflutungsstoß folgende subboreale Verlandungsphase als die umfassendste.

Die Ursache für den erheblichen Spiegelanstieg der Seen liegt im gleichzeitigen Anstieg des Ostseespiegels während der Litorina-Transgression. Das ist bekannt. Dennoch erscheint es nicht uninteressant, die hier dargelegten Ergebnisse mit dem neuen Forschungsstand zum Ablauf der Transgression an der Küste zu vergleichen.

Die bei KLEWE (1962, Abb. 3) wiedergegebene Kurve der Meeresspiegelschwankungen von FAIRBRIDGE (1960) zeigt einen raschen Spiegelanstieg seit dem älteren Atlantikum, der im jüngeren Atlantikum mit Werten von ca. +2,5 m NN kulminiert. Seither erfolgten bis heute geringere, immer schwächer werdende Schwankungen um die Null-Linie, aus denen vor allem zwei Transgressionsstöße herausragen: einer an der Wende Subboreal—Subatlantikum, ein zweiter etwa an der Grenze zwischen älterem und jüngeren Subatlantikum. Dazwischen liegen schwache Regressionsphasen, von denen ebenfalls die älteste, subboreale, am besten ausgeprägt ist.

Vergleichen wir diesen Kurvenabschnitt mit der schematischen Zusammenzeichnung aller pollenanalytisch datierten Bohrungen des Untersuchungsgebietes, so ist eine gute zeitliche Übereinstimmung zwischen den Transgressionsstößen in der Ostsee und den limnischen Sedimentationsperioden 3—5 in den untersuchten Becken nicht zu leugnen (Abb. 11). Die Feststellungen einer seit dem Jungatlantikum abnehmenden Stärke der Transgressionsstöße und Regressionsphasen deckt sich ebenfalls mit dem Befund aus den Seebecken (s. o.). Auch scheint das Ausmaß der Spiegelschwankungen in den Seebecken seit dem jüngeren Atlantikum der Kurve von FAIRBRIDGE (1960) zu entsprechen, soweit dies kontrollierbar ist. Ein Vergleich der Spiegelstände zu Beginn der Überflutungsphasen (d. h. zu Beginn starken Spiegelanstiegs in der Ostsee) mit der Kurve von FAIRBRIDGE zeigt in bezug auf die heutige Null-Linie zumindest in diesen Kurvenabschnitten sehr ähnliche Werte:

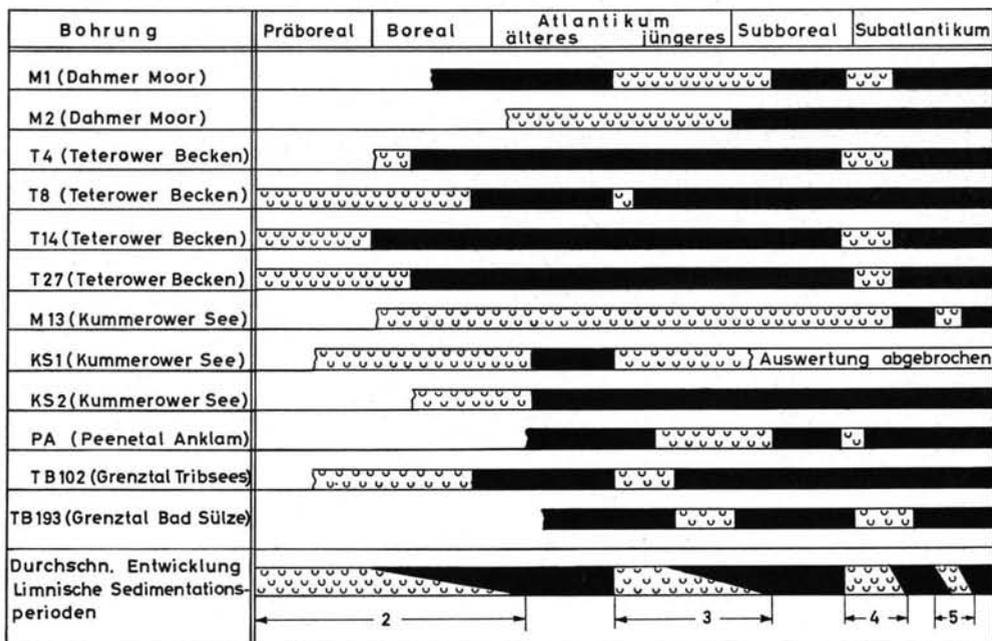


Abb. 11. Datierungsschema der limnischen Sedimentationsperioden im Peenegebiet nach den vorhandenen Pollenanalysen.

Seebecken	Lage des Spiegels unter dem höchsten Spiegelstand		
	Beginn der jungatlantischen Überflutungsphase	Beginn der subboreal-subatlantischen Überflutungsphase	Beginn der subatlantischen Überflutungsphase
Kummerower See	2,9 m	?	0,7 m
Teterower See	2,4 m	1,6 m	0,8 m
Dahmer See	3,7 m	2,2 m	1,1 m

In der Kurve von FAIRBRIDGE liegen die entsprechenden Spiegelstände zu Beginn der drei Transgressionsstöße bei ca. -3 m, -2 m und -1 m NN.

Es dürfte berechtigt erscheinen, die jungatlantische und die subboreal-subatlantische Überflutungsphase mit der zweiten und dritten Litorina-Woge L II, L III) zu parallelisieren, die FLORIN (1963, zitiert nach KLEWE 1965, S. 87) auf etwa 3500 bzw. 2000 bis 1500 v. Chr. datiert. Ein Einfluß der ersten Litorina-Woge (L I, ca. 5000 v. Chr.) auf die Seebecken ist dagegen nicht nachzuweisen. Hier stimmt der Befund nicht mit der Spiegelkurve von FAIRBRIDGE überein, die für das Ende des älteren Atlantikums einen ersten Anstieg des Meeresspiegels über die heutige Null-Linie markiert. Auch in der Nordsee liegen um diese Zeit die Wasserstandsmarken noch bedeutend tiefer (MÜLLER 1962, bes. Abb. 5 und S. 222). Der Befund in den untersuchten Seebecken deckt sich mit den bei KLEWE (1965, S. 87) genannten zeitgleichen Wasserstandsmarken von -7 bis -9 m NN. Bei diesem Spiegelstand lagen die Seebecken noch außerhalb des Ostsee-Rückstaubereiches.

Schon vor Jahren war erkannt worden, daß die spät- und postlitorine Spiegelentwicklung in der Ostsee mehrere kleinere Schwankungen aufweist, die vom Subboreal in die beiderseits benachbarten Zeitabschnitte übergreifen (KLEWE 1962, S. 139, 1963a, S. 130/131). Bei Bohrungen in den marinen Sedimenten auf der Boddenseite von Usedom und Rügen erkannte KLEWE mehrere in die oberen Meter der Bohrprofile eingelagerte gering-

mächtige Torf- und Torfmuddebänder, die auf mehrere leichte Regressionsschwankungen schließen lassen. Die Untersuchungen von REINHARD (1963) im Trebel- und Recknitztal kamen zu etwa denselben Ergebnissen wie der Verfasser und zeigten, daß die Flußtäler diese spät- und postlitorinen Schwankungen noch deutlicher widerspiegeln.

In jüngster Zeit hat KLIWE (1965) hierzu weitere interessante Untersuchungen von der Innenküste Rügens mitgeteilt. Von besonderem Interesse erscheint in diesem Zusammenhang die von KLIWE und GRAMSCH gemeinsam durchgeführte Auswertung einer Grabung bei Buddelin am Kleinen Jasmunder Bodden auf Rügen (KLIWE 1965, Abb. 8, S. 91/92). Dabei wurden Sande dreier übereinanderliegender Transgressionsabschnitte festgestellt, die durch zwei Torfhorizonte voneinander getrennt sind. Die Transgressionen wurden durch Pollenanalyse der trennenden Torfhorizonte an die Wende zwischen älterem und jüngeren Atlantikum, ins Subboreal und ins Subatlantikum datiert. Eine dem tieferen Torfhorizont auflagernde Kulturschicht wurde mit ihrem Artefakten-Inhalt der Ertebölle-Ellerbek-Kultur zugeordnet (ca. 3000 v. Chr.), was eine Parallelisierung der ältesten Transgressionsschicht mit L II, der mittleren mit L III vermuten läßt. Diese Untersuchungen stehen durchaus in Einklang mit den hier vorgelegten Ergebnissen. Sie bestätigen nun auch an der Küste das für die Flußtäler entworfene Bild. Gemeinsam mit der Untersuchung von REINHARD (1963) demonstrieren sie die einheitlichen Leitlinien in der litorinen und postlitorinen Entwicklung, die für den Küstenraum wie für die tiefliegenden Flußtäler und Becken Gültigkeit haben.

6. Zur Frage des Brackwassereintruchs in die Flußtäler

Unter den heutigen Verhältnissen von Küstenkonfiguration und Abflußverhältnissen führen die zu den mecklenburgischen Bodden entwässernden Flüsse auch in ihrem Unterlauf Süßwasser, obwohl dort oft so gut wie kein Gefälle mehr vorhanden ist. Auch Sturmfluten machen sich lediglich in Rückstauwellen bemerkbar, die nur in den Mündungsbereichen brackischen Charakter tragen. Die Reichweite dieses Rückstaus ist in Abb. 1 wiedergegeben. Da die Küstenkonfiguration nach neueren Untersuchungen im Verlauf der Litorina-Transgression nicht unerheblichen Veränderungen unterworfen war und da der Meeresspiegel zur Zeit des Litorina-Höchststandes anscheinend zeitweise höher lag als heute, erscheint die Frage nach einem eventuellen litorinen Brackwassereintruch in weitere Flußalbereiche nicht abwegig.

Nach den Untersuchungen von KLIWE (1957, 1960) im Gebiet von Usedom drang das Salzwasser während des hochlitorinen Transgressionsstoßes im jüngeren Atlantikum auch in die heute nur brackischen Boddengewässer auf der Rückseite der Inseln ein. Die Riesen-Cardien und Scorbicularien dieser Transgressionsphase wurden sogar in den Mündungen und Unterläufen der Küstenflüsse Ryk, Ziese und Peene erbohrt (KLIWE 1962, S. 138). Daß die Salzwasserfauna damals auch in die Flußmündungen eindringen konnte, spricht für das Vorhandensein eines hochlitorinen Inselarchipels (KLIWE 1965, S. 87). Bei einer derartigen Küstengestaltung konnte sich das Salzwasser, von Bauformen des Küstenausgleichs wenig gehindert, bis in die Flußmündungen vorschieben. Der Übergang zur Ausgleichsküste vollzog sich nach KLIWE (1962, S. 139, 1965, S. 89) erst im Laufe des Subatlantikums, wobei die mehr und mehr von der Ostsee abgeschlossenen Boddengewässer verbrackten, die Unterläufe der Flüsse aussüßten.

Den ersten Nachweis eines Brackwassereintruchs in die Flußtäler brachte HALLIK (1943, S. 50—53), der in der pollenanalytisch untersuchten Bohrung „Peenetal bei Anklam“ (PA, siehe Abb. 3) jungatlantische Seekreiden mit einer gemischten Diatomeenflora von Süß- und Brackwasserformen fand. Als Brackwasserformen wurden von ihm u. a. *Campylodiscus clypeus*, *Synedra affinis* und *Nitzschia scalaris* bestimmt. HALLIK (1943, S. 71) erkannte, daß der Salzgehalt in dem 1,75 m mächtigen Seekreidehorizont offen-

sichtlich stärker schwankte. Neben Schichten mit weit überwiegender Süßwasserformen traten andere mit einer starken Dominanz der Brackwasserformen auf (wie bei —3,7 m NN). Damit ist für den jungatlantischen hochlitorinen Transgressionsstoß die zeitweilige Verbrackung des Peenetales bis ca. 10 km landeinwärts nachgewiesen. Für den jüngeren, subboreal-subatlantischen Seekreidehorizont der Bohrung PA (um —1,9 m NN) erwähnt HALLIK keine Brackwasserdiatomeen. Zu dieser Zeit war der Peene-Unterlauf offensichtlich wieder völlig ausgesüßt, was mit den Erkenntnissen KLIEWES zum damals fortschreitenden Küstenausgleich übereinstimmt.

Tabelle 1
Conchylientabelle der Bohrung Malchin 13
(untersucht von Dipl.-Geogr. W. JANKE)

Bohrtiefe	Großmuschelreste	<i>Anodonta cygnea</i>	<i>Theodoxus fluviat.</i>	<i>Bitbynia tentac.</i>	Schließeckel von <i>Bitb.</i>	<i>Radix ovata</i>	<i>Radix auricularia</i>	<i>Valvata piscinalis</i>	<i>Valvata pulchella</i>	<i>Valvata cristata</i>	<i>Hippeutis complan.</i>	<i>Spiralina vortex</i>	<i>Ancylus fluvi.</i>	<i>Sphaerium</i> (Einzelschalen)	<i>Pisidium</i> (Einzelschalen)	<i>Batbyomphalus</i> <i>contortus</i>
2,75 — 3,00				5		1			1				2		2	1
3,75 — 4,00		1	8	13	6	8		2	1	6	2	1			12	1
4,45 — 4,70			1	1		1				4					13	1
4,75 — 4,85	4		19	33	27	4		5	6	9			4		40	
5,05 — 5,30								1		1				1	4	
5,45 — 5,70	4															
5,75 — 6,00			1	4	3	2		4	5	3			1	2	14	
6,45 — 6,65															4	
6,75 — 7,00					1	2		3	1							
7,75 — 8,00		1	2	16	21	9			3	18					5	
8,00 — 8,25				4		1		2		1						2
8,45 — 8,70						3		1		2	1	1			4	
8,75 — 9,00	1			3	5	1			2	2				2	3	
9,05 — 9,20				1	6				1	2				Br.	Br.	

Br. = Bruchstücke

Da die Peene nach den vorgelegten Untersuchungen während der litorinen Transgressionsstöße vom Kummerower See bis zur Mündung so gut wie kein Gefälle hatte, wäre ein zeitweiliger schwacher Brackwassereinfluß bis in diesen Teil des Tales für die Zeit des hochlitorinen Transgressionsvorstoßes denkbar. Daher wurde die am Ausfluß der Peene aus dem Kummerower See gelegene Bohrung M 13 nach ihrem Konchylien- und Diatomeengehalt untersucht (Konchylien: Dipl.-Geogr. W. JANKE, Greifswald; Diatomeen: Prof. Dr. H. KLIEWE, Jena). Weder die Conchylientabelle (siehe Tabelle 1) noch die Diatomeenflora zeigen einen spürbaren Brackwassereinfluß. Prof. Dr. KLIEWE schrieb dem Verfasser zur Diatomeenanalyse:

„Alle untersuchten Proben von 2,4 bis 9,3 m Teufe enthalten eine individuenreiche Diatomeenflora. Die ausgezählten Formen sind sämtlich und durchgehend solche des Süßwassers. Brack- und Salzwasserformen konnten in keinem Fall sicher festgestellt werden. Eine grundlegende Änderung in der Artenzusammensetzung innerhalb des Gesamtprofils ist nicht zu erkennen. Grund- und Aufwuchsformen dominieren stark. Das

läßt ebenso wie die vorhandenen Kieselnadeln von Spongien den Schluß auf Flachwasser zu.

Die angetroffenen Leitformen, die häufig und in nahezu allen Proben festgestellt werden konnten, sind:

<i>Stephanodiscus astraea</i>		<i>Cymbella lanceolata</i>
<i>Synedra ulna</i>		<i>Gomphomena angustatum</i>
<i>Synedra capitata</i>		<i>Gomphomena acuminatum</i>
<i>Navicula oblonga</i>	und	<i>Rhopalodia gibba</i> . . .“
<i>Amphra ovalis</i>		

Damit kann es als sicher gelten, daß der im unteren Peenetal bei Anklam nachgewiesene hochlitorine Brackwassereinbruch den Kummerower See und die anderen untersuchten Seebecken nicht erreichte. Die Fernwirkung der Litorina-Transgression besteht hier nur in den geschilderten Rückstauerscheinungen und ihren Folgen.

7. Folgerungen und Vergleiche zur Nordsee-Transgression

Die Untersuchung der jungen Sedimente in mehreren Seebecken des Peenegebietes erhellte eine wechselvolle holozäne Entwicklungsgeschichte:

1. Nach einer spätglazialen Staubeckenphase, die bei G. RICHTER (1963, S. 65—68) näher beschrieben ist, erfüllten präboreale Seen die gesamten Becken einschließlich der heutigen Verlandungsflächen. Im Verlauf des Boreals und Atlantikums verlandeten die Seen etwa bis auf ihr heutiges Ausmaß, vielleicht sogar darüber hinaus. Seit dem jüngeren Atlantikum eroberten die Seen in drei Überflutungsphasen Teile der Verlandungsflächen zurück. Diese von zwischengeschalteten Verlandungsphasen unterbrochenen Überflutungsphasen liegen im Jung-Atlantikum bis frühen Subboreal, im späten Subboreal bis frühen Subatlantikum und im Subatlantikum. Der aus Überflutungs- und Verlandungsmarken rekonstruierte Spiegelanstieg der Seen, der diese Entwicklung verursachte, beträgt, vom präboreal/borealen Niveau gerechnet, etwa 3,5 bis 4 m. Damit ist die erste der eingangs gestellten Fragen beantwortet.

2. Die umfassende boreale Verlandung der Seen hat hauptsächlich hydrographische und klimatische Ursachen. Eine direkte Verbindung zur Regression des Ancyclus-Sees ist nicht zu ziehen, da die Verlandung schon im frühen und mittleren Boreal stark im Fortschreiten war. Eine zusätzliche Verstärkung dieses Verlandungsprozesses durch die endboreale Regression ist dagegen möglich.

Die drei späteren Überflutungsphasen und die zwischengeschalteten Verlandungen sind dagegen eindeutig mit den Spiegelschwankungen der Ostsee verknüpft. Die Befunde decken sich gut mit der von anderen Autoren für die Boddenküste und für das Trebel-Recknitz-Tal erkannten Entwicklung. Der vom ansteigenden Ostseespiegel ausgehende Rückstau ließ die Seen zeitweise auf ihre Verlandungsflächen übergreifen; der Brackwassereinbruch blieb dagegen auf die Unterläufe der Flüsse beschränkt.

3. Die zeitliche Übereinstimmung der Überflutungs- und Verlandungsphasen mit der von FAIRBRIDGE entworfenen Meeresspiegelkurve ist für die Zeit vom Jung-Atlantikum ab recht gut. Die jungatlantisch/subboreale Überflutungsphase dürfte mit dem hochlitorinen L II-Transgressionsstoß zu parallelisieren sein, die subboreal/subatlantische mit dem L III-Transgressionsstoß. Auch das Ausmaß der Spiegelschwankungen in den Seen dürfte — soweit rekonstruierbar — mit der genannten Spiegelkurve übereinstimmen. Liegen doch die Spiegel der drei untersuchten Seen zu Beginn der ersten Überflutungsphase ca. 3 m, zu Beginn der zweiten ca. 2 m und zu Beginn der dritten ca. 1 m unter dem Spiegelstand des vorigen Jahrhunderts.

Interessant erscheint ein Vergleich dieser Ergebnisse mit neueren Arbeiten aus dem südlichen Nordseeraum, die von W. MÜLLER (1962) zusammenfassend dargestellt wurden.

Gestützt auf die Arbeiten besonders deutscher und niederländischer Autoren, auf die umfangreichen Unterlagen der Marschenkartierung des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung sowie auf zahlreichere Radiokarbondatierungen, entwirft MÜLLER ein recht detailliertes Bild vom Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste. Innerhalb des hier diskutierten Zeitabschnittes werden zwei jungatlantische, zwei subboreale und vier subatlantische Transgressionsstöße ausgegliedert. Sie sind durch Ruhephasen voneinander getrennt, die vor allem im Subboreal regressive Tendenzen aufweisen. Besonders die atlantischen, aber auch die subatlantischen Transgressionsstöße sind stärker als die subborealen. Der mittlere Hochwasserstand lag zu Beginn des jüngeren Atlantikums bei ca. —4 bis —3 m.

Im ganzen stimmen die hier vorgelegten Ergebnisse mit dem für die Nordsee entworfenen Bild überein. In absehbarer Zeit wird sicher auch für die südliche Ostsee eine ähnliche, detailliertere Gliederung entwickelt werden können. Nach den vorhandenen Arbeiten ist dies heute noch nicht möglich. Daß die vorliegende Untersuchung lediglich drei Transgressionsstöße erfaßte, kann verschiedene Ursachen haben: Die pollenanalytische Altersdatierung ist für eine Feingliederung zu ungenau, C_{14} -Datierungen fehlen bisher. Da die Spiegelstände benachbarter Transgressionsstöße besonders im jüngeren Abschnitt der Entwicklung z. T. nur wenig voneinander abweichen, ist es möglich, daß die hier festgestellten Überflutungsphasen teilweise mehrere einander benachbarter Transgressionsstöße zusammenfassen. Schließlich sind in den Seen nur die Transgressionsstöße nachweisbar, bei denen der Spiegelanstieg rascher erfolgte als das Torfwachstum auf den Verlandungsflächen. Ebenso sind nur länger andauernde bzw. regressive Charakter tragende Ruhephasen feststellbar, die an den Seen eine stärkere Verlandung auslösten. Auch hier ist eine Zusammenfassung benachbarter Transgressionsstöße oder Ruhephasen erklärbar. Insgesamt scheint das hier gezeichnete Bild nur durch Untersuchungen wesentlich zu detaillieren sein, die näher an der Küste bzw. im Bereich der Bodden liegen. Hier ging es vor allem darum, landschaftsprägende Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression darzustellen.

Die holozäne Entwicklungsgeschichte der untersuchten Becken verläuft bis zum älteren Atlantikum selbständig — in einer normalen allmählichen Verlandung. Seit dem jüngeren Atlantikum ist sie mit dem Transgressionsgeschehen in der Ostsee gekoppelt. Dieser jüngere Entwicklungsabschnitt ist wesentlich vielfältiger, als dies bisher angenommen wurde. Die Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression reichen damit an den Flüssen des Untersuchungsgebietes bis zu 90 bis 120 km landeinwärts.

Eine Durchsicht neuerer Literatur aus dem Nordseebereich zeigt in dieser Hinsicht deutliche Unterschiede zur Ostsee. Hier sollen nur einige Arbeiten genannt werden. In seiner Untersuchung über die Entwicklung des Emstales zwischen Meppen und Dörpen kann H. MÜLLER (1956, S. 503) einen Einfluß der Nordsee-Transgression auf das ca. 7—10 m über NN liegende Tal nicht nachweisen. Auch im jüngeren Holozän dauerte dort die Flußeintiefung an. An der unteren Ems nördlich Leer erfolgte seit Ende der Bronzezeit eine Aufhöhung der Talaue von nur ca. 1 m (HAARNAGEL 1957). NIETSCH (1959, bes. S. 78) trug diese und noch andere Beispiele zusammen. Er widerlegt ältere Anschauungen (z. B. NATERMANN), daß die Wesertalaue oberhalb von Bremen bis etwa vor 1000 Jahren beträchtlich tiefer gelegen habe als heute, und daß sie seither als Fernwirkung der Transgression stark aufgehört wurde. Für das untere Elbtal vermutet er dasselbe. Er macht wahrscheinlich, daß der Meereseinfluß der Nordsee in den Flußtälern auf den Gezeitenbereich, d. h. auf die untersten Talabschnitte beschränkt blieb.

Die Fernwirkungen der Litorina-Transgression greifen in den Ostseeflüssen offensichtlich bedeutend weiter landeinwärts als in den Nordseeflüssen. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß die Transgression im Altmoränengebiet an der

Nordsee in Flußtäler mit ausgeglichenem Gefälleprofil ein-griff, während die großenteils aus glaziären Schmelzwasserrinnen hervorgegangenen Flußtäler im Jungmoränengebiet an der Ostsee noch kein gleichmäßiges Gefälle zur Küste hin hatten. Ausnahmen machen hier-von wahrscheinlich nur große Flüsse mit starker Wasserführung, wie die Oder. Bei Er-reichung eines entsprechenden Spiegelstandes in der Ostsee mußten diese Täler daher rasch und auf weite Entfernungen durch Rückstau verändert werden.

Literatur

- FAIRBRIDGE, R. W.: The Changing Level of the Sea. *Scient. America* **202**, 70-79, 1960.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I, Jena 1949.
- FLORIN, St.: Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. *Baltica* **1**, 233-264, Vilnius 1963.
- GEINITZ, E.: Die spätglaziale Senkung Norddeutschlands. *Sber. Abh. Naturforsch. Ges. Rostock*, NF **4**, 29-34, Rostock 1912. -- *Geologie Mecklenburgs*. Rostock 1922.
- GROHNE, U.: Zur Entwicklungsgeschichte des ostfriesischen Küstengebietes auf Grund botanischer Untersuchungen. *Probl. Küstenforsch. südl. Nordseegebiet* **6**, Hildesheim 1957.
- HAARNAGEL, W.: Die spätbronze-früheisenzeitliche Gehöftsiedlung Jemgum bei Leer auf dem linken Ufer der Ems. *Die Kunde* NF **8**, 2-44, Hannover 1957.
- HALLIK, R.: Pollenanalytische Untersuchungen im Postglazial Westpommerns. *N. Jb. Min. usw.* **88**, 40-84, 1943.
- HURTIG, Th.: Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Berlin 1954. -- Zur Frage der postdiluvialen Überflutung der südwestlichen Ostseeküste. *Peterm. Geogr. Mitt.* **99**, 90-99, Gotha 1955. -- *Physische Geographie von Mecklenburg*. Berlin 1957. -- Zum Rätsel des Ancylussees. *Peterm. Geogr. Mitt.* **102**, 244-250, Gotha 1958. -- Das physisch-geographische Bild der Ostsee und ihrer Küstenabschnitte und das Problem der postdiluvialen Überflutung des Ostseebeckens. *Geogr. Ber.* **4**, 46-63, Berlin 1959. -- Fragen zur Genese der naturräumlichen Großeinheiten des Ostseeraumes. *Erdkd.* **20**, 287-298, Bonn 1966.
- KARBAUM, H. & REINHARD, H.: Gewässer des Festlandes. In: *Atlas der Bezirke Rostock, Schwerin und Neubrandenburg*. Textheft zu I: *Natur des Landes*, 71-79, Schwerin 1962.
- KEILHACK, K.: Die Entwicklung der glazialen Hydrographie Norddeutschlands. *Z. dt. Geol. Ges.* **50**, 77-83, Berlin 1898. -- Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. *Jb. Preuß. Geol. L.A. f.* 1898, 90-152, Berlin 1899. -- Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. *Jb. Preuß. Geol. L.A.* **30**, 507-510, Berlin 1909.
- KLIEWE, H.: Die spät- und nacheiszeitliche Formenentwicklung der Insel Usedom. *Habil. Schr. (Maschinenschr.)*, Greifswald 1957. -- Ergebnisse geomorphologischer Untersuchungen im Odermündungsraum. *Geogr. Ber.* **4**, 10-26, Berlin 1959. -- Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. Berlin 1960. -- Die holozäne Ostsee-geschichte im Blickfeld von Transgressionsvorgängen im Odermündungsraum. *Wiss. Z. Univ. Jena, math.-nat. Reihe* **11**, 135-140, Jena 1962. -- Fortschritte und Probleme bei der Erforschung der Küstenentwicklung an der südlichen Ostsee. *Baltica* **1**, 116-136, Vilnius 1963a. -- Quartäre Küstenlinien aus der Sicht des VI. Inqua-Kongresses 1961 in Warschau. *Geogr. Ber.* **8**, 130-145, Berlin 1963b. -- Zum Litorinamaximum aus süd-baltischer Sicht. *Wiss. Z. Univ. Jena, math.-nat. Reihe* **14**, 85-94, Jena 1965.
- KLIEWE, H. & REINHARD, H.: Zur Entwicklung des Ancylussees. *Peterm. Geogr. Mitt.* **104**, 163-172, Gotha 1960.
- KLOSE, H.: Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydro-graphische Entwicklung im Zusammenhange mit der Litorinasenkung. *Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald* **9**, Greifswald 1905.
- KRES, J.: *Deutsche Küstenflüsse*. Berlin 1911.
- LEVIN, E.: Zur Klimatologie und Hydrologie des Peenegebietes. *Diss.*, Greifswald 1914.
- MIKKELSEN, V. M.: Praestø Fjord. The development of the post-glacial vegetation and a contribution to the history of the Baltic Sea. *Dansk Bot. Ark., Dansk Bot. Forening*, **13**, 1-171, Kopenhagen 1949.
- MÜLLER, H.: Ein Beitrag zur holozänen Emstalentwicklung zwischen Meppen und Dörpen auf Grund von pollenanalytischen Untersuchungen. *Geol. Jb.* **71**, 491-504, 1956.

- MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. Eiszeitalt. u. Gegenw. **13**, 197-226, Öhringen 1962.
- NIETSCH, H.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung einiger Flußtäler im nordwestlichen Deutschland. Z. dt. Geol. Ges. **104**, 29-40, 1952. - - Zur Auswertung von Talauenprofilen in Nordwestdeutschland. Eiszeitalt. u. Gegenw. **10**, 77-80, Öhringen 1959.
- OVERBECK, O. & GRIÉZ, J.: Mooruntersuchungen zur Rekurrenzflächenfrage und Siedlungsgeschichte in der Rhön. Flora **141**, 51-99, Jena 1954.
- REINHARD, H.: Küstenveränderungen und Küstenschutz der Insel Hiddensee. Berlin 1956. - - Beiträge zur Entwicklung der Küstenlandschaft der südlichen Ostsee. Geogr. Ber. **4**, 1-9, Berlin 1959. - - Beiträge zur Entwicklungsgeschichte des Grenztales (NE-Mecklenburg) und seine Beziehung zur Litorina-Transgression. Geologie **12**, 94-117, Berlin 1963a. - - Zur Genese tiefegelegener Talsysteme Ost-Mecklenburgs und ihre Beziehung zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Ostsee. Rep. VIth Internat. Congr. Quaternary, Warsaw 1961, III, Geomorph. Section, 273-283, Łódź 1963b.
- RICHTER, G.: Entstehung und Ausprägung spätglazialer Gletscherzungenbecken im Raum Mittelmecklenburg. Diss. (Maschinenschr.) Greifswald 1959. - - Untersuchungen zum spätglazialen Gletscherrückgang im mittleren Mecklenburg. Forsch. dt. Landeskd. **138**, Bad Godesberg 1963.
- RICHTER, K.: Die Eiszeit in Norddeutschland. Deutscher Boden **4**, Berlin 1937.
- SCHMIDT, H.: Der Strelasund und seine morphologischen Probleme. Berlin 1957. - - Kurze Mitteilung über einen Fund von *Ancylus fluviatilis* MÜLL. auf der Schmalen Heide (Insel Rügen). Arch. Freunde Naturgesch. Meckl. **5**, 372-378, 1959.
- SCHMITZ, H.: Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. Ber. dt. Bot. Ges. **66**, 151-166, Stuttgart 1953.
- SEIFERT, G.: Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen. Meyniana **4**, 37-51, Kiel 1955.
- STAHL, R.: Aufbau, Entstehung und Geschichte mecklenburgischer Torfmoore. Mitt. Großherz. Meckl. Geol. L.A., **23**, 1-50, Rostock 1913.
- TAPPER, E.: Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. Geol. d. Meere u. Binnengew. **4**, 113-244, Berlin 1940.
- WALTER, G.: Das Teterower Seebecken. Arch. Ver. Freunde Naturgesch. Meckl. **72**, 26-80, Güstrow 1919.

Manusk. eingeg. 6. 7. 1967.

Anschrift d. Verf.: Dozent Dr. G. Richter, 33 Braunschweig, Pockelstraße 14, Geogr. Inst. d. T. U.

Das Spätglazial von Glüsing

Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein

Von BURCHARD MENKE, Kiel

Mit 4 Abbildungen und 3 Tafeln

Zusammenfassung. An Hand eines Pollendiagramms aus Glüsing (Westholstein) wird der spätglaziale Vegetationsablauf beschrieben. Insbesondere wird die Gliederung des ältesten Spätglazials diskutiert. Als Arbeitshypothese wird vermutet, daß das Spätglazial mit einem vorböllingzeitlichen klimatisch günstigeren Intervall einsetzte, für das nach einem Vergleich mit anderen Pollendiagrammen aus Schleswig-Holstein als Lokalbezeichnung der Begriff „Meiendorf-Intervall“ vorgeschlagen wird.

Die Möglichkeit einer Übereinstimmung mit dem „Susacá-Interstadial“ (v. D. HAMMEN & VOGEL, 1966) wird diskutiert. Für die folgende, kühlere Phase wird als Lokalbezeichnung der Begriff „Grömitz-Schwankung“ vorgeschlagen.

Die Entwicklung der trophischen und hydrographischen Bedingungen des spätglazialen Sees von Glüsing wird beschrieben.

Summary. The vegetational succession of the Late Glacial is shown by means of a pollen diagram from Glüsing (Westholstein, N.W. Germany). Great stress was laid on the subdivision of the earliest period of the Late Glacial. That period probably set in with an improvement of the climate ("interstadial") earlier than "Bölling". After a comparison with other pollen diagrams of Schleswig-Holstein, it was given the local name "Meiendorf-Interval". Whether it may be identical with the "Susacá-Interstadial" (v. D. HAMMEN & VOGEL, 1966) is discussed. The following period of deterioration of climate was given the local name "Grömitz-Oscillation".

The trophic and hydrographic evolution of the Late-Glacial lake of Glüsing is described.

1. Einleitung

Im Rahmen der Bearbeitung des Küstenholozäns von Seiten des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein wurden in den letzten Jahren in Westholstein zahlreiche limnische Spätglazialvorkommen entdeckt. Die spätglaziale Vegetationsgeschichte war bisher aus diesen Gebieten noch nicht bekannt. Die nächsten untersuchten Vorkommen liegen in etwa 70 km Entfernung in der Umgebung von Elmshorn und Barmstedt (HALLIK & GRUBE, 1954; AVERDIECK, 1957) und etwa 50 km entfernt bei Dätgen (ALETSEE, 1959). So mußte zunächst nach einer geeigneten Lokalität für ein „Standard-Profil“ gesucht werden, das möglichst das gesamte Spätglazial umfassen sollte. Für Probenmaterial und wertvolle Hinweise danke ich insbesondere Dr. G. BRAND, Dr. S. BRESSAU (Treene- und Mielegebiet), Dr. H. DÜMLER (Broklandsau-Gebiet), Dr. W. LANGE und Dr. S. SCHARAFAT (Eider-Gebiet). Als für ein Standardprofil besonders geeignet erwiesen sich die Ablagerungen in einem spätglazialen See bei Glüsing (LANGE & MENKE, 1967).

2. Zur Landschaftsgeschichte

Die spätglazialen Ablagerungen von Glüsing liegen im Bereich der saalezeitlichen Moränen zwischen Pahlen und Hennstedt (Abb. 1). In tiefen Tälern dieser saalezeitlichen Moränenlandschaft wurden schon während des Eem-Interglazials marine Sande abgelagert (LANGE & MENKE, 1967). In der Weichselzeit wurden diese Täler — wahrscheinlich nach einer anfänglichen teilweisen Aufarbeitung und Erosion der marinen Ablagerungen — mit Sanden aufgefüllt, in der großen Eider-Sorge-Niederung im Norden bis auf ein Niveau von —6 bis —8 m NN. In diesen Schmelzwasserebenen haben LANGE & MENKE (1967) die Flußerosion verfolgt. Es ließ sich eine im wesentlichen spätglaziale Erosionsphase gegen eine frühpostglaziale abgrenzen. Im einzelnen muß auf die genannte Arbeit

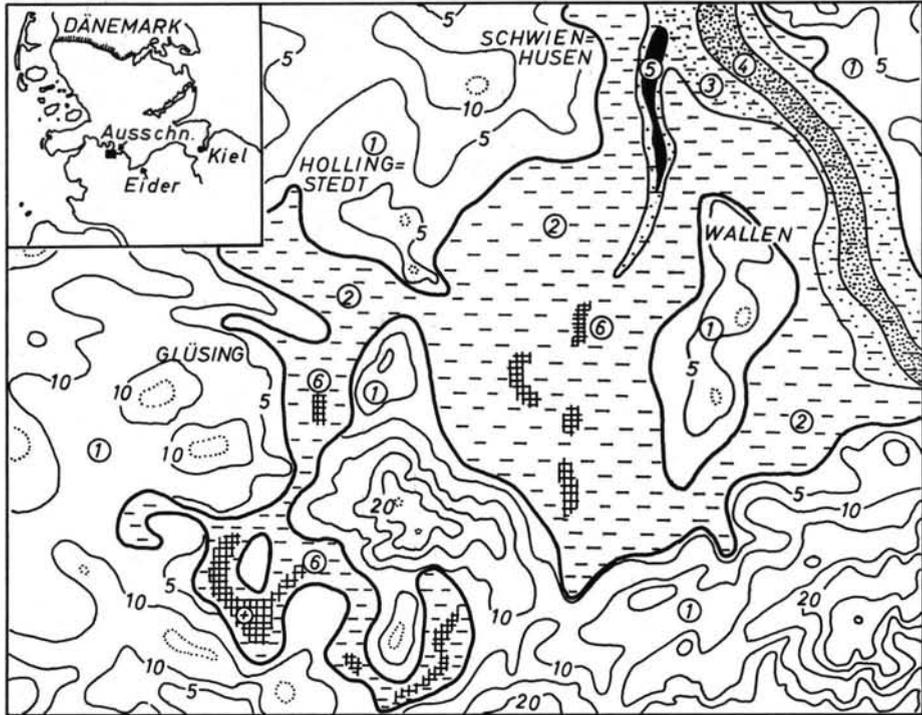


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes. (Vgl. dazu LANGE & MENKE, 1967.)

(1) Saalezeitliche Hochflächen. - (2) Im Holozän aufgefüllte Täler mit (6) spätglazialen, limnischen Ablagerungen. - (3) Spätglaziales Eidertal, in der Seitenrinne frühpostglaziale Mulde (5). - (4) Früh-Holozäne Eider-Rinne. - (+) Lage des Profils „Glüsing-72“.

verwiesen werden. In einer Kiesgrube nahe Glüsing fand sich ein eemzeitlicher Boden mit Anmoordecke. Der spätglaziale See von Glüsing füllte eine Mulde in einem Tal der saalezeitlichen Moränen aus. Es ist postglazial vermoort. Seine Fortsetzung hat das Tal im Untergrund der im Holozän perimarin aufgefüllten Niederung zwischen Wallen und Delve. Die Ausmündung auf die Schmelzwasser-Ebene der Eider-Niederung liegt auf einem Niveau von ca. —8 m NN. Dieses Tal erinnert — vor allem in seinem Ursprungsgebiet — morphologisch ebenfalls sehr stark an ein typisch periglaziales Erosionstal. Es muß aber gegen Ende des Hochglazials bereits existiert haben, denn die limnischen Ablagerungen in dieser Rinne und in ihren Seitenästen reichen wenigstens teilweise in das frühe Spätglazial, im Profil Glüsing - 72 (Tafel I) sogar bis in das ausgehende Hochglazial zurück. Es bleibt aber offen, ob Senken im oberen Teil der Mulde (Abb. 1) bereits saalezeitlich angelegt sind.

3. Methodik und Darstellung

Die Proben für die pollenanalytischen Untersuchungen wurden durch Bohrungen gewonnen, und zwar einmal durch überlappende DACHNOWSKI-Sondierungen an den Ecken eines Quadrates von 0,50 m Kantenlänge, zum anderen im Zentrum des Quadrates mit einem Kernrohr als laufende Kernung (Durchmesser ca. 70 mm) bis in etwa 2,50 m Tiefe. Bis zu dieser Tiefe wurde der laufende Kern untersucht, tiefer die DACHNOWSKI-Proben. Die Proben wurden nach einer HF-Behandlung dem üblichen Azetolyse-Verfahren unterworfen. Das verbliebene Material der Kerne wurde für Glühverlust- und Karbonatge-

haltsbestimmungen (n. SCHEIBLER) verwendet, für die ich Herrn E. RICHTER herzlich danke.

Die Gesamtsumme aller jeweils gezählten Pollen und Pteridophyten-Sporen gibt die „Grundsumme II“ (Tafel I) an. Die Darstellung erfolgte nach dem „IVERSEN-Verfahren“. Die „Grundsumme I“ umschließt alle Pollen und Sporen (außer den „präquartären“), die im Diagramm links von „Grundsumme II“ aufgeführt sind, und ist Bezugsbasis für diese Taxa. Die „Grundsumme II“ bildet die Bezugsbasis für die rechts davon aufgeführten Taxa.

4. Spätglaziale Vegetationsgeschichte

Die Gliederung des Pollendiagramms (Tafel I) folgt für die jüngeren Zonen der in Nordwestdeutschland bewährten Gliederung nach OVERBECK & SCHNEIDER. Für die älteren Abschnitte wurde die Gliederung nach Bedarf abgewandelt. Der Grund dafür liegt darin, daß bisher sehr selten Ablagerungen gefunden worden sind, die geschlossen bis in das Hochglazial zurückreichen, so daß die Kenntnis der Entwicklung in den ältesten Abschnitten noch zu lückenhaft ist.

4.1. Pleniglazial und ältestes Spätglazial (Abschnitt 1)

Im ältesten Abschnitt (1) dominieren völlig die Nichtbaumpollen. Ihr Formengehalt, vor allem auch der Anteil der „Kräuterpollen“, ist anfangs noch sehr gering. Pollen vieler typisch spätglazialer Taxa fehlt zunächst oder tritt doch erst in Spuren auf. Auch „Baumpollen“, wie *Betula* und *Salix*, sind anfangs noch kaum vorhanden. Die *Salix*-Anteile nehmen dann aber rasch zu, während ein kräftiger Anstieg der *Betula*-Anteile erst sehr viel später einsetzt.

Besonders charakteristisch ist das Verhalten von *Artemisia*. Anfangs ist auch der *Artemisia*-Pollen erst in Spuren (durchschnittlich unter 0,5%) vorhanden. Der Anstieg erfolgt von etwa 3,50 m Tiefe ab ganz gleitend.

Nach v. D. HAMMEN (1951) zeigt der Beginn der *Artemisia*-Ausbreitung ohne nennenswerte Verzögerung eine erste Klimabesserung an. Er wird daher für die Abgrenzung des Pleniglazials gegen das Spätglazial verwendet. Freilich kann man mit FIRBAS (1954) nicht von vornherein voraussetzen, daß diese Grenze in allen Landschaften synchron ist. Aber sie ist auf jeden Fall biostratigraphisch äquivalent und stellt für die Gliederung einen wichtigen Leithorizont dar. Die praktische Festlegung dieser Grenze ist freilich im Pollendiagramm nicht ganz einfach. Im vorliegenden Fall wurde sie dorthin gelegt, wo der Hauptanstieg deutlich beginnt (und die *Artemisia*-Anteile regelmäßig ca. 1% übersteigen); das ist etwa in 3,30 m Tiefe der Fall. Sie hätte mit guter Begründung aber auch tiefer gelegt werden können: Mit dem ersten, noch kaum merklichen Anstieg der *Artemisia*-Anteile im Bereich von 3,50—3,60 m Tiefe beginnt auch die Massenausbreitung von *Pediastrum*, während der Sandgehalt der Mudde deutlich ab-, der Karbonatgehalt dagegen zunimmt. In diesem Bereich setzt anscheinend auch die erste Ausbreitung anderer Taxa ein (z. B. *Astragalus*, *Helianthemum*, *Hippophae*, *Selaginella selaginoides*). Weitreichende Schlußfolgerungen dürfen daraus aber wohl nicht gezogen werden. Wie dem auch sei, der Abschnitt 1 fällt sicher in den Grenzbereich zwischen Pleniglazial und Spätglazial im Sinne v. D. HAMMEN's (1951). Die geringe Formenfülle und der starke Sandgehalt der Mudde dürfen wohl als Ausdruck einer anfangs noch lückenhaften Vegetationsbedeckung gewertet werden. Dafür spricht auch die auffällige Häufung von *Dryas*-Pollen im Abschnitt 1.

Dryas octopetala ist heute eine Leitart der natürlichen Kalkrasen oberhalb der Waldgrenze und dort besonders in lückigen Pionierstadien verbreitet. Sie ist in den Alpen aber nicht ausschließlich auf die alpine Stufe beschränkt, sondern gedeiht auch in den Waldstufen auf offenen Geröllhalden u. a. Wenn *Dryas* auch zu den am höchsten steigenden

Arten gehört, so besagt das nur etwas über ihre Resistenz gegen ungünstige Klimabedingungen. Sie ist deswegen nicht „kälteliebend“, sondern ihr Zurücktreten in den tieferen Regionen ist lediglich eine Frage der Konkurrenz. Entsprechend findet man *Dryas* auch im Norden in der Koniferen-Wald-Zone (IVERSEN, 1954).

Ähnlich wie *Dryas* verhalten sich im Pollendiagramm *Parnassia* und *Astragalus* (dessen Pollen allerdings etwas später erscheint). *Anthyllis* war anscheinend ebenfalls sehr früh vorhanden. Von den seltenen Pollen sind weiterhin *Armeria*, *Onobrychis*, *Sanguisorba minor* und *Tofieldia* zu nennen. Unter den Wasserpflanzen traten praktisch von Anfang an *Potamogeton*, *Hippuris* und *Myriophyllum* auf.

4.2. „Älteste Tundrenzeit“ (Abschnitt 2a)

Im Abschnitt 2a dürfte in der Umgebung eine mehr oder minder geschlossene Vegetationsdecke vorhanden gewesen sein. Für einen ausgesprochenen Pionier, wie *Dryas*, ist das allmähliche Ausklingen bezeichnend. Insgesamt war der Abschnitt 2a die Blütezeit der basiphilen Heliophyten. Zu den wichtigsten pollenanalytisch nachweisbaren Taxa gehören *Hippophae*, *Artemisia*, *Helianthemum* (hauptsächlich *H. oelandicum*-Typ), *Gypsophila*, *Selaginella selaginoides*, *Thalictrum*, *Potentilla*-Verwandte, *Rumex/Oxyria*, *Achillea*-Verwandte, Caryophyllaceen (hauptsächlich Pollen vom *Cerastium*-Typ), *Bupleurum* und andere *Umbelliferae*, *Rubiaceae* u. a. Von den selteneren Pollen sind zu nennen: *Ephedra* (*distachya*-Typ), *Armeria*, *Gentiana*, *Botrychium* und *Sanguisorba officinalis*. Einmal (2.50 m Tiefe, nicht dargestellt in überlappendem Spektrum) wurde auch *Pinguicula* gefunden.

Im beachtlichen Kalkgehalt der Mudde spiegelt sich ebenfalls der damals erhebliche Kalkgehalt der umgebenden Mineralböden. Der Abschnitt 2a läßt sich lokal anscheinend untergliedern: Im Abschnitt 2a₁ wird ein erstes *Artemisia*- und *Salix*-Maximum erreicht. Der organische Anteil nimmt in der Mudde deutlich zu. Dann folgt im Abschnitt 2a₂ anscheinend ein Rückschlag, gekennzeichnet durch ein *Artemisia*- und *Salix*-Minimum sowie durch einen wieder stärkeren Sandgehalt in der Mudde. Im Laufe dieser Zeit setzte die Massenausbreitung von *Helianthemum* ein. Dann folgen im Abschnitt 2a₃ wieder höhere *Artemisia*- und *Salix*-Anteile. Hier liegt das Maximum der „Kräuterpollen“.

4.3. Bölling-Interstadial (Abschnitt 2b)

Die Grenze zum Abschnitt 2b bildet ein markanter Anstieg der *Betula*-Anteile, verbunden mit einem entsprechenden Rückgang des NBP/BP-Verhältnisses als Ausdruck einer ersten Bewaldung. An dieser Grenze enden die regelmäßigen Pollenfunde von *Hippophae*. In den unteren Grenzbereich fällt das Ende der Kalkablagerung, später erfolgte eine deutliche Zunahme des organischen Anteiles.

Im Laufe des Bölling-Interstadials wurde die Muddebildung von einer telmatischen sedentären Ablagerung abgelöst. Charakteristisch sind eine kräftige *Equisetum*-Ausbreitung und das Einsetzen der Pollenfunde von *Menyanthes*. Auch *Sphagnum* breitete sich aus und kann als Anzeichen einer deutlichen Oligotrophierung gewertet werden. Der vorher alkalitrophe See ging also in einen mehr oligotrophen *Equisetum*-Sumpf über. Im Ende der Kalkausfällung spiegelt sich wohl mehr oder minder die Erschöpfung des Basenvorrates der umgebenden Mineralböden.

4.4. „Mittlere Tundrenzeit“ (Abschnitt 2c)

Allmählich steigt dann das NBP/BP-Verhältnis wieder an, als Anzeichen einer sich wieder auflichtenden Bewaldung. Parallel ging damit eine erste, deutliche, wenn auch wohl noch schwache *Empetrum*-Ausbreitung.

Die sedentäre telmatische Ablagerung ging wieder in eine \pm sedimentäre über (entsprechend gehen die *Equisetum*- und später auch die *Sphagnum*-Anteile wieder zurück), gleichzeitig wurden die Sandeinschwemmungen (oder -wehungen) wieder stärker.

4.5. Alleröd-Interstadial (Abschnitt 3)

Es folgt dann erneut eine Zunahme der *Betula*-Anteile, verbunden mit einem Rückgang des NBP/BP-Verhältnisses und einer Abnahme der *Empetrum*-Anteile als Anzeichen einer zweiten Bewaldungsphase. Wieder trat die telmatische Sedentation in den Vordergrund, mit ganz ähnlichen Merkmalen wie im Bölling-Interstadial.

4.6. Jüngere Tundrenzeit (Abschnitt 4)

Der Übergang zu diesem Abschnitt erfolgte ganz allmählich, so daß die Grenzziehung im Pollendiagramm nicht ganz einfach ist. Das NBP/BP-Verhältnis nimmt langsam zu, die *Betula*-Beteiligung langsam ab.

Charakteristisch für diesen Abschnitt ist eine kräftige *Empetrum*-Ausbreitung. Die Sedentation ging wieder in eine klare Sedimentation über. In den obersten 35 cm der spätglazialen Ablagerungen liegt eine eindeutige Detritus-Mudde (man vergleiche auch wieder das Verhalten von *Equisetum* und *Menyanthes*).

Während die acidotrophe Krähenbeere ihre Hauptverbreitung erreichte, spielt der Pollen basiphiler Heliophyten gegenüber dem letzten vorböllingzeitlichen Abschnitt (2a₃) nur eine bescheidene Rolle. Die Detritus-Mudde ist kalkfrei. Man wird daraus wohl schließen dürfen, daß seit der Böllingzeit die umgebenden Mineralböden weitgehend entkalkt worden sind und daß sie mehr oder minder versauerten.

4.7. Hangende Torfe

Die spätglazialen Ablagerungen werden von einem eindeutig borealen Moostorf überdeckt. Es ist also ein klarer Hiatus vorhanden.

5. Vergleiche mit anderen Untersuchungen

Dadurch, daß im Profil Glüsing auch die ältesten Abschnitte des Spätglazials in größerer Mächtigkeit erfaßt wurden, wird ein besserer Vergleich mit anderen Spätglazialvorkommen ermöglicht. Wir greifen hier nur einige Beispiele heraus. Die meisten Seeablagerungen in der weiteren Umgebung, die bis in das vorböllingzeitliche Spätglazial zurückreichen, setzten anscheinend im Laufe unseres Abschnittes 2a ein, so daß in dieser Zeit viele Landschaften anscheinend recht seenreich waren.

5.1. Wildes Moor bei Schwabstedt

Ein Profil aus spätglazialen Seeablagerungen im Untergrund des Wilden Moores (MENKE, unveröff.) umfaßt vollständig den Zeitbereich vom Ende des Abschnittes 2a₃ bis in das frühe Postglazial. Das Diagramm ist im vergleichbaren Bereich dem aus Glüsing auffallend ähnlich (anfangs ebenfalls Kalkmudde, später allerdings durchgehend Detritus-Mudde). Die Abschnitte 2b, 2c und 3 sind pollenfloristisch ganz gleichartig ausgebildet, wodurch die Richtigkeit der Deutung erhärtet wird.

Nach dem Verlauf der Entwicklung während der Jüngeren Tundrenzeit im Wilden Moor zu urteilen, scheint im Profil Glüsing nur der ältere Teil der Jüngeren Tundrenzeit erfaßt zu sein.

5.2. Untersuchungen aus dem Ahrensburger Raum

Aus dem Ahrensburger Raum liegen die Diagramme SCHÜTRUMPF's (1937, 1943, 1955) vor, die im Rahmen der urgeschichtlichen Grabungen durch A. RUST entstanden.

Das Hauptdiagramm aus Stellmoor (SCHÜTRUMPF, 1943, vgl. FIRBAS, 1949, Abb. 105) wurde auf die „IVERSEN-Darstellung“ umgerechnet (Abb. 2).

Alle 3 Hauptdiagramme von verschiedenen Lokalitäten (Meiendorf, SCHÜTRUMPF, 1937; Stellmoor, s. o., Poggenwisch, SCHÜTRUMPF, 1955) zeigen grundsätzliche Übereinstimmungen in wesentlichen Punkten:

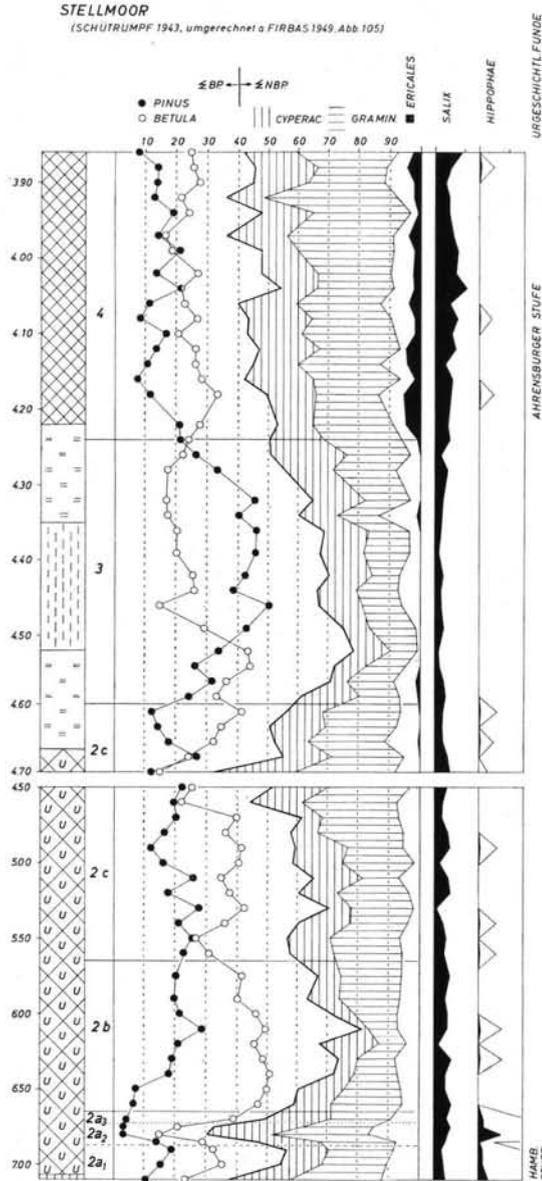


Abb. 2. Pollendiagramm aus Stellmoor. Nach SCHÜTRUMPF (1943) umgerechnet.

- a) Die spätglazialen Ablagerungen beginnen mit erheblicher Beteiligung von *Betula*, *Artemisia* (so weit angegeben) und *Hippophae* (wenigstens mit deren Ausbreitung). Deshalb müssen bereits die ältesten Teile (eventuell mit Ausnahme liegender Beckensedimente) in unseren Abschnitt 2a gestellt werden.
- b) Die erheblichen *Hippophae*-Pollenanteile enden etwa mit Beginn der böllingzeitlichen Bewaldung. Das steht in Übereinstimmung mit den allgemeinen Befunden, auch in Glüsing. Den stratigraphischen Schlußfolgerungen SCHÜTRUMPF's (1955) in Hinblick auf das Profil Poggenwisch wird man sich also voll anschließen müssen.

- c) Das Alleröd-Interstadial ist etwa von der Mitte an durch einen markanten Anstieg der *Pinus*-Anteile gekennzeichnet.
- d) Weiterhin ist allen Diagrammen noch ein vorböllingzeitliches Minimum im NBP/BP-Verhältnis gemeinsam, verbunden mit höheren *Betula*-Anteilen. SCHÜTRUMPF (1955) hat begründet, daß es sich hier (in Poggenwisch) nicht um das Bölling-Interstadial handeln kann. In den Bereich des Minimums (oder des ihm vorausgehenden NBP-Abfalles) fallen die Fundschichten der Hamburger Stufe des Jungpaläolithikums. Hier etwa beginnt auch der Hauptanstieg der *Hippophae*-Kurve. Das Minimum im NBP/BP-Verhältnis ist vom Bölling-Interstadial durch ein erneutes Maximum deutlich getrennt.

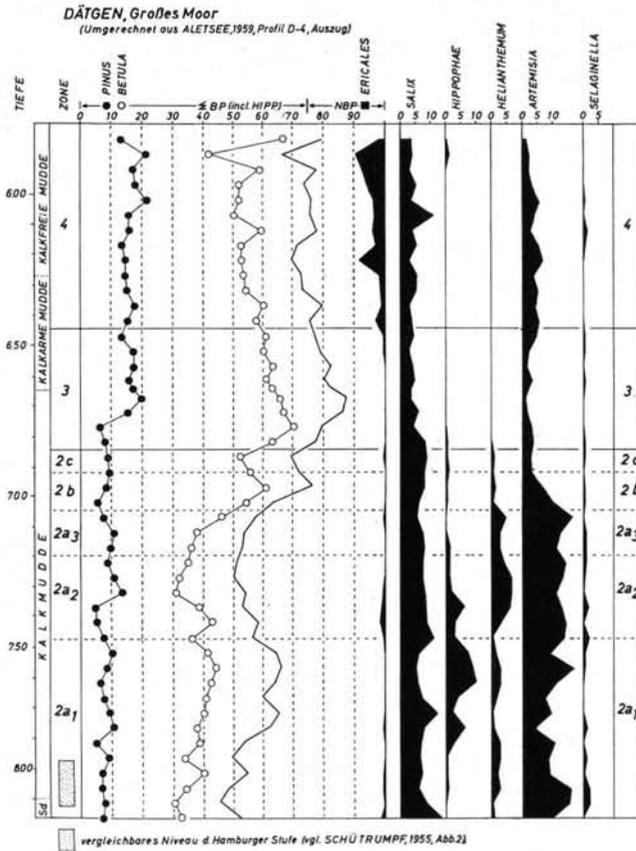


Abb. 3. Pollendiagramm aus Dätgen. Nach ALETSEE (1955) auszugsweise umgerechnet.

5.3. Großes Moor bei Dätgen

Aus dem Großen Moor bei Dätgen liegt ein Diagramm von ALETSEE (1959, Profil D—4, Tafel II) vor, das spätglaziale Ablagerungen in größerer Mächtigkeit aufweist (auf die anderen Diagramme von ALETSEE sei hier nicht eingegangen, da das Spätglazial zu geringmächtig ist).

Es wurde ebenfalls auf die „IVERSEN-Darstellung“ umgerechnet (Abb. 3).

Das Profil muß (vor allem auf Grund des Verhaltens von *Hippophae* und *Helianthemum*) ebenfalls bis in das vorböllingzeitliche Spätglazial zurückreichen. Für die Richtigkeit der Gliederung von ALETSEE sprechen im Abschnitt 4 die starke *Ericales*-Beteiligung (vor allem *Empetrum*) und im Abschnitt 3 der deutliche Sprung in der Pinus-Kurve. Den Umständen nach kann nur das Minium im NBP/BP-Verhältnis in 7.00 m Tiefe das Bölling-Interstadial anzeigen. Setzt man diese Gliederung als richtig voraus, so ergibt sich ein ähnliches Bild wie im Ahrensberger Raum: Aufgrund der erheblichen Beteiligung von *Betula* und *Artemisia* von Anfang an setzt die Ablagerung ebenfalls in unserem Abschnitt 2a ein. Dieser Abschnitt ist auch hier durch ein frühes Minimum im NBP/BP-Verhältnis gekennzeichnet, das von dem Bölling-Interstadial durch ein erneutes NBP-Maximum (in dem *Hippophae* bereits abklingt und die Hauptverbreitung von *Helianthemum* einsetzt) getrennt ist.

6. Biostratigraphische Schlußfolgerungen

Der Abschnitt 2a läßt sich also sowohl im Ahrensberger Raum als auch in Dätgen durch ein frühes Minimum im NBP/BP-Verhältnis mit einem Anstieg der *Betula*-Anteile und durch ein nachfolgendes NBP-Maximum untergliedern. Derartige Schwankungen im NBP/BP-Verhältnis sind aber bei entsprechender Ablagerungssituation (die hier gegeben ist) häufig Anzeichen für Klimaschwankungen. Somit würde man ein frühes günstiges Intervall und einen nachfolgenden, noch vorböllingzeitlichen Klimarückschlag vermuten.

Die Entwicklung in Glüsing läßt genau die gleiche Schlußfolgerung zu, lediglich innerhalb eines anderen Vegetationstyps: Das frühe *Artemisia*-Maximum (2a₁) würde für ein günstiges Intervall sprechen, die Veränderungen im Abschnitt 2a₂ ebenfalls für einen Klimarückschlag. Daß auf diese Entfernung zu Dätgen und Ahrensburg hin bereits erhebliche Vegetationsunterschiede in den entsprechenden Zeiten bestanden haben können, zeigt auch das Verhalten der Kiefer im Alleröd. Da also 5 Pollendiagramme von verschiedenen Lokalitäten vorliegen, die sich in gleicher Weise deuten lassen, möchte ich die Existenz eines günstigen, vorböllingzeitlichen Intervalles (2a₁) als Arbeitshypothese annehmen und es als „Meiendorf-Intervall“ bezeichnen. Mit ihm beginnt also das Spätglazial, und in diese Zeit fällt die Hamburger Stufe des Jungpaläolithikums. Die folgende, vermutlich wieder ungünstigere Phase möchte ich als „Grömitz-Schwankung“ bezeichnen, da die Begriffe „Ältere“ und „Älteste“ Tundrenzeit bereits in anderem Sinn gebraucht werden und eine neue Definition nicht unbedingt als ratsam erscheint. In dieser Zeit muß (nach SCHÜTRUMPF, 1955) der „Grömitz-Vorstoß“ erfolgt sein, wenn er existierte (GROSS, 1955). Folgerichtig muß dann die wieder günstigere Zeit (2a₃), die der böllingzeitlichen Bewaldung unmittelbar voraufging, zum Bölling-Interstadial gerechnet werden, das also die Abschnitte 2a₃ (als ± unbewaldete Phase) und 3 (als bewaldete Phase) umfassen würde.

Neuerdings sind v. D. HAMMEN & VOGEL (1966) zu der Auffassung gekommen, daß sich wahrscheinlich sowohl in den Ostkordillern als auch in Kenia und an anderen Orten ein günstigeres Intervall vor dem Bölling-Interstadial nachweisen läßt, das sie als „Susacá-Interstadial“ bezeichneten.

Es muß aber hervorgehoben werden, daß die Existenz dieses „Susacá-Interstadials“ als auch die unseres „Meiendorf-Intervalles“ bisher nur eine Arbeitshypothese ist, die sich auf Erscheinungen stützt, deren zeitliche Übereinstimmung zwar möglich, aber doch noch nicht gesichert ist. Bevor nicht die Reproduzierbarkeit an jedem Ort nachgewiesen und die zeitliche Stellung der Abschnitte genügend gesichert ist, würde die Verwendung des Begriffes „Susacá-Interstadial“ in unserem Fall eine Sicherheit vortäuschen, die noch nicht vorhanden ist. Deshalb wird der Begriff „Meiendorf-Intervall“ als Lokalbezeichnung vorgezogen.

Zeitstellung n. V.D. HAMMEN u.s.w., 1967, STRAKA, 1960 u.a.		Abschn. n. FIRBAS		Zonen n. OVERBECK		Zonen i.d. vorlieg. Diagrammen		Bezeichnung	synon. Bezeichnungen		Eisrückzug in Nordeuropa (NARIA ÖVER LANDISENS AVSMÄLTNING I SVERIGE, 1961 U.A.)	
J. v. Chr.	IV	5	5	Präboreal (Holozän)								Finn- glaz.
8300	III	4	4	Jüngere Tundrenzeit		3. Spät-Tundra-Zeit (n. GRIPP 1964)		Fennoskand. Moränen (Salpausselkä)				
9000	II	3	3	Alleröd-Interstadial								
9800	I	2	2	Mittlere Tundrenzeit		ältere Tundren- zeit	2. Spät-Tundra-Zeit (n. GRIPP)		Endmoränen in Südschweden (Ljungby)			
10100	I	2	2	Bölling-Interstadial (Phase 2: bewaldet)								
10500	I	2	2	Bölling-Interstadial (?) (Phase 1: ± unbewaldet)								
(10700?)	Ia	1	2a ₃	„Grömitz-Oszillation“ (?)		Älteste waldlose Zeit Tundrenzeit	1. Spät-Tundra- Zeit (n. GRIPP)		Daniglaz. S P Ä T - G L A Z I A L			
11000?			„Meiendorf-Intervall“ (?) (= „Susacá-Interstad.“?)		2. Haupt-Tundra-Zeit (n. GRIPP)		Langeland- Stad?					
11600?			1		Pleniglazial, Endphase		Belt-Stad? Pomm.Stad?					

Abb. 4. Übersicht über die vorläufige Gliederung des Spätglazials in Schleswig-Holstein.

7. Datierung

Die Zeitstellung der biostratigraphischen Leithorizonte ist für das älteste Spätglazial noch unsicher.

Aus den Ablagerungen der „Ältesten Dryaszeit“, also der Zeit des vorböllingzeitlichen Klima-Rückschlages, liegen folgende Daten vor (v. D. HAMMEN & VOGEL, 1966):

GRN 3053: 10820 ± 130a v. Chr. (Kolumbien)

GRN 3048: 10700 ± 100a v. Chr. (Kenia)

GRN 702: 10880 ± 280a v. Chr. (Spanien)

Die „Älteste Dryaszeit“ wird von v. D. HAMMEN & VOGEL auf die Zeit von etwa 11 100 bis 10 500 v. Chr. datiert. Aus dem Bereich des „Susacá-Interstadials“ liegt nur die Probe GRN 705 mit 11750 ± 300a v. Chr. aus Spanien vor.

Zwei Proben aus den Schichten der Hamburger Stufe, also unserem „Meiendorf-Intervall“, wurden auf 13830 ± 800a v. Chr., bzw. 13200 ± 250a v. Chr. datiert (SCHÜT-RUMPF, 1955). Diese Daten sind aber wohl zu hoch (Kalkmudde!). MÜNNICH (WOLDSTEDT,

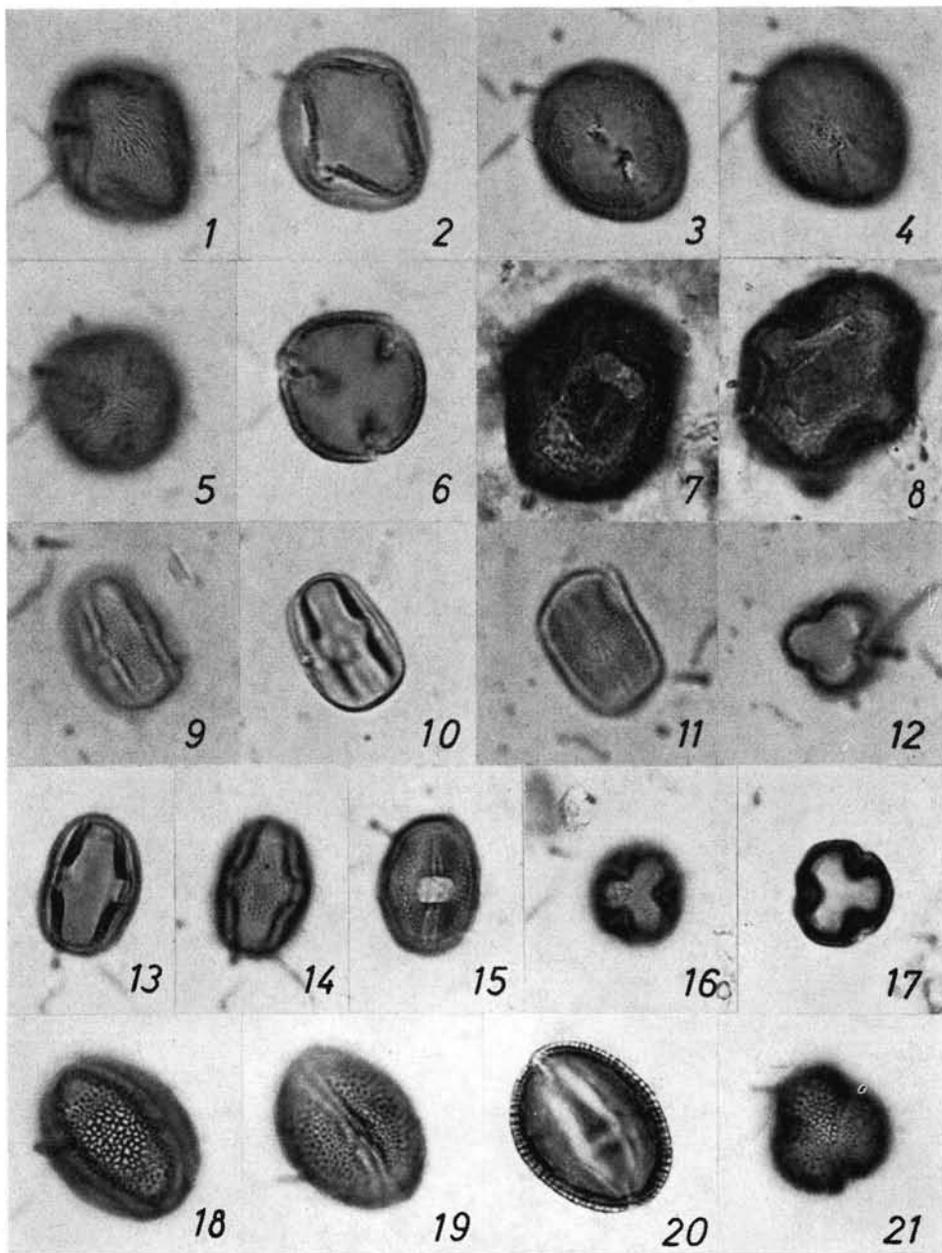


Fig. 1-6: *Dryas*; Fig. 7-8: *Anthyllis*; Fig. 9-12: *Astragalus*-Typ; Fig. 13-17: *Astragalus*-Typ;
Fig. 18-21: *Parnassia*. Vergrößerung etwa 1000 x.

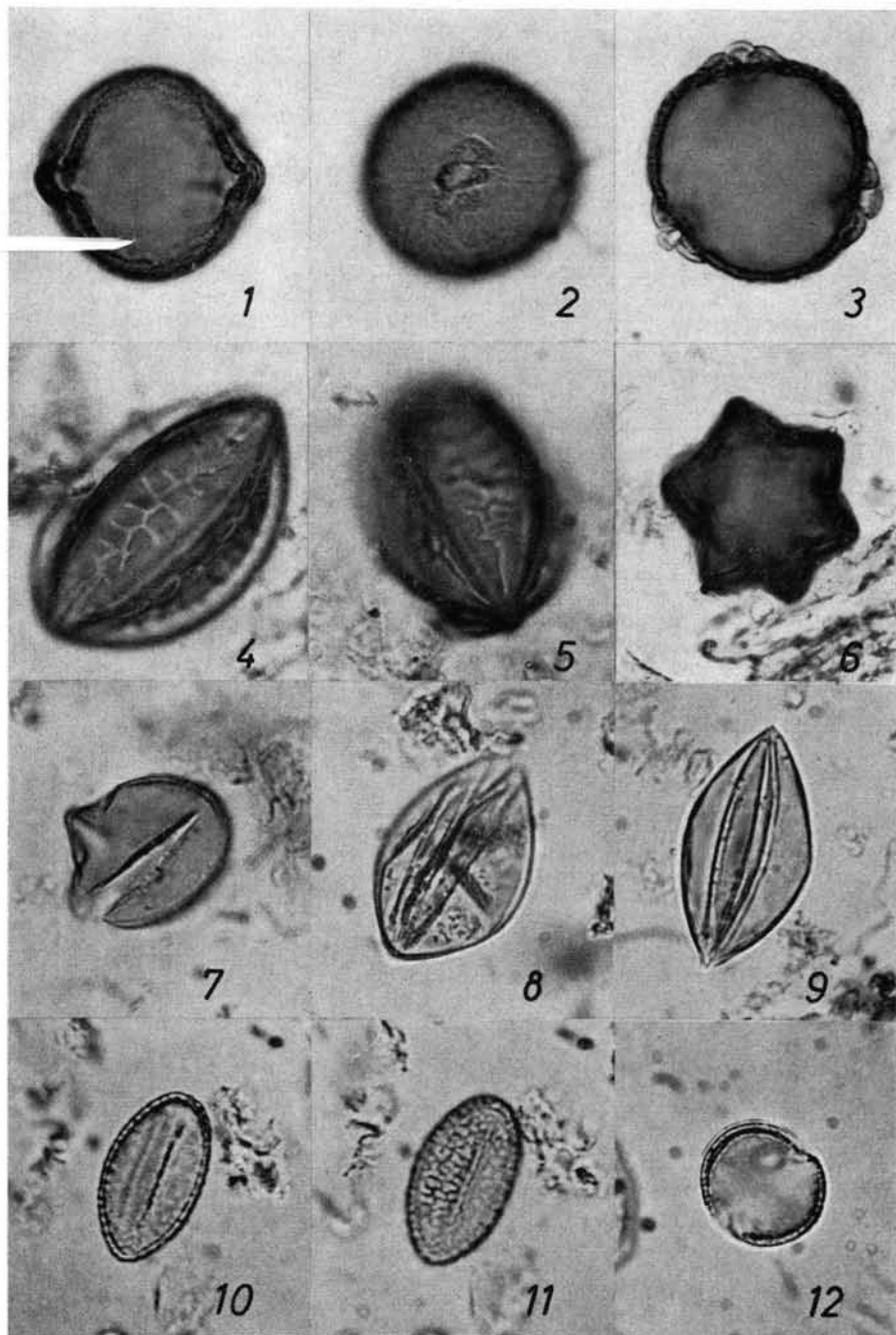


Fig. 1-3: *Sanguisorba minor*; Fig. 4-6: *Ephedra distachya*-Typ; Fig. 7-9: *Juniperus*; Fig. 10-12: *Tofieldia*. Vergrößerung etwa 1000 x.

1958, S. 161) datierte nämlich Holz aus der Fundschicht auf $11025 \pm 370a$ v. Chr. Die ältere Probe würde dann in die Zeit um 11600 v. Chr. datieren. Die Daten könnten bei Berücksichtigung aller Fehlergrenzen in den Zeitbereich fallen, den v. D. HAMMEN & VOGEL (1966) für das „Susacá-Interstadial“ annehmen (ca. 11700 bis ca. 11100 v. Chr.). Weitere Untersuchungen zu diesen Fragen sind aber notwendig.

Zitierte Literatur

- ALETSEE, L.: Zur Geschichte der Moore und Wälder des nördlichen Holsteins. *Nova Acta Leopoldina*. N. F. 139, 21, Leipzig 1959.
- AVERDIECK, F. R.: Zur Geschichte der Moore und Wälder Holsteins. Ein Beitrag zur Frage der Rekurrenzflächen. *Nova Acta Leopoldina*. N. F. 130, 19, Leipzig 1957.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1, Jena 1949. - - Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. *Danm. geol. Unders.* (II) 80, 12-21, Kopenhagen 1954.
- GRIPP, K.: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster 1964.
- GROSS, H.: Weitere Beiträge zur Kenntnis des Spätglazials. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* 6, 110-115, Öhringen 1955.
- HALLIK, R. & E. GRUBE: Spät- und postglaziale Gytja im Altmoränengebiet von Elmshorn. *N. Jb. Geol. Paläont.* 7, 315-322, Stuttgart 1954.
- HAMMEN, Th. VAN DER: Late Glacial and Periglacial Phenomena in the Netherlands. *Leidse Geol. Meded.* 17, 71-184, Leiden 1951.
- HAMMEN, Th. VAN DER, G. MAARLEVELD, J. C. VOGEL & W. H. ZAGWIJN: Stratigraphy, Climate, Succession and Radiocarbon-Dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geol. en Mijnb.* 46, 79-95, s'-Gravenhage 1967.
- HAMMEN, Th. VAN DER & J. C. VOGEL: The Susacá-Interstadial and the Subdivision of the Late-Glacial. *Geol. en Mijnb.* 45, 33-35, s'-Gravenhage 1966.
- IVERSEN, J.: The Late-Glacial Flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil. *Danm. geol. Unders.* (II) 80, 87-119, Kopenhagen 1954.
- 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.
- SCHÜRUMPF, R.: Die paläobotanisch-pollenanalytische Untersuchung. In: A. RUST: Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Meiendorf, 11-47, Neumünster 1937. - - Die pollenanalytische Untersuchung der Rentierjägerfundstätte Stellmoor in Holstein. In: A. RUST: Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor, 6-45, Neumünster 1943. - - Das Spätglazial. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* 6, 41-51, Öhringen 1955.
- STRAKA, H.: Relative und absolute Datierungen quartärer Ablagerungen. *Die Naturwissenschaften* 48, Jg., 324-332, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1961.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter II. Stuttgart 1958.

Kartenwerke:

- Meßtischblatt 1721 Tellingstedt, hsg. v. Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein. Kiel 1954.
- Karta över Landisens Avsmeltning i Sverige, hsg. v. Sveriges Geologiska Undersökning. Redaktion: G. LUNDQUIST. Stockholm 1961.

Manusk. eingeg. 20. 11. 1967.

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

Gleiche Würm-Rückzugsstadien in den Gebirgen Mitteleuropas und Ostafrikas?

VON ADOLF ZIENERT, Heidelberg

Mit 1 Abbildung und 2 Tabellen

Zusammenfassung. Vergleiche der von B. H. BAKER gefundenen Gletscherstände am Mt. Kenya mit der Karte 1 : 25 000 des Mt. Kenya und mit den Würm-Rückzugsstadien der alpinen Gletscher ergeben interessante Anregungen für die weitere Erforschung dieses Fragenkomplexes.

Summary. B. H. BAKERS paper of 1967 concerning the geology of the Mount Kenya area contains detailed data about the moraines. Nine stages beginning with würm-terminal could be distinguished beneath the small glaciers of today. By means of an exact examination of the facts the map 1 : 25 000 shows the number of moraines known with great probability could be almost doubled by the author of this paper. All these moraines fit into BAKERS system. At the Kibo (Kilimanjaro) the system seems to be less complete (Ch. DOWNIE 1964). On the other hand the extension of the depression of the "snow-line" of each one of these stadials fits in its tendency very well into the system of the postwürm stadials of the Alps. But: for exact correlation regarding the stadials of the mountains in the east-african tropics with those of the Alps it will be necessary to examine the same problem elsewhere in the world.

Bisher scheint über die Rückzugsstadien der letzten Vereisung in tropischen Gebirgen nicht allzuviel bekannt gewesen zu sein, da man sich hauptsächlich mit der Frage nach dem Maximalstand der Gletscher beschäftigte. Als um so wertvoller und anregender dürfte sich deshalb die neue Untersuchung von BAKER über die Moränen des M. Kenya erweisen, die im Rahmen seiner „Geology of the Mount Kenya Area“ 1967 veröffentlicht wurde.

B. H. BAKER konnte, unterhalb der heute recht kleinen Gletscher des M. Kenya, Moränen von insgesamt neun Stadien unterscheiden (bei ihm und im Folgenden: IA—ID und II—VI), die manchmal noch aus mehreren Wällen bestehen. Eine genaue Durcharbeitung der Untersuchung von BAKER an Hand seiner Kartenbeilagen und besonders der schönen topogr. Karte 1 : 25 000 des Mount Kenya (nur der Bereich der Stände IA—D liegt meist außerhalb dieses Kartenblattes) ergab, daß sich allein durch die Auswertung dieses Blattes die Zahl der von BAKER gefundenen Gletscherstände nicht nur voll bestätigen läßt, sondern auch noch in von ihm wohl nicht näher untersuchten Tälern auf Grund alpiner und Mittelgebirgserfahrung in der Auswertung von Karten eine ganze Reihe weiterer Moränen mit größter Wahrscheinlichkeit auffinden läßt, die alle in die von B. H. BAKER entwickelte Gliederung der Rückzugsstadien hineinpassen (Tab. 1 und Diagramm 1; sie enthalten die Gletscherstände der 20 wichtigsten Täler des M. Kenya von NW an im Uhrzeigersinn aufgezählt).

Schaut man sich das Diagramm 1 näher an, so ergibt sich zunächst einmal, welche Moränen BAKER fand (+), und welche zusätzlich von mir auf der Karte 1 : 25 000 aufgefunden werden konnten (— und ~), außerdem der Gletscherstand von etwa 1960. Man kann daraus aber noch mehr ablesen. Die Gletscher waren dort am längsten, wo das Einzugsgebiet bis zu den Hauptgipfeln reichte, je niedriger der höchste Punkt des Einzugsgebietes, desto kürzer der Gletscher darunter. Gelegentlich kommen Ausnahmen von dieser Regel vor, und zwar da, wo die Gletscher über sonst trennende Zwischentalrücken überfließen konnten (vor allem in IA—III beiderseits vom Teleki-Tal und im Bereich des Ruguti-Tales). Eigentliche Expositionsunterschiede treten nicht auf, sind auch bei der Lage wenige km südlich des Äquators nicht zu erwarten. Es lassen sich aus dem Diagramm Durchschnittswerte für die Höhenlage der Moränen ablesen (Ausnahmen: IB und

Tabelle 1: Kenya-Moränen

Tal-No.	IA	IB	IC	ID	II	III	IV
1	9.200— 9.700 ?	?	?	?	11.800	?	13.370—13.700 (3 Wälle)
2	?	?	?	?	?	12.900—13.000 (2 Wälle)	13.400
3	10.600—10.800 ?	?	?	?	12.450	13.000	?
4	?	?	?	12.300 (?=„A“)	?	13.100	? 13.500 (nur Boden)
5	11.900	12.050	12.120	12.300	12.650	13.200	? 13.700 (zwei Böden)
6	11.200—11.300 ?	—	—	11.600 (=B-D!)	12.500	13.000—13.200	13.750
7	11.100	11.300	11.700	11.900	12.500	13.050 ?	?
8	10.200—10.300 ?	10.600	10.900	11.400 (mehrere Wälle)	12.650 ?	? (in der Schlucht ?)	14.200
9	?	?	?	11.800 (?=„A“)	12.600	13.600	—
10	10.000 (n. Karte)	10.400	?	11.200—11.300	12.200	12.800—13.100	14.200—14.250
11	10.500—10.600 ?	?	11.300	11.900	12.350	?	—
12	10.300—10.400 ?	?	10.800	11.100	11.800	12.750—13.000 (Carr's Lakes)	14.000 (Thompon Tarn)
13	11.000 ?	?	?	11.900	12.800	13.400 (2 Wälle)	13.950
14	?	?	?	?	12.900	13.500	13.950 (Hidden Tarn)
15	?	?	?	?	12.900	13.500	13.800
16	11.450 ?	11.600 ?	?	12.000	12.900	?	—
17	9.700 ?	?	10.400 ?	10.700 ?	11.600 ?	12.600 ?	13.750 (Lake Höhnel)
18	10.000—10.200 ?	10.400	10.850 ?	11.200	12.400	12.900	13.570—13.750 (6 Wälle)
19	9.750 ?	?	?	11.000 ?	12.100— 12.250	12.750	13.300—13.550 (3 Wälle)
20	10.500 ?	?	?	11.250	?	12.750—12.850	?
Durchschnittswerte nach Diagramm 1:							
—	10.500			11.600	12.300	13.150	13.800
Δ in Fuß:		1.100		700	850	650	600
$\Delta/2$ in Meter:		165 m		105 m	130 m	100 m	90 m

Anmerkungen:

Die entsprechenden Moränen kann auf Grund der Höhenangabe jeder glaziologisch Geschulte un-
schwer in der Karte 1 : 25 000 des Mount Kenya auffinden; soweit sie in wenigen Ausnahmen dort
nicht ohne Weiteres erkennbar sind, handelt es sich um einwandfrei von BAKER kartierte Moränen,
z. B. IV und V im Teleki-Tal.

(Abb. 1; Höhen in Fuß)

V	VI	Gletscher-Stand 1960 = „VII“	Gipfelhöhe	Fluß oder Tal (V. = Valley)
13.900	14.400—14.600 (3 Wälle)	c. 15.000	17.058	Liki = Mackinder-V.
14.250	—	—	15.467	Liki-N
?	—	—	c. 15.000	Sirimon
?	—	—	c. 14.500	Kazita-W
14.200	—	—	c. 14.600	Kazita-E
14.300	?	—	c. 15.300	Nithi-N = Hinde-V. + Lake Ellis
—	—	—	c. 14.000	namenloses Zwischental
14.900 (Simba Tarn)	15.550 (Harris Tarn)	c. 15.700 ?	16.355	Nithi = Gorges-V.
—	—	—	15.250	Ruguti-N
?	—	—	„	Ruguti
—	—	—	„	Thuchi
14.600 (2 x, 1 x = Gallery Tarn)	15.400	—	16.355	Rupingazi = Hobley-V.
—	—	—	c. 15.100	Nyamindi-E
14.400 (Boden)	—	—	c. 15.300	Nyamindi
?	—	—	c. 15.200	Nyamindi-W
—	—	—	c. 14.100	Thego
14.200 ?	—	—	c. 15.200	Nairobi = Höhnel-V.
14.050—14.150 (2 Wälle)	14.200—14.500 (6 Wälle)	14.750—15.100	17.058	N-Naro-Moru = Teleki-V.
14.200	14.350 (2 Wälle)	14.900—15.050	c. 16.050	Nanyuki = Hausburg-V.
?	—	—	c. 14.700	Nanyuki-N
14.400	14.950	15.350		
	550	400	Summe: 4.850 ft.	
	80 m	60 m	Summe: ü. 730 m	

Die Höhenangaben BAKERS für viele Täler zu IA differieren etwas, Text und Ablesung auf seiner Karte ergeben z. T. verschiedene Höhenwerte; da die Karte 1 : 25 000 nicht so weit reicht, ist eine Entscheidung nicht möglich.

Die von BAKER als IA bezeichneten Stände im Kazita-W und im Ruguti-N dürften zu ID gehören.

Tabelle 2: Durchschnittliche Gletscheruntergrenzen und Δ -Werte

Kenya (s. Tab. 1 und Diagr. 1)					Kibo (nach DOWNIE, ergänzt)					
Stand	ft.	$\frac{\Delta}{2}$ m	Σ m	\cong Alpen m	Stand	ft.	$\frac{\Delta}{2}$ m	Σ m	\cong Alpen m	
c. 1960	15.350	60	100	<u>100</u>	c. 1960	16.500	180	260		
VI	14.950	80	140	<u>230</u>	} „recent“	15.300	240	350	180	<u>260</u>
V	14.400	90	230	<u>380</u>						
IV	13.800	100	330	<u>545</u>	?					
III	13.150	130	460	<u>750</u>	?				420	<u>*610</u>
II	12.300	105	565	<u>920</u>	„little“	13.700	180	600	260	<u>870</u>
ID	11.600				„main- stadial“	12.500				
(C)		ü. 165		ü. 270			225		330	
(B)			ü. 730	c. <u>1200</u>				825		<u>1200</u>
IA	10.500 ?				„main- terminal“	11.000				

Kenya-IA-D mächtige Moränen,
ab II kleinere Talmoränen

* zwischen „main“ und „little glaciation“ vulka-
nische Tätigkeit einwandfrei nachweisbar

der verschiedenen Rückzugsstadien (vergleichbare Werte unterstrichen).

Paradiso (ZIENERT 1965, ergänzt)		Ostalpen (n. KLEBELSBERG)		Ötztal-Sellrain (n. HEUBERGER 1966)	
Stand	$\Sigma \frac{\Delta}{2}$ m	Stand	$\Sigma \frac{\Delta}{2}$ m	Stand	$\Sigma \frac{\Delta}{2}$ m
c. 1950	<u>100—175</u>	c. 1930 !	„50—80“	c. 1930—1960 !	über <u>100</u>
hist.	über <u>250</u>	Fernau usw.	„100—120“	hist.	?
Valnontey	550	Egesen	300— <u>400</u>	Egesen	bis <u>400</u>
Epinel	über 1000	Daun	c. <u>600</u>	Daun	?
Aymavilles	über 1100	Gschnitz	?	Gschnitz	bis <u>700</u>
Fénis (+ Chatillon ?)	?	?*	?	Steinach	
Vorlandstände im Amphitheater von Ivrea	über <u>1200</u>	?	c. <u>1200</u>	<hr/> Rheingletscher ? Lindau-Friedrichshafen ? Konstanz ? innere } ? äußere } Jungendmoräne	
$\frac{\Delta}{2}$ 1930—1950 = 35 m ! bis 1960 wenig Änderung		* „Schlern-Flims“ dürfte überholt sein		1930—1960 bei HEUBERGER leider nicht unterschieden (vgl. Anm. zu Paradiso)	

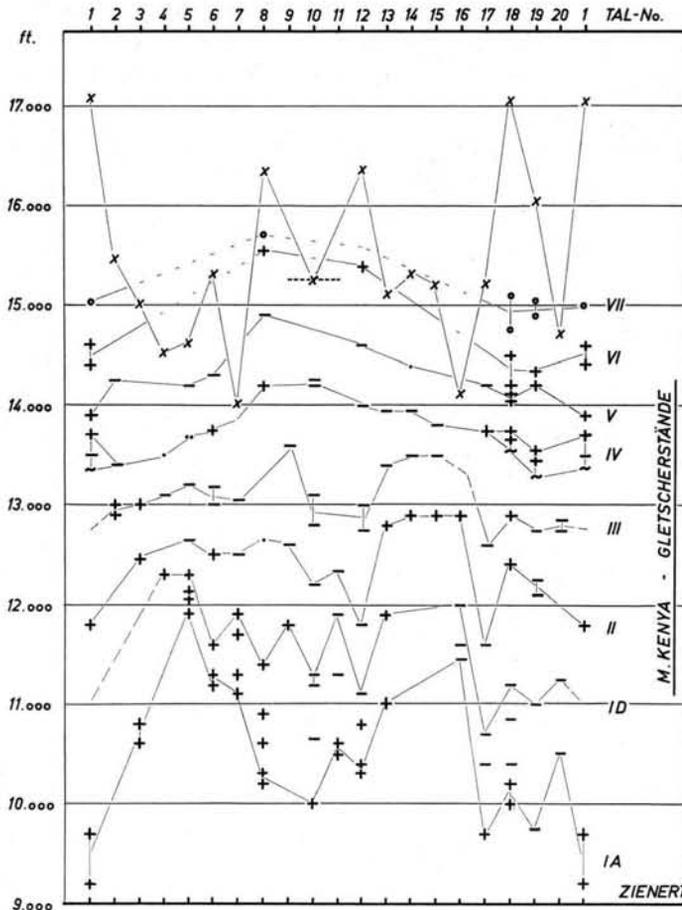


Abb. 1. Gletscherstände der Haupttäler des Mount Kenya (Tab. 1).

+ Moränen nach BAKER 1967; ≈ Moränen nach der topogr. Karte 1 : 25 000, herausgesucht vom Verfasser; o Eis c.1960 = „VII“; x höchster Gipfel der Gletscher-Umrandung; • nur Böden erkennbar, keine Wälle; ± bei IA: verschiedene Angaben bei BAKER, sonst: verschiedene, zumindest höchste und tiefste Werte für einen Stand (soweit darstellbar); Tal-No. siehe Tabelle 1, ebenso die genauen Höhenzahlen.

IC, die bisher nur in einem Teil der Täler nachgewiesen oder wahrscheinlich gemacht werden konnten). Aus diesen Durchschnittswerten kann man die durchschnittlichen Δ - (= Differenz-) Werte zwischen den Höhen der Moränen der verschiedenen Gletscherstände berechnen. $\Delta/2$ ergibt dann die jeweilige Veränderung in der Höhenlage der Schneegrenze, ohne daß man auf die leider immer noch meist recht problematische Berechnung der jeweiligen Schneegrenze einzugehen braucht (die Einordnung der einzelnen Moränen in die Gliederung der Gletscherstände ergibt sich ja zwanglos aus dem Diagramm selbst).

Vergleicht man nun die $\Delta/2$ -Werte vom M. Kenya mit den aus Mitteleuropa (vor allem den Alpen) bisher bekanntgewordenen Werten für die Schneegrenzdepression der einzelnen Würm-Rückzugsstadien gegenüber heute, so ergeben sich überraschende Parallelen (Tab. 2). Zum besseren Vergleich habe ich dort die Gesamtdepression von über

730 m am Kenya (Diagr. 1) und von 825 m am Kibo (ähnlich aus einem Diagramm berechnet nach den Angaben bei Ch. DOWNIE 1964) jeweils auch auf den „alpinen Normalwert“ von 1200 m umgerechnet; entsprechend wurden die übrigen Zahlen behandelt.

Der Vergleich der Verhältnisse am M. Kenya mit denjenigen des Alpengebietes ergibt:

VI entspricht nicht nur nach der Tabelle, sondern auch in der Natur völlig den historischen Moränen unseres Gebietes (Details siehe bei BAKER).

V dürfte unserem Egesen entsprechen. Der Wert ist etwas niedriger als in meinem Westalpen-Untersuchungsgebiet. Die entsprechenden ostalpinen Werte sind zur Zeit laufenden Änderungen unterworfen, nähern sich aber immer stärker meinen Werten aus dem Paradiso und dem M. Blanc (vgl. z. B. H. HEUBERGER 1966); die noch bei R. VON KLEBELSBERG 1948/49 veröffentlichten Werte sind sicher viel zu niedrig.

IV dürfte dem Daun entsprechen. Von hier ab sind aus topographischen Gründen meine Westalpen-Werte nicht mehr vergleichbar, dafür sind für Daun als Durchschnittswerte diejenigen von R. VON KLEBELSBERG gut gesichert und von H. HEUBERGER 1966 bestätigt.

III käme dann dem Gschnitz gleich und

II dem Steinach im Sinne von H. HEUBERGER 1966.

Schwierig wird es für die Stände IA—D, hier muß man von unten her versuchen, weiterzukommen. IA ist ja wohl gleich dem Würm-Maximum, dürfte also unserer Äußeren Jugendmoräne entsprechen. Sollte IB der Inneren Jugendmoräne, IC und ID den weiteren Vorland-Rückzugsstadien z. B. des Rheingletschers und des Gletschers der Dora Báltea bei Ivrea entsprechen? Diese Fragen müssen leider z. T. offen bleiben, und zwar einzig und allein deswegen, weil Vieles innerhalb der Äußeren Jugendmoränen bei uns noch nicht genügend geklärt ist, während man es jetzt vom M. Kenya kennt. Eine reine Gebirgs-, ohne Vorland-Vergletscherung bietet hierzu natürlich auch manche Vorteile; leider sind unsere Mittelgebirge für ähnliche Untersuchungen zu niedrig (A. ZIENERT 1967).

Interessante Ergebnisse zeitigt auch der Vergleich mit den von Ch. DOWNIE veröffentlichten Ergebnissen aus dem Bereich des Kilimandscharo (leider sind diese nicht so exakt wie diejenigen von B. H. BAKER vom Kenya):

Die Moränen der „main glaciation“ umfassen von „main-terminal“ bis „main-stadial“ etwa den Höhenbereich von Kenya-IA bis ID. Die „little glaciation“ scheint zunächst nicht recht zu passen. Vorher liegt aber eine eindeutig feststellbare vulkanische Tätigkeit des Kibo. Man braucht sich also nur vorzustellen, daß diese Aktivität das Eis weitgehend wegschmolz, so daß die Gletscherkappe sich später erst wieder auf den allmählich auskühlenden, neuen Fördermassen frisch bilden mußte, und schon hat man eine einfache Erklärung dafür, daß der etwas geringere Depressionswert gegenüber heute trotzdem Kenya-II entsprechen dürfte. III und IV scheinen am Kibo zu fehlen, ob aus vulkanischen Gründen, oder nur scheinbar mangels entsprechender Beobachtungen, bleibt unklar. Die „recent glaciation“ am Kibo entspricht zumindest Kenya-V, wahrscheinlich außerdem auch noch VI. Ch. DOWNIE erwähnt zwei Hauptphasen und bis vier Einzelmoränen; nähere Angaben fehlen leider weitgehend.

Faßt man zusammen, so paßt Vieles fast zu gut zusammen. Es dürfte aber zumindest doch die Möglichkeit bestehen, daß hier bei uns und in Ostafrika der Rückgang der Würm-Gletscher durch völlig oder zumindest weitgehend paralleles Verhalten der Rückzugsstadien unterbrochen wurde. Und ein solcher Gleichklang der Entwicklung mitten in den Tropen und bei uns wäre doch wirklich ein überraschendes Ergebnis, das eine Nachprüfung auch in anderen Tropengebirgen lohnen dürfte.

Schrifttum

- BAKER, B. H.: Geology of the Mount Kenya Area. - Geological Survey of Kenya, Report **79**, 1967.
- DOWNIE, Ch.: Glaciations of Mount Kilimanjaro, northeast Tanganyika. - Bull. geol. Soc. America **75**, 1-16, 1964.
- HEUBERGER, H.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. - Wissensch. Alpenvereinshefte **20**, 1966.
- KLEBELSBERG, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 2 Bde. 1948/49.
- WOLDSTEDT, P.: Eiszeitalter. 3 Bde. 1954-65.
- ZIENERT, A.: Gran Paradiso - Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände. - Eiszeitalt. u. Gegenw. **16**, 202-225, 1965. - - Vogesen- und Schwarzwald-Kare. - Eiszeitalt. u. Gegenw. **18**, 51-75, 1967.

Mount Kenya 1 : 25 000, DOS 302 (Sonderblatt), 3. Aufl. 1965.

Mount Kenya 1 : 5 000, nur die Gipfelregion, DAV und ÖAV, aufgenommen 1963, o. J.

Mauskript eingeg. 26. 1. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. A. Zienert, 69 Heidelberg 1, Theodor-Körner-Straße 3, ab November 1968: Gerbodoweg 7.

The subdivision and zonation of interglacial periods

by C. TURNER and R. G. WEST

Subdepartment of Quaternary Research, Cambridge

With 3 figures and 2 tables

S u m m a r y. It is becoming ever more difficult to study and compare the increasing number of pollen diagrams from sites in different parts of North-West Europe or from different interglacial periods, because of the diversity of zonation schemes used by different authors. IVERSEN (1958) and ANDERSEN (1966) have nevertheless shown similar cycles of vegetational and edaphic changes have taken place during each of the major interglacial periods.

The authors here suggest that during each interglacial a series of four distinct sub-periods of vegetational development can be recognised, and that these can be regarded as natural biostratigraphic zones based on the pollen assemblage characters. These are: Zone I the Pre-temperate zone dominated by *Betula* and *Pinus*, Zone II the Early-temperate zone showing the dominance of mixed oak forest trees, Zone III the Late-temperate zone increasingly dominated by late-immigrating temperate trees such as *Carpinus* and *Abies* and Zone IV the Post-temperate zone again characterised by boreal trees, *Pinus* and *Betula*. This zonation scheme can be applied to almost all interglacial pollen diagrams from North-West Europe. Minor vegetational changes, whether regional, local or seral, can be described as subzones, without prejudicing the major descriptive and correlative functions of the zonation scheme.

Z u s a m m e n f a s s u n g: Es wird immer schwieriger, vergleichende Studien über die zahlreichen Pollendiagramme eines Interglazials innerhalb Nordwesteuropas oder aber verschiedener Interglaziale dieses Raumes zu machen, und zwar wegen der Mannigfaltigkeit der Zonierungssysteme, die die einzelnen Autoren anwenden. Dennoch haben aber IVERSEN (1958) und ANDERSEN (1966) gezeigt, daß in jedem der bisher untersuchten Interglaziale ähnliche Zyklen der Vegetationsentwicklung und der Bodenbildung abgelaufen sind.

Die Verfasser legen dar, daß in jeder Interglazialzeit 4 Perioden der Vegetationsentwicklung festgestellt werden können und daß diese als natürliche biostratigraphische Zonen angesehen werden können, basierend auf dem Charakter der Pollengemeinschaften. Diese Perioden sind: Zone I, die Pre-temperate Zone, *Betula* und *Pinus* dominieren; Zone II, die Early-temperate Zone, Vorrherrschaft der Bäume des Eichenmischwaldes; Zone III, die Late-temperate Zone, in zunehmendem Maße beherrscht durch spät einwandernde wärmeliebende Bäume, wie *Carpinus* und *Abies*; Zone IV, die Post-temperate Zone, wiederum beherrscht durch boreale Bäume, wie *Pinus* und *Betula*. Diese Zonierung kann für fast alle interglazialen Pollendiagramme Nordwesteuropas verwandt werden. Geringe Veränderungen der Vegetation, und zwar regional, lokal oder seral, können als Unterzonen beschrieben werden, ohne die Hauptzüge und den Zweck dieses Zonierungssystems zu stören.

Every year sees the publication of more papers on climatic and vegetational changes during the Pleistocene, and our knowledge of these features is constantly expanding. In particular, the study of interglacial deposits has emphasised the strong parallelism of vegetational, climatic and edaphic development during each of the three most recent interglacial periods, the Cromerian, the Holsteinian and the Eemian, and likewise the Flandrian postglacial period.

This parallelism has been considered by IVERSEN (1958) and by ANDERSEN (1966), but the descriptive terms which they propose for the interglacial cycle have not yet been generally adopted by other workers to bring separate interglacial studies into a general perspective. These terms are not free from ambiguity for historical reasons, as is discussed below, but the need for an accepted framework of this kind is becoming increasingly urgent as the sheer bulk of published data increases.

A number of terms have been used to characterise groups of floristic elements according to their periods of expansion during post-glacial and interglacial time, or alternatively to define different periods of vegetational and climatic development during interglacial and glacial stages.

The originator of such concepts was VON POST (1946) who coined the term 'mediocratic' for vegetational elements which expanded towards the hypsithermal maximum of the Post-glacial period. He contrasted these with 'terminocratic' vegetation elements, species which have expanded or re-expanded at the expense of mediocratic elements since the hypsithermal maximum or were prominent during the opening phases of the Post-glacial. This classification, which was also applied to interglacial pollen diagrams, is strongly influenced by the concept of vegetational reversion, also pioneered by VON POST. Although VON POST's listing of individual elements is unsatisfactory on ecological grounds (ANDERSEN, 1966), his basic concepts are still significant.

FIRBAS (1949) developed a very similar scheme but pointed out that, at least in Germany, the floristic elements of the latest period of the Postglacial are not in fact identical with those of the Boreal period, and that a threefold division of vegetation elements would be more accurate. He proposed the terms archaeocratic, mesocratic and telocratic to describe these. For interglacial periods he suggested a further term, teleutoocratic, to cover the vegetation of the final stages, which have as yet no parallel in Post-glacial vegetational history.

IVERSEN (1958) used FIRBAS' terminology in part, and extended it to describe not merely the vegetation elements but the actual stages of an interglacial/glacial cycle. His concepts are best illustrated by his own diagrammatic summary (Fig. 1). It is evident that his use of the term telocratic carries with it quite different and much severer climatic implications than those associated with FIRBAS' telocratic vegetation elements, as originally defined.

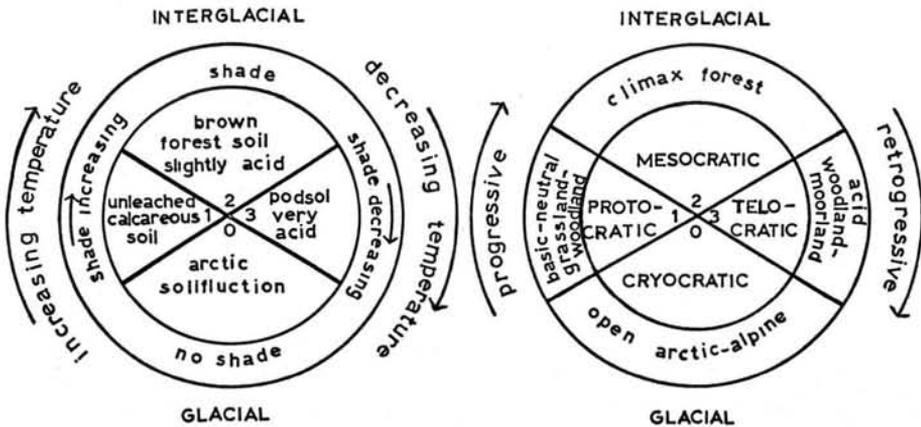


Fig. 1. Summary of the glacial/interglacial cycle (after IVERSEN 1958).

ANDERSEN (1966), having made very thorough studies both on the vegetational succession and on the lake development of various interglacial deposits in Denmark, interpolates a further oligocratic stage between IVERSEN's mesocratic and telocratic. This oligocratic stage is characterised by distinct soil degeneration and consequent vegetational changes that set in during the temperate phases of the interglacial, quite independently of climatic or at least thermal change. By contrast the telocratic stage shows a real climatic decline with lowering of temperature and the eventual disruption of the forest vegetation. In outline this classification seems very satisfactory, though it is perhaps a pity that the term telocratic is used since it has other connotations.

The zonation of interglacial periods is likewise a very confused matter. Interglacial zones are essentially assemblage zones, and, as biostratigraphic units, should be based on

the assemblage characters of the fauna and flora. In practice the zones of interglacial periods are defined almost exclusively on vegetational characteristics, because pollen analysis is the dominant technique of investigation.

The earliest detailed vegetational zoning system for an interglacial was that put forward by JESSEN and MILTHERS (1928) and is still in current use for describing most Eemian and occasionally Holsteinian pollen diagrams. This system divides an interglacial, together with its adjacent late and early glacial periods, into a series of vegetational zones (a—k) based on distinct changes in the character and species dominance of the forest or open vegetation communities. Originally the number of zones and the dominant species, usually trees, used to define them depended entirely on the vegetational succession of the Eemian interglacial at particular sites in Denmark and North Germany. It has, however, proved possible and very useful to apply this scheme to Eemian interglacial sites across North-west Europe, although it has sometimes been necessary to modify and adapt the specific characteristics of particular zones, for example, in areas where *Abies* occurred during the latter part of the interglacial. It could be commented that the widespread application of this zonation system to Eemian deposits does reflect the uniformity of the vegetational development across North-West Europe during that interglacial. Nevertheless Polish workers have tended to use a different scheme (SZAFER, 1953) to describe their Masovian II (Eemian) deposits.

The success of the JESSEN and MILTHERS zonation scheme is based on two factors. Firstly its zones are based on fairly clear-cut changes in the vegetational pattern, secondly it has been a valuable tool in the general correlation of vegetational change from a large number of Eemian sites across Europe.

It is well known that the biostratigraphic zonation of Flandrian (Postglacial) deposits has become excessively complicated. This is due, in part, to the much larger number of studies that have been carried out, in contrast to those on interglacial deposits, but also to the more extensive latitudinal area over which it has been possible to make such studies (e. g. Scandinavia) and to complications associated with anthropogenic disturbance of the vegetation. The result, at any rate, is that individual workers have set up a large variety of differently numbered zonation schemes based on successions of locally or regionally important and distinctive vegetational changes, but which can only be correlated with one another after painstaking comparison of pollen diagrams, or more usually by the saving grace of radiocarbon dating. It seems evident that absolute time zones, based on radiocarbon dates, will eventually replace biostratigraphic assemblage zones as the basic units for describing the Flandrian period.

The Holsteinian interglacial is less well studied and understood than the Eemian, except in the British Isles and Poland. Until recently most Holsteinian pollen diagrams from Germany and Holland were either fragmentary or stratigraphically ill-defined. In consequence no complete or accepted zonation system has been evolved for this interglacial as it has for the Eemian. In addition it has become increasingly clear that the vegetational development of the Holsteinian interglacial was far less uniform across Northern Europe than was that of the Eemian.

As a result of these factors, many workers have applied their own schemes of zonation to Holsteinian deposits on which they are working. In England the accepted zonation scheme has been that of WEST (1956). For Ireland, JESSEN, ANDERSEN and FARRINGTON (1959) have produced a similar but rather more complicated scheme. ZAGWIJN has presented a fragmentary zonation for Dutch diagrams (DE RIDDER & ZAGWIJN, 1962). German Holsteinian diagrams tend to be either unzoned or follow the zonation of SELLE (1955) or else the Eemian type zonation of JESSEN and MILTHERS. In Denmark ANDERSEN (1963) proposed a series of five zones to describe his pollen diagram from Tornskov, but in a later publication (ANDERSEN, 1965) he supercedes this with an expanded scheme of

nine pollen zones following his investigations at Vejlbj. For many years the standard scheme of zonation in Poland has been that of SZAFER (e.g. as in SZAFER, 1953), a relatively simple one consisting of four pollen zones, but in 1957 ŚRODOŃ described the Masovian I (Holsteinian) deposits at Gościęcín using a more complicated zonation scheme covering the previous glaciation and an interstadial period as well as the interglacial vegetational succession. An attempt is made to compare these various zonation schemes in Table 1.

Table 1
Comparison of different Holsteinian zonation schemes

Proposed general zonation (TURNER & WEST)	Elsterian	Holsteinian				Saalian
	l El	Ho I	Ho II	Ho III	Ho IV	e Sa
England WEST (1956)	I	II a	II b-d	III ←	IV	→
Ireland JESSEN, ANDERSEN & FARRINGTON (1959) WATTS (1967)	G 1 G 2	1 2 G 3 G 4	3 G 5	4 G 6 →	5 6	
Netherlands DE RIDDER & ZAGWIJN (1962)		1	2 a	2 b-c, ? 3		
Denmark & Germany JESSEN & MILTHERS (1928) SELLE (1955) ANDERSEN (1963) ANDERSEN (1965)	a b	c d I II 1 2 1 2	e f III ← 3 → 3 4	g h IV V 4 5 5 6 7	i VI 8 9	k
Poland SZAFER (1953) ŚRODOŃ (1957)	IV	I V	← II → VI a-b	III VII	IV	

Generally these Holsteinian zones are based on definite vegetational changes, though sometimes, perhaps, of only local significance. No good comparative standard has been available, because of the paucity of Holsteinian pollen diagrams. Amidst the confusion caused by these diverse attempts at zonation, it has become increasingly difficult to either correlate or even compare the vegetational succession of this interglacial in different areas. Furthermore no absolute dating methods are at present available to provide an alternative yardstick for describing interglacial time.

At present much better and more complete interglacial pollen diagrams are becoming available for the Eemian and Holsteinian periods and also for the Cromerian (R. G. WEST unpublished material). These give a much fuller picture of the fundamental patterns of vegetational change, which has resulted in the classification of interglacial cycles already discussed. Further, it is now much easier to understand and compare the local and regional variations of vegetational development from different areas within the framework of this classification.

It has been shown that most of the zonation schemes proposed for the Holsteinian interglacial, though they succeed in describing the assemblage characters of the vegetation, are both inadequate and disadvantageous for the subsidiary but important purpose of

correlation. It is suggested that a standard zonation framework for at least the three latest interglacial periods in North-West Europe is both possible and necessary. The zones must be based broadly enough to serve the purpose of correlating the vegetational development over an area which is latitudinally and biogeographically fairly uniform. The zones must be simple, clearly defined and significant enough to obtain widespread recognition and acceptance. Zones have diminished significance if they are used merely as instruments to describe in detail regional fluctuations of vegetation, but it is essential to have a subsidiary framework to record such regional phenomena. Despite its utility for Eemian diagrams the JESSEN and MILTHERS zonation scheme is not adequate for a consistent application to interglacial pollen diagrams, and certainly not for an interglacial period as complex vegetationally as the Holsteinian.

When an interglacial period is considered as a whole, it seems possible to recognise four main sub-periods of vegetational development, which may be regarded as natural biostratigraphic zones and which can be distinguished quite easily in pollen diagrams from the Cromerian, Holsteinian and Eemian interglacials and also in part from the Flandrian Post-glacial. At the same time these are true assemblage zones in the sense that in each interglacial each zone can be characterised by a particular forest assemblage. These zones have close affinities to the interglacial stages recognised by ANDERSEN (1966) and may be defined as follows: —

Zone I The Pre-temperate zone.

This zone is characterised by the development and closing-in of forest vegetation after a late-glacial period. The forest dominants are generally boreal trees, particularly *Betula* and also *Pinus*, but light-demanding herbs and shrubs are also significant elements of the vegetation.

Zone II The Early-temperate or mesocratic zone.

This shows the establishment and expansion of mixed oak forest vegetation, typically with *Quercus*, *Ulmus*, *Fraxinus* and *Corylus*. During this zone the forest is thriving on rich soil conditions and achieves its maximum denseness and luxuriance.

Zone III The Late-temperate or oligocratic zone.

The onset of this zone is marked by the expansion of late-immigrating temperate trees, *Carpinus* and *Abies*, sometimes of *Picea*, and perhaps in terms of Flandrian vegetational history of *Fagus*. This expansion is generally accompanied by a progressive decline of the mixed oak forest dominants. This change in composition of the temperate forest appears to be a response to degenerating soil conditions rather than to specific climatic changes. ANDERSEN (1966) has demonstrated how this transition is also reflected by changes in contemporary lake sedimentation.

Zone IV The Post-temperate zone.

This shows a return to dominance of boreal trees, in particular of *Pinus*, *Betula* and *Picea*, together with a thinning of the forest and the gradual development of open communities, particularly damp heathland. Temperate forest trees become virtually extinct. Ericaceous heaths may be particularly characteristic of this zone, but they often persist into the succeeding early-glacial period.

The terms protocatic and telocratic have been avoided as synonyms for the Pre- and Post-temperate zones since, *sensu* IVERSEN, they also cover the adjacent late- and early-glacial periods. In North-Western Europe the glacial-interglacial boundaries are traditionally defined in pollen diagrams as the point where tree pollen totals first consistently exceed those for non-tree pollen, though variation due to local vegetational influences has to be taken into account. A similar definition is used for the interglacial-glacial boundary at the end of the Post-temperate zone, though this can be more difficult to

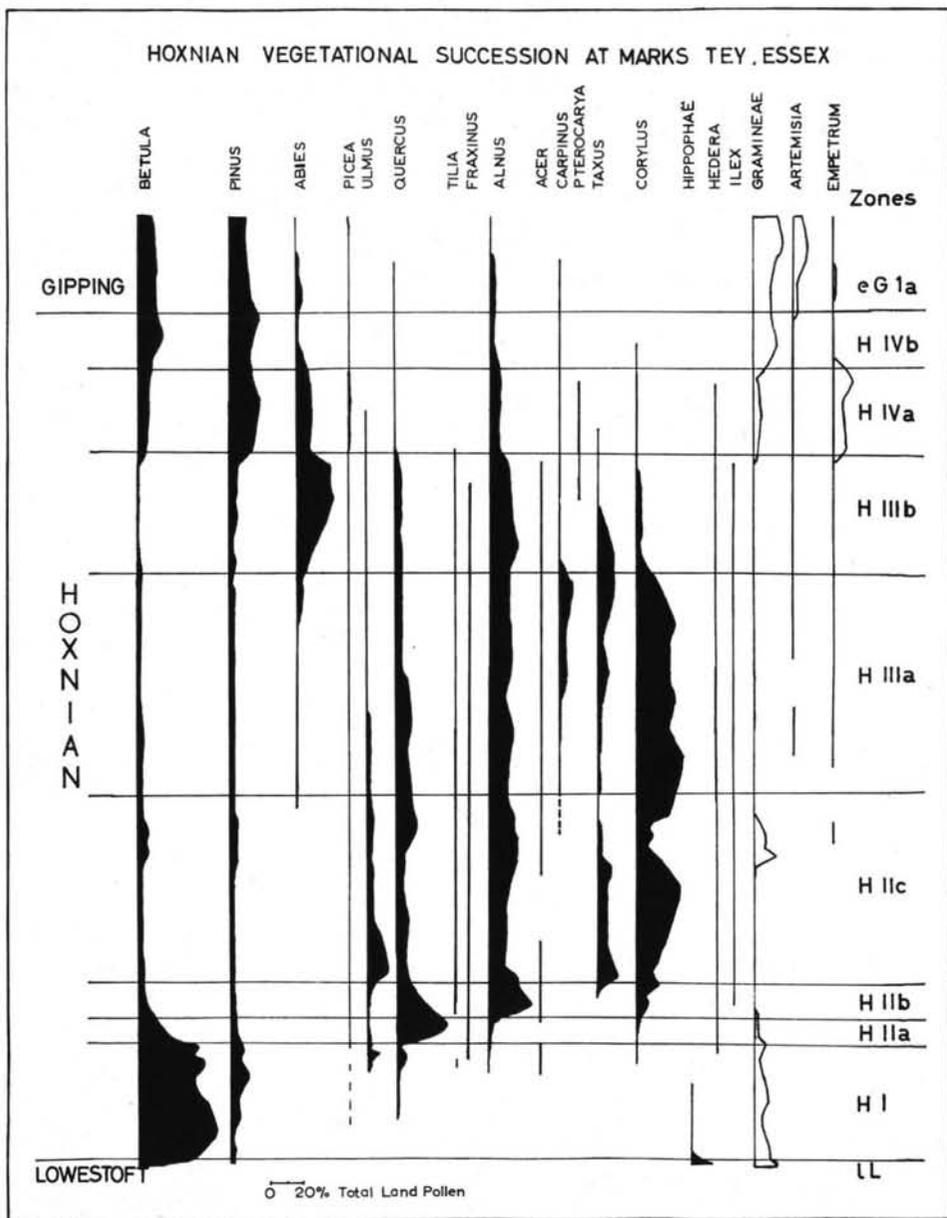


Fig. 2. Pollen diagram from the Holsteinian (Hoxnian) deposits at Marks Tey, England (TURNER 1968).

apply satisfactorily and consistently in practice. Nevertheless boundaries of this kind are taken as the lower and upper limits of the Pre- and Post-temperate zones respectively.

The breadth of these pollen zones means that in any extensive pollen diagram a single zone is likely to cover a number of distinct vegetational changes, whether of a regional, local or purely seral nature. It is suggested that these can best be described as numbered

subzones (e.g. II a, b, c etc.) which may or may not be correlative over wider areas or with the subzones defined by other workers in other diagrams, but whose definition will not prejudice the general system of zonation.

As an example of this method of zonation Fig. 2 shows a composite pollen diagram from the Hoxnian (Holsteinian) interglacial deposits at Marks Tey, Essex, England (TURNER, 1968) which covers the entire timespan of that interglacial. The four major biostratigraphic zones are clearly defined. The Early-temperate zone II has been subdivided according to the different phases of expansion of the mixed oak forest trees. Thus sub-zone II a is characterised by the dominance of *Quercus* pollen, II b by the expansion of *Alnus* and II c by increases in *Ulmus* and *Taxus* pollen. Likewise the subzones of the Late-temperate zone are based largely on the behaviour of the *Carpinus* and *Abies* pollen curves. In contrast, no attempt has been made to subdivide the Pre-temperate zone I in this diagram. Similarly in Fig. 3 a pollen diagram from Masovian II (Eemian) deposits in Poland is presented and zoned according to the same system (after SZAFAER 1953, ŚRODOŃ & GOLABOWA 1956).

Diagrams specially prepared by ANDERSEN (1966) for the Eemian deposits at Hollerup and the possibly Cromerian ones at Harreskov in order to demonstrate his subdivision of

BEDLNO (Poland)

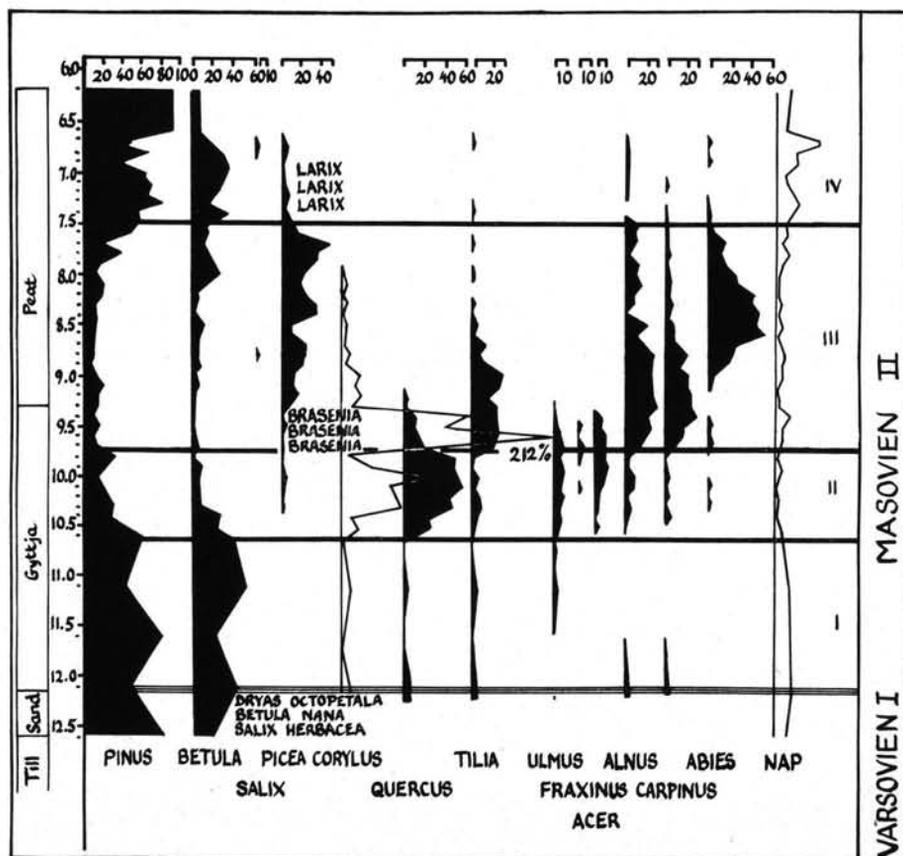


Fig. 3. Pollen diagram from the Eemian (Masovian II) deposits at Bedlno, Poland (after SZAFAER 1953, ŚRODOŃ & GOLABOWA 1956).

the interglacial succession into stages, as already discussed (i. e. the zones here proposed) provide further examples of the application of this zonation scheme to other interglacial deposits in different parts of Europe. In these instances it is relatively simple to reinterpret ANDERSEN'S OWN zonation of these diagrams as a series of subzones within the dominant four zone scheme. It is then much easier to discuss and compare vegetation patterns from different sites or even from different interglacial periods under these broad but uniform zonal headings.

A general nomenclatural scheme for the last three interglacial periods is summarised in Table 2. The zone numbers are prefixed with the initial letters of the interglacial concerned. The subdivision of glacial periods is much more complex and still very imperfectly understood, but it does seem desirable to use a similar system of nomenclature for the late- and early-glacial periods which are frequently represented in pollen diagrams. Consequently general zones such as *l* We, the Late Weichselian and *e* Sa, the Early Saalian, which could be subzoned if desired, are included in this table, although they may not be strictly the equivalent of the interglacial zones proposed.

Table 2
A zonal nomenclature system for the interglacial periods
of the Late and Middle Pleistocene

Zone names and numbers	Stages of Middle and Late Pleistocene				Fossil pollen assemblage characters
Early-glacial (<i>e</i> —)	<i>e</i> El	<i>e</i> Sa	<i>e</i> We		High NAP. Few or no thermophilous trees.
Post-temperate (IV)	Cr IV	Ho IV	Ee IV		<i>Pinus</i> , <i>Betula</i> .
Late-temperate (III)	Cr III	Ho III	Ee III	(Fl III)	<i>Carpinus</i> , <i>Abies</i> , (<i>Fagus</i>), Quercetum mixtum.
Early-temperate (II)	Cr II	Ho II	Ee II	(Fl II)	Quercetum mixtum.
Pre-temperate (I)	Cr I	Ho I	Ee I	(Fl I)	<i>Betula</i> , <i>Pinus</i> .
Late-glacial (<i>l</i> —)	<i>l</i> Be	<i>l</i> El	<i>l</i> Sa	<i>l</i> We	High NAP, few or no thermophilous trees.

Stage name symbols

Interglacials: Cr: Cromerian, Ho: Holsteinian, Ee: Eemian, (Fl: Flandrian, Post-glacial).

Glacials: Be: Beestonian, El: Elsterian, Sa: Saalian, We: Weichselian.

References

- ANDERSEN, S. T.: Pollen analysis of the Quaternary marine deposits at Tornskov in South Jutland. Danmarks Geol. Unders. (iv), 4, 8, Copenhagen, 1963. - - Interglacial succession and lake development in Denmark. The Palaeobotanist 15, 117, Lucknow 1966.
- DE RIDDER, N. A. & ZAGWIJN, W. J.: A mixed Rhine-Meuse deposit of Holsteinian age from the South-Eastern part of the Netherlands. Geologie en Mijnbouw 41, 125, s'Gravenhage 1962
- FIRBAS, F.: Waldgeschichte Mitteleuropas, I, Jena 1949.
- IVERSEN, J.: The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. Uppsala Univ. Arsskr. 6, 210, Uppsala 1958.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial freshwater deposits in Jutland and Northwest Germany. Danmarks Geol. Unders. (II), 48, Copenhagen 1928.
- JESSEN, K., ANDERSEN, S. T. & FARRINGTON, A.: The interglacial deposit near Gort, Co. Galway, Ireland. Proc. Roy. Irish Acad. 60 B, 1, Dublin 1959.

- VON POST, L.: The prospect for pollen analysis in the study of the earth's climatic history. *New Phytol.* **45**, 193, Cambridge 1946.
- SELLE, W.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials vom Typ Ober-Ohe. *Abh. nat. Ver. Bremen* **34**, 33, Bremen 1955.
- ŚRODOŃ, A.: Interglacial flora from Gościęcín near Kozle, Sudeten Foreland. *Inst. Geol. Biul.* **118**, 7, Warsaw 1957.
- ŚRODOŃ, A. & GOLABOWA, M.: Pleistocene flora of Bedlno. *Inst. Geol. Biul.* **100**, 7, Warsaw 1956.
- SZAFER, W.: Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristic point of view. *Ann. Soc. Geol. Pologne* **22**, 1, Kraków 1953.
- TURNER, C.: The Middle Pleistocene deposits at Marks Tey, Essex. In preparation, 1968.
- WATTS, W. A.: Interglacial deposits in Kildromin Townland near Herbertstown, Co. Limerick. *Proc. Roy. Irish Acad.* **65 B**, 339, Dublin 1967.
- WEST, R. G.: The Quaternary deposits at Hoxne, Suffolk. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., B*, **239**, London 1956.

Manusk. eingeg. 16. 2. 1968.

Anschrift der Verf.: Dr. C. Turner und Dr. R. G. West, Cambridge, England, Botany School.

Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen

Von THEODOR DIEZ, München

Mit 6 Abbildungen und 6 Tabellen im Text

Zusammenfassung. Die Terrassenlandschaft des Lech zwischen Landsberg und Schongau umfaßt wenigstens 16 scharf ausgeprägte würm- und postwürmglaziale Terrassensufen. Die obersten (ältesten) sechs Stufen sind mit den Endmoränenständen des Lechgletschers zu parallelisieren, die zweitjüngste Stufe ist durch begrabene frühromische Funde relativ exakt datierbar. Die Grenze zwischen Spät- und Postglazial wird mit Hilfe bodenkundlicher Vergleichsuntersuchungen ermittelt.

Die ungestörten Maximalbodenbildungen der einzelnen zeitlich fixierten Terrassenstufen werden beschrieben. Erhebliche Entwicklungsunterschiede zwischen den Böden der Niederterrassen und denen der Postglazialterrassen sind nur durch eine bereits im Spätglazial erfolgte, starke Bodenbildung erklärbar. Ein Vergleich von Acker- und Waldprofilen zeigt die starke Veränderung der Böden unter dem Einfluß der landwirtschaftlichen Bodennutzung.

Summary. The terrace-landscape of the river Lech between Landsberg and Schongau includes at least 16 sharply developed terraces of würm- and postwürm-glacial age. The top (oldest) 6 terrace levels can be connected with the terminal moraine stages of the Lechglacier; the youngest but one level is exactly to be dated by buried early roman findings. The limit between late- and postglacial times is found through comparative investigations on soils.

The undisturbed maximum soil profiles of the individual, temporally fixed terrace levels are described. Considerable differences in development between soils of the high glacial and those of the postglacial terraces are only explainable by a strong soil development taking place already in late glacial times. Comparing cropland and forest soil profiles the intense change of soils under the influence of agricultural use is becoming obvious.

Einleitung

Die Bodentypen im Sinn der genetischen Bodenlehre sind das Ergebnis des Zusammenwirkens mannigfacher Faktoren, von denen das Ausgangsmaterial und die Zeitdauer der Bodenbildung unter bestimmten Klimaverhältnissen die wichtigsten sind. Während das Ausgangsmaterial in den meisten Fällen leicht zu bestimmen ist, gibt es über die Zeitdauer meist nur vage Anhaltspunkte.

Exakte Vorstellungen über die Bildungsgeschwindigkeit unserer Böden sind nur auf stabilen, d. h. von Erosion und Akkumulation freien Landoberflächen bekannten Alters zu gewinnen. Unter diesen Gesichtspunkten bietet die Terrassenlandschaft des Lech zwischen Schongau und Landsberg ein geradezu ideales Studienobjekt: Die jungpleistozän-postglaziale Talbildung hat hier eine Terrassentreppe von wenigstens 16 scharf gegeneinander abgesetzten Terrassenstufen entstehen lassen, von denen die jüngeren jeweils in die älteren „eingeschachtelt“ sind. Die Verknüpfung der älteren Terrassen mit den Endmoränenwällen einerseits und eine durch Artefakte genau datierbare mittlerrömische Terrasse bei Epfach andererseits, stellen relativ exakte Zeitmarken für die zeitliche Fixierung der Terrassen und ihrer Bodenbildungen dar.

Die Mechanik der Talbildung der Alpenflüsse im endmoränennahen Bereich ist von C. TROLL (1926) mit all ihren Eigentümlichkeiten umfassend beschrieben worden. Wenn trotzdem der Terrassenbildung am Lech in dieser Arbeit ein eigenes Kapitel gewidmet wird, so deshalb, weil für die Beurteilung des Alters der Böden eine Terrassenfeingliederung und ihre Parallelisierung mit dem würm-postglazialen Klimaablauf die Voraussetzung bildet.

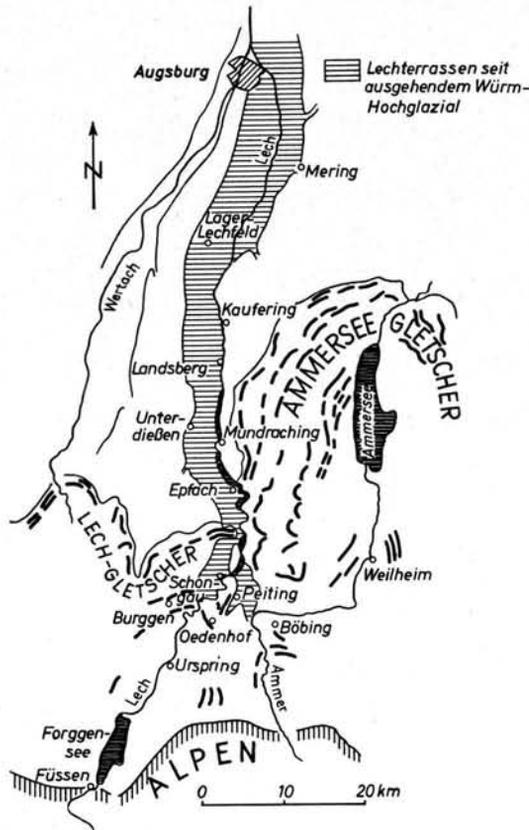


Abb. 1. Das Lechtal im Alpenvorland in Beziehung zur wülmzeitlichen Vergletscherung.

Den Anstoß zu dieser Arbeit gab die vom Verfasser in den Jahren 1964/65 durchgeführte Kartierung der Lechterrassen auf Blatt 7931 Landsberg a. L. im Rahmen der bodenkundlich-geologischen Landesaufnahme 1 : 25 000 von Bayern. Um die Terrassen und ihre Bodenbildungen zeitlich einordnen zu können, war es notwendig, die Untersuchungen nach Süden auszudehnen, d. h. eine Verknüpfung der Terrassen bei Landsberg mit den Endmoränen bzw. ihre Parallelisierung mit der mittelrömischen Terrasse bei Epfach herzustellen.

Die Ergebnisse werden nachstehend in drei Teilen abgehandelt. Der erste Teil behandelt die Flußgeschichte des Lech seit dem Maximalstand der wülmzeitlichen Vergletscherung, der zweite Teil befaßt sich mit den Bodenbildungen der einzelnen Terrassenstufen in chronologischer Reihenfolge. Im dritten Teil wird versucht, die geomorphologisch-bodenkundlichen Untersuchungsergebnisse im Hinblick auf die Tal- und Bodenentwicklung, getrennt nach spät- und postglazialer Entwicklung, zu interpretieren.

A. Die Parallelisierung der wülm- und postwülmglazialen Lechterrassen zwischen Schongau und Lager Lechfeld

Etwa 5 km nördlich von Schongau durchbricht der Lech die äußerste Endmoräne des Lechgletschers. Die Höhendifferenz zwischen seiner ältesten, mit der Würm-Endmoräne verknüpften Terrasse und seinem heutigen Hochwasserbett beträgt an dieser Stelle rund 70 m. 20 km weiter nördlich bei Landsberg-Kaufering hat dieser Höhenunterschied be-

reits auf etwa 24 m abgenommen (Abb. 2). Die zwischen Schongau und Landsberg durch klare Terrassenkanten und große Sprunghöhen äußerst scharf ausgeprägten Terrassenstufen verschwinden nördlich Landsberg zum größten Teil. Die Sprunghöhen nehmen ab, die Terrassenkanten werden unscharf, die älteren Stufen verlieren sich im Niveau der jüngeren. 16 km nördlich Landsberg, auf der Höhe von Lager Lechfeld, sind nur noch drei eindeutig erkennbare Terrassenstufen vorhanden, die, wenn man sie nach den Sedi-mentdeckschichten der Oberflächen einstuft, bereits alle ins Postglazial gestellt werden müssen.

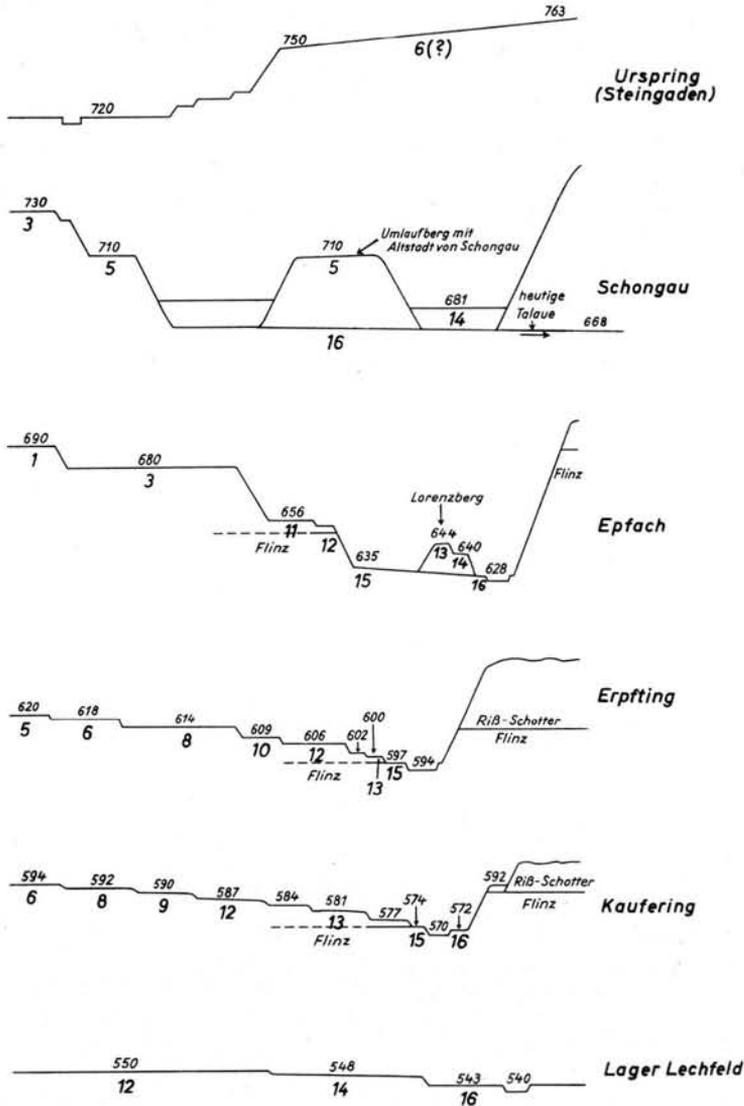


Abb. 2. Die würm- und postwürmglaziale Terrassenabfolge des Lechtals, dargestellt in Querprofilen verschiedener Talabschnitte zwischen Urspring (Steingaden) und Lager Lechfeld (die über dem Terrassenprofil angegebenen Zahlen kennzeichnen die Höhen über NN, die darunterstehenden die Terrassenstufen wie in Abb. 3).

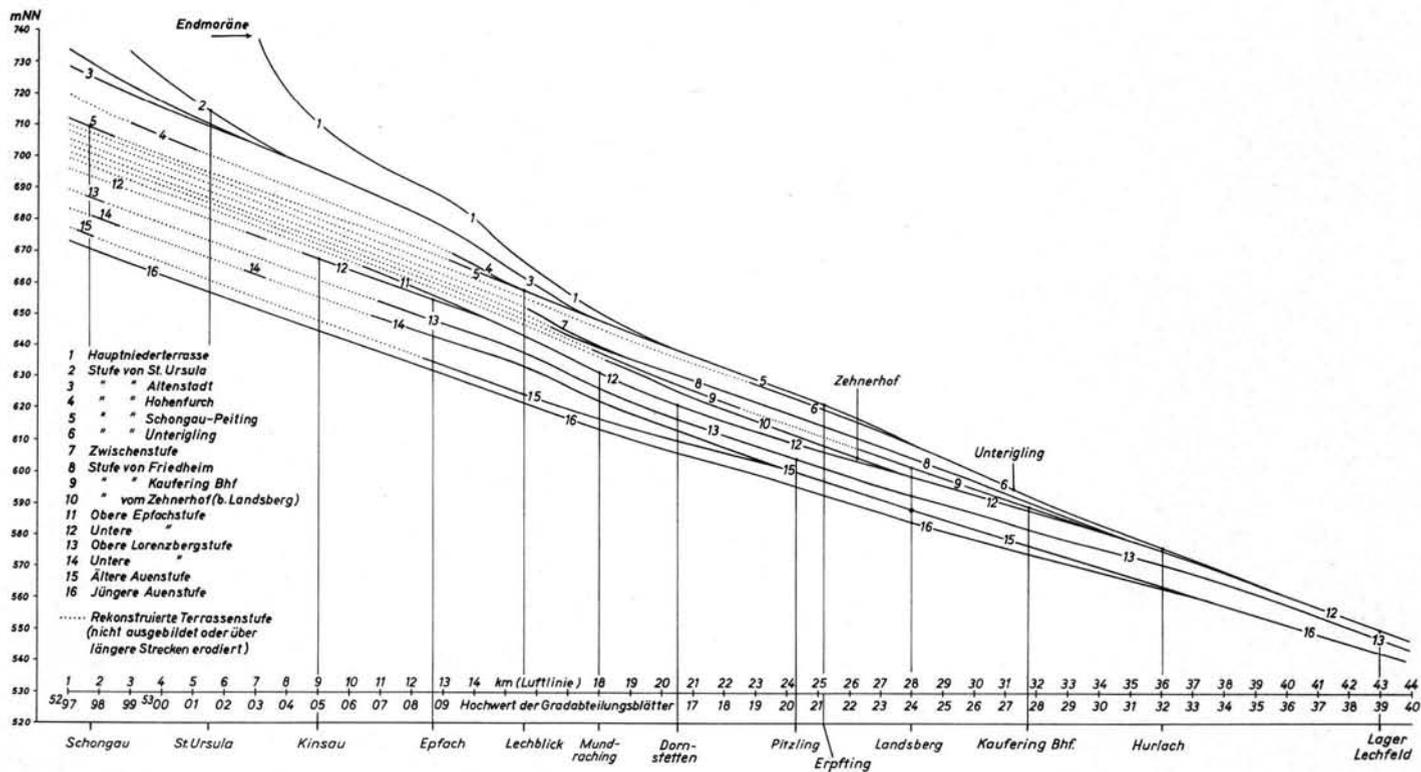


Abb. 3. Die würm- und postwürmglaziale Terrassenabfolge des Lechtals zwischen Schongau und Lager Lechfeld (Längsprofil).

Die südwestlich Schongau stark einsetzende Eintiefung des Lech, welche die Voraussetzung für die reiche Terrassengliederung bildet, ist auf die Überhöhung des Geländes durch die Endmoränenablagerungen des Lechgletschers zurückzuführen sowie auf das Bestreben des Flusses, sein Gefälle wieder auszugleichen.

Die Ursache der Terrassenbildung wird in einem klimatisch bedingten Wechsel zwischen Tiefen- und Breitenerosion gesehen. Für die ältesten Terrassen, die sich mit Endmoränen verknüpfen lassen, ist die Terrassenentstehung relativ klar: Die Tieferlegung des Flußbettes in die von den Schmelzwässern zuvor aufgeschütteten Sedimente erfolgte während des Rückwanderns der Gletscherstirn. Seitenerosion, die zum Schluß in schwache Aufschotterung überging (SCHÄFER 1950), herrschte zu Zeiten des Verweilens des Eisrandes. Der Entstehung eines Rückzugsmoränenkranzes entspricht somit zeitlich die Ausbildung eines Talbodens, der nach neuerlichem Erosionseinschnitt zur Terrasse wurde.

Die Rekonstruktion des Terrassenverlaufs stößt insofern auf Schwierigkeiten, als infolge des Mäandrierens des Flusses einzelne Terrassen häufig auf große Strecken erodiert oder bei kerbtalartigem Einschneiden in bestimmten Talabschnitten überhaupt nicht zur Ausbildung gelangt sind. Kompliziert wird die Terrassengliederung noch durch die im Endmoränenvorland häufige Terrassenkreuzung.

In Abb. 3 ist der Verlauf der einzelnen, seit dem Würm-Hochglazial gebildeten Terrassenstufen des Lech zwischen Schongau und Lager Lechfeld im Längsprofil dargestellt. Die Parallelisierung nichtzusammenhängender Terrassenabschnitte erfolgte auf Grund von Höhenvergleichen und durch Vergleich der Bodenbildungen. Der Bereich der Terrassenkreuzung wurde durch aufmerksames Verfolgen der Terrassenkanten und Gefällsverhältnisse ermittelt.

I. Ausbildung und Erstreckung der einzelnen Terrassenstufen

a) Hauptniederterrasse (1)

Sie geht unmittelbar aus dem Übergangskegel der äußersten Endmoräne des Lechgletschers hervor und erstreckt sich in einer Breite von 1,5—3 km bis etwas Unterdießen, wo sie von den Sedimenten jüngerer Terrassen überlagert wird. Ihr Gefälle von anfangs über 10‰ nimmt gegen Unterdießen auf etwa 5‰ ab.

b) Die Stufen von St. Ursula (2) und Altenstadt (Römerau) (3)

Die Stufe von Altenstadt läßt sich mit dem ersten stark ausgeprägten Rückzugsstadium des Lechgletschers, d. h. dem Moränenkranz nördlich Burgen verknüpfen. Westlich Schongau noch ein mächtiges Schotterfeld bildend, sammeln sich die Schmelzwässer zwischen Altenstadt und Hohenfurch, um zwischen Hohenfurch und Kinsau den äußersten Endmoränenwall zu durchbrechen. Bei Kinsau hat sich die Stufe von Altenstadt bereits 15 m tief in die Hauptniederterrasse eingeschnitten. Auf der Höhe von Asch verliert sie sich in der jüngeren Terrassensstufe von Schongau-Peiting. Ihr durchschnittliches Gefälle beträgt 5‰.

Zwischen Schongau und Hohenfurch verläuft die B 17 zum größten Teil auf einem alten Talboden, der auf Grund seiner Höhenlage einer Eisrandlage zwischen den beiden ausgeprägten äußeren Endmoränenwällen angehören muß. Darauf hat bereits C. RATHJENS (1951) hingewiesen. Diese, nach der auf ihr stehenden Kapelle St. Ursula benannten Terrasse, ist nur von sehr kurzer Erstreckung. Unmittelbar nach dem Durchbruch durch den Endmoränenwall verschwindet sie unter der viel ausgeprägteren Terrasse von Altenstadt.

c) Stufe von Hohenfurch (4)

Nördlich des Umlaufberges von Schongau (etwa dort, wo heute das neue Kreiskrankenhaus steht), beginnt ein rund 12 m in die Stufe von Altenstadt eingeschnittenes, stark

mändrierendes Trockental, das der Lech unmittelbar vor seiner Ablenkung zu seinem heutigen Durchbruchstal benutzte. Nach dem auf seiner Talsohle stehenden Dorf Hohenfurch wurde diese Stufe von C. TROLL (1954) „Stufe von Hohenfurch“ benannt. Ihre Bildung erfolgte während des Eisrückzuges von dem Burggener Moränenzug (1. Rückzugsstadium) auf den Endmoränenwall von Litzau—Oedenhof (2. Rückzugsstadium). Die Terrassenstufe ist zwischen Schongau und dem äußersten Endmoränenzug als sehr markantes Trockental ausgeprägt, dann fehlt von ihr über eine Entfernung von rd. 7 km jede Spur. Erst nördlich von Epfach, kurz vor ihrer Überlagerung durch die Stufe von Schongau-Peiting, ist noch ein schmaler Terrassenrest erhalten, der dieser Terrassenstufe angehören dürfte.

d) Stufe von Schongau-Peiting (5)

Während der Bildung der nächsten, in ihrem Niveau nur wenig tiefer liegenden Terrassenstufe von Schongau-Peiting hatte der Lech bereits sein Hohenfurcher Tal verlassen und benutzte die Enge von Finsterau. C. TROLL (1954) erklärt diese plötzliche Flußlaufverlegung wie folgt:

„... beim weiteren Rückzug auf die nächst jüngeren Eisrandlagen teilten sich Lech- und Ammerseegletscher vollständig und zwischen ihnen kam viel weiter südlich in der Gegend von Bayersoien der kleine Ammergletscher zur freien Entfaltung. Die Eisränder lagen dann am Lechgletscher bei Butzau, am Ammerseegletscher bei Böbing. In dem großen, eisfrei gewordenen Raum sammelten sich Schmelzwasser der drei Gletscher in einem Netz von Urstromtälern: das Ammertal von Rotenbuch-Peiting, das alte Illachtal von Kirchberg nach Peiting und das Kellerhofer Tal. Sie liefen alle bei Peiting zusammen und führten von dort über dem heutigen Lechtal gegen Kinsau. Diese gesammelten Schmelzwasser hatten die Kraft, bei Peiting durch Tieferschalten in die Hohenfurcher Terrasse eine breite Schotterrinne auszufurchen.“

Die Terrassenstufe von Schongau-Peiting wurde also gebildet, als der Lechgletscher schon etwa die Hälfte des hochglazial eisbedeckten Vorlandes wieder freigegeben hatte. Die von C. TROLL vorgenommene Parallelisierung des Schongau-Peitingers Schotterniveaus mit dem von Kinsau-Epfach und die damit angenommene, starke Einschneidung des Flusses kann allerdings nicht übernommen werden. Die Kinsauer Terrasse (= Untere Epfachstufe) ist sehr viel jünger. Das geht nicht nur aus den Gefällekurven (Abb. 3), sondern auch aus den Bodenbildungen hervor. Dem Schongau-Peitingers Niveau ist vielmehr die viel ausgeprägtere Terrasse gleichzustellen, die sich zwischen dem Café Lechblick und Mundraching zunächst mit der Stufe von Altenstadt und später, bei Unterdießen, mit der Hauptniederterrasse kreuzt. Im Talabschnitt Schongau-Epfach wurde die Terrasse infolge der starken Mändrierung des späteren Flußlaufes vollständig erodiert. Erst nördlich Epfach setzt sie kurz hinter dem Wiedererscheinen der Stufe von Hohenfurch als zunächst schmale Terrassenstufe wieder ein. Im Talabschnitt Pitzling—Landsberg bedecken ihre Sedimente ein über 5 km breites Tal mit einem durchschnittlichen Gefälle von ca. 4⁰/₀₀

e) Stufe von Unterigling (6)

Zwischen Unterdießen und Ellighofen zeigt eine neu auftretende, etwa 2 m tief in die Schongau-Peitingers Terrasse eingeschnittene Stufe die nächste Phase der Tieferlegung des Flusses an. Nach dem auf ihr liegenden Ort Unterigling soll sie als „Stufe von Unterigling“ bezeichnet werden. Sie kreuzt die Schongau-Peitingers Terrasse in Höhe des Zehnerhofes am südlichen Stadtrand von Landsberg. Mit einer Talbreite von über 5 km erstreckt sie sich etwa bis Hurlach, wo sie von jüngeren Ablagerungen überdeckt wird. Ihr durchschnittliches Gefälle beträgt 4,1⁰/₀₀. Die auf ihrem Niveau angesetzten Bohrungen westl. und nordwestl. Landsberg ergaben Gesamtschottermächtigkeiten etwa zwischen 15 und 30 Metern. Über die Aufschotterungsmächtigkeiten der einzelnen Stufen können keine Angaben gemacht werden.

Die Verknüpfung dieser Terrasse mit dem zugehörigen Endmoränenzug ist nur indirekt möglich. Nach C. TROLL (1925) folgt auf den 3. Rückzugshalt, dem die Schongau-

Peitinger Stufe entspricht, als nächstjüngere Gletscherstillstandsphase das sog. Ammersee-Stadium. Die dem Ammersee-Stadium zugeordneten Endmoränenwälle liegen für den Ammerseegletscher bei Weilheim, für den Lechgletscher am Nordrand des Füssener Beckens. Die Bodenbildungen der Füssener Moränen (DIEZ 1964, S. 133) entsprechen unter Berücksichtigung des Niederschlagsgefälles ungefähr denen der Stufe 6, so daß sowohl von der Geomorphologie als auch von der Bodenkunde her eine zeitliche Gleichstellung der Unteriglinger Terrasse mit dem Ammersee-Stadium gerechtfertigt ist.

f) Stufe von Friedheim (8)

Unmittelbar nach dem Prallhang beim „Lechblick“ beginnen unterhalb der Schongau-Peitinger Stufe zwei weitere ausgeprägte Terrassenstufen. Die obere (7) besitzt sehr starkes Gefälle (ca. 7⁰/100) und verschwindet bereits nach 1 km unter der unteren Stufe (8), die sich fast lückenlos etwa vom Lechblick bis Kaufering erstreckt. Vom Lechblick bis Landsberg verläuft die B 17 auf ihrem Niveau. Ihr Gefälle beträgt etwa 3,6⁰/100.

Die älteren Terrassen bis einschließlich der Stufe von Friedheim sind alle sehr klar gegeneinander abgesetzt und ohne Schwierigkeiten über längere Strecken zu verfolgen. Demgegenüber ist die Abgrenzung und Parallelisierung der jüngeren Terrassenabschnitte infolge der starken Zerstückelung, der geringeren Höhendifferenzen und dem unausgeglicheneren Relief wesentlich schwieriger. Zahlreiche, morphologisch gut ausgebildete Terrassenkanten erstrecken sich häufig nur über wenige 100 Meter, um ebenso allmählich, wie sie begonnen haben, wieder im Hauptniveau der Terrassen auszuklingen. Für die nachfolgende Gliederung der Lechterrassen bleiben sie unberücksichtigt.

g) Die Stufen von Kaufering Bhf (9) und vom Zehnerhof (10)

Die Terrassenstufe von Kaufering Bhf erscheint erstmals auf der Höhe von Mundraching (die höchstgelegenen Häuser der Ortschaft Seestall liegen noch auf ihr). Sie gliedert sich rasch in eine Reihe kleinerer Terrassenstufen mit Sprunghöhen von weniger als 2 Meter, die meist nach kurzem Verlauf wieder verschwinden. Weiter nördlich liegen die westliche Neustadt von Landsberg sowie Kaufering Bhf auf ihrem Niveau. Ihr durchschnittliches Gefälle beträgt 3,1⁰/100.

Aus dem Terrassenkomplex macht sich etwa 1 km nördlich Seestall eine neue Terrassenstufe selbständig, die sich bis zur Stadtgrenze von Landsberg erstreckt, wo sie sich mit der nächst jüngeren Terrasse kreuzt. Der Zehnerhof südlich Landsberg, nach dem sie benannt sein soll, liegt auf ihrem Niveau.

Die beiden, auf Grund ihrer geringen Höhendifferenz und ihrer Bodenbildungen eng zusammengehörigen Terrassenstufen zeigen erstmalig eine mehr oder weniger zusammenhängende schluffige bis schluffig-feinsandige Deckschicht (im folgenden kurz „Flußmergel“ genannt) von etwa 1—2 dm Mächtigkeit über dem Schotterkörper. Diese für alle jüngeren Terrassen kennzeichnende Flußmergeldecke dürfte einerseits auf das geringer gewordene Terrassengefälle (geringere Strömungsgeschwindigkeit → Sedimentation feinerer Korngrößen), andererseits auf die zunehmende Unterschneidung der Flinzgrenze und den damit verbundenen verstärkten Anfall feinsandig-schluffigen Materials zurückzuführen sein.

h) Obere und Untere Epfachstufe (11, 12)

Der Ort Epfach liegt auf zwei nur wenige Meter gegeneinander abgesetzten Terrassenstufen, die von K. BRUNNACKER (1964) als Obere und Untere Epfachstufen bezeichnet wurden. Die Obere Epfachstufe läßt sich von Apfeldorf bis etwa 1 km nordwestlich Epfach verfolgen, wo sie unter der Unteren Epfachstufe verschwindet. Die Untere Epfachstufe erscheint nach dem Durchbruch des Lech durch die Endmoräne erstmalig bei Kinsau als breite Terrasse.

K. BRUNNACKER (1959, S. 80 und 1964, S. 142) hat die Epfachstufen unter Berufung auf C. TROLL zu den „jüngeren“, aber immer noch unter eiszeitlichen Bedingungen entstandenen Terrassen gestellt. Als Beweis dafür führt er zwei auf das Niveau der Unteren Epfachstufe ausmündende asymmetrische Seitentälchen an. In Frage kommen dafür nur die beiden Seitentälchen links des Lech im Talabschnitt Epfach-Lechblick. Eine genauere Untersuchung dieser Täler zeigte jedoch, daß sie ursprünglich hoch über dem Niveau der Epfachstufe ausstrichen. In den nach Art glazialer Hängetäler ausmündenden, breiten Talboden hat die spätere Erosion eine schmale Rinne eingekerbt, über die der Anschluß der asymmetrischen, oberen Talstrecke zum Niveau der Epfachstufe hergestellt wird. Daraus ergibt sich, daß der übersteilte, kerbtalartige Mündungsabschnitt jünger ist als der breitere und flacher geneigte Oberlauf.

Die asymmetrischen Täler führen zwar normalerweise kein Oberflächenwasser, doch ist es durchaus nicht abwegig, anzunehmen, daß wolkenbruchartige Regenfälle in postglazialer Zeit die oben beschriebene Erosionswirkung hervorrufen konnten. Wahrscheinlich wurde das Mündungsgebiet der asymmetrischen Täler auch durch Menschenhand verändert, da sich die Täler für die Anlage von Wegen zur Überwindung des steilen Terrassenabfalls geradezu anboten.

Die asymmetrischen Täler bei Epfach sind somit nicht als Beweis für das eiszeitliche Alter der Epfachstufen zu werten. Als Bildungen des ausgehenden Spätglazials mit ihrem hängetalartigen Ausstreichen hoch über dem Niveau der nächstfolgenden Terrasse weisen sie im Gegenteil darauf hin, daß die Untere Epfachstufe bereits weit ins Postglazial zu stellen ist.

Die Verfolgung der Terrasse nördlich des Café Lechblick wird durch die starke Mäandrierung des Flusses und die dadurch bedingte Erosion langer Talabschnitte sehr erschwert. Nach einer kurzen Talstrecke mit relativ starkem Gefälle und starkem Einschneiden (etwa zwischen den Staustufen 11 und 12) erreicht die Terrasse das Gefälle des heutigen Talbodens (ca. 3‰) und überlagert talabwärts die Stufen vom Zehnerhof in der Höhe von Landsberg, die von Kaufering Bhf und Friedheim wenige Kilometer nördlich Kaufering. Bei Kloster Lechfeld schließlich wird sie mit der Stufe von Igling niveaugleich, die sie jedoch nur noch mit einer geringmächtigen Flußmergelschicht überdecken konnte (im allgemeinen weniger als 2 dm).

Im Talabschnitt Epfach—Dornstetten beträgt die Mächtigkeit des Schotterkörpers über dem Flinzuntergrund im Mittel etwa 1—3 m; sie steigt talabwärts an. Eine geringmächtige Flußmergeldeckschicht von 1—2 dm ist für die gesamte Terrassenstufe die Regel.

i) Obere und Untere Lorenzbergstufe (13, 14)

Die nach dem Lorenzberg bei Epfach von K. BRUNNACKER (1964) so benannten, nächstjüngeren Terrassenstufen sind wiederum nur sehr lückenhaft erhalten. Die Obere Lorenzbergstufe, auf der die Kapelle steht, läßt sich mit einem Terrassenrest westlich Schongau (oberhalb des Lexenbaches) parallelisieren, die Untere Lorenzbergstufe, auf der das römische Kastell stand, ist gleich alt mit dem Talboden der Lechschleife bei Schongau, durch die der Umlaufberg geschaffen wurde, auf dem heute die Schongauer Altstadt steht.

Die Obere Lorenzbergstufe erstreckt sich bei einem der heutigen Talaue angenäherten Gefälle bis über Lager Lechfeld hinaus, ohne eine der älteren Terrassen zu kreuzen. Die Untere Lorenzbergstufe verliert sich etwa in der Höhe von Pitzling unter den Sedimenten der Älteren Auenstufe.

Die Gesamtmächtigkeit des Terrassenkörpers über dem Flinzuntergrund dürfte, wie bei der Unteren Epfach-Terrasse, im Durchschnitt zwischen 1 und 3 m liegen. Die Flußmergeldeckschicht über dem Schotterkörper ist gewöhnlich etwas mächtiger entwickelt als auf den älteren Terrassen.

k) Ältere und Jüngere Auenstufe (15, 16)

Die schon bei der Oberen Lorenzbergstufe beobachtete, über den gesamten Untersuchungsabschnitt etwa gleichbleibende Tiefenerosion setzt sich im Lauf der weiteren Talbildung fort. Nach ihren Bodenbildungen lassen sich neben einer älteren Auenstufe eine ganze Reihe jüngerer Auenstufen ausscheiden, die jedoch infolge der häufigen Überstauung und mangels signifikanter Bodenunterschiede über längere Strecken nicht mehr zu parallelisieren sind.

Die Ältere Auenstufe ist für die zeitliche Einordnung der Terrassen insofern von Bedeutung, als ihr Alter durch historische Funde am Fuß des Lorenzberges gut datierbar ist. Der Lorenzberg, schon in frühromischer Zeit ein strategisch wichtiger Militärstützpunkt zur Sicherung des Lechüberganges bei Epfach (dem römischen Abodiakum), geht im Süden mit scharfem Geländeknick in die Ältere Auenstufe über. Eine Querschnittsgrabung seitens des Instituts für Vor- und Frühgeschichte, München, erbrachte folgende Ergebnisse: „Unmittelbar am Fuße des Berges fanden sich in einer Tiefe von 2,75 m unter dem heutigen Niveau große Rollsteine in unregelmäßiger Lagerung auf dem gewachsenen Flinz. Auf, zwischen und unter den Rollsteinen lagen verschiedene frühromische Kleinfunde verstreut. Darüber lagerte ein starkes fluviatiles Sediment in Form von nach oben immer feiner werdendem Kies und feinstem Flußsand. Die Ablagerung erreichte eine Stärke von fast 2,50 m. In diese wurden in spätrömischer Zeit zwei Spitzgräben eingetieft“ (ULBERT 1965, Abb. 4).

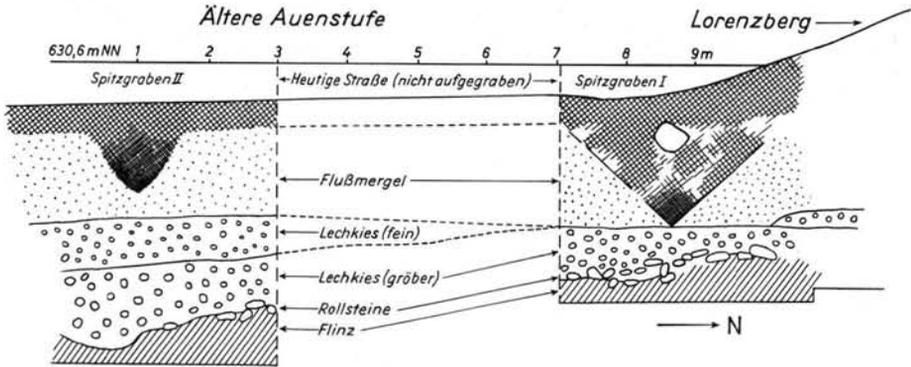


Abb. 4. Sedimentfolge der Älteren Auenstufe und Relikte römischer Befestigungsanlagen am Südhangfuß des Lorenzberges bei Epfach (maßstabgetreues Profil aus den Grabungsunterlagen des Instituts für Vor- und Frühgeschichte der Universität München. Westprofil, Schnitt I).

Der Grabungsbefund zeigt deutlich, daß der Lech in frühromischer Zeit am Südhang des Lorenzberges entlangfloß und in den folgenden Jahrhunderten die Ältere Auenstufe aufschüttete. Spätestens im 4. nachchristlichen Jahrhundert mußte er seinen Lauf unter gleichzeitiger Tieferlegung weiter nach Osten, d. h. in die Nähe seines heutigen Bettes verlagert haben, wie die Anlage der Spitzgräben (Befestigungsanlagen) beweist. Die erheblich kleineren Ausmaße des Spitzgrabens II (Abb. 4) lassen es denkbar erscheinen, daß durch spätere Hochfluten ein Teil der Terrassensedimente wieder abgetragen wurde. Jedenfalls darf bei der geringen Höhendifferenz zwischen heutigem Flußwasserspiegel und Älterer Auenstufe (sie beträgt im Mittel nicht mehr als 3—5 m) angenommen werden, daß starke Hochwässer das Gelände gelegentlich auch noch bis in jüngere Zeit überschwemmt haben.

II. Zusammenfassende Darstellung der Talentwicklung seit dem ausgehenden Würm-Hochglazial

Die in dieser Arbeit vorgenommene Rekonstruktion der Talentwicklung des mittleren Lech auf Grund der Terrassenparallelisierung fügt sich im grundsätzlichen gut in die schon lange feststehenden Erkenntnisse der jungpleistozänen Talbildung im Endmoränen- und Endmoränenvorlandbereich (C. TROLL 1926, I. SCHÄFER 1950, H. GRAUL 1962 u. a.):

1. Auf eine Periode der Tiefen- und Breitenerosion im Riß/Würm-Interglazial und während des würmglazialen Eisvorstoßes folgte eine Periode der Aufschotterung, die ihren Höhepunkt erreicht hatte, als der Lechgletscher begann, sich von seiner maximalen Eis-

randlage zurückzuziehen. Die von den Endmoränenwällen kommenden Schmelzwässer schufen die steil nach Norden einfallende Hauptniederterrasse (1) mit einem ersten Schwemmkegel in Höhe Epfach—Lechblick.

2. Dem schrittweisen Gletscherrückzug zum Alpenrand entsprechen die Terrassenstufen 2—6. Sie zeigen, gemessen am Betrag der Tiefenerosion, eine rasch abnehmende Erosionsleistung parallel zum Eisrückzug, die einerseits auf die Gefällverflachung, andererseits auf die immer noch beträchtliche Schuttlieferung der Gletscher zurückzuführen ist.

3. Einem jeder Terrassenstufe zugehörigen Talabschnitt der Einschneidung entspricht talabwärts ein solcher der Aufschotterung. Die im Einschneidungsabschnitt ausgeräumten Sedimente überlagern die Sedimente einer älteren Stufe unter gleichzeitiger Talverbreiterung in dem Augenblick, in dem das Niveau der jüngeren Stufe das der älteren erreicht. Die so entstandenen Talformen sind im Sinn von C. TROLL (1926) klassische Trompetentäler.

Einschneidung und Aufschotterung sind im Spät- und Postglazial nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich getrennte Vorgänge. Bis in jüngste Zeit wird die Bildung einer Terrassenstufe durch eine Periode der (wenn auch meist nur geringmächtigen) Sedimentation abgeschlossen, auch wo die Terrassen nach ihrer Morphologie reine Erosionsterrassen zu sein scheinen. Dies geht aus der allgemeinen Verbreitung der Flußmergeldeckschichten auf den jüngeren Terrassenstufen hervor.

4. Eigenartig ist die starke Gefällestrücke zwischen dem Café Lechblick und Mundra- ching, die von der Hauptniederterrasse bis zur Oberen Lorenzbergstufe allen Terrassen gemeinsam ist. Diese Erscheinung hängt möglicherweise mit einer schon vor der wülmglazialen Talverschüttung vorhanden gewesenen, alten Talfurche zwischen Epfach und Lechblick zusammen (J. KNAUER 1929, S. 5), deren Füllmassen der Tiefenerosion einen stärkeren Widerstand entgegengesetzten (Nagelfluh?) als der oberhalb und unterhalb hoch anstehende, weiche Tertiäruntergrund.

5. Die Überschneidung älterer Terrassenniveaus mit jüngeren hat zur Folge, daß die Oberfläche älterer Terrassenstufen talabwärts unter den Sedimenten jüngerer Stufen begraben wird. Die junge Sedimentation erreicht unmittelbar nach der Terrassenkreuzung ihre größte Mächtigkeit (Schwemmkegelbildung) und klingt talabwärts allmählich ab. Eine Abgrenzung der älteren Sedimente von den jüngeren ist nur dort möglich, wo der Sedimentcharakter wechselt (z. B. Flußmergel über Schotter) bzw. wo unter einer jungen Sedimentdecke Bodenrelikte der älteren Terrassenstufe erhalten sind (s. S. 120).

6. Der Verlauf der Gefällekurven in Abb. 3 zeigt anschaulich die Problematik der Alterseinstufung einzelner, aus dem Zusammenhang gelöster Terrassenabschnitte. Am deutlichsten wird dies für die sog. Niederterrasse. Die auf den vorhandenen Kartenwerken (SCHÄFER, I.: Geologische Karte von Augsburg und Umgebung 1 : 50 000, München 1956; Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000, II. Aufl., München 1964) als Niederterrasse ausgeschiedene Fläche umfaßt eine Reihe von Oberflächen, deren Alter vom ausgehenden Hochglazial bis tief in das Postglazial reicht. Die Bodenverhältnisse zeigen die talabwärts erfolgende Verjüngung der Oberflächen scharf an. Das Lechfeld — ein Teil der klassischen Niederterrasse, das etwa bei Hurlach beginnt und bis in die Gegend von Königsbrunn reicht — hat bodenkundlich mit den Terrassenstufen 1—6 (Niederterrassen, definiert durch Verknüpfung mit den äußeren Endmoränenwällen) nichts mehr gemein. Der geringe Verlehmungsgrad seiner Böden, im Gegensatz zu den Niederterrassenböden südlich Landsberg ist nicht in erster Linie eine Folge der abnehmenden Niederschlagsmengen, sondern der sehr viel später einsetzenden Bodenbildung. Das Nachhinken der Bodenentwicklung ist dadurch zu erklären, daß der Fluß das Lechfeld bis ins Postglazial noch als Hochwasserbett benutzte und damit die Bodenentwicklung hemmte, während die Niederterrassen südlich Landsberg schon mindestens seit dem frühen Spätglazial einer rein terrestrischen Bodenbildung unterlagen.

B. Die Böden der Lechterrassen

I. Die wichtigsten Faktoren der Bodenbildung

a) Ausgangsmaterial

Das Ausgangsmaterial der Böden bilden hochkalkhaltige Schotter, die auf den jüngeren Terrassen von schluffigen bis schluffig-feinsandigen Sedimenten (Flußmergel) überdeckt werden. Da die jüngeren Schotter meist aus der Umlagerung der älteren entstanden sind, ist ihre Zusammensetzung über alle Terrassenstufen hinweg annähernd gleich.

1. Schotter

Die Korngrößenzusammensetzung der Schotter schwankt stark: Von Lagen mit weit über kopfgroßen Geröllen bis zum Sand finden sich alle Übergänge. Im allgemeinen überwiegen jedoch die Korngrößen unter 4 cm bei weitem. Nur in den älteren Terrassen mit starkem Gefälle ($>5\%$) verschiebt sich das Verhältnis lagenweise zugunsten der größeren Gerölle. Der Anteil der Fraktion <2 mm beträgt im Durchschnitt zwischen 25 und 40%.

Der Gehalt an Kristallingeröllen schwankt aufgrund mehrerer Schotterauszählungen innerhalb der Schottergrößen von 6—40 mm zwischen 2 und 4%. An frischen Schotterproben der Niederterrasse wurde versucht, auch den karbonatischen Anteil stärker zu gliedern. Demnach setzen sich die Lechschotter wie folgt zusammen:

Gesteinstyp	Herkunftsgebiet	Gewichtsanteil %
Kalkmergel und Mergelkalke	Flysch, Jura (Lias-Fleckenmergel, Malm-Mergelkalke)	25
Dunkle, unreine Kalke	Muschelkalk, Raibler Kalk, Malm- und Flyschkalke	21
Dolomite	vor allem Hauptdolomit	21
Reine Kalke	vor allem Wettersteinkalk	13
Kalksandsteine und Sandkalke	Molasse, Flysch (Reiselsberger Sandstein, Gault)	13
Hornsteine und Kieselkalke	Flysch, Jura	5
Kristalline Gerölle, Quarze	Zentralalpen	2
		100

Zur Feststellung der Karbonatgehalte wurden 3 Proben zu je etwa 3,5 kg gequetscht, feingemahlen und nach der Komplexon-Methode auf ihre Kalzit- und Dolomitanteile untersucht. Die Proben stammen aus der jeweils obersten Terrassenstufe des Talabschnitts Epfach-Kaufering. Sie zeigen hinsichtlich der Karbonatgehalte und des Kalzit-Dolomit-Verhältnisses eine weitgehende Gleichartigkeit des Ausgangsmaterials (Tab. 1).

Tabelle 1
Karbonatgehalte und Kalzit-Dolomit-Verhältnis der
Lechschotter

Ort	Karbonatgehalt %	Kalzit	Dolomit	Kalzit/Dolomit
Epfach	73,2	33,6	39,6	0,85
Pitzling	74,4	33,8	40,6	0,83
Kaufering	74,5	36,2	38,3	0,94
Durchschnitt	74,0	34,5	39,5	0,87

Die Karbonatgehalte und das Kalzit-Dolomit-Verhältnis unterliegen in den einzelnen Kornfraktionen großen Schwankungen. Im allgemeinen läßt sich beobachten, daß die Karbonat- und Kalzitgehalte in den feineren Fraktionen geringer werden, während der Dolomitgehalt weitgehend gleich bleibt. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte auch F. KOHL (1965) bei seiner Untersuchung des nichtkarbonatischen Anteils in südbayerischen Schottern.

Tabelle 2

Karbonatgehalte und Kalzit-Dolomit-Verhältnis der Lechschotter
in Abhängigkeit von der Korngröße

	Karbonatgehalt %	Kalzit	Dolomit	Kalzit/Dolomit
Fraktion > 2 mm	79,2	38,7	40,5	0,96
Fraktion < 2 mm	65,8	27,3	38,5	0,71

2. Flußmergel

Die Zusammensetzung des frischen Flußmergels kann nur noch auf den jüngsten Terrassen untersucht werden, da die geringmächtigen Flußmergelaufgaben der älteren Terrassen restlos entkalkt und verwittert sind.

In Tabelle 3 ist die Korngrößenverteilung von 4 verschiedenen Flußmergelproben zusammengestellt. Sie zeigt eine eindeutige Vormacht der Mittelschluff- bis Feinsandfraktion.

Tabelle 3

Die Korngrößenverteilung des Flußmergels der
jüngeren Lechterrassen

Ort	Labor-Nr.	Korngrößen %							Bodenartl. Gesamtcharakter
		T <0.002 mm	fU 0.002- 0.006	mU 0.006- 0.02	gU 0.02- 0.06	fs 0.06- 0.2	mS 0.6 0.2-	gS 0.6- 2.0	
südl. Landsberg (Pößinger Au)	23788	15,8	7,9	16,6	38,8	20,7	0,2	—	slU
	23790	11,7	9,9	24,8	38,6	14,4	0,6	—	l'U
südl. Kaufering	25768	9,9	5,2	20,3	45,2	19,0	0,4	—	l'U
	25770	2,1	0,3	2,3	1,4	82,2	11,7	—	fs

Um die Frage nach der Herkunft der Flußmergel zu klären, verglich M. SALGER¹⁾ die Mineralzusammensetzung der Flußmergel mit der des Flinzes und der schluffreichen Endmoräne. Nach dem Kalzit-Dolomitverhältnis sowie den Quarz-, Feldspat- und Glimmergehalten besteht der Flußmergel aus etwa gleichen Anteilen von Flinz- und Endmoränenmaterial. Der Karbonatgehalt schwankt etwa zwischen 60 und 70 % (Tab. 4). Rd. 80 % der Karbonate bestehen aus Dolomit. Die nichtkarbonatischen Minerale setzen sich in erster Linie aus Quarz, Glimmer, Feldspat, Hornblende, Biotit und Chlorit zusammen.

Tabelle 4

Karbonatgehalte und Kalzit-Dolomitverhältnis
der Lech-Flußmergel

Ort	Labor-Nr.	Karbonatgehalt %	Kalzit %	Dolomit %	Kalzit/Dolomit
südl. Landsberg (Pößinger Au)	23788	58,9	3,6	55,3	0,07
	23790	66,1	13,2	52,9	0,25
südl. Kaufering	25768	70,4	15,3	55,1	0,28
	25770	71,9	16,4	55,5	0,30
Durchschnitt		66,8	12,1	54,7	0,23

¹⁾ ORR Dr. M. SALGER, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, unveröffentlichtes Manuskript.

b) Klima

Die für die Bodenentwicklung wesentlichen klimatischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes sind nach dem Klimaatlas von Bayern in der nachstehenden Übersicht zusammengestellt:

	Schongau	Lechblick	Landsberg	Lager Lechfeld
Mittlere wirkliche Lufttemperatur °C/J (1881—1930)	6,5	6,8	7,0	7,2
Mittlere wirkliche Lufttemperatur °C in der Vegetationsperiode (Mai—Juli)	13,5	14,0	14,3	14,5
Mittlere Niederschlagssummen mm/Jahr (1881—1930)	1100	1000	950	800
Mittlere Niederschlagssummen mm in der Vegetationsperiode (Mai—Juli)	450	380	350	300

Die Niederschlagsmenge zeigt von Lager Lechfeld bis Schongau eine Zunahme von etwa 100 mm pro 14 km Entfernung. Nach J. VAN EIMERN (1967) kann die Jahresregenernmenge sowohl bis zu $\frac{1}{3}$ größer als auch kleiner als normal sein. Die Monatsmittel können in einzelnen Jahren das Doppelte des Normalen betragen, während umgekehrt, wenn auch seltener, Trockenperioden von 4 Wochen Dauer möglich sind. Die Höhenlage (rd. 550—730 m über NN) bedingt bei wolkenarmem Wetter, insbesondere unter dem Einfluß des Föhns, eine sehr intensive Einstrahlung.

c) Vegetation und Nutzung

Die ursprünglichen Eichen-Mischwälder der grundwasserfreien Lech-Terrassenlandschaft sind heute nirgends mehr erhalten. Soweit überhaupt noch Wald vorhanden ist, handelt es sich größtenteils um standortsuntypische Fichtenbestände. Nur die jüngsten Auenstufen tragen noch eine weitgehend natürliche Auenwaldvegetation.

Der weitaus größte Teil der Terrassenlandschaft wird heute landwirtschaftlich genutzt. Der Verlauf der Römerstraße Via Claudia Augusta auf den älteren Terrassenstufen sowie zahlreiche, auf die germanische Landnahme im 5. und 6. nachchristlichen Jahrhundert zurückgehende Ortsgründungen am westlichen Talrand (Ortsnamen mit der Endung „ing“) lassen vermuten, daß zumindest Teile der Terrassenflächen schon seit dem frühen Mittelalter oder noch länger landwirtschaftlich genutzt werden.

Die Beackerung hatte auf den von Natur aus sehr flachgründigen Böden eine um so einschneidendere Wirkung auf die Bodenentwicklung, je länger sie betrieben wurde und je geringmächtiger das Solum ausgebildet war. Zu der mischenden Wirkung des Pfluges, der die ursprünglichen oberen Bodenhorizonte zum Opfer fielen, gesellte sich ein langsamer, im Lauf vieler Jahrhunderte jedoch recht beträchtlicher Substanzschwund (s. S. 117), der zur Folge hatte, daß allmählich auch die unteren Bodenhorizonte in den Pflugbereich gelangten und schließlich sogar kalkhaltiges Untergrundmaterial heraufgepflügt wurde. Auf diesen Umstand ist die Beobachtung zurückzuführen, daß sich die landwirtschaftlich genutzten Böden auch von zeitlich weit auseinanderliegenden Terrassen heute weitgehend gleichen.

II. Morphologie, Genese und Eigenschaften der Böden der einzelnen Terrassenstufen

Der Beginn des Eisrückzuges von den äußersten Würm-Endmoränenwällen bedeutet gleichzeitig den Beginn der Bodenbildung auf der unmittelbar mit der Endmoräne verknüpften Hauptniederterrasse. In gleicher Weise bedeutet jedes Einschneiden des Flusses in sein zuvor benutztes Bett den Beginn der Bodenbildung auf der damit neu entstandenen Terrassenstufe. Das Alter der Böden nimmt daher von der obersten zur untersten Terrasse eines Talquerschnittes ab.

Komplizierter liegen die bodenkundlichen Verhältnisse im Tallängsschnitt. Darauf wurde bereits im vorhergehenden Kapitel hingewiesen.

Will man das Ergebnis der Bodenbildungsprozesse auf den einzelnen Terrassen als Funktion der Zeit erfassen, so ist es unerlässlich, nach Bodenformen zu suchen, die weder durch natürliche Erosion oder Akkumulation noch durch menschliche Eingriffe in ihrem Profilbild wesentlich verändert wurden. Solche Bodenformen sind — wenigstens auf den älteren Lechterrassen — i. a. nur unter Wald anzutreffen. Sie repräsentieren gleichsam die *Maximalformen* der innerhalb einer gegebenen Zeitspanne möglichen Bodenentwicklung. Aus ihrer Kenntnis lassen sich die Veränderungen der Böden unter dem Einfluß der Ackerkultur abschätzen sowie Kriterien für die Unterscheidung der auf den ersten Blick fast gleichartig erscheinenden landwirtschaftlich genutzten Böden verschiedener Terrassen erarbeiten. Die nachstehenden Ausführungen über die Bodenbildungen der einzelnen Terrassenstufen beziehen sich in erster Linie auf die Maximalformen, auch wenn sie teilweise nur sehr wenig flächenrepräsentativ sind.

Zur Eigenart der Böden aus hochkarbonathaltigem Ausgangsmaterial gehört eine geringe Entwicklungstiefe und damit die Konzentration der verschiedenen bodenbildenden Prozesse auf eine geringmächtige Verwitterungsschicht. Die für die Einordnung der Böden in das genetische System relevanten Bodenhorizonte sind häufig nur wenige Zentimeter mächtig. Ihre Erkennung erfordert höchste Sorgfalt bei Profiluntersuchungen und der Probenentnahme im Gelände.

a) Die Böden der ältesten Lechterrassen (= Niederterrassen, Stufen 1—6)

Die Niederterrassen, zu denen die Hauptniederterrasse und die Stufen von St. Ursula, Altenstadt (Römerau), Hohenfurch, Schongau-Peiting und Unterigling gerechnet werden, tragen weitgehend ähnliche, höchstens in der Mächtigkeit ihres Solums etwas differierende Böden. Es handelt sich um Parabraunerden von durchschnittlich 4—5 dm Entwicklungstiefe mit auffallend rötlichbraun gefärbtem B_t -Horizont, die in der Literatur als „Blutlehm“, „Kreßlehm“ und „Schotterlehm“ bezeichnet wurden (Literaturangaben s. S. 124).

Die nachstehend beschriebenen Profile 1 und 2 veranschaulichen den für die Lech-Niederterrassen unter Wald typischen Profilaufbau.

Profil 1: R 13 300 H 29 150

Kaufering Bhf NW; Terrasse; Wald (Fichte, Kiefer)

Parabraunerde mittlerer Entwicklungstiefe aus Schotter

$O_{L, F, H}$	2 cm	Moder
A_h	0—10 cm	braungrauer, humoser, schwach steiniger, feinsandiger Lehm; subpolyedrisches Gefüge
A_l	10—28 cm	gelbbrauner, steiniger, feinsandiger, schwach toniger Lehm; subpolyedrisches Gefüge
B_t	28—35 cm	rötlichbrauner, steiniger, feinsandig-toniger Lehm; polyedrisches Gefüge; einzelne Kalksplitter
C_n	35—50 cm+	sandiger Kies.

Profil 2: R 16 840 H 07 210

Epfach SW; Kiesgrube an der Bundesstraße 17, Abzweigung Epfach; Acker

Parabraunerde mittlerer Entwicklungstiefe aus Schotter

A_p	0—16 cm	dunkelbraungrauer, humoser, schwach steiniger, feinsandiger Lehm, subpolyedrisches Gefüge
A_l	16—32 cm	rötlichgelbbrauner (trocken graugelber), steiniger, feinsandiger, schwach toniger Lehm; subpolyedrisches Gefüge
B_t	32—43 cm	rötlichbrauner, steiniger, feinsandig-toniger Lehm; polyedrisches Gefüge, rotbraune Tonhäutchen; einzelne Kalkgerölle
C_n	43—100 cm+	sandiger Fein- und Grobkies.

Analysen vgl. Tab. 5.

Die mit 4—5 dm angegebene durchschnittliche Entwicklungstiefe wird häufig durch taschen- oder zapfenartige Einstülpungen überschritten. Die unregelmäßige, gegen den kalkreichen Schotteruntergrund scharf abgesetzte Untergrenze des B_t-Horizontes ist teilweise auf schwache Kryoturbation, teilweise auf Zonen bevorzugter Sickerwasserbewegung (Körnungsunterschiede, Wurzeln) und damit verstärkter Lösungsverwitterung zurückzuführen. Der starke Steingehalt der Verwitterungshorizonte besteht aus nichtkarbonatischen, meist scharfkantig-grusig zerfallenden Restgeröllen und stellt das pedologische Hauptunterscheidungsmerkmal zwischen den älteren und jüngeren Lechterrassen dar.

Unter Wald sind die Eluvialhorizonte unter einer geringmächtigen Moder- bis Rohhumusauflage stark bis sehr stark sauer und besitzen nur eine geringe Basensättigung. Im B_t-Horizont steigen pH-Wert und Basensättigung sprunghaft an und nähern sich den Werten des hochkalkhaltigen Untergrundes. Durch die Ton- und Eisenverteilung im Profil wird die Durchschlammung ebenso angezeigt, wie durch das makro- und mikromorphologische Profilbild.

Bemerkenswert ist die Gleichmäßigkeit der Bodenbildung von Kaufering bis Schongau, d. h. über eine Strecke von rd. 30 km auf der die Niederschläge von 900 mm bis auf 1100 mm zunehmen. Selbst die durchschnittliche maximale Entwicklungstiefe ändert sich nur wenig. Sie dürfte in Höhe von Schongau näher bei 5, in Höhe von Kaufering näher bei 4 dm liegen.

Nach K. BRUNNACKER (1957, S. 63) soll die Entwicklungstiefe der „Schotterlehme“ aus Isar-Niederterrassenschottern bei etwa gleicher Zunahme der Niederschlagsmenge von 35 cm auf 70—80 cm ansteigen. Diese etwas widersprüchlichen Angaben über die Zusammenhänge zwischen Klima und Bodenbildung dürften zum einen auf der Schwierigkeit der Ermittlung durchschnittlicher Entwicklungstiefen beruhen (zuverlässige Durchschnittswerte sind praktisch nur durch eine Kartierung alter Waldflächen oder durch große Aufschlüsse in morphologisch geeigneter Geländedeposition zu erhalten), zum anderen ist die Gleichheit des Alters bzw. der spätglazial wirksamen Grundwasserverhältnisse der von K. BRUNNACKER verglichenen Bodenbildungen in Zweifel zu ziehen.

Zum Vergleich seien die vom Verfasser beobachteten, durchschnittlichen Entwicklungstiefen der entsprechenden Bodenbildungen auf Niederterrassenschottern der östlich gelegenen Alpenflüsse angegeben: Sie betragen auf der Schotterebene südlich München um 5 dm, am Inn bei Gars (Pipeline-Aufschluß) 6—7 dm. Die größeren Entwicklungstiefen am Inn sind auf den wesentlich größeren Nichtkarbonatanteil der Schotter (er beträgt nach F. KOHL [1965] ca. 60%) zurückzuführen.

Die in den Profilen 1 und 2 gezeigte Maximalbodenbildung der oberen Lechterrassen wird auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen weithin von einer weniger mächtigen Bodenbildung vertreten; sie gleicht auf den ersten Blick einer Rendzina. Die Mächtigkeit des Solums ist auf 2,5—3,5 dm zusammengeschrumpft. Die humose Krume liegt häufig dem Kalkschotter direkt auf. Starke Restgeröllanreicherung, ein leicht rötlicher Farbton der Krume und ein an der Schottergrenze teilweise noch erkennbarer rötlichbrauner Saum oder in den Schotter hineinragende Verwitterungszapfen zeigen jedoch an, daß die Bodenform aus der oben beschriebenen Parabraunerde hervorgegangen ist. Sie wurde auf Blatt Landsberg analog zu ähnlich entstandenen Böden aus Löß (I. LIEBEROTH 1962, K. BRUNNACKER 1963, S. 47) als „Ackerbraunerde“ kartiert. Profil 3, auf einer den Lech-Niederterrassen entsprechenden Schotterfläche östlich Landsberg gelegen, ist ein Beispiel für eine solche Ackerbraunerde.

Profil 3: R 20 380 H 20 350

Kiesgrube Pürgen SE; Schotterflur, eben; Grünland

Ackerbraunerde mittlerer Entwicklungstiefe aus Schotter

A _p	0—25 cm	dunkelgraubrauner, sehr stark humoser, steiniger, feinsandiger Lehm; bröckelig-krümeliges Gefüge
AB	25—35 cm	dunkelbrauner, stark humoser, steiniger, sandiger, schwach toniger Lehm; feinsubpolyedrisches Gefüge
C _v	35—40 cm+	sandiger Kies (Kalkschotter) mit humosem, tonig-lehmigem Zwischenmittel.

Analysen vgl. Tab. 5.

Die chemischen Analysendaten der Ackerbraunerde zeigen kaum noch Ähnlichkeit zu denen der Parabraunerde, aus der sie hervorging. Sie besitzt neutrale Reaktion, hohe Basensättigung und ein enges C/N-Verhältnis im ganzen Profil. An die ursprüngliche Parabraunerde erinnert nur noch der gegen die Untergrenze des Solums stark ansteigende Gehalt an dithionitlös. Eisen (der jedoch auch fehlen kann).

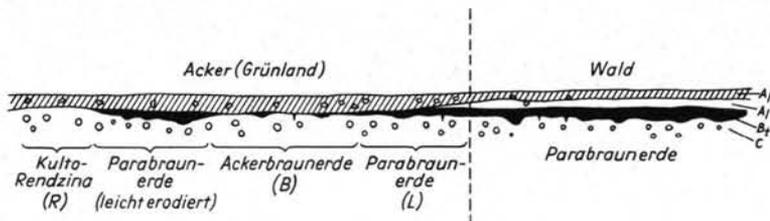


Abb. 5. Die Bodenvergesellschaftung auf den Niederterrassen in Abhängigkeit von der Bodennutzung.

Abb. 5 veranschaulicht die unterschiedliche Ausbildung der Niederterrassenböden in Abhängigkeit von der Nutzung. Der gegenüber den Waldböden an der geringeren Entwicklungstiefe feststellbare Substanzschwund ist, da Abspülung wegen des ebenen Reliefs nicht in Frage kommt (eine flächenhafte Überflutung ist nach der glazialen Schmelzwasserphase nicht mehr denkbar), nur durch Winderosion zu erklären.

Würde das Profilbild nicht eine so deutliche Sprache sprechen, so hielte man eine Winderosion unter den gegebenen Klimabedingungen (950–1100 mm Niederschlag!) kaum für möglich. Stellt man dagegen in Rechnung, daß die Böden infolge ihres geringmächtigen Solums und ihres durchlässigen Untergrundes mitunter stark austrocknen können, so erscheint ein äolischer Bodenabtrag auf den kilometerbreiten, waldlosen Terrassenflächen (= Windangriffsfächen) unter Ackernutzung während der vegetationsfreien Zeit immerhin denkbar. Bei einer nach der Besiedlungsgeschichte durchaus möglichen, über tausendjährigen Ackerkultur (vgl. S. 114) würde bereits $\frac{1}{10}$ mm Abtrag pro Jahr genügen, um die beobachtete Differenz in der Mächtigkeit des Solums zwischen Acker- und Waldböden zu bewirken. Profilmorphologisch ist der Unterschied zwischen Acker- und Waldböden nur deshalb so augenfällig, weil es sich schon primär um einen nur geringmächtigen Boden handelt und der hohe Kalkgehalt des Ausgangsmaterials eine Kompensation des Bodenabtrags durch eine Tiefenentwicklung vergleichbaren Ausmaßes verhindert. Die Verarmung des Solums (auch des Unterbodens) an Feinboden ist durch die mischende Wirkung des Pfluges und selektive Erosion zu erklären (G. RICHTER 1965, S. 168 ff.).

Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Oberregierungswirtschaftsrat EGER/Schwabmünchen ist das Gebiet der Lechterrassen ebenso wie das der westlich anschließenden Lößplatte außerordentlich starken Winden ausgesetzt. Gegen Ende des vorigen Jahrhunderts wurden deshalb auf der Niederterrasse von dem damaligen Bewirtschafter Lichti Windschutzpflanzungen angelegt, die heute allerdings nur noch in Resten erhalten sind.

Lokal geht der Substanzverlust auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen so weit, daß der Pflug heute schon frisches Kalkschottermaterial an die Oberfläche bringt. Derartige Flächen besitzen ein reines A-C-Profil mit einer Mächtigkeit des Solums von weniger als 2,5 dm. Der A-Horizont ist sekundär aufgekalckt. Im Gegensatz zu jungen Mullrendzinen und gleichzeitig als Merkmale für ihre Entstehung aus der oben beschriebenen Parabraunerde besitzen diese Böden einen mit nichtkarbonatischen Restgeröllen stark angereicherten, schwach rötlich getönten A_p -Horizont. Sie werden, da allein durch Ackerkultur entstanden, als Kulturrendzinen bezeichnet. Analoge Bodenbildungen aus den weniger karbonatreichen Flußsedimenten der Isar wurden von K. BRUNNACKER (1960) als „Regradierte Pararendzinen“ angesprochen.

b) Die Böden der Terrassenstufe von Friedheim (8)

Zwischen den Böden der Lech-Niederterrassen und denen der Friedheimer Terrasse liegt ein erheblicher Entwicklungsunterschied, wie eine Gegenüberstellung der Profile 1 und 2 mit Profil 4, der Maximalbodenbildung der Terrasse von Friedheim, zeigt. Die Entwicklungstiefe des kalkfreien Maximalbodens beträgt nur noch knapp die Hälfte, die Gesamt-

menge an nichtkarbonatischen Lösungsrückständen ist dementsprechend geringer. Vor allem fehlt der für die Parabraunerde so charakteristische, rötlichbraune, tonig-lehmige B_t-Horizont.

Profil 4: R 14 830 H 19 460

Ellighofen NE; Terrasse; Wald (Kiefer mit dichtem Unterwuchs von *Brachypodium pinnatum*)

Braunerde geringer Entwicklungstiefe aus Schotter mit beginnender Tondurchschlammung

O _L , F	3 cm	Graswurzelfilz mit verrottenden Kiefernadeln
A _h	0—5 cm	graubrauner, sehr stark humoser, schwach steiniger, schwach toniger Lehm; feinsubpolyedrisches Gefüge
B _{v1}	5—10 cm	gelbgraubrauner, schwach steiniger, schwach toniger Lehm; feinsubpolyedrisches Gefüge
B _{v2}	10—15 cm	gelbgraubrauner, schwach steiniger, toniger Lehm; mittelsubpolyedrisches Gefüge
BC	15—30 cm	Kalkschotter mit gelbbraunem, weitgehend kalkfreiem, sandig-lehmigem Zwischenmittel.

Analysen vgl. Tab. 5.

Daß die Entwicklungstendenz zur Parabraunerde geht, ist bereits im Gelände auf Grund der Gefügeunterschiede zu vermuten und wird durch die Zunahme der Ton- und DEB-Eisengehalte vom A_h- zum B_{v1}- und B_{v2}-Horizont bestätigt. Bei insgesamt nur 15 cm Solum sind die oberen Bodenhorizonte bereits stark bis sehr stark sauer, die Basensättigung ist mittel bis gering. Die Flora des Standorts läßt darauf schließen, daß es sich um eine alte Waldweide handelt. Dies würde auch das relativ enge C/N-Verhältnis erklären.

Von den Böden der jüngeren Terrassen unterscheiden sich die Böden der Friedheimer Terrasse vor allem durch die Anreicherung des Solums mit nichtkarbonatischen Restgeröllen und die kräftig gelbbraune Farbe der B_v-Horizonte. Der weitaus größte Teil der Terrasse wird landwirtschaftlich genutzt und zeigt dann das durch die homogenisierende Wirkung des Pfluges herbeigeführte A_p-C-Profil der Kultu-Rendzina. Farbe und Restgeröllgehalt sind auch in diesem Entwicklungsstadium noch brauchbare Unterscheidungskriterien zur Abgrenzung gegenüber den Böden der jüngeren Terrassenstufen.

c) Die Böden der Terrassenstufe von Kaufering Bhf (9) und vom Zehnerhof (10)

Obwohl die nur morphologisch gegeneinander abgrenzbaren Terrassen eindeutig jünger sind als die Terrassenstufe von Friedheim, erscheinen ihre Maximalbodenbildungen typologisch älter. Der Grund dafür liegt darin, daß die hier erstmalig auftretenden und für alle jüngeren Terrassen kennzeichnenden Flußmergelauflagen rascher verwittern als die karbonatreicheren, mechanisch noch nicht so weit aufbereiteten Schotter.

Profil 5 zeigt etwa die Maximalbodenbildung dieser Terrassenstufen, eine Braunerde mit deutlicher Tondurchschlammung, wie sie nur dort vorkommt, wo die Flußmergeldecke eine Mächtigkeit von 2 dm oder mehr erreicht²⁾. Beträgt die Flußmergelaufgabe nur etwa 1 dm, so geht die Bodenentwicklung nicht über das Stadium der Rendzina-Braunerde hinaus (Profil 6).

Profil 5: R 15 610 H 20 370

Lech-Staustufe 14 NW; Terrasse; Wald (Fichte, etwas Kiefer)

Braunerde geringer Entwicklungstiefe mit Tondurchschlammung aus Flußmergel über Schotter

²⁾ Die Mächtigkeitsangaben für die Flußmergelaufgabe beziehen sich auf die aus dem Flußmergel hervorgegangenen Bodenhorizonte ohne Berücksichtigung des durch die Karbonatauswaschung eingetretenen Substanzverlustes. Die aus Flußmergel entstandenen Bodenhorizonte unterscheiden sich im ungestörten Profil von den Schotterverwitterungshorizonten durch das Fehlen von nichtkarbonatischen Restgeröllen.

O _{L, F, H}	4 cm	rohhumusartiger Moder
A _h	0— 5 cm	braungrauer, stark humoser, schwach toniger Lehm; feinsubpolyedrisches Gefüge
A ₁ B _v	5—15 cm	gelbbraungrauer, humoser, schwach toniger Lehm; mittel- bis feinsubpolyedrisches Gefüge
B _t v	15—22 cm	gelbbrauner, toniger Lehm; mittelpolyedrisches Gefüge; an Untergrenze Anreicherung von Restgeröllen
IIBC	22—45 cm	Kalkschotter mit B _t -Zwischenmittel
C _n	45—50 cm +	sandiger Kies.

Profil 6: R 15 580 H 19 850

Lech-Staustufe 14 WNW; Terrasse; Wald (Kiefer, Fichte)

Rendzina-Braunerde mit rohhumusartiger Moderauflage aus Flußmergel über Schotter

O _{L, F, H}	3 cm	rohhumusartiger Moder
A _h	0— 5 cm	dunkelgraubrauner, stark humoser, schluffiger, schwach toniger Lehm; feinsubpolyedrisches bis krümeliges Gefüge
A _h B _v	5—10 cm	gelbgraubrauner, stark humoser, schwach toniger Lehm; mittel- bis feinsubpolyedrisches Gefüge; an der Untergrenze Restgeröllanreicherung
IIBC	10—20 cm	stark angewitterter Kalkschotter mit graubraunem, schwach humosem, schluffig-tonigem Zwischenmittel.

Analysen vgl. Tab. 5.

Ein Vergleich der Eisen-, Ton- und Basensättigungswerte zeigt, daß Verwitterung, Entbasung und Tonverlagerung in Profil 5 nicht die Intensität der Niederterrassen-Parabraunerden erreichen.

Angesichts des hohen Karbonatgehaltes des Ausgangsmaterials und der geringen Entwicklungstiefe der Böden überraschen besonders die rohhumusähnlichen organischen Auflagen. Sie dürften einerseits auf die nichtstandortgemäße Fichtenbestockung, zum anderen auf die den Humusabbau hemmende ökologische Trockenheit der Böden zurückzuführen sein. Eine Parallele hierzu bilden die von P. SEYBERT (1958) in der Pupplinger Au beschriebenen „Tangel-Borowinen“ aus Isar-Schottern³⁾.

Die landwirtschaftlich genutzten Böden sind ausschließlich Kultor-Rendzinen, die — im Gegensatz zu den Kultor-Rendzinen der älteren Terrassen — in der Krume nur vereinzelt Restgerölle führen. Ihre Farbe ist etwas dunkler. Sie sind entweder kalkfrei oder sekundär schwach aufgekalkt.

Nordwestlich von Landsberg finden sich auf dieser Terrassenstufe alte Hochäcker als Zeichen des Bemühens, die flachgründigen, trockenen Böden durch Zusammenpflügen der Krume in ihrer Ertragsfähigkeit zu verbessern.

d) Die Böden der Oberen (11) und Unteren Epfachstufe (12)

Die von K. BRUNNACKER (1964) so benannten, nur zwischen Kinsau und Epfach unterscheidbaren Terrassenstufen, sind denen der Stufen von Kaufering Bhf und vom Zehnerhof hinsichtlich ihrer Bodenbildungen ähnlich. Unter Wald kommt als Maximalbodenbildung aus etwa 2 dm mächtigen Flußmergelaufgaben eine Braunerde mit schwacher Tondurchschlammung vor, die in ihrer Entwicklung ungefähr in der Mitte zwischen Profil 5 und 8 steht.

Die verbreitetste Bodenbildung dieser fast ausschließlich landwirtschaftlich genutzten Terrassenstufen ist eine Mullrendzina mit entkalktem oder sekundär schwach aufgekalktem A-Horizont. Die Bodenfarbe ist dunkler, die Gefügeaggregation etwas geringer als die der Kultor-Rendzinen der älteren Terrassen. Nichtkarbonatische Restgerölle fehlen weitgehend.

³⁾ S. MÜLLER (mündl. Mitteilung) führt die Entstehung solcher saurer Auflagehumushorizonte auf Oberbodenstörung zurück. Die biologische Oberbodenstörung kann z. B. dann auftreten, wenn Böden, die unter landwirtschaftlicher Nutzung stark verarmt sind, mit Fichte aufgeforstet werden.

Profil 7: R 15 360 H 28 280

Kaufering Bhf NE; Terrasse; Grünland

Mullrendzina mit entkalktem A-Horizont aus Flußmergel über Schotter

A _h	0—14 cm	dunkelgrauer, sehr stark humoser, feinsandig-schluffiger Lehm; bröckelig-krümeliges Gefüge
AC	14—30 cm	sandiger Kies mit humosem, schluffig-sandigem Zwischenmittel
C _v	30—60 cm+	sandiger Kies mit angewitterten Oberflächen.

Analysen vgl. Tab. 5.

Genau genommen, stellen auch die Mullrendzinen dieser Stufe zumindest teilweise Kultorrendzinen dar. Da sie sich jedoch vom Maximalstadium der Bodenentwicklung unter Wald um so weniger unterscheiden, je jünger die Terrassen werden und weil bei geringmächtigen Flußmergelaufagen auch die Maximalbodenbildung kaum über das Rendzinastadium hinausging, wird die Bezeichnung „Kulto-Rendzina“ nicht mehr verwendet.

Interessant ist ein Aufschluß bei Lager Lechfeld, in einem Talabschnitt, in dem sich die Epfacher Terrassen bereits mit den Niederterrassen gekreuzt haben. Aus einer etwa 1 dm mächtigen Flußmergelaufage hat sich eine noch schwach kalkhaltige Mullrendzina entwickelt. Die Bodenbildung liegt teilweise dem frischen Kalkschotter direkt auf, teilweise ist ein bis zu 2 dm mächtiger, dichtgepackter Restgeröllhorizont zwischengeschaltet, der als umgelagerter Rest der Niederterrassen-Bodenbildung zu deuten ist. Damit ist ungefähr die alte Oberfläche der jüngeren Niederterrasse markiert.

e) Die Böden der Oberen (13) und Unteren Lorenzbergstufe (14)

Die maximale Bodenbildung der Oberen Lorenzbergstufe (die Untere Lorenzbergstufe läuft bereits vor Pitzling aus; sie wird ausschließlich landwirtschaftlich genutzt) ist unter Wald nur noch auf Blatt Landsberg erhalten.

Profil 8: R 15 880 H 20 170

Lech-Staustufe 14 NW; Terrasse; Wald (Fichte, Kiefer)

Braunerde geringer Entwicklungstiefe aus Flußmergel über Schotter

O _L , F, H	2 cm	schlechter Moder
A _h	0—4 cm	graubrauner, stark humoser, schwach toniger Lehm; feinsubpolyedrisches Gefüge
B _{v1}	4—11 cm	gelbgraubrauner, humoser, schwach toniger Lehm; feinsubpolyedrisches Gefüge
B _{v2}	11—18 cm	gelbgraubrauner, humoser, toniger Lehm; fein- bis mittelsubpolyedrisches Gefüge; an der Basis Anreicherung von Restgeröllen.

Analysen vgl. Tab. 5.

Hinsichtlich Flußmergelaufage und Vegetation der Maximalbodenbildung der Stufe vom Zehnerhof (Profil 5) sehr ähnlich, zeigt Profil 8 an Eisengehalten, pH-Werten und C/N-Verhältnis eine etwas geringere Verwitterungsintensität, kaum Tondurchschlämmung, eine weniger starke Bodenversauerung und eine etwas günstigere Humusform.

Die Normalbodenbildung auf landwirtschaftlich genutzten Flächen, eine dunkelgraue Mullrendzina mit entkalktem oder sekundär schwach aufgekalktem A-Horizont, ist von den Bodenbildungen der Epfachstufen unter gleicher Nutzung kaum zu unterscheiden.

f) Die Böden der Älteren Auenstufe (15)

Auf Grund der archäologischen Untersuchungen am Lorenzberg bei Epfach (S. 110) ergab sich für die Ältere Auenstufe ein maximales Alter von etwa 1600 Jahren. Das sehr junge Entwicklungsstadium der Böden und die geringe Höhendifferenz zum Normalflußwasserspiegel (ca. 3 m) lassen allerdings vermuten, daß die Bodenbildung durch wiederholte Überflutung (Aufkalkung, evtl. Erosion) bis in jüngere Zeit in ihrer Entwicklung gehemmt wurde.

Profil 9, am Fuß des Lorenzberges gelegen, stellt die Normalbodenbildung unter landwirtschaftlicher Nutzung, Profil 10 die Maximalbodenbildung unter Fichtenbestockung dar.

Profil 9: R 18 960 H 08 900

St. Lorenz SW; eben; Grünland

Rendzinaartiger Auenboden aus Flußmergel

A _h	0—25 cm	bräunlichgrauer, sehr stark kalkhaltiger, feinsandig-lehmiger Schluff; subpolyedrisch-krümeliges Gefüge (schwache Gefügeaggregation)
AC	25—35 cm	grauer, sehr stark kalkhaltiger, feinsandiger, schwach lehmiger Schluff
C _n	35—90 cm+	gelbgrauer, feinsandiger Schluff bis schluffiger Feinsand.

Profil 10: R 16 250 H 27 130

Kaufering S; eben; Wald (Fichte)

Rendzinaartiger Auenboden (Borowina) aus Flußmergel, im Untergrund vergleyt

O _{L, F, H}	3 cm	typischer Moder
A _{h1}	0—5 cm	dunkelbraungrauer, sehr stark kalk- und humushaltiger, feinsandiger Schluff; krümeliges Gefüge; Regenwürmer (bis in den AC) vorhanden
A _{h2}	5—10 cm	braungrauer, sehr stark kalk- und humushaltiger, feinsandiger Schluff; krümeliges Gefüge
AC	10—15 cm	braungrauer und graugelber, sehr stark kalkhaltiger, stark humushaltiger, feinsandiger Schluff; schwach subpolyedrisches Gefüge
G _o C _v	15—40 cm	graugelber, sehr stark kalkhaltiger, feinsandiger Schluff bis schluffiger Feinsand; rostfleckig; ungegliedert.

Analysen vgl. Tab. 5.

Die hohen Kalk- und niedrigen Eisengehalte zeigen den geringen Verwitterungsgrad der Böden an. Die Gleymerkmale werden durch das über dem nahen Flnzuntergrund gestaute, zum Terrassenrand ziehende Grundwasser verursacht. Wo der Flnzuntergrund stärker ansteigt, finden sich Gleye mit Nässemerkmalen bis in die Krume.

Die hohen Humusgehalte in Profil 10 sind als Relikte eines vor der jüngsten Fluß-eintiefung durchlaufenen Anmoorstadiums aufzufassen.

g) Die Böden der Jüngerer Auenstufe (16)

Die Jüngere Auenstufe bildet das bis in die Gegenwart periodisch überflutete, von dichtem Auenwald bestandene Hochwasserbett des Lech. Die bis zur Errichtung der Wehre in den 40er Jahren ungebrochene Flußaktivität hat in diesem Bereich ein sehr unruhiges Relief hinterlassen. Flächen mit über 1 m mächtigen, vorwiegend schluffigen und feinsandigen Ablagerungen wechseln mit Stellen, an denen der Schotter bis an die Oberfläche tritt.

Die Böden der Jüngerer Auenstufe besitzen geringe bis sehr geringe Entwicklungstiefen und einen praktisch bis die Krume gleichbleibend hohen Karbonatgehalt. Die Humusbildung ist relativ gering. Eine Gefügeaggregation hat noch kaum stattgefunden. Profil 11 kennzeichnet etwa das Maximalstadium der Bodenbildung.

Profil 11: R 16 480 H 26 820

Sandau N; flache Rinne, eben; Auwald (Erle, Hasel, Weide, Liguster)

Jüngerer Kalkauenboden (Kalkpaternia) aus Flußmergel;

Normal-Lechwasserspiegel ca. 2 m u. Fl.

O _L	1 cm	Laubstreu
A _h	0—10 cm	grauer, sehr stark kalkhaltiger, humoser, feinsandiger Schluff; feinbröckelig-krümeliges Gefüge (schwach ausgeprägt)
AC _v	10—25 cm	gelbgrauer, sehr stark kalkhaltiger, schwach humoser, feinsandiger Schluff
G _o C _v	25—80 cm+	gelbgrauer, sehr stark kalkhaltiger, glimmeriger, feinsandiger Schluff und Sand im Wechsel über Kies; rostfleckig.

Analysen vgl. Tab. 5.

Tabelle 5
 Analysen zu den Bodenprofilen 1—11

Profil Nr.	Bodentyp (Terrassenstufe)	Hori- zont	Korngrößen %			pH (KCl)	Kar- bo- nate %	T- Wert (mval)	V- Wert %	Org. Subst. %	Verh. C/N	Fe ₂ O ₃ (dith.) %	Fe ₂ O ₃ (HCl) %
			Ton <0,002	Schluff 0,002— 0,06	Sand 0,06— 2 mm								
1	Parabraunerde (Stufe 6)	A _h				4,0		24,4	15			1,56	
		A ₁	25	31	44	4,2		17,3	32			1,76	2,20
		B _t	36	19	45	6,2	1,4	23,7	76			2,40	2,64
2	(Stufe 1)	B _t	35	32	33	6,6	7,8	20,2	89				
3	Ackerbraunerde (Stufe 3)	A _p				6,4	Sp.	14,5	81	3,2	10,2	1,48	
		AB				6,8	2,1	13,2	86			2,04	
4	Braunerde (Stufe 8)	A _h				4,0		39,9	32	6,9	13,5	1,64	
		B _{v1}	34	44	22	4,2		32,2	47			1,72	
		B _{v2}	37	38	25	5,7		31,2	72			1,88	
		BC				7,1	30					1,56	
5	Braunerde mit Tondurch- schlammung (Stufe 10)	O _H				3,5				65	27,1		
		A _h				3,5		31,1	31			1,48	
		A ₁ B _v	32	46	22	3,9		32,1	59			1,48	3,84
		B _{1v}	39	41	20	5,8		34,8	74			1,84	4,56
		IIBC				7,0	26					1,36	
6	Rendzina- Braunerde (Stufe 10)	O _H				3,0				55	25,1		
		A _h	30	49	21	4,0		34,3	42	7,3	12,8	1,84	
		A ₁ B _v	29	46	25	5,3		33,1	68	5,9		1,64	
		IIBC				7,1	18					1,40	
7	Mullrendzina (Stufe 12)	A _p				6,5	Sp.	25,9	86			1,24	
		AC				6,9		22,6	92				
8	Braunerde (Stufe 13)	O _{F,H}				3,8				62	24,8		
		A _h				4,5		37,8	33			1,52	
		B _{v1}	33	38	29	5,1		30,6	53			1,60	
		B _{v2}	37	37	26	5,4		30,0	71			1,48	
		IIBC				7,1	30					1,08	
10	Rendzinaartiger Auenboden (Stufe 15)	O _{F,H}				6,8				37	20,2		
		A _{h1}				7,2	48			16		0,56	
		A _{h2}					49			15		0,56	
		AC					55					0,64	
		GoC _v					60						
11	Junger Kalk- auenboden (Stufe 16)	A _h					73				0,40	1,44	

Methoden: Korngrößenzusammensetzung nach KÖHN; pH-Wert: Messung mit Glaselektrode in nKCl; Karbonate: gasvolumetrische Bestimmung mit 10%iger HCl; T-Wert nach VAGELER-ALTEN/KAPPEN; V-Wert (Basensättigung) = $S \cdot 100/T$; Organische Substanz nach SPRINGER bzw. bei Karbonatgehalten über 10% nach LICHTERFELDE (Org. Subst. = $C \cdot 1,724$); C/N-Verhältnis: Best. des Stickstoffs nach KJELDAHL; Dithionit-lösliches Eisen nach DEB; Gesamtisen im 1,15 HCl-Auszug nach REINHARD-ZIMMERMANN.

Durch die Errichtung der Wehre wurde der Normalwasserspiegel des Lech örtlich bis zu 8 m gehoben, so daß ein Teil der Terrasse heute den typischen Wasserhaushalt der Gleye besitzt. Eine andere Vernässungsursache bildet der häufig hochansteigende, wasserstauende Flinzuntergrund, über dem das auf den Terrassen versickernde Niederschlags- oder Hangquellwasser zum Fluß abzieht. Profil 11 läßt einen solchen Grundwassereinfluß erkennen.

C. Folgerungen aus den geomorphologisch-bodenkundlichen Untersuchungen im Hinblick auf die Tal- und Bodenentwicklung im Spät- und Postglazial

Nach der vorausgehenden, zeitlich relativen Ordnung der Terrassen und der Ermittlung ihrer maximalen Bodenbildungen soll abschließend der Versuch unternommen werden, auf Grund der erzielten geomorphologisch-bodenkundlichen Ergebnisse zu einer Gliederung der fraglichen Zeitspanne zwischen Bildung der Niederterrassen und der mittelrömischen Terrasse, besonders aber zu einer Abtrennung des Spätglazials vom Postglazial zu gelangen.

I. Die Grenze zwischen Spät- und Postglazial

Die Böden der Stufe von Friedheim (8) hinken in ihrer Entwicklung erheblich hinter denen der Niederterrassen (1—6) nach. Betrachtet man die Mächtigkeit des Solums (Profil 1 und 4, S. 115 und 118) als Maßstab für den Verwitterungsgrad (BC-Horizonte zur Hälfte mitgerechnet), so verhält sich die Niederterrasse (6) zur Friedheimer Terrasse (8) wie 35 : 22,5. Auch die typologischen Entwicklungsunterschiede — hier Parabraunerde, dort Braunerde — kennzeichnen einen Entwicklungssprung.

Ein weiterer, wenn auch nicht mehr so markanter Entwicklungssprung liegt zwischen der Stufe von Friedheim (8) und der von Kaufering Bhf (9). Die Böden dieser beiden Terrassen sind zwar nur bedingt miteinander vergleichbar, da ihr Ausgangsmaterial in Korngröße und Karbonatgehalt differiert (hier Schotter mit ca. 75% Karbonatanteil, dort Flußmergel mit 60—70% Karbonatanteil), doch läßt sich der Entwicklungsunterschied etwa abschätzen, wenn man die Maximalbodenbildung der Friedheimer Terrasse (Profil 4) mit einer Bodenbildung der Kauferinger Terrasse mit sehr geringmächtiger Flußmergeldeckschicht (Profil 6) vergleicht.

Die Maximalbodenbildungen der anschließenden, jüngeren Flußmergelterrassen 9—14 unterscheiden sich hinsichtlich Entwicklungstiefe und typologischer Ausprägung von denen der Kauferinger Stufe und untereinander verhältnismäßig wenig. Der Entwicklungssprung zwischen Stufe 14 und 15 ist damit zu erklären, daß jene seit mindestens 2000 Jahren aus dem Grundwasserspiegel herausgehoben ist, während diese (mittelrömische Terrasse) bis in jüngste Zeit durch starke Lech-Hochwässer überschwemmt wurde.

Setzt man den Beginn des Gletscherrückzuges von seiner maximalen Eisrandlage mit etwa 20 000 Jahren vor heute an (BÜDEL 1960), so stand für die Bodenbildung der Hauptniederterrasse eine Entwicklungszeitspanne von kaum weniger als 20 000 Jahren zur Verfügung. Die Stufen 1—5 (Hauptniederterrasse bis Schongau-Peitinger Terrasse) fallen in die Zeit des Eisrückzuges von den äußeren Endmoränenwällen. Die nur wenig tiefer liegende Stufe 6 dürfte spätestens zur Zeit des Ammersee-Stadiums (nach H. GROSS (1958) etwa 17 000 Jahre vor heute) gebildet worden sein.

Der Entwicklungssprung der Bodenbildungen zwischen Stufe 6 und 8 läßt auf einen größeren Zeitabstand der Terrassenbildung schließen, in den eine Periode intensiver Verwitterung fällt. Als solcher ist nach dem Ammerseestadium die Alleröd-Wärmeschwankung bekannt. Die Bildung der Terrasse 8 würde somit in die jüngere Tundrenzeit, d. h. in das ausgehende Spätglazial fallen.

Zu dem gleichen Ergebnis kommt man, wenn man von dem anderen Fixpunkt in der Terrassenabfolge, der mittelrömischen Auenstufe (15) ausgeht: Wurde die Stufe 15 zwi-

schen dem ersten und vierten nachchristlichen Jahrhundert gebildet, so muß zwangsläufig ein Teil der Terrassen in der etwa 8 Jahrtausende umfassenden Zeitspanne zwischen Jüngerer Tundrenzeit und mittelrömischer Zeit gebildet worden sein. Die von Stufe zu Stufe nur um Nuancen verschiedenen Maximalbodenbildungen der Terrassen 9—14 sprechen für eine kontinuierliche Bodenentwicklungsperiode unter relativ ausgeglichenen klimatischen Bedingungen, wie sie nach dem Klimaumschwung vom Spät- zum Postglazial gegeben waren. Demnach ist die Grenze zwischen Spät- und Postglazial etwa zwischen Terrasse 8 und 9 zu legen.

II. Die Bodenentwicklung im Spät- und Postglazial

Tabelle 6 zeigt die Bodenentwicklung seit Bildung der Hauptniederterrasse, wie sie sich nach den vorausgegangenen Darlegungen in den gegebenen Zeitrahmen einordnen läßt.

Tabelle 6

Die zeitliche Stellung der Lechterrassen und ihrer Bodenbildungen

	Terrassenstufe	Zeitmarken	Jahre vor heute	Ausgangsmaterial	Bodentyp	Entwicklungstiefe (cm)	
Hochglazial (Weichselstadium)	1 Hauptniederterrasse	Endmoränenstände nördl. Hohenfurch (Maximalstand d. Würmvereisung) nördl. Burggen (1. Rückzugsstadium) bei Litzau-Ödenhof (2. Rückzugsstadium) bei Butzau-Böbing (3. Rückzugsstadium) am Nordrand des Füssener Beckens und b. Weilheim (Ammerseestadium)	-20 000	Schotter (Karbonatanteil ca. 75%)	Parabraunerde mit rötlich-braunem, tonig-lehmigem B _t -Horizont („Blutlehm“)	40–50	
	2 Stufe von St. Ursula						
	3 Stufe von Altenstadt						
	4 Stufe von Hohenfurch						
	5 St.v. Schongau-Peiting						
Spätglazial	6 St.v. Unterigling		-17 000				
	7 Zwischenstufe						
	8 Stufe von Friedheim		-10 000		Braunerde mit beginnender Tondurchschlammung	20–30	
Postglazial	9 St.v. Kaufering Bhf.			Schotter mit Flußmergelauflage (Karbonatanteil 60–70%)	Braunerde mit Tondurchschlammung	25–35	
	10 St.v. Zehnerhof				Braunerde mit schwacher Tondurchschlammung	22–28	
	11 Obere Epfachstufe						
	12 Untere Epfachstufe						
	13 Obere Lorenzbergstufe						
	14 Untere Lorenzbergst.					Braunerde	20–25
	15 Ältere Auenstufe	Frühromische Funde	-1600			Rendzinaartiger Auenboden (Barowina)	15–30
	16 Jüngere Auenstufe					Junger Kalkauenboden (Kalkpaternia)	< 15

Am auffallendsten ist die ganz aus dem Rahmen fallende, starke Bodenbildung auf den hochglazialen Terrassen im Vergleich zu den jüngeren Terrassen.

Daß relativ tiefgründig verlehmt Böden nur auf den älteren Terrassenstufen der Alpenflüsse vorkommen, ist zumindest seit den Kartierungen von W. KOEHNE (1912, 1914, 1915, 1916) hinreichend bekannt. E. KRAUS (1922) hielt die rötlichbraun gefärbten B_t-Horizonte für rotlehmnährliche Reste einer Bodenbildung während eines postglazialen Klimaoptimums und prägte für sie die Bezeichnung „Blutlehm“.

H. HARRASSOWITZ (1926, S. 183) dagegen sieht in ihnen rezente Bodenbildungen, die auf den älteren Schotterterrassen auf Grund einer längeren Bildungszeitspanne lediglich mächtiger entwickelt sind.

G. SCHMID (1962) hält die „Parabraunerden mit Blutlehmcharakter“ der würmglazialen Ablagerungen für interstadiale Bildungen, da nach seinen Angaben Parabraunerden auf jüngeren würmzeitlichen Moränen und Schotterfluren fehlen. Tatsächlich ist die Parabraunerde jedoch sowohl auf den jüngeren Niederterrassen als auch auf den unmittelbar

am Alpenrand gelegenen Moränen die Maximalbodenbildung (Th. DIEZ 1964, 1966a, 1966b, 1967); allerdings geht die rötlichbraune Farbe des B_t -Horizontes, wie auch schon K. BRUNNACKER (1957) erwähnt, bei zunehmend feuchter werdendem Klima allmählich in ein rötliches Gelbbraun bis Braungelb über.

Von einer, den südbayerischen Verhältnissen entsprechenden Bodendifferenzierung zwischen spätglazialen und jüngeren Terrassen berichtet J. WERNER (1964, S. 35—40) aus dem Bodenseegebiet. Seine Deutung — Hemmung der Bodenentwicklung auf den jüngeren Terrassen durch hohe Grundwasserstände bis ins Postglazial — ist für die unterschiedlichen Bodenbildungen auf den moränennahen Lechterrassen jedoch nicht brauchbar, da die bis in die Gegenwart anhaltende, tiefe Flußeinschneidung einen Grundwassereinfluß als Ursache für die unterschiedliche Bodenentwicklung ausschließt. Dagegen zeigt sich in der von J. WERNER erwähnten Gleichartigkeit der Bodenbildungen der älteren Niederterrassen der Argen eine interessante Parallelität zu den Bodenbildungen der Lech-Niederterrassen.

Von W. MOLL (1965) werden die von ihm als „Rubefizierte Parabraunerden“ bezeichneten Böden auf Niederterrassen-Schotter des Oberrheintales im wesentlichen als Bildungen des postglazialen Klimaoptimums angesehen. In seiner Erklärung der Unterschiede in der Bodenentwicklung zwischen Niederterrassen und jüngeren Terrassen folgt er der Argumentation J. WERNERS bzw. K. BRUNNACKERS.

K. BRUNNACKER (1957, S. 57—66) hat sich mit der Bildung der Parabraunerde aus Schottern der Alpenflüsse (von ihm „Schotterlehm“ genannt) eingehend auseinandergesetzt. Er vertritt in der zitierten Arbeit die Ansicht, daß die Niederterrassen im Spätglazial durch Frostverwitterung und eine gewisse Entkalkung so stark aufbereitet wurden, daß die postglaziale Bodenbildung auf diesen Terrassen gegenüber jüngeren einen nicht mehr einzuholenden Entwicklungsvorsprung besaß. Die Bodenentwicklung sei im Spätglazial nicht über das Rendzina-Stadium hinausgelangt.

Gegen die Auffassung von K. BRUNNACKER sind auf Grund der in vorliegender Arbeit erzielten Ergebnisse folgende Einwände zu machen:

1. Wäre eine vorwiegend physikalische Verwitterung der Schotter im Spätglazial für die Bodenentwicklung erheblich, so müßte die Bodenbildung auf den von vornherein sehr stark aufbereiteten und weniger karbonathaltigen Flußmergeln der ältesten Postglazialterrassen zumindest ebenso stark sein als auf den hochglazialen Schotterterrassen.

2. Die etwa in die jüngere Tundrenzeit zu stellende Friedheimer Terrassenstufe müßte, wenn die Hauptbodenbildung erst im Postglazial erfolgt wäre, eine den Niederterrassen viel näher stehende Bodenbildung zeigen, als den Terrassen des Postglazials. Das Gegenteil ist der Fall.

3. Die Parabraunerde auf den Niederterrassen und noch schöner die der petrographisch und altersmäßig vergleichbaren Jungmoränen zeigen neben den bereits erwähnten Verwitterungszapfen deutliche, auch den B_t -Horizont einbeziehende Taschenbildung und Verwürgungserscheinungen, die nur durch Kryoturbation oder Solifluktion zu erklären sind (Abb. 6).

Unterstellt man, daß letzte stärkere Frostbodenbildungen nur noch in der jüngeren Tundrenzeit möglich waren, so ergibt sich daraus, daß die Parabraunerdebildung auf den hochwülmglazialen Terrassen und Moränen bereits in der jüngeren Tundrenzeit im wesentlichen abgeschlossen sein mußte.

Die Annahme einer bereits im Spätglazial erfolgten Parabraunerdebildung ist nicht neu. K. BRUNNACKER (1959b) nimmt für die süddeutsche Parabraunerde aus Löß eine spät- bis frühpostglaziale Entstehung an. Neuerdings haben sich auch A. SEMMEL (1964) und W. PLASS (1966) für eine präholozäne Entstehung der B_t -Horizonte in hessischen Mittelgebirgsböden ausgesprochen.

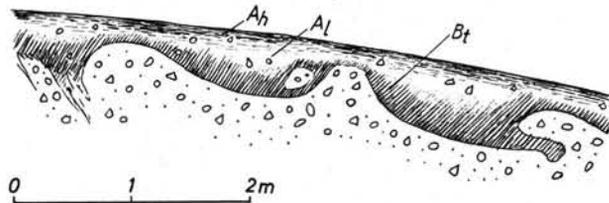


Abb. 6. Parabraunerde aus sandig-kiesiger Würm-Endmoräne mit starken Kryoturbationserscheinungen (Kiesgrube östlich Landsberg, R 23550, H 24380).

Eine starke Bodenbildung im Spätglazial, wie sie aus der Terrassengliederung und den pedologischen Befunden in dieser Arbeit gefolgert wird, wird aus klimatischen Gründen vielfach bezweifelt. Deshalb sollen im Folgenden kurz die spezifischen Bodenbildungsbedingungen des Untersuchungsgebietes erörtert werden.

Die Zeitspanne, welche die Niederterrasse den postglazialen Terrassen für die Bodenbildung voraus haben, kann mit mindestens 6000 Jahren veranschlagt werden. Die klimatischen Bedingungen während dieser Zeitspanne wechselten mehrfach zwischen kalt-trocken und kühl-feucht (K. BRUNNACKER 1959a). Für die Bodenbildung sind in erster Linie die feuchteren Klimaabschnitte von Bedeutung, die infolge der Höhenlage und unter dem Einfluß der Stauwirkung der Alpen im Untersuchungsgebiet schon immer dominiert haben dürften.

Die Bodenbildung aus karbonatreichen Gesteinen ist primär eine Frage der Lösungsverwitterung. Da die Karbonatlöslichkeit mit abnehmenden Temperaturen steigt — sie steigt nach C. CORRENS (1949) auf Grund der Löslichkeit und der Dissoziation der gasförmigen Kohlensäure bei einem Intervall von 0—20°C um das Doppelte — waren die niedrigen Temperaturen des Spätglazials der Lösungsverwitterung eher förderlich als abträglich. Allerdings darf die Vegetationsentwicklung nicht außer acht gelassen werden, da der Kohlensäuregehalt des Niederschlagswassers durch die CO₂-reiche Luft des belebten Bodens stark erhöht wird (W. LAATSCH 1954, S. 44).

Nach F. FIRBAS (1949) ist bereits vor der subarktischen Bewaldung mit einer Pflanzenbedeckung zu rechnen, die den heutigen arktischen und alpinen Grasheiden und Matten geglichen haben dürfte. Noch vor der Allerödzeit sind Birken-Kiefernwälder im Gletschervorland nachgewiesen. „Der Verlauf der Pollenkurve, d. h. ihr allmählicher Anstieg, stimmt gut mit der schon von vornherein wahrscheinlichen Vorstellung überein, daß es im Laufe der Allerödzeit zu einer fortschreitenden Ausbreitung der Rohhumus- und zwergstrauchreichen Waldtypen gekommen ist“ (FIRBAS 1949, S. 303). Gestützt auf die von H. GROSS beobachtete spätglaziale Entkalkung von Ablagerungen der älteren Tundrenzeit, folgert F. FIRBAS, daß während der Allerödzeit offenbar eine chemische Verwitterung, Auswaschung und Entkalkung der Böden vor sich gegangen ist.

Gemäß den oben gemachten Ausführungen dürfte die Bodenbildung auf den älteren Lech-Niederterrassen bereits mit ihrem Trockenfallen gegen Ende des Hochglazials, wenn auch zunächst nur langsam, begonnen haben. Mit dem Aufkommen einer Vegetationsdecke steigerte sich die Entkalkungsgeschwindigkeit, um im Alleröd ihren Höhepunkt, einschließlich einer gewissen Tondurchschlammung der bis dahin gebildeten, karbonatfreien Lösungsrückstände zu erfahren.

Wenn die Parabraunerde der Niederterrasse am Ende des Spätglazials bereits ausgebildet war, so erhebt sich die Frage, ob und wie sich in der nachfolgenden, insgesamt längeren Zeitspanne des Postglazials die Böden weiterentwickelt haben.

Eine gewisse Vertiefung des Solums im Postglazial ist mit Sicherheit anzunehmen, doch mußte sich der Entwicklungsprozeß in dem Maß verlangsamen, wie das Niederschlagswasser in den tonig-lehmigen Verwitterungshorizonten gespeichert und durch die

Vegetation verbraucht wurde. Als Lösungsmittel und damit zur Verstärkung der Tiefenentwicklung trat das Niederschlagswasser nur noch partiell in Erscheinung. Das Stagnieren der Bodenentwicklung mit zunehmendem Alter führt zu einem Aufholen der Bodenbildungen jüngerer Oberflächen. Auf die scheinbare Gleichalterigkeit der Böden von Stufe 1—6 bezogen, bedeutet dies, daß die Bodenbildung der Stufe von Unterigling den Entwicklungsvorsprung der älteren Niederterrassenböden weitgehend aufholen konnte. Derselbe Vorgang wiederholte sich auf den postglazialen Terrassen und erklärt die geringen Bodenentwicklungsunterschiede der Stufen 9—14.

Die rötlichbraune Farbe der Parabraunerde aus Schotter hat nach unseren heutigen, vor allem pollenanalytisch fundierten Kenntnissen des spät- und postglazialen Klimas nichts mit einem warmzeitlichen Klima (vergleichbar etwa dem Mediterranklima der Terra rossa, wie E. KRAUS annahm) zu tun. Dagegen scheinen die Faktoren *W a s s e r h a u s h a l t* und *Z e i t* auf die Bodenfarbe einen Einfluß zu haben. So zeigen die relativ trockenen Parabraunerden auf gut durchlässiger, sandig-kiesiger Jungmoräne ebenso wie auf den Niederterrassen, rötlichbraune Farben, während solche auf wasserstauer, schluffig-toniger Moräne gelbbraune Farben annehmen (Th. DIEZ 1967). Da die rötlichen Töne auf den jüngeren, hydrologisch den Niederterrassen gleichgestellten Terrassen nicht vorkommen, ein warmzeitliches Klima für das Spätglazial jedoch nicht angenommen werden kann, muß die Rotverfärbung auch eine Funktion des Alters der Böden sein.

Die Böden der postglazialen Terrassen — die bis in jüngste Zeit unter Grundwasser einfluß stehenden mögen hier außer Betracht bleiben — unterscheiden sich weniger durch die Entwicklungstiefe als durch den Grad der Verwitterung, Basenauswaschung und Tondurchschlammung. Allen Maximalbodenbildungen ist trotz ihrer Flachgründigkeit (das karbonatische Ausgangsmaterial steht mindestens in einer Tiefe von 3 dm an) eine sehr starke Versauerung und eine dementsprechende Basenverarmung der oberen Bodenhorizonte eigen. Rohhumusartige Humusformen können selbst bei Rendzina-Braunerden von weniger als 2 dm Entwicklungstiefe auftreten. Die Gehalte an dithionitlöslichem Eisen spiegeln den abnehmenden Verwitterungsgrad der nichtkarbonatischen Komponente von den älteren zu den jüngeren Terrassen wider.

K. BRUNNACKER (1959a) gibt als terrestrische Bodentypen für die Postglazialterrassen an Lech und Isar nur Mullrendzinen ohne weitere Differenzierung an. Dies ist nur verständlich, wenn er sich — was bei der Waldarmut der Terrassenflächen erklärbar ist — auf Beobachtungen an landwirtschaftlich genutzten Böden stützt. Daß diese bei ihrer substratbedingten Flachgründigkeit die allein genetisch signifikanten, in Zentimeterbeträgen zu messende Horizontdifferenzierung nicht mehr zeigen können (und deshalb im morphologischen Sinn tatsächlich Mullrendzinen darstellen), wurde bereits ausgeführt (s. S. 115).

Daß die postglaziale Bodenbildung auf unterschiedlich alten Terrassen Entwicklungsunterschiede erkennen lassen muß, ist von vornherein anzunehmen. Erstaunlich ist allein die Tatsache, daß die Entwicklungsunterschiede nicht größer sind als in den Profilen 5—8 gezeigt wurde. Eine Erklärung für dieses Phänomen wurde bereits oben zu geben versucht.

Schrifttum

- BRUNNACKER, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. *Geologica Bavarica* 34, München 1957. - - Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials. *Geologica Bavarica* 43, München 1959 (1959a). - - Bemerkungen zur Parabraunerde. *Geol. Jb.* 76, 561-576, Hannover 1959 (1959b). - - Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse in Epfach. *Münchner Beiträge für Vor- und Frühgeschichte* 7, München 1964.
- BÜDEL, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. *Würzburger Geogr. Arb.* 8, Würzburg 1960.
- CORRENS, C. W.: Einführung in die Mineralogie. Berlin, Göttingen, Heidelberg 1949.

- DIEZ, Th.: Die Böden. In ZACHER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8430 Füssen, München 1964. (123-138). - - Die Böden. In STEPHAN, W. und HESSE, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8236 Tegernsee, München 1966 (1966a, 250-265). - - Die Böden. In ZACHER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8429 Pfronten, München 1966 (1966b, 182-193). - - Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7931 Landsberg a. L. mit Erläuterungen. München 1967. - - Die Böden. In GANSS, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8240 Marquartstein, München 1967.
- EIMERN VAN, J.: Klima. In DIEZ, Th.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7931 Landsberg a. L.-München 1967.
- FIRBAS, F.: Waldgeschichte Mitteleuropas I. Jena 1949.
- GRAUL, H.: Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel. Eiszeitalt. u. Gegenw. **13**, 181-196. Öhringen 1962.
- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und Nachbargebieten. Eiszeitalt. u. Gegenw. **9**, 155-187, Öhringen 1958.
- HARRASSOWITZ, H.: Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterungsfragen. Klima- und Verwitterungsfragen 3. Teil. Geol. Rdsch. **17a** (Steinmann-Festschrift), 122-210, Berlin 1926.
- KNAUER, J.: Geognostische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt München West Nr. XXVII, Teilblatt Landsberg mit Erläuterungen. München 1929.
- KOEHNE, W.: Blatt Pasing, Nr. 691 der Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000, München 1912. - - Blatt Dachau, Nr. 667 der Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000, München 1912.
- KOEHNE, W. & NIKLAS, H.: Blatt Baierbrunn, Nr. 713 der Geol. Karte v. Bayern 1 : 25 000, München 1914. - - Blatt Gauting, Nr. 712 der Geol. Karte v. Bayern 1 : 25 000, München 1915. - - Blatt Ampfing, Nr. 675 der Geol. Karte v. Bayern 1 : 25 000, München 1916.
- KOHL, F.: Der nichtkarbonatische Anteil in südbayerischen Schottern und deren Böden. Geologica Bavarica **55**, 360-371, München 1965.
- KRAUS, E.: Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. Geogn. Jh. **34**, 149-221, München 1922.
- LAATSCH, W.: Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. 3. Aufl. Dresden und Leipzig 1954.
- LIEBEROTH, I.: Über den Einfluß der Ackerkultur auf die Bodenentwicklung im sächsischen Lößgebiet. Albrecht-Thaer-Archiv **6**, H. 1, 1962.
- MOLL, W.: Problematik rubefizierter und lessivierter Böden aus alpinem Material. Habilitationsschrift, Freiburg 1965.
- PLASS, W.: Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen. Z. Pflanzenern. Düng. Bodenkunde **114**, 1, 12-26, Weinheim 1966.
- RATHJENS, C.: Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande. Peterm. Geogr. Mitt. Gotha 1951.
- RICHTER, G.: Bodenerosion. Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. Forsch. z. deutschen Landeskd. **152**, Bad Godesberg 1965.
- SCHAEFER, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation. Forsch. z. deutschen Landeskd. **49**, Landshut 1950. - - Geologische Karte von Augsburg und Umgebung 1 : 50 000, München 1956.
- SCHMID, G.: Über Parabraunerden mit Blutlehmcharakter aus diluvialen Schotter- und Moränenablagerungen Südbayerns. Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkunde **99** (144), 1, 21-36, Weinheim 1962.
- SEIBERT, P.: Die Pflanzengesellschaften im Naturschutzgebiet „Pupplinger Au“. Landschaftspflege und Vegetationskunde **1**, München 1958.
- SEMMEL, A.: Junge Deckschichten in den hessischen Mittelgebirgen. Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch. **92**, 275-285, Wiesbaden 1964.
- TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Forsch. dt. Landes- u. Volkskunde **24**, 4, 158-256, Stuttgart 1926. - - Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. Mitt. Geogr. Ges. München **18**, 281-292, München 1925. - - Über Alter und Bildung von Talmäandern. Erdkunde **4**, 286-302, Bonn 1954.
- ULBERT, G.: Der Lorenzberg bei Epfach. Die frühromische Militärstation. Münchener Beiträge zur Vor- und Frühgeschichte **9**, München 1965.
- WERNER, J.: Grundzüge einer regionalen Bodenkunde des südwestdeutschen Alpenvorlandes. Schriftenreihe der Landesforstverw. Baden-Württemberg **17**, Freiburg 1964.

Manusk. eingeg. 2. 2. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. Th. Diez, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28, Bayerisches Geologisches Landesamt.

Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens

Von WALDO ZAGWIJN, Haarlem und ROLAND PAEPE, Brüssel

Mit 6 Abbildungen

Zusammenfassung. Es wird der lithostratigraphische Aufbau der niederländischen und belgischen weichselzeitlichen Schichten behandelt und korreliert. Die in den Niederlanden im Flugdecksand gewonnene Klima-Stratigraphie auf biostratigraphischer Grundlage konnte dadurch auf das Übergangs- und Lößgebiet Belgiens übertragen werden. Es ergeben sich dadurch Verknüpfungen mit dem mitteleuropäischen Lößgebiet.

Summary. The lithostratigraphy of the Weichselian (Last Glacial) beds of the Netherlands and Belgium is discussed and a correlation has been established. The climatic stratigraphy obtained in the coversand area of the Netherlands and based mainly on biostratigraphic data, could now be applied to the transitional and loess area of Belgium. This opens a possibility for connecting the loess stratigraphy of Central Europe and the Alpine region with that of the north-west European area.

I. Einführung

Der Gliederung der Ablagerungen der letzten Eiszeit ist eine umfangreiche Literatur gewidmet und bekanntlich stehen sich die Meinungen der verschiedenen Autoren schroff gegenüber. Es kann nicht unsere Absicht sein, hier eine Übersicht dieser Auffassungen zu geben, die zwischen der Annahme einer ungegliederten Kaltzeit (z. B. BÜDEL 1950) und einem recht komplizierten Ablauf mit mehreren Interstadialen (z. B. GROSS 1956, 1958, 1964) schwankt.

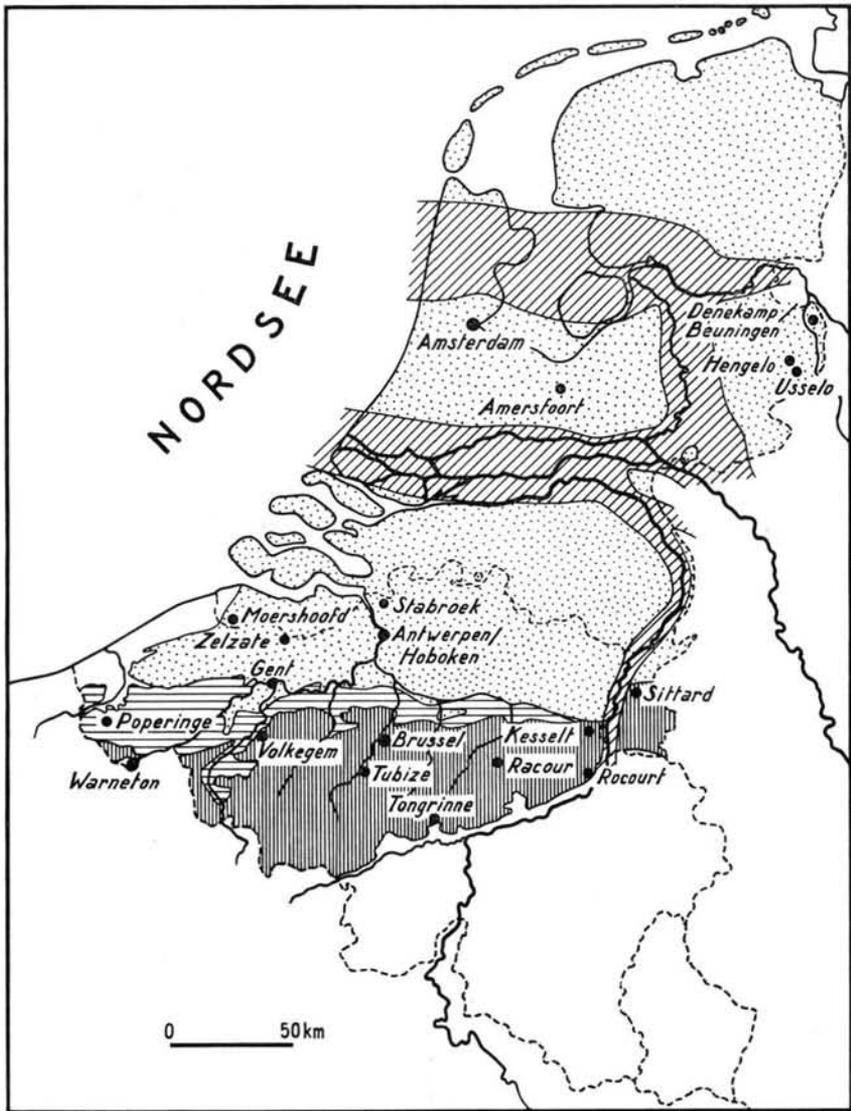
Es ist unsere Ansicht, daß eine Klima-Gliederung der letzten Eiszeit auf Daten aus jeweils relativ engbegrenzten Gebieten fußen sollte, die eine möglichst vollständige Schichtenfolge aufweisen. Die Konstruktion von Klimakurven durch Vermischung von Daten aus weit auseinanderliegenden Gebieten mit unvollständiger Stratigraphie kann nur zu Fehlschlüssen führen.

Ein nächster Schritt ist die Verknüpfung solcher Gebiete, nicht nur auf Grund der erhaltenen Klimakurven, sondern wenn irgend möglich auch basierend auf lithostratigraphischen, biostratigraphischen und chronologischen Vergleichen. In diesem Aufsatz wird dieser Gedanke weiter ausgeführt auf Grund des Vergleichs der Ergebnisse in den Niederlanden, in gemeinschaftlicher Arbeit veröffentlicht von VAN DER HAMMEN, MAARLEVELD, VOGEL und ZAGWIJN (1967) und jener in Belgien (PAEPE und VANHOORNE 1967).

Vor allem in den Niederlanden sind viele Becken erhalten, die organogene Schichten des letzten Glazials enthalten. So standen viele Pollendiagramme aus fast allen Phasen der Eiszeit, mehr als 30 ^{14}C -Daten für das Pleniglazial und außerdem noch eine gleiche Zahl von ^{14}C -Daten für das Spätglazial zur Verfügung.

Andererseits sind die belgischen Studien wichtig für die Verknüpfung der niederländischen, im wesentlichen im Flugdecksandgebiet gewonnenen Stratigraphie mit jener des Lößbereichs (Abb. 1).

In Belgien sind die spätpleistozänen Schichten westlich der Sambre-Maas-Rinne fast zusammenhängend verbreitet. Die Mächtigkeit und Korngröße der Schichten kann von Gebiet zu Gebiet stark schwanken. Dies hat schon seit langer Zeit dazu geführt, in Belgien drei Landschaften zu unterscheiden: die „Lehmlandschaft“ im Süden, die „Sandlandschaft“ im Norden und dazwischen die nach Osten ausgehende „Sandlehmlandschaft“. In mehr genetischer Sprache: das Lößgebiet, das Decksandgebiet und das Übergangsgebiet. Die



-  *Grobe fluviale Schichten von Rhein und Maas (Kreftenheye Formation der Niederlande)*
-  *Flugdecksandgebiet (zum Teil von Halozän bedeckt)*
-  *Übergangsgebiet.*
-  *Lössgebiet.*

Abb. 1. Verbreitung der spätpleistozänen Ablagerungen in den Niederlanden und Belgien. Wichtige, im Text aufgeführte Aufschlüsse.

Wichtigkeit des Vorkommens in so begrenztem Raum genetisch ganz verschiedener spätpleistozäner Sedimentationsgebiete, die sich einerseits an die Lößgebiete Mittel- und Südeuropas anschließen, andererseits an die nordwesteuropäischen Decksandgebiete, dürfte ins Auge springen. Da die beiden Bereiche sich zudem über das Übergangsgebiet hinweg verknüpfen lassen, ist hiermit die Möglichkeit gegeben, die in den Niederlanden gewonnene Klimastratigraphie mit jener der Lößbereiche zu verknüpfen und letzten Endes Vergleiche mit der im alpinen Bereich gewonnenen Erkenntnis anzustellen. Daß die Zahl der Pollendiagramme und ^{14}C -Daten im südlicheren Gebiet nur noch gering ist im Verhältnis zu den Niederlanden, liegt in der Natur der Dinge. Eben jene Becken mit zahlreichen organogenen Schichten und wechsellagerter Stratigraphie, die dort biostratigraphische und chronologische Studien ermöglichten, werden zum Lößbereich hin spärlicher, um schließlich im eigentlichen Lößgebiet zu verschwinden. Hier bleiben zur Datierung neben der Morphostratigraphie im wesentlichen nur ^{14}C -Datierungen an Humusböden übrig, die bekanntlich kaum mehr als Anhaltspunkte für ein minimales Alter der Schichten geben können.

Es lassen sich aber, wie im folgenden ausgeführt werden soll, Verknüpfungen nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten durchführen und soweit wie möglich mit den anderen erwähnten Methoden bestätigen. Da aber die lithostratigraphische Gliederung im Grunde, wie sich in den Niederlanden nachweisen ließ, ein Abbild der Klimaentwicklung ist, ist die Möglichkeit der Korrelation über das niederländische Gebiet hinaus ein Argument dafür, daß der dort gewonnenen Klimagliederung eine mehr als örtliche Bedeutung zukommt.

II. Die Niederlande

a. Stratigraphie des Flugdecksandgebietes

Die Ablagerungen der letzten Eiszeit, des Weichselians, der Niederlande können in zwei größeren lithostratigraphischen Einheiten gegliedert werden, die Kreftenheye-Formation und die Twenthe-Formation. Zur Kreftenheye-Formation gehören vor allem grobkörnige Sande und Flußschotter des Rheins und der Maas, weiterhin auch gewisse Auelehme und Sande der Flußdünen, die genetisch mit diesen Flußablagerungen verknüpft sind. Andererseits gehören zur Twenthe-Formation alle jene Ablagerungen des Periglazialbereichs, die lokaler Herkunft sind, wie Flugdecksande, Löss, Beckenlehme, Schmelzwasserablagerungen, Solifluktionsschichten und organogene Schichten. Als fluvioperiglazial werden neuerdings alle jene Periglazialablagerungen lokaler Herkunft bezeichnet, deren Entstehung mit fließendem oder stehendem Wasser in Verbindung gebracht wird, also eben jene Schmelzwasserablagerungen (niveofluviatil), Beckenlehme usw.

Es können zwei Bereiche der Twenthe-Formation unterschieden werden: der Lößbereich im äußersten Süden der Provinz Limburg und das Flugdecksandgebiet der übrigen Niederlande (Abb. 1). Vor allem in (Saale-)glazialen Becken und in Tälern des letzteren Bereichs fanden sich die vollständigsten Profile, die auch organische Schichten enthielten und somit der Pollenanalyse und Radiokarbonmethode zugänglich gemacht werden konnten. Es konnte daher aus einem relativ kleinen Gebiet eine Klimakurve auf biostratigraphischer und chronologischer Grundlage konstruiert werden, wobei eine Vermischung mit Daten anderer Gebiete vermieden wurde.

Obwohl sich sehr klar gezeigt hat, daß die lokale Ausbildung der Schichten stark wechseln kann, außerdem durch Fortfall gewisser Einheiten kleinere oder größere Schichtlücken vorhanden sein können, hat es sich doch auf Grund dieser Profile als möglich erwiesen, eine gewisse Standardlithostratigraphie des Flugdecksandbereichs zu erkennen, eine Folge gewisser charakteristischer Schichtausbildungen, die sich immer wieder erfassen läßt, trotz lokalem Wechsel der einzelnen Lithologien. Für Einzelheiten wird auf die Ar-

beit von VAN DER HAMMEN et al. (1967) hingewiesen; hier seien nur einige Hauptzüge hervorgehoben.

Der bis 3 m mächtige Jüngere Flugdecksand des Spätglazials kann wie schon oft beschrieben zweigeteilt werden. Zwischen den beiden Einheiten findet sich öfters eine charakteristische Bodenbildung, die „Usselo-Schicht“. Es kann aber auch der Ältere Flugdecksand, der schon zum Pleniglazial gehört, wie sich jetzt ergeben hat, zweigeteilt werden. Die obere der beiden Schichten, der Ältere Flugdecksand II, meistens weniger als 1 m mächtig, ist sehr charakteristisch. Es handelt sich um einen etwas lehmigen, zur Unterkante hin teilweise auch gröberem Flugsand mit sehr auffallender Horizontalschichtung, die nicht von Kryoturbationen gestört worden ist. Dann folgt eine Steinsohle mit Wüstenlack, die von großen Frostkeilen begleitet wird. Es ist dies die Beuningen-Schicht, die sich über sehr große Flächen verfolgen läßt. An gewissen Orten ist an Stelle der Steinsohle eine etwas mächtigere Kiesschicht fluvioperiglazialer Entstehung vorhanden.

Die Schichten unterhalb der Beuningen-Steinsohle sind meistens stark kryoturbat und können sehr verschiedenen Alters sein. An einigen Stellen aber scheint die Schichtlücke nicht sehr groß zu sein und man findet einen Flugdecksand, der dem Älteren Flugdecksand II sehr ähnlich ist. Es ist dies der Ältere Flugdecksand I. Öfters ist diese Schicht durch eine Steinsohle von den unterlagernden fluvioperiglazialen Sanden getrennt. Diese aber ist nicht mit Frostkeilen verknüpft.

Bisher wurde der Ältere Flugdecksand (II) als Pleniglazial B bezeichnet. Es scheint daher angebracht, die beschriebene vollständigere Folge unter Einbeziehung der Beuningen-Steinsohle als Obere Pleniglaziale Schichtenreihe zusammenzufassen.

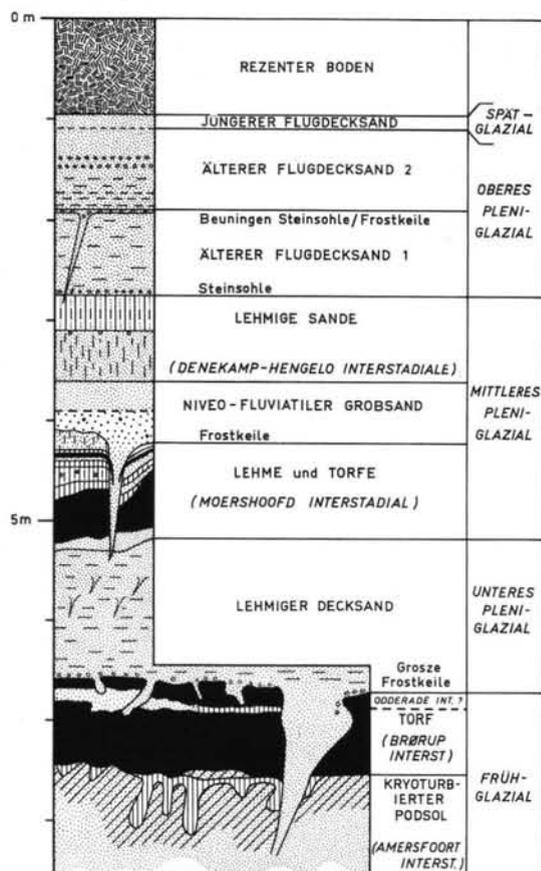
Im Gegensatz dazu findet man in den Mittleren Pleniglazialen Schichten hauptsächlich Schichten fluvioperiglazialer und organogener Entstehung, während Flugdecksande zurücktreten. Die Frequenz organischer Substanzen ist sehr auffallend und bildet einen schroffen Gegensatz zu den Schichten des Oberen Pleniglazials, aus denen bisher trotz bester Aufschlußverhältnisse noch nie organogene Reste bekannt geworden sind, also auch jegliche Möglichkeit zur Radiokarbondatierung fehlt. Die Mächtigkeit schwankt, kann aber viele Meter sein.

Öfters lassen sich im Mittleren Pleniglazial drei lehmige torfhaltige Horizonte, getrennt von niveo-fluviatilen Sanden, die Dryasfloren enthalten können, erkennen. Öfters sind aber auch nur zwei Lehmschichten vorhanden, indem die beiden oberen sich zu einer Lehmschicht vereinigen. Würgeböden sind weit verbreitet und meistens mit den Lehmhorizonten verbunden. Frostkeilhorizonte sind seltener. Ihre Entstehung hängt mit den Sanden zwischen den Lehmen bzw. mit Diskordanzen zwischen Sanden und Lehmen zusammen.

In Flußtäälern findet sich öfters nur eine jüngste Lehm- oder Torfschicht und darunter fluviatile Schichten in ziemlicher Mächtigkeit (bis 15 m), die sich nur schwer gliedern lassen.

Die Schichten des Unteren Pleniglazials konnten bisher mangels geeigneter Aufschlüsse nur an wenigen Stellen studiert werden. Es handelt sich vor allem um lehmige horizontalgeschichtete Flugdecksande vom Typus des Älteren Flugdecksandes, die völlig frei von organischen Substanzen sind. Sie sind verknüpft mit Frostkeilen, die sehr große Ausmaße erreichen können, z. B. in der Gegend von Amersfoort (Abb. 2).

In vielen Fällen lagern die pleniglazialen Schichten unmittelbar auf Torfen und Tonen des Eem-Interglazials. In gewissen Becken aber, vor allem wieder bei Amersfoort, ist noch eine Reihe frühglazialer Schichten dazwischen geschaltet. Es handelt sich in der Hauptsache um grobe Flugdecksande, die in ihrer Korngröße und Schichtung völlig dem spätglazialen Jüngeren Flugdecksand entsprechen. Zwischengeschaltet sind zwei Torf- und Gytja-



Marine Eemschichten folgen etwa 2 m tiefer

Abb. 2. Profil des Baugruben-Aufschlusses De Liendert bei Amersfoort, Niederlande, (September 1967).

Horizonte, die seitlich in Podsole übergehen. Neuerdings sind auch kryoturbate Störungen innerhalb dieser Schichten beobachtet worden (Abb. 2).

Die Abb. 2 gibt eine Übersicht der Profilwand einer Baugrube bei Amersfoort, die im Herbst 1967 studiert werden konnte, und mit Ausnahme des Spätglazials alle wesentlichen Schichten des Früh- und Pleniglazials enthält¹⁾. Abb. 4 faßt die Lithostratigraphie der letzteiszeitlichen Schichten der Twenthe Formation tabellarisch zusammen.

b. Klimageschichte und Chronostratigraphie

Aus dieser Schichtenfolge konnte vor allem mit Hilfe der Pollenanalyse und ¹⁴C-Datierungen ein ziemlich vollständiges Bild der Klimaentwicklung der letzten Eiszeit in den Niederlanden gewonnen werden. Andererseits war es mit diesen Methoden möglich, unvollständige Profile, die naturgemäß in der Mehrzahl sind, zu deuten und einzustufen (ANDERSEN et al. 1960, ZAGWIJN 1961, VAN DER HAMMEN et al. 1967, VOGEL und ZAGWIJN 1967). Für Einzelheiten sei auf die genannten Arbeiten hingewiesen.

¹⁾ Ein vorläufiges ¹⁴C-Datum der Oberkante der als „Moershoofd-Interstadial“ gedeuteten Torfschicht in 4,30 m Teufe ergab rund 45 000 Jahre, eine andere von der Unterkante dieser Schicht bei 5,10 m ergab mehr als 50 000 Jahre.

Im Frühglazial konnten in den beiden erwähnten Torfhorizonten zwei klimatisch günstigere Phasen nachgewiesen werden, die als Amersfoort und Brørup-Interstadiale bezeichnet wurden. Sie sind beide, wie die pollenanalytischen Untersuchungen ergaben, gekennzeichnet durch völlige Wiederbewaldung der in den kälteren frühglazialen Stadien I und II entwaldeten Landschaft, in der es zur Bildung von Flugdecksanden kam. Während dieser frühen Interstadiale erreichte die Juli-Mitteltemperatur Werte von 15° bis 17° C., während sie in den Kaltphasen unter 10° C. absank, ohne aber extrem niedrige Werte zu erreichen.

Der in Abb. 2 dargestellte Aufschluß von Liendert-Amersfoort hat außerdem noch Hinweise auf die Existenz eines dritten Interstadials des Früh-Weichselians, nach dem Brørup Interstadial, gegeben, daß mit dem von AVERDIECK (i. Dr.) für Nordwest-Deutschland nachgewiesenen Interstadial von Odderade übereinstimmen dürfte.

Auch im mittleren Weichselian, im Pleniglazial, konnten Klimaschwankungen pollenanalytisch belegt werden, und zwar handelt es sich dabei um Klimaverbesserungen, während denen es nicht zur Wiederbewaldung kam. Es kommt in den Pollendiagrammen vorübergehend zu einer Ausbreitung der Birke (Strauchbirken), während auch der Gehalt gewisser Wasserpflanzen (z. B. *Batrachium*) in gewissen Profilen stark ansteigt.

Übrigens bleibt der Nichtbaumpollengehalt hoch, und wir müssen uns die Landschaft als Tundra vorstellen, die sich vorübergehend in eine Strauchtundra verwandelte. Mit Sicherheit konnten zwei solcher Klimaverbesserungen, die auch als Interstadiale bezeichnet werden können, nachgewiesen werden. Eine um 37 000—39 000 J. v. h., das Hengel-Interstadial, die andere um 29 000—32 000 v. h., das Denekamp-Interstadial. Eine weitere Klimaverbesserung, die sich zwar pollenanalytisch noch nicht eindeutig hat nachweisen lassen, dürfte den Zeitraum rund 43 000—50 000 J. v. h. umfassen.

Es ist sehr auffallend festzustellen, daß diese Interstadiale den obenerwähnten torfigen Lehmhorizonten des Mittleren Pleniglazials entstammen. Offenbar war das Klima letzten Endes verantwortlich für den Wechsel der Lithologie. In den sandigen Zwischenmitteln findet man denn auch die Beweise für extrem kaltes Klima, vor allem Frostkeile. Es wird die Vermutung geäußert, daß sich in solchen Phasen wenigstens vorübergehend die Tundralandschaft in eine Polarwüste verwandelt hat²⁾. Die Phase 43 000—50 000, die nach der Pollenanalyse eine Tundraphase ist, wäre dann zwischen zwei Phasen mit Polarwüste eingeschaltet und als „Interstadial“ zu bezeichnen. Sie wird hier weiterhin als Moershoofd-Interstadial bezeichnet.

Daß es in unserer Gegend während des Pleniglazials in der Tat zur Bildung einer Polarwüste gekommen sein muß, zeigt sich aber am deutlichsten in der weitverbreiteten Schicht der Beuningen-Steinsohle des Oberen Pleniglazials, die den größten Teil des Zeitraums von 14 000—26 000 Jahre vor heute umfassen dürfte. Die Anwesenheit einer Polarwüste zur Zeit der stärksten Klimadepression ist verantwortlich für das völlige Fehlen jeglicher Überlieferung organischer Substanz aus diesem Zeitraum.

Es liegt weiterhin die Vermutung nahe, daß sich auch an der Basis des Pleniglazials, im Unteren Pleniglazial, die Zeugen einer analogen Polarwüstenzeit in der Form von Riesenfrostkeilen und einer Steinsohle finden, also älter als 50 000 Jahren vor heute. Im Mittleren Pleniglazial hat es solche Phasen dagegen höchstens nur vorübergehend gegeben, vielleicht zwischen 43 000 und 39 000 J. v. h.

Diese Zeit war vorwiegend durch eine Tundravegetation, die sich vorübergehend in eine Strauchtundra verwandeln konnte, gekennzeichnet. Es ist angenommen worden, daß

²⁾ Unter Polarwüste wird hier mit ALEKSANDROVA (1960) eine fast völlig vegetationsfreie Landschaft des Periglazialbereichs verstanden, wie sie sich heute im nördlichen Teil der Insel Nova-Zembla findet. Die Juli-Mitteltemperaturen bleiben dort unter 5° C. Torfbildungen fehlen dieser Landschaft vollständig.

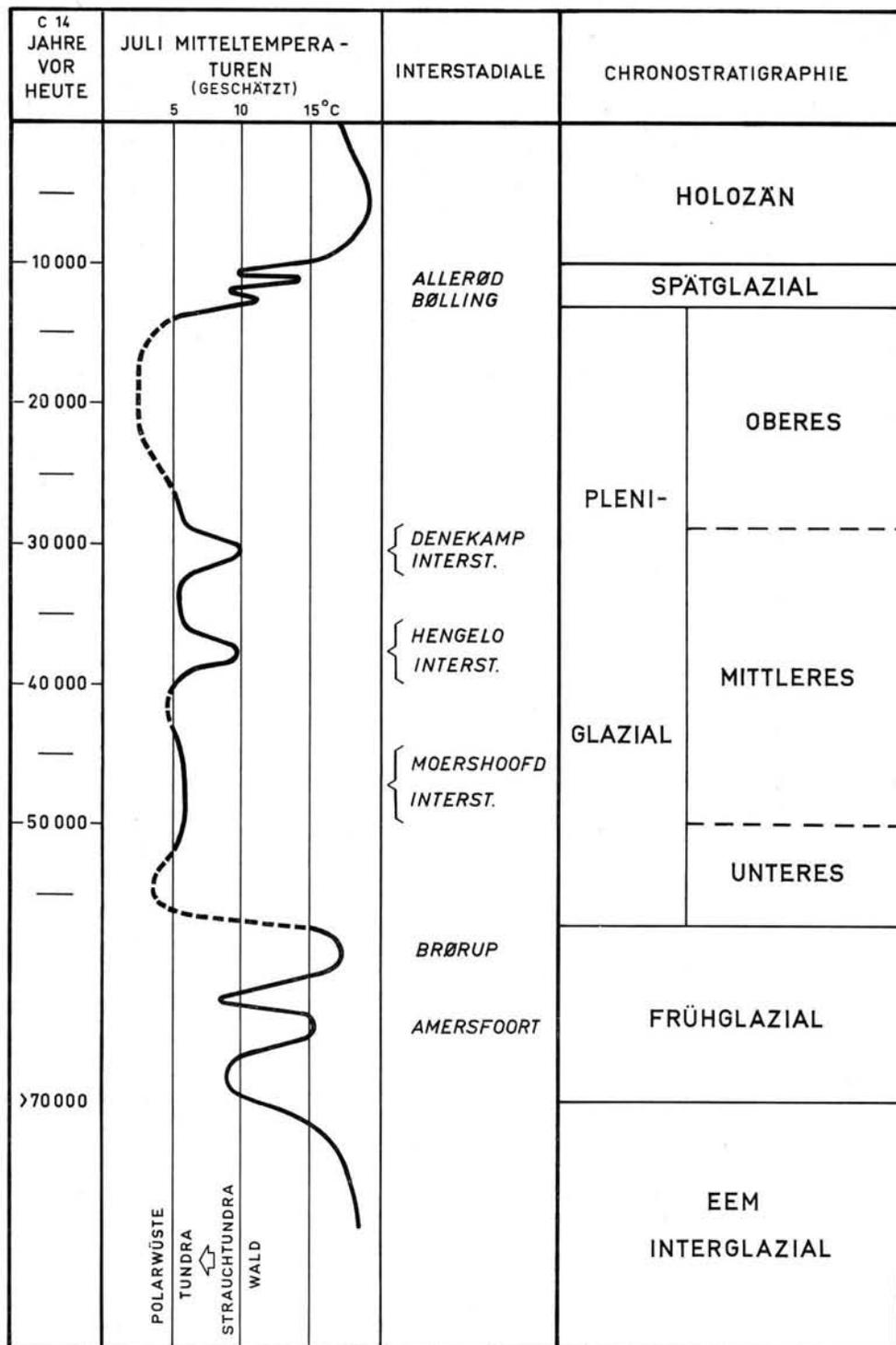


Abb. 3. Klimakurve und Chronostratigraphie der Letzten Eiszeit in den Niederlanden.

während der Strauchtundrenphasen eine Juli-Mitteltemperatur von 8° bis 10° C und während der Tundrenphasen eine solche von 5° bis 8° C herrschte, dagegen in Zeiten der Polarwüste die Juli-Mittelwerte unter 5° C absanken.

So wurde die Klimakurve Abb. 3 konstruiert. Deutlich zeigt sich, daß die Kaltphasen des Früh- und Spätglazials ungefähr die gleichen Temperaturverhältnisse gehabt haben wie die wärmsten Phasen (Hengelo-Denekamp) des Pleniglazials.

Es wird an dieser Stelle weiter darauf verzichtet, auf Einzelheiten der schon längst bekannten Gliederung und Klimaentwicklung des Spätglazials einzugehen (VAN DER HAMMEN 1951, 1952; DE VRIES, BARENSEN, WATERBOLK 1958). Allerdings sei darauf hingewiesen, daß sich die Chronologie nach den heute zur Verfügung stehenden ¹⁴C-Daten und in guter Übereinstimmung mit anderen Gebieten Europas folgendermaßen gestaltet:

Ende des späten Dryas-Stadials	um 10 000 J. v. h.
Allerød-Interstadial	11 000—11 800 J. v. h.
Bølling-Insterstadial	12 000—12 400 J. v. h.

III. Belgien

Im folgenden werden die in der Einführung erwähnten drei Gebiete behandelt (Abb. 1 und Abb. 4).

a. Das Decksandgebiet

Das Decksandgebiet liegt in der nördlichen Tiefebene Belgiens, die sich durch eine außerordentlich flache Form der Landschaft auszeichnet. Die Gleichmäßigkeit des Reliefs ist sicherlich eine der Ursachen dafür, daß die Stratigraphie der Decksandformation lange unbekannt blieb.

Die Aufschlüsse des Umleitungskanals um Gent und die dortigen Häfen sowie die Tunnelarbeiten in Zelzate (Abb. 5) und Antwerpen haben in hohem Maße dazu beigetragen, diesen Mangel zu beheben. Jene wichtigen Aufschlüsse fanden sich im sogenannten „Flämischen Tal“ (TAVERNIER 1946), das seine vollständigste Ausbildung in der Gegend nördlich von Gent hat. Meistens lagern dort dem Tertiär „Torf und Kiesschichten“³⁾ auf. Diese Schichten gehören zum Eem-Interglazial, sowohl auf Grund der paläobotanischen Befunde (PAEPE und VANHOORNE 1967) wie an der auf Grund der Anwesenheit von *Tapes senescens* var. *eemiensis* (PAEPE 1965) und *Corbicula fluminalis*.

Diese Formation, in Belgien bekannt unter der Bezeichnung „sables marins à *Corbicula fluminalis* de l'assise d'Ostende“, wurde von ihrem Entdecker G. DOLLFUS, 1884, als Alt-Pleistozän bezeichnet, von J. LORIÉ, 1903, bereits ins Eem gestellt. Dessen ungeachtet ist das Alter lange umstritten gewesen. V. NORDMANN (1908) und nach ihm G. DUBOIS, A. HACQUAERT und F. HALET (1931) sprachen sogar von einem postglazialen Alter. Erst auf Anregung R. TAVERNIERS, der anfänglich (1946) ein würminterstadales Alter verteidigte, wird diese Formation seit 1954 endgültig dem Eem-Interglazial zugewiesen. Ein wichtiges Argument war hierbei, daß in den Tälern der tieferen Landschaften Belgiens die Kiesablagerungen mit *Corbicula fluminalis* von drei Lössschichten überlagert werden.

In den Aufschlüssen von Gent und in zahlreichen Bohrungen des „Flämischen Tals“ und der Küstenebene sind die Kiesablagerungen meistens ziemlich mächtig und liegen zwischen 5 und 11 Metern unter Ostender Pegel. In Zelzate (Abb. 5) ist die Ablagerung nur geringmächtig, scheint aber in einem unmittelbar anschließenden Aufschluß mit einer teilweise erhaltenen Bodenbildung verknüpft zu sein, die eine Intensität der Verwitterung

³⁾ Die hier und im folgenden jeweils zwischen Anführungszeichen zitierten litho-stratigraphischen Bezeichnungen sind Übersetzungen der von PAEPE (in PAEPE und VANHOORNE 1967) für die Gegend eingeführten Begriffe. (Tabelle Abb. 4.)

CHRONO-STRATIE-GRAPHIE	INTER-STADIALE	NIEDERLANDE		BELGIEN				
		LITHOSTRATIGRAPHIE und BÜDEN (FLUGDECKSANDGEBIET)	PERIGLAZIAL ERSCHEIN.	LÖSSGEBIET	LITHOSTRATIGRAPHIE und BÜDEN ÜBERGANGSGEBIET	FLUGDECKSANDGEBIET	PERIGLAZIAL ERSCHEIN.	
HOLOZÄN								
SPÄT-GLAZIAL	ALLERÖD	JÜNGERER FLUGDECKSAND II Torf und Usselo-Böden		?	SPÄTER DECKSAND 2			
	BÖLLING	JÜNGERER FLUGDECKSAND I Torf und Lehmband			STEINSOHLE	SPÄTER DECKSAND 1		TORF u. LEHM (STABROEK B.)
		ÄLTERER FLUGDECKSAND II			DECKLEHM 2	DECKSAND 2		
OB. PLENI-GLAZIAL		BEUNINGEN STEINSOHLE und grobe niveofluviatile Schichten		STEINSOHLE 3 und grobe Frostkeile				
		ÄLTERER FLUGDECKSAND I		DECKLEHM 1	DECKSAND 1	KREUZGESCHICHTETE SANDE		DECKSAND 1
	DENEKAMP	LEHM (niveofluviatile) GROBSANDE und TORF- und wenig Decksand SCHICHTEN			STEINSOHLE 2 und kleine Frostkeile (KESSELT BODEN) KRYOTURBIERTER BODEN (ZELZATE BODEN und Torf)			
HENGELÖ	LÖSS		GRAUFLIECKTE ZONE		DECKSAND			
MOERSHOOFD	LEHMSCHICHTEN		TORFIGE LEHM-SCHICHTEN		HOBOKEN BODEN	SAND-SCHICHTEN		
	LÖSS		POPERINGE BODEN und Torf		Torf	DECKSAND		
UNT. PLENI-GLAZIAL		LEHMIGER DECKSAND und Grobsandiges Niveofluviatil		STEINSOHLE 1 und kleine Frostkeile				
FRÜH-GLAZIAL	BRØRUP	Torfe und Podsol Böden		STEPPE BODEN	Torf			
	AMERSFOORT	Grober Flugdecksand		LEHME	WARNETON BODEN			LEHME und GROBSANDE
		Torf und Podsol B.	SAND und KIES	SAND und KIES (ANTWERPEN BODEN)				
EEM INTERGL.		Torfe und Böden	ROCOURT BODEN	TORFE und FLUSZ-TONE	ROCOURT BODEN	TORF und KIES		

Abb. 4. Vergleich der Lithostratigraphie des Spätpleistozäns der Niederlande und Belgiens.

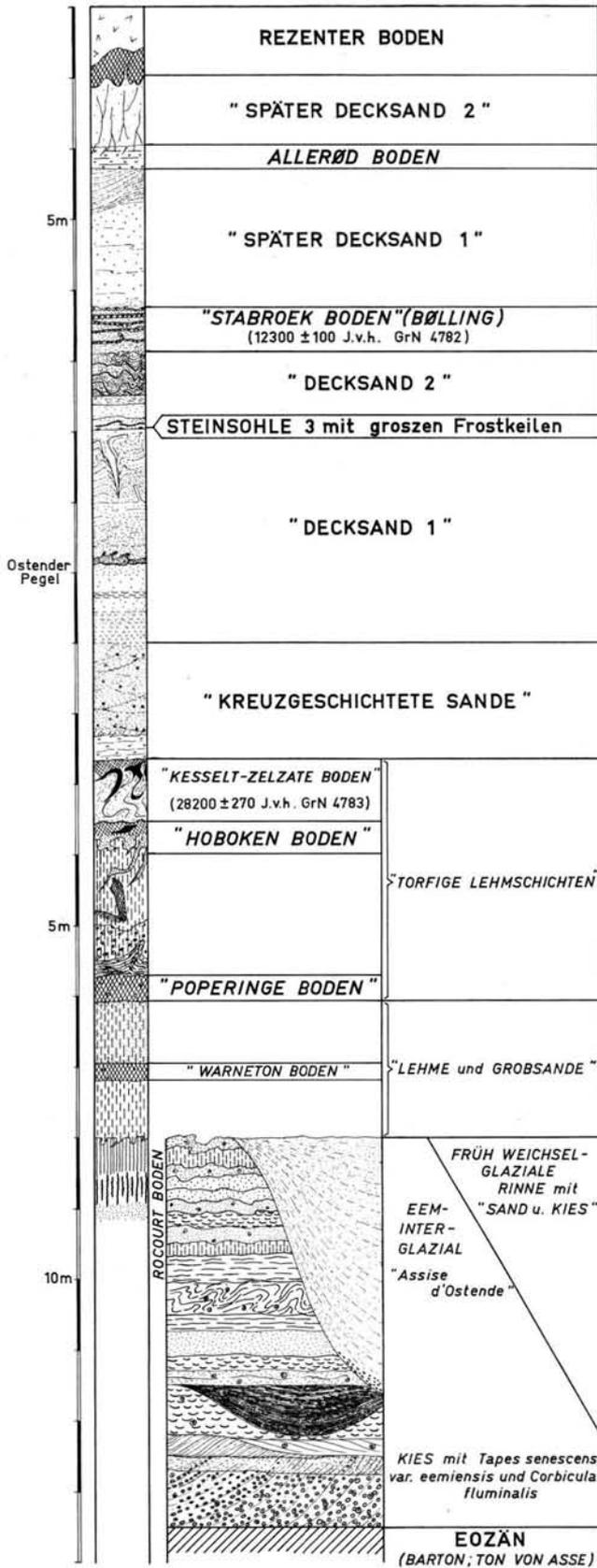


Abb. 5. Profil des Aufschlusses in Zelzate (Belgien).

zeigt, die sich schwerlich anders als auf warm-feuchte, interglaziale Klimabedingungen zurückführen läßt.

Sowohl diese Bodenbildung als auch die marinen Kiese sind in Zelzate (Abb. 5) durch tiefe Einschnitte, die mit „Sanden und Kiesen“⁴⁾ gefüllt sind, erodiert. Es folgen lehmige Schichten, die eine unregelmäßige gezackte Abgrenzung an der Unterkante haben. Im unteren Teil fanden sich zwei graue Lehmschichten, die jeweils an der Oberkante einen humosen oder torfigen Horizont mit vielen Landmollusken zeigten. Stellenweise finden sich Sandlinsen und sogar Feuersteinblöcke. Dieser ganze Komplex wurde als „Lehme und Grobsande“⁵⁾ bezeichnet. Es folgt noch oben eine Reihe von sehr unregelmäßig verlaufenden, stark abwechselnden bleichsandigen und dunklen, lehmigen Bändern mit vereinzelt kleinen Frostkeilen an der Oberkante der Schichtfolge. Dann wird die Fazies wieder lehmiger und kompakter und die Schichten werden wiederum durch einen humosen, diesmal stark kryoturbierten Horizont abgeschlossen. Dies sind die „torfigen Lehmschichten“. Es folgt dann ein weiterer, sehr gut erkennbarer und daher sehr wichtiger Horizont, nämlich ein stark kryoturbiertes Torf, der sich lückenlos den ganzen Aufschluß hindurch verfolgen ließ. Dieser Horizont wurde auf $28\,200 \pm 270$ Jahre vor heute datiert (GrN-4783). Um vorgreifen auf spätere Korrelationen zu vermeiden, wurde dieser Horizont als „Zelzate-Boden“ bezeichnet.

Die „torfigen Lehmschichten“ lassen sich in anderen Aufschlüssen gut verfolgen. So z. B. bei Gent (Sifferdok), wo diese Schichten direkt dem Eem auflagern. Sie sind durch eine 4 bis 5 m mächtige Folge von stark torfigen, wenige Millimeter dicken Lehmstäben gekennzeichnet, die mit dünnen Feinsandlagen abwechseln. Stellenweise sind die letzteren etwas mächtiger, zeigen aber äolischen Charakter und kleine Frostkeile an der Basis.

In Zelzate (Abb. 5) wie in Gent sind die „torfigen Lehmschichten“ bzw. der „Zelzate-Boden“ erodiert; an ihrer Stelle finden sich breite, seichte Rinnen, die mit fluviatilen Grobsand und Lehmlinsen gefüllt sind und die als „kreuzgeschichtete Sande“ bezeichnet werden. Diese Schichten sind als Schmelzwasserablagerungen anzusprechen, analog den niveofluviatilen Schichten der Niederlande (v. D. HAMMEN 1952). Sie sind von großen Frostkeilen begleitet.

Diesen „kreuzgeschichteten Sanden“, die im Flämischen Tal 3 bis 4 m mächtig sind, lagern gelbliche, schwach lehmige Feinsande auf, die durch eine sehr feine Schichtung gekennzeichnet sind. Bisweilen haben sie fluviatilen Charakter, es treten aber auch echte Lehmschichten auf, die wie in Zelzate, kryoturbiert sein können. Die Fazies erinnert lebhaft an den „Älteren Flugdecksand I“ der Niederlande und wurde in Belgien als „Decksand 1“ bezeichnet (PAEPE 1967)⁶⁾. Stellenweise fanden sich hier pflanzliche Reste, wovon *Salix herbacea* zu erwähnen wäre (VANHOORNE). Neben zahlreichen kleinen Frostspalten innerhalb des „Decksands 1“ kommt an der Oberkante eine überall zu verfolgende Steinsohle vor, die von großen Frostkeilen durchschnitten wird. Die Steinsohle kann trotz der großen Zahl windpolierter Feuersteine in eine mehr tonige, fluviatile Schicht übergehen. Sie erinnert lebhaft an die „Beuningen-Steinsohle“ der Niederlande (VAN DER HAMMEN et al. 1967), die dieselbe stratigraphische Position einnimmt. Oberhalb dieser „Steinsohle 3 mit großen Frostkeilen“ folgen homogene Sande äolischen Ursprungs. Es ist dies der „Decksand 2“.

In Zelzate (Abb. 5) wird der „Decksand 2“ von einer Reihe von etwa vier, 5 bis 10 cm mächtigen Torflagen überdeckt. Es ist hierdurch eine weitere Zeit mit relativ dich-

4), 5) Siehe Fußnote 3).

6) Der Name „Decksand“ ist schon seit längerer Zeit in Belgien eingebürgert (TAVERNIER 1943) und umfaßte ursprünglich alle hoch- und spätglazialen äolischen Sande. Letztere haben wir vor kurzem als „späten Decksand“ bezeichnet und zur gleichen Zeit den hochglazialen Decksand weiter untergeteilt. In stratigraphischer Hinsicht decken sich die alten und neuen Begriffe nicht immer (PAEPE und VANHOORNE 1967).

rer Vegetation nachgewiesen, was sich durch die ^{14}C -Bestimmung von $12\,300 \pm 100$ Jahre vor heute (GrN-4782) bestätigt hat, die deutlich auf das Bølling-Interstadial hinweist. Schon vorher konnte dieser Horizont in Stabroek von R. VANHOORNE (DE CONINCK et al. 1966) erkannt und mit Hilfe der ^{14}C -Methode datiert werden (12 330; 12 340 und 12 460 J. v. h.). Es wurde der Name „Stabroek-Boden“ vorgeschlagen. Dieser Horizont ist öfters mit Kryoturbationen vergesellschaftet, die den überlagernden, homogenen, 4 bis 5 m mächtigen Sanden („später Decksand“) vollständig fehlen. Letztere können zweigeteilt sein und zwar durch eine dünne schwach humose Schicht, die nach den zahlreichen palynologischen Untersuchungen von R. VANHOORNE mit der Usselo-Schicht (Allerød) der Niederlande übereinstimmt. Es ist die Schicht, die öfters von kleinen Frostspalten durchschnitten wird und im allgemeinen nahe der Geländeoberfläche auftritt.

b. Das Lößgebiet (Abb. 4)

Das Lößgebiet mit seinen zahlreichen Ziegeleigruben war ursprünglich am besten bekannt und diente als Ausgangspunkt für das Studium des Spätpleistozäns Belgiens (MANIL 1949, 1952; GULLENTOPS 1954; TAVERNIER 1954). Sein welliges Relief, gekennzeichnet durch breite ebene Rücken und tiefe, wannenförmige Taleinschnitte, stammt fast vollkommen aus dem letzten Interglazial, das durch intensive Verwitterung und Bodenbildung charakterisiert ist. Diese Verwitterung, wofür F. GULLENTOPS (1954) den Namen „Rocourt-Boden“ prägte, ist meistens als rotbraun gefärbter, stark toniger, geköpfter Textur-B-Horizont an der Oberkante der älteren Lößablagerungen zu sehen, die die tertiären, mesozoischen oder gar paläozoischen Schichten überdecken. Falls die älteren Löss fehlen, scheint dies auch mit dem „Rocourt-Boden“ der Fall zu sein.

Der „Rocourt-Boden“ wird von einem grauen, heterogenen Lehm mit zahlreichen Fe u. Mn-Konkretionen überlagert.

Die Grenzschicht ist unregelmäßig, außerdem finden sich vereinzelt Frostkeile. An der Oberkante wird der graue Lehm humos und wurde früher von R. TAVERNIER (1954, 1957) als „horizon humifère“ bezeichnet, während der Lehm als „limon gris à points noirs“ angedeutet wurde; das Ganze wurde für Würm I gehalten. Wichtig ist aber, daß die Folge roter Boden - unregelmäßiger Kontakt - Lehm - humoser Boden, stark an jene von Zelzate erinnert; es handelt sich hier also um den Übergang vom Interglazial zum Frühglazial. Ein weiterer Hinweis ist die Tatsache, daß B. BASTIN (1967) auf Grund seiner Pollendiagramme in Rocourt und in gewisser Höhe auch in Tongrinne das Vorhandensein des Amersfoort- und des Brørup-Interstadials an der Unter- und Oberkante der humosen Schicht erkennen konnte. Weiter hatte R. PAEPE (1966) schon vorher auf die unverkennbare morphographische Ähnlichkeit der österreichischen und belgischen Lößprofile hingewiesen.

Wie im Decksandgebiet kann der erste Lehm seitlich in eine andere Fazies übergehen, nämlich in ziemlich grobes fluviatiles Material (Volkegem) oder sogar in einen basalen Kies (Racour). Auch hier sind die Namen „Lehme und Grobsande“ und „Sand und Kies“ ohne weiteres zutreffend. Es werden alle diese Schichten immer wieder an der Oberkante scharf abgegrenzt durch eine Reihe kleinerer Frostspalten und vereinzelte windgeschliffene Kiese (Steinsohle I mit kleinen Frostkeilen“).

Es folgt dann zuerst eine dünne, homogene gelbe Lössschicht, dann eine regelmäßige Wechsellagerung dünner sandiger und lehmiger Schichten mit kleinen Frostspalten und schließlich wieder eine dünne homogene Lehmschicht. Es ist deutlich, daß es sich, wenn wir von den reinen Lößlagen absehen, um ein Äquivalent der rhythmisch geschichteten „torfigen Lehmschichten“ von Zelzate und Gent handelt. Es fehlt hier aber der Torfanteil, und es wird daher von „Lehmschichten“ gesprochen. In derselben stratigraphischen Position wie der Zelzate-Boden tritt an der Oberkante dieser Schichten ein brauner Struktur-B-Horizont auf, der ebenfalls immer kryoturbat verformt ist. F. GULLENTOPS be-

zeichnet diesen Bodenrest als „Kesselt-Boden“. Die „Lehmschichten“ umfassen ungefähr die von TAVERNIER als Würm II gedeuteten Ablagerungen. F. GULLENTOPS faßte alle Schichten oberhalb des Rocourt-Bodens und der humosen Basisschicht bis einschließlich der „Lehmschichten“ unter dem Begriff „Hesbayen“ zusammen. Dieser Komplex ist an der Oberkante meistens durch eine weitere Steinsohle, „Steinsohle 2 mit kleinen Frostkeilen“, abgegrenzt.

Die Lößablagerungen oberhalb dieses Horizonts wurden von TAVERNIER ungefähr als Würm III, von F. GULLENTOPS als „Brabantien“ bezeichnet, aber nicht weiter gegliedert. Es handelt sich aber um ein mächtiges Lößpaket, das öfters sehr deutlich zweigeteilt ist und zwar durch eine Zone mit langen, nadelförmigen Frostkeilen („Steinsohle 3 mit großen Frostkeilen“). Der Lehm unterhalb dieser Steinsohle ist der „Decklehm 1“, der höhere der „Decklehm 2“. Letztere Namen wurden grundsätzlich gewählt, um die lithostratigraphische Übereinstimmung mit „Decksand 1“ bzw. „Decksand 2“ deutlich hervorzuheben (PAEPE und VANHOORNE 1967). In gewissen Fällen ist nur der letztere vertreten. Es fallen dann die Steinsohlen 2 und 3 zusammen und es treten große, breite Frostkeile auf, die tief in die älteren Lößablagerungen vordringen. Die Ausbildung der Profile im niederländischen Lößgebiet (z. B. Sittard) ist durchaus gleichartig mit der hier behandelten Abfolge.

c. Das Übergangsgebiet (Abb. 4)

Das Übergangsgebiet bildet die geologische Übergangsform, ist aber auch in der Topographie zwischen der höher gelegenen Lehmregion am Nordrand der Ardennen und dem Decksandgebiet im Norden eingeschaltet. Das Relief wird gekennzeichnet durch einen schnellen Wechsel von Rücken und Wannern, die fast unmerklich ineinander übergehen. Im Bereich der Rücken tritt der tertiäre Untergrund oft fast zu Tage, während er in den Wannern meistens tief unter die Pleistozänbedeckung abtaucht. Im Gegensatz zu den zwei vorigen Gebieten ist das Übergangsgebiet als durch einen schnellen horizontalen Wechsel von dünnen und dicken Quartärdecken gekennzeichnet. Aber auch die Fazies der Deckschichten ändert sich stark, je nachdem, ob es sich um Rücken und Ebenen oder um Täler handelt. Ein Höhenunterschied von nur 2 bis 3 m genügt schon, um starke fazielle Änderungen hervorzubringen.

In den Wannern lagern die letzteiszeitlichen Schichten meistens direkt dem Tertiär auf. In gewissen Fällen, wie z. B. in Rumbek, findet sich also auch älterer Löß, außerdem ist eine mächtige eemzeitliche Torfschicht zwischengeschaltet.

Die letzteiszeitlichen Ablagerungen fangen in der Regel mit einem humosen oder sogar torfigen Horizont an, der sich den Wänden der Depressionen entlang nach oben fortsetzt. R. VANHOORNE (1967) hat in Poperinge diesen Horizont pollenanalytisch als Amersfoort-Interstadial datieren können. Außerhalb der Depressionen tritt der Torf zurück und wir finden einen humosen Horizont, der dann öfters einem roten Textur-B-Horizont aufliegt. In diesem Falle haben wir also Verhältnisse, wie sie uns schon mehrfach in den Löß- und Decksandgebieten begegnet sind. Nach dem Aufschluß in Warneton, wo sich dieser humose Horizont oberhalb des etwas vergleyten „Rocourt-Bodens“ besonders gut hervorhebt, wurde der Namen „Warneton-Boden“ geprägt (PAEPE 1963, 1964, 1967). Zeitlich gehört dieser also etwa in das Amersfoort-Interstadial.

Dann folgen Ablagerungen, die faziell den „Lehmen und Grobsanden“ anderer Stellen stark ähneln, während auch die „torfigen Lehmschichten“ mit ihren charakteristischen Sedimentationsrhythmen wieder auftreten (POPERINGE, RUMBEKE, WARNETON). An der Basis wurde ein weiterer humoser Horizont gefunden, der „Poperinge-Boden“, der auf $45\,600 \pm 1500$ Jahre v. h. datiert wurde (GrN-4856). Es sei hier an Zelzate erinnert, wo gleichfalls unmittelbar oberhalb des roten Bodens zwei torfig-humose Horizonte auftraten. In Rumbek findet sich in den „tonigen Lehmschichten“ noch eine weitere

kryoturbate Humusschicht unterhalb des „Kesselt-Zelzate-Bodens“, wiederum ähnlich wie in Zelzate. In Hoboken wurde dieser Horizont ebenfalls erkannt und mit 32490 ± 440 J. v. h. datiert (GrN-4781). Obwohl diese Datierung sich weniger gut mit den niederländischen Daten vergleichen läßt und daher weitere Proben untersucht werden sollten, scheint sie doch die Zwischenstellung zwischen „Kesselt-Zelzate“ und „Poperinge“ zu bestätigen. Es ist damit eine weitere Zeit mit günstigeren Vegetationsbedingungen bezeugt. Vorläufig wurde dieser Horizont mit dem Namen „H o b o k e n - B o d e n“ belegt.

Es zeigt sich also, daß sowohl im Decksandgebiet wie im Übergangsgebiet mehrere Bodenbildungen innerhalb des Komplexes der „torfigen Lehmschichten“ auftreten können. Bis jetzt wurden sie in den stratigraphisch äquivalenten „Lehmschichten“ der Lößregion nicht mit Sicherheit wiedergefunden. Südlich von Mons finden sich aber in mehr als 8 m mächtigen Lehmschichten mehrere Böden, die mit den erwähnten Horizonten übereinstimmen können (PAEPE, unveröff. 1968).

Vom geomorphologischen Standpunkt aus sei darauf hingewiesen, daß die Wannens mit „Lehmen und Grobsanden“ und „torfigen Lehmschichten“ zur Zeit der „Kesselt-Bodenbildung“ eingeebnet waren. In der dann geformten flachen Landschaft wurden Decklehme und Decksande abgelagert, teilweise auch gleichzeitig die „kreuzgeschichteten Sande“. In Poperinge z. B. geht ein reiner Lehm im Abstand von weniger als 0,20 m in grobe, kreuzgeschichtete Sande über. Auch ist die Fazies unter der „Steinsohle 3“ meistens komplex und es findet sich „Decklehm 1“ neben und über „Decksand 1“. Die sandige Fazies überwiegt in den Schichten oberhalb der Steinsohle einschließlich der spätglazialen Schichten. Es zeigt sich also ein Umschwung von überwiegend lehmiger Sedimentation in eine überwiegend sandige.

d. Diskussion

Wie sich aus den Beschreibungen und Abb. 4 ergibt, finden sich im Prinzip die verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten in allen Gebieten wieder, wenn auch die Ausbildung verschieden sein kann. Es können daher das Decksandgebiet und das Lößgebiet verknüpft werden. Im Decksandgebiet ist die letzteiszeitliche Folge unterlagert von marinen Ablagerungen, die u. a. auf Grund des Vorkommens von *Tapes senescens* var. *eemien-sis* als gesichertes Eem-Interglazial im Sinne der nordwesteuropäischen Stratigraphie angesprochen werden können (PAEPE 1965). Hiermit haben wir aber einen Pfeiler für die gesamte spätpleistozäne Stratigraphie Belgiens und es wird auch deutlich, daß die nordwesteuropäische Terminologie der alpinen vorgezogen werden sollte; es sollte daher von Weichsel und nicht von Würm gesprochen werden. Die Tatsache, daß im Decksandgebiet der R o c o u r t - B o d e n mit den marinen Eem-Schichten in Verbindung gebracht werden konnte, brachte weiterhin mit sich, daß diese Terminologie auch im Lößgebiet verwendet werden konnte. Das belgische Lößgebiet hat zwar mehr morphostratigraphische Ähnlichkeit mit dem zentraleuropäischen (PAEPE 1966) als mit dem Decksandgebiet, aber es gibt doch keine Terrasse oder Moräne, die den direkten Zusammenhang mit dem alpinen Raum belegen könnte.

Weiter können in den Lößprofilen meistens drei Einheiten unterschieden werden. Früher war dies ein Grund für die Verwendung der SOERGELschen Klassifikation (Würm I, II, III). Eine Zweigliederung ist aber besser zu verteidigen, wie sie von PAEPE und VANHOORNE (1967) vertreten wurde. Als erster Zyklus wurden zum Pleniglazial A mit kalt-feuchtem Klima die folgenden Einheiten gerechnet: „Sande und Kiese“, „Lehme und Grobsande“, „Steinsohle 1“, „torfige Lehmschichten“, der „Kesselt-Zelzate-Boden“. Der zweite Zyklus besteht aus Schichten des Pleniglazials B, die unter kalt-trockenen Klimabedingungen gebildet wurden. Hierzu gehören die „kreuzgeschichteten Sande“ und die Decklehme und Decksande mit der „Steinsohle 3“. Weiter gehören dazu die sandigen und torfigen spätglazialen Schichten.

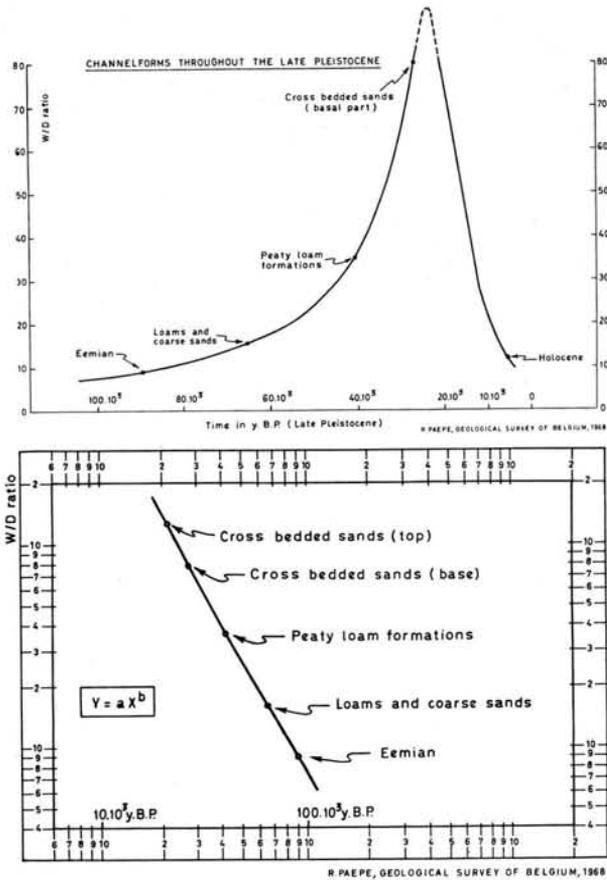


Abb. 6. Entwicklung der Breiten-Tiefen-Verhältnisse der spätpleistozänen Flußbettform in Belgien.

Beide Zyklen fangen mit groben Sedimenten an und enden in Schichten mit schneller rhythmischer Sedimentation: „torfige Lehmschichten“ bzw. „Decksand 2“ und spätglaziale Ablagerungen. In beiden Zyklen tritt ein Kältemaximum auf, das an der Bildung einer von Frostkeilen begleiteten Steinsohle erkennbar ist. Letztere vertritt u. E. einen stratigraphischen Hiatus und deutet in klimatischer Hinsicht auf eine lange Zeit intensiver Kälte. Der Begriff „Polarwüste“, der in den Niederlanden dafür eingeführt wurde (VAN DER HAMMEN et al. 1967), scheint uns sehr zutreffend, um so mehr, da es sich um eine außerordentlich flache und weitverbreitete Steinsohle handelt.

Es treten aber auch im „Pleniglazial A“ dieser Autoren zwei Hauptphasen mit auffallenden interstadialen Merkmalen auf. Es sind dies die Phase der „Lehme und Grobsande“ mit dem Warneton-Boden und die „torfigen Lehmschichten“ mit nicht weniger als drei Böden: Poperinge (rund 45 000 Jahre vor heute), Hoboken (rund 33 000 Jahre vor heute) und Kesselt-Zelzate (rund 28 000 Jahre vor heute).

Da aber während der Bildung des Warneton-Bodens die Landschaft noch zeitweise bewaldet war, im Gegensatz zur waldlosen Vegetation der jüngeren Interstadiale, kann auf paläobotanischer Grundlage dieser Komplex als frühglazial abgetrennt werden, analog dem Vorgehen von W. H. ZAGWIJN (1961) in den Niederlanden. Weitere Ver-

gleiche mit der niederländischen Gliederung sollen in einem nächsten Paragraph behandelt werden.

Wenn die Weichsel-Kaltzeit auch in verschiedene Phasen kälteren und wärmeren Klimas zu unterteilen ist, so kann nicht verneint werden, daß im Verlaufe dieser Stufe das Klima im allgemeinen immer kälter und trockener geworden ist. Wir möchten dies anhand der Abb. 6 belegen. Das Breiten-Tiefen-Verhältnis der verschiedenen Flußbettformen des Spätpleistozäns ist hier der Ordinate zugeordnet, die Zeit der Abszisse. Die erhaltene Kurve ist eine logarithmische, die auf doppeltlogarithmischem Papier als gerade Linie abgebildet wird. Da der Flußbettquerschnitt u. a. vom Abfluß und der Menge der Bodenlast abhängt, ist ein Zusammenhang mit Temperatur und Feuchtigkeit des jeweiligen Klimas gegeben. Bei großem Abfluß und relativ geringer Sedimentmenge schneiden sich die Rinnen stark ein. Flache Rinnen bilden sich bei geringem Abfluß und großer Bodenlast. Der Übergang von der einen in die andere Form wird dann stattfinden, wenn das Klima sich von feucht-warm in trocken-kalt abwandelt. Starke Solifluktion ist vor allem ein wesentlicher Beitrag zur Erhöhung der Bodenlast der Flüsse während der Kaltzeiten. Betrachten wir die Klimaevolution der Weichsel-Kaltzeit von diesem Gesichtspunkt aus, so ergibt sich doch eine mehr kontinuierliche Klimaevolution bis zum Kältemaximum am Ende dieser Zeitspanne, als sich aus der Stratigraphie der Ablagerungen ableiten ließ.

IV. Schlußfolgerungen

Vergleichen wir schließlich kurz die im vorhergehenden Abschnitt behandelten Gliederungen der Niederlande und Belgiens, so zeigt sich eine auffällige Übereinstimmung. Leider ist die Zahl der ^{14}C -Daten in Belgien noch nicht sehr groß und man kann nur hoffen, daß in Zukunft weitere solcher Daten die hier gegebenen Korrelationen besser untermauern werden.

Wie schon hervorgehoben wurde, können in beiden Gebieten die eeminterglazialen Schichten als stratigraphischer Leithorizont verwendet werden. Es lassen sich die frühglazialen Schichten, die in den Niederlanden schon länger erkannt wurden, auch im südlichen Bereich in verschiedener Ausbildung abtrennen, so u. a. als „Warneton-Boden“.

In der Arbeit von PAEPE und VANHOORNE (1967) wurden diese Schichten noch als „Pleniglazial A“ angesprochen, u. a. auf Grund des Vorkommens starker kryoturbater Störungen und wegen des Fehlens von Sedimenten des „Unteren Pleniglazials“. Solche Strukturen sind aber neuerdings auch in den Niederlanden im frühglazialen Bereich beobachtet worden (Abb. 2) und es ist damit kein Grund vorhanden, den korrelierten belgischen Schichten ein frühglaziales Alter abzuspochen. Belege für das Vorhandensein des Amersfoort- und des Brørup-Interstadials in Belgien beruhen vor allem auf pollenanalytischen Daten, die oben diskutiert wurden. Ein weiterer Ausbau dieses Datenmaterials ist aber notwendig.

Im pleniglazialen Bereich sind einige lithostratigraphische Hauptmerkmale zu verzeichnen, die beiden Regionen gemeinsam sind. Es ist dies an erster Stelle das Vorhandensein zweier Hauptfrostkeilzonen und Steinsohlen — die eine (Unteres Pleniglazial, „Steinsohle 1“) an der Basis, die andere (Beuningen-Steinsohle, „Steinsohle 3“) im oberen Teil des Pleniglazials. Es deutet dies darauf hin, daß es zwei Zeiten maximaler Kälte mit Polarwüstenklima gegeben hat. Auf Grund der niederländischen Datierungen gehört die erste in die Zeit vor 50 000 Jahre vor heute, die zweite in die Zeit zwischen 26 000 und 14 000 Jahre vor heute.

Zwischen diese beiden Kältemaxima fällt die Zeit des Mittleren Pleniglazials, ungefähr zwischen 50 000 und 28 000 Jahre vor heute. Im allgemeinen hebt sich diese Phase heraus durch das Auftreten von lehmigen und torfigen Ablagerungen, die teilweise mit Sandschichten abwechseln. Wie aus den niederländischen Beobachtungen hervorgeht, weist

dieser Abschnitt ein Tundrenklima auf und es lassen sich mit Sicherheit zwei Interstadiale erkennen („Denekamp“ um 30 000 J. v. h. und „Hengelo“ um 38 000 herum). Ein drittes Interstadial („Moershoofd“) kann um etwa 45 000 J. v. h. vermutet werden.

In Belgien findet sich eine wichtige Bodenbildung an der Oberkante dieses Komplexes, der Zelzate-Kesselt-Boden, dessen morphologische Stellung im Lößbereich eine Korrelation mit dem „Paudorf-Stillfried-B“-Komplex des ostalpinen Lößgebietes nahelegt. Die ^{14}C -Datierung in Zelzate befindet sich damit in Übereinstimmung, bestätigt aber zur gleichen Zeit die Gleichaltrigkeit mit dem Denekamp-Interstadial der Niederlande. Es finden sich unterhalb dieses Bodens noch bisweilen zwei weitere — der Hoboken-Boden und der Poperinge-Boden. Letzterer wurde auf rund 45 000 Jahre datiert und es ist damit eine Zeitgleichheit mit dem Moershoofd-Interstadial der Niederlande gegeben. Außerdem tritt dieser Boden, vor allem im Übergangsgebiet immer an der Unterkante der „torfigen Lehmschichten“ auf. In lithostratigraphischer Hinsicht scheint dieses Interstadial in Belgien also gesichert zu sein. Der stratigraphischen Stellung nach muß der Hoboken-Boden mit dem Hengelo-Interstadial übereinstimmen. Das vorhandene ^{14}C -Datum beweist dies leider nicht; es werden daher weitere Untersuchungen notwendig sein.

Das Obere Pleniglazial der Niederlande ist gekennzeichnet durch sehr auffällige Flugdecksande und die Beuningen-Steinsohle. Das „Pleniglazial B“ in Belgien nach PAEPE und VANHOORNE (1967) ist vor allem im Decksandgebiet durchaus ähnlich und es ist angebracht, weiterhin auch dort den Terminus „Oberes Pleniglazial“ zu verwenden. Es ist dies die Zeit der größten Kälte und außerdem der größten Trockenheit der ganzen Weichselzeit (Abb. 6). Im Lößbereich findet jetzt reine Lößbildung statt. Der Beuningen-Horizont — „Steinsohle 3“ — zeichnet sich aber auch dort deutlich ab.

Die Stratigraphie des Spätglazials der beiden Regionen ist ohne weiteres vergleichbar und durch eine größere Zahl der ^{14}C -Daten belegt. Im Lößbereich fehlen Schichten dieser Zeit vermutlich vollständig.

Schrifttum

- ALEKSANDROVA, V. D.: Some regularities in the distribution of the vegetation in the arctic tundra. *Arctic* **13**, 147-162, Ottawa 1960.
- ANDERSEN, S. T., Hl. DE VRIES & W. H. ZAGWIJN: Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. *Geol. en Mijnb.* **39**, 38-42, 's-Gravenhage 1960.
- AVERDIECK, F. R.: Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm Interstadiale von Odderade-Schleswig-Holstein. *Fundamenta* **2** (i. Dr.).
- BASTIN, B.: Pollendiagramm Tongrinne I. In: Meeting of the „Sub-commission for Loess-stratigraphy“ in Belgium, 1967. Guidebook, compiled by R. PAEPE. Rocourt I, Ibidem, Excursion N. E. Belgium (GULLENTOPS, BASTIN), 1967. - - Pflanzengeographische Probleme der offenen Vegetation Europas während der letzten Eiszeit. *Ber. Deutsch. Bot. Ges.* **80**, 10, 697-704, Berlin 1968.
- BÜDEL, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. *Die Naturwiss.* **37**, 438-449, Berlin 1950.
- CONINCK, Fr. DE, P. GREGUSS & R. VANHOORNE: La superposition des dépôts tourbeux datant des oscillations Allerød et Bølling à Stabroek (Belgique). *Pédologie* **XVI**, 3, 293-308, Gand 1966.
- GROSS, H.: Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* **7**, 87-101, Öhringen 1956. - - Die bisherigen Ergebnisse von C^{14} -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* **9**, 155-187, Öhringen 1958. - - Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* **15**, 187-198, Öhringen 1964.
- GULLENTOPS, F.: Contributions à la chronologie du Pleistocène et des formes de relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. de Louvain*, **XVIII**, 125-252, Louvain 1954. - - Stratigraphie du Pleistocène supérieur en Belgique. *Geol. en Mijnb.*, N. S. **39**, 7, 305, 's-Gravenhage 1957.

- HAMMEN, T. VAN DER: Late Glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. Leidse Geol. Mededel. **17**, 71-183, Leiden 1951. - - Dating and correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe. Geol. en Mijnb., N. S. **14**, 9, 238-336, 's-Gravenhage 1952.
- HAMMEN, T. VAN DER, G. C. MAARLEVELD, J. C. VOGEL & W. H. ZAGWIJN: Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last-Glacial in the Netherlands. Geol. en Mijnb. **46**, 3, 79-95, 's-Gravenhage 1967.
- MANIL, G.: Le Quaternaire des environs de Gembloux. La tranchée de Mazy. Bull. Soc. belge de Géol. **LVIII**, 1, 139-152, Brüssel 1949. - - Quelques considérations générales sur la stratigraphie quaternaire et la pédogénèse à propos de la description de trois coupes de loess (Hesbaye Gembloutoise). Ann. Soc. Géol. de Belgique **LXXV**, 153-167, Liège 1952.
- PAEPE, R.: Bouw en Oorsprong van de Vlakte van de Leie. - Doctors thesis, 225 S., 1963. - - Les dépôts quaternaires de la plaine de la Lys. Bull. Soc. belge de Géol. **LXXIII**, 3, 327-365, Brüssel 1964. - - On the presence of *Tapes senescens* in some borings of the coastal plain and the Flemish Valley of Belgium. Bull. Soc. belge de Géol. **LXXIV**, 2, 1-5, Brüssel 1964. - - Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria. Bull. Soc. belge de Géol. **LXXV**, 2, 203-216, Brüssel 1964.
- PAEPE, R. & R. VANHOORNE: The Stratigraphy and Palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. Memoir Nr. 8, Cartes géol. et min. de la Belgique, 96 S., 1967.
- TAVERNIER, R.: De kwartaire afzettingen van België. Nat. Wet. Tijdschrift **25**, 121-137, Gent 1943. - - L'évolution du Bas-Escaut au Pleistocène supérieur. Bull. Soc. belge de Géol. **LV**, 1, 106-125, Brüssel 1946. - - Le Quaternaire. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, 555-589, Liège 1954.
- TAVERNIER, R. & J. DE HEINZELIN: Chronologie du Pleistocène supérieur, plus particulièrement en Belgique. Geol. en Mijnb., N. S. **7**, 306-309, 's-Gravenhage 1957.
- VOGEL, J. C. & W. H. ZAGWIJN: Groningen Radiocarbon dates VI. Radiocarbon **9**, 63-106, Yale 1967.
- VRIES, Hl. DE, G. W. BARENDSEN & H. T. WATERBOLK: Groningen Radiocarbon dates II. Science **127**, 129-137, Yale 1958.
- ZAGWIJN, W. H.: Vegetation, Climate and Radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I. Eemian and Early Weichselian. Med. Geol. Sticht., N. S. **14**, 15-45, 's-Gravenhage 1961.

Manusk. eingeg. 21. 5. 1968.

Anschriften der Verf.: Dr. W. Zagwijn, Rijks Geologische Dienst, Spaarne 17, Haarlem, Niederlande und Dr. R. Paepe, Aardkundige Dienst van België/Service Géologique de Belgique, Jennerstraat 13, Brüssel, Belgien.

Der Steppeniltis (*Mustela [Putorius] eversmanni soergeli* ЭНИК) in der Niederterrasse der Leine und seine klimageschichtliche Bedeutung

Von OTTO SICKENBERG, Hannover

Mit 2 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung. Ein aus Kiesen und Sanden der Leine-Niederterrasse gebagelter Schädel eines Steppeniltis (*Mustela [Putorius] eversmanni soergeli* ЭНИК) wird zum Anlaß genommen, die stratigraphische und ökologische Aussagekraft dieser Iltis-Art zu überprüfen. *M. eversmanni* ist in Mitteleuropa bislang mit Sicherheit nur aus verschiedenen Zeitabschnitten des Würm bekannt geworden, nie aus älteren oder jüngeren Schichten. In der Gegenwart ist der Lebensraum des Steppeniltis ziemlich streng an die Halb- bzw. Kultursteppe und an die Vollsteppe gebunden, wobei die wärmeren Teile des eurasiatischen Steppengürtels bevorzugt werden. Auch während des Würm kann die Art nicht unter wesentlich anderen Umweltsverhältnissen gelebt haben. Es wird daraus gefolgert, daß es auch in den Stadien nicht nur trocken-kalte, sondern auch trocken-wärmere Phasen gegeben hat.

Summary. A skull of *Mustela (Putorius) eversmanni soergeli* ЭНИК, discovered by a dredger working in gravels and sands of the Lower-Terrace of the River Leine, is used as a test of the reliability of this species in stratigraphy, and as an ecological indicator. Up to the present time *M. eversmanni* has been found in Central Europe with certainly only in different periods from the Würm Ice-Age and never in stratas older or younger than the Würm. Its present distribution is rather clothely tied to the semi- and cultivated steppe-lands and to the true steppes, but above all, to the warmer parts of the Eurasian steppe region. In the Würm Ice-Age, the species will not have lived in conditions essentially different from these. From this the conclusion has been drawn that during the stadials there were not only dry-cold but also dry-warmer phases.

Einleitung

Die Firma „Heidekies K.G.“ betreibt bei Meitze nördlich von Hannover eine Naßbaggerei, in der Kiese und Sande der Leine-Niederterrasse gefördert werden. Der Betriebsführer, Herr WAGNER, ist bedacht, anfallendes Knochenmaterial aufzusammeln und einer wissenschaftlichen Bearbeitung zuzuführen. Unter dem Baggergut des Jahres 1967 befand sich auch der Schädel eines Steppeniltis (*Mustela [Putorius] eversmanni soergeli* ЭНИК). Herrn WAGNER ist dafür herzlich zu danken, daß er dieses Stück der Sammlung des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover-Buchholz, freundlicherweise überließ. Das Exemplar trägt die Sammlungsnummer qd 15. Dieser Fund ist der nordwestlichste seiner Art in Europa. Dies rechtfertigt seine Veröffentlichung. Zugleich bietet sich ein Anlaß, die klimageschichtliche Bedeutung des Auftretens von *M. eversmanni* zu untersuchen.

Diese Studie sei dem Altmeister der deutschen Quartärforschung, Herrn Prof. Dr. P. WOLDSTEDT mit den allerbesten Wünschen gewidmet.

1. Fundort und Fundlager und Begleitfauna

Fundort ist die Kiesgrube der „Heidekies K.G.“ bei Meitze (TK 25, Nr. 3424, Mellendorf, R.: 53 550, H.: 26 140).

Das durch die Kiesförderung (Naßbaggerei) erschlossene Profil ist nach LANG (1967):

Holozän	1 m	Flug- und Dünenande
Pleistozän	$\left\{ \begin{array}{l} 6-7 \text{ m} \\ 4-6 \text{ m} \\ 0,1 \text{ m} \end{array} \right.$	Grobsande, nach oben mittelsandig
		sandige Kiese
		humoser Schluff (an einigen Stellen, aber nicht überall in der Umgebung erbohrt, ob im Kiesgrubebereich vorhanden daher fraglich)
	↓	Kiese (nicht in Förderung, Beschaffenheit und Mächtigkeit, daher unbekannt)

Das Fluvialitil ist eine Ablagerung der Leine und entspricht ihrer Niederterrasse (LANG 1967). Da die Begleitfauna über die genauere Altersstellung innerhalb der Weichselkaltzeit keine Aussagen erlaubt, ergeben sich Anhaltspunkte nur aus der Untersuchung von Torfballen, die gelegentlich zusammen mit den Kiesen gefördert werden. Möglicherweise entstammen jene dem liegenden Schluffband oder anderswo nicht erbohrten Torflinsen aus irgendeinem Teil der Schichtfolge, was aber nicht sehr wahrscheinlich ist, oder der Fluß hat im Oberlauf ältere Torflager aufgearbeitet und hier sedimentiert. Je nachdem ist entweder die ganze Schichtfolge hier sedimentiert. Je nachdem ist entweder die ganze Schichtfolge über dem Schluffband jünger oder nur ein Teil. Nur im erstgenannten Falle kann über das Alter des Fundlagers verbindlich ausgesagt werden. Nach der ^{14}C -Bestimmung (^{14}C -Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, Dr. GEXH, HV 1952 vom 18. 1. 1968) ergibt sich für den Torf ein Alter von $37\,150 \pm 1\,260$ Jahre. Der pollenanalytische Befund ergab: „BP: *Pinus*, *Betula*, *Picea*, NBP: Gramineen und Cyperaceen, Interstadial älter als Bölling“ (Dr. H. MÜLLER, Bundesanstalt für Bodenforschung). Entspricht der Torf dem Schluffband, so muß das Lager von *M. eversmanni* jünger als 37 000 Jahre sein.

Da zu dieser Zeit die Leine unterhalb von Hannover nicht ihren heutigen Verlauf nahm, sondern durch die Wietzeniederung nach Norden abfloß, es aber nicht bekannt ist, wann die Laufänderung erfolgte — zur Zeit der Mittelterrassenbildung floß sie wie in der Gegenwart nach NW — noch wann der Umbau des hydrographischen Systems zum heutigen Stand stattfand, muß es offen bleiben, welchen Zeitabschnitt der Weichselkaltzeit die Leine-Niederterrasse der Wietzeniederung vertritt. Über das geologische Mindestalter des Fundes können daher ebenfalls keine Angaben gemacht werden. Da wahrscheinlich der Terrassenkörper zeitlich nicht in das Spätweichsel hineinreicht, ergäbe sich für das Objekt ein Zeitansatz zwischen rund 37 000 und rund 14 000 Jahren. Allenfalls wäre noch zu erwägen, daß das durch den Schädel belegte Exemplar lange nach Abschluß der Sedimentation in den trockenen Flußsanden einen Bau angelegt hat und in diesem zugrunde gegangen sei. Da der lebende Steppeniltis aber seine Baue fast nur in festem, trockenen Lehmboden anlegt, dürfte diese Möglichkeit ausscheiden.

Die Begleitfauna entspricht in ihrer Zusammensetzung der Tiergesellschaft der Weichselkaltzeit, wie sie aus den Niederterrassen der Flüsse Nordwestdeutschlands von zahlreichen Fundstellen her bekannt ist. Eine genauere Aussage über die zeitliche und klimatische Stellung der Terrassensedimente erlaubt sie aber nicht. Dazu müßten unsere Kenntnisse über den Formbestand der älteren Abschnitte der Weichselkaltzeit in unserer Gegend wesentlich besser als zur Zeit sein. Daß Unterschiede sich bei zunehmender Erforschung des Wärm-Kaltzeit-Komplexes ergeben werden, scheint mir mit MUSIL ziemlich sicher (MUSIL 1964, MUSIL-VALOCH 1966). Keinesfalls ergeben sich aber Widersprüche zu einem angenommenen Alter, das jünger als 37 000 Jahre ist.

Begleitfauna:

- Megaloceros giganteus* (BLUMENB.)
Rangifer tarandus L.
Bos primigenius BOJ.
Bison priscus (BOJ.)
Mammonteus primigenius (BLUMENB.)
Coelodonta antiquitatis (BLUMENB.)
Equus caballus sspec. (untermittelgroß)

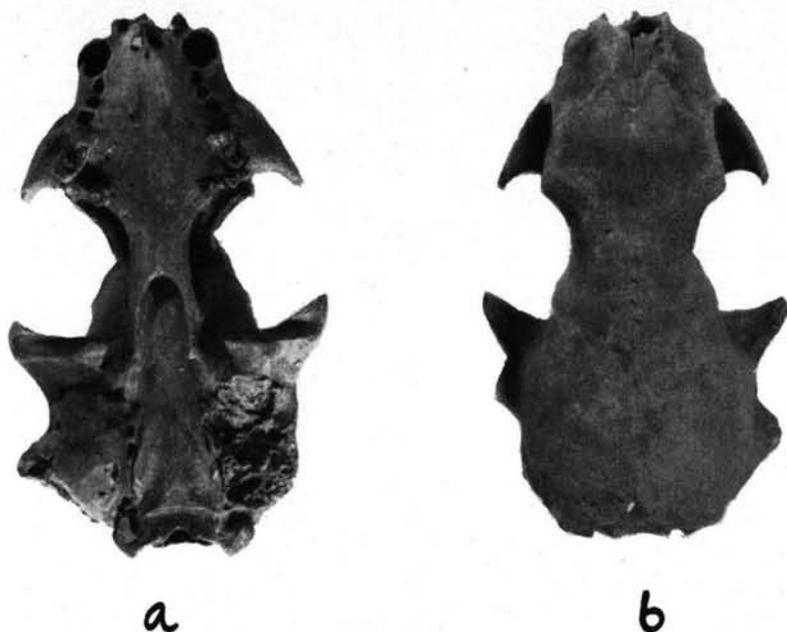


Abb. 1. *Mustela (Putorius) eversmanni soergeli* ÉHIK. Meitze, Niedersachsen.
 a Schädel, Unterseite, b Schädel, Oberseite. Nat. Gr.

2. Das Fundstück

Der Schädel gehörte einem erwachsenen Exemplar an. Er ist ziemlich vollständig, es fehlen nur die beiden Jochbögen, ferner sämtliche Zähne bis auf die beiderseitigen letzten Praemolaren und ersten Molaren. Die Farbe ist gleichmäßig hellbraun, die Zähne sind schwärzlich. Da Abrollungs- oder Scheuerspuren ganz fehlen, darf eine entsprechende Kürze oder überhaupt Mangel eines Transportweges angenommen werden, was allerdings keine Schlüsse über die Weite des Transportweges des Kadavers zuläßt.

Wie aus der Tabelle entnommen werden kann, besteht hinsichtlich der Zugehörigkeit zur Steppeniltis-Gruppe kein Zweifel. Die Breite der interorbitalen Einschnürung ist zwar verhältnismäßig bedeutend, die betreffenden Werte (3 und 4 der Tabelle) bleiben aber noch unterhalb der äußersten *putorius*-Werte. Ebenso entspricht die Form der Nasenöffnung den bei *M. eversmanni* anzutreffenden Verhältnissen (11—13 der Tabelle). Auch in weniger entscheidenden Merkmalen erweist sich die Zugehörigkeit als sicher, so z. B. in der Länge der Maxillarzahnreihe (Expl. Meitze: 33,2% der Basilarlänge, *M. putorius* 29.0—32.9) und in der geringen Größe des M¹ (Breite des M¹ in % der Länge der Maxillarzahnreihe, Meitze: 26.8%, *M. eversmanni* 26.5—28.4 m in einem Extremwert

32.0, *M. putorius* 29.5—34.4%). Die von den älteren Autoren angegebenen Unterschiede werden von HEPTNER (1964) noch ergänzt: *M. eversmanni*: Mastoidbreite größer als $1/2$ Condylolbasallänge, Jochbogenbreite größer als Mastoidbreite, Pterygoidfortsätze nicht oder kaum nach außen gebogen. Das Exemplar Meitze erweist sich auch hierin als eindeutig zu *M. eversmanni* gehörig. Bestehen also in dieser Hinsicht keine Zweifel an der Frage der artlichen Zugehörigkeit, so ist die Entscheidung nicht leicht zu treffen, ob das Stück ein weiblicher oder männlicher Schädel ist. ZAPFE glaubt ebenso wie seinerzeit HENSEL deutliche Zeichen für sexuellen Dimorphismus feststellen zu können (1966). Neben der bedeutenderen Größe wäre der männliche Schädel durch weiter ausladende Jochbögen und durch die bedeutendere Hinterhauptsbreite gekennzeichnet. Soweit eine Beurteilung bei der Beschädigung gerade dieser Teile überhaupt möglich ist, so scheint beim Exemplar Meitze das Hinterhaupt recht breit auszuladen (40 mm), die Jochbögen dürften hingegen nicht sehr stark ausgebuchtet gewesen sein, auch ist die Gesamtgröße eben nicht sehr bedeutend. Wahrscheinlich, aber nicht sicher, war das Exemplar Meitze ein Männchen.

Während heute außerhalb Rußlands der Steppeniltis nur als Unterart von *M. (P.) putorius* angesehen wird (z. B. ELLERMANN und MORRISON-SCOTT 1951) tritt HEPTNER sozusagen als Sprecher der russischen Forscher in einer vor kurzem erschienenen Arbeit (1964) mit, wie mir scheint, guten Gründen morphologischer, ökologischer und zoogeographischer Natur für die Beibehaltung der artlichen Selbständigkeit von *M. (P.) eversmanni* ein. Für die aus dem Auftreten des Steppeniltis in Meitze zu ziehenden klimatischen Schlüsse sind diese Probleme taxionomischer Art ohnehin von untergeordneter Bedeutung. Trotzdem scheint es angebracht, in aller Kürze der Frage nachzugehen, ob der pleistozänen Form West- und Mitteleuropas der Rang einer selbständigen Unterart zuzugestehen sei. Unterschiede zum rezenten osteuropäischen bzw. ungarischen Steppeniltis glaubt schon SOERGEL 1917 feststellen zu können, er billigt dem pleistozänen Vertreter unterartliche Selbständigkeit zu, verzichtet aber auf eine Namensgebung. Dies besorgt erst ÉHIK 1928, der die Form *M. (P.) eversmanni soergeli* benennt (N. B. *Putorius godoni* DUBOIS 1919 ist nomen nudum, teste KOPY 1951). Wenn die artliche Selbständigkeit von *M. eversmanni* bezweifelt wird und man der pleistozänen Form dennoch eine gewisse Sonderstellung einräumen möchte und nicht in „*M. (P.) putorius eversmanni* LESS.“ aufgehen läßt, so bliebe als mögliche Benennung nur *M. (P.) putorius soergeli* übrig. Nach SOERGEL, ÉHIK u. a. weichen die mitteleuropäischen Steppeniltisse durch ihre bedeutendere Größe und durch die Zweiwurzeligkeit des P² von den modernen Vertretern des Formenkreises ab. Was die Größe angeht, so weist HEPTNER aber darauf hin, daß die in Westsibirien lebenden Angehörigen „Rieseniltisse“ seien. Das Primitivmerkmal „Zweiwurzeligkeit des P²“ tritt beim Eiszeit-Steppeniltis zwar sehr häufig, aber nicht durchgehend auf. Auch bei dem Exemplar Meitze war der P² nur einwurzelig. Umgekehrt ist auch bei 40% der rezenten ungarischen Steppeniltisse der P² (noch ?) zweiwurzelig. Dieses Merkmal rechtfertigt also nicht die Abtrennung einer selbständigen pleistozänen Unterart. Über die Stellung der pleistozänen Form kann daher endgültig erst entschieden werden, wenn Vergleiche auch mit den rezenten asiatischen Verwandten angestellt wurden, da es nicht unmöglich ist, daß jene mit den westsibirischen Iltissen ident ist. Da aber immerhin eine gewisse Einheitlichkeit der pleistozänen Populationen gegeben erscheint, sollte wenigstens vorläufig die Bezeichnung *M. (P.) eversmanni soergeli* ÉHIK beibehalten werden.

3. Zeitliches Auftreten in Mittel- und Westeuropa

Eine befriedigende Antwort auf die Frage nach dem zeitlichen Auftreten von *M. (P.) eversmanni soergeli* ÉHIK kann derzeit nicht gefunden werden. Die Einstufungen, soweit sie in der älteren Literatur vorgenommen wurden, entsprechen nicht unserem heutigen Kenntnisstande von der Feinstratigraphie des Würm. Ausdeutungen älterer Berichte sind aber bedenklich, wenn nicht unmöglich. Dazu kommen aber noch Schwierigkeiten grund-

Tabelle 1

Maßtabelle

	<i>M. eversmanni soergeli</i> ÉHIK			<i>M. putorius</i> (rez.) n. SOERGEL 1917 bzw. HENSEL 1887 n. SOERGEL 1917
	Meitze	Fuchslucken		
		♂ n 3 n. ZAPFE 1966	♀ n 2 (3) n. ZAPFE 1966	
1 Basilarlänge (VRand F.magn.- HRand mittl. I-Alv.)	62.5	63.3 — 66.2	58.0 — 60.0	57.0 — 66.3 n 89
2 Condylbasallänge	65.5	68.0 — 71.0	62.0 — 65.0	—
3 Br. d. postorb. Einschnürung	14.1	12.8 — 14.4	11.5 — 13.0	14.4 — 18.2 n 88
4 4 in ‰ von 1	22.5	18.3 — 21.1	18.5 — 18.7	23.9 — 31.2
5 L. d. Gaumes (HRand mittl. I-Alv. — Mitte Choanenrand	31.4	32.0 — 33.7	30.0 — 40.0	24.3 — 33.1 n 89
6 L. VRand C-Alveole — HRand M ¹ -Alveole	20.7	20.5 — 21.1	19.2 — 19.6	—
7 Kl. Br. d. Pal.	7.3	7.7 — 8.7	6.7 — 7.2	7.0 — 8.4 n 12
8 Br. über URand For. infraorb.	19.4	20.5 — 21.2	18.0 — 18.7	18.8 — 23.3 n 12
9 Br. über ARand d. M ¹ -Alv.	22.5	25.5 — 25.8	21.5 — 22.7	22.6 — 25.1 n 6
10 Br. über P ⁴ -Alveole (vorn-außen)	18.3	21.0 — 21.3	18.3 — 20.0	—
11 Gr. H. d. Nasenöffnung	7.5	7.7 — 8.2	6.8 — 7.0	8.0 — 10.0 n 12
12 Gr. Br. d. Nasenöffnung	8.6	8.4 — 9.0	7.0 — 8.2	7.6 — 8.6 n 12
13 11 in ‰ von 12	91.0	91.1 — .2	85.3 — 97.1	102.6 — 120.6
14 L. P ⁴	7.2	—	—	—
15 Br. M ¹	5.6	—	—	—

sätzlicher Art, welche der genauen Datierung von Funden aus Lössen und Höhlensedimenten entgegenstehen (s. u.).

ROHDENBURG (briefl. Mitt.) hat in der Lößserie des Biedensteg-Aufschlusses (s. u.) einen interglazialen Boden gefunden. Demnach könnte mit einer schon rißzeitlichen Anwesenheit des Steppeniltis in Mitteleuropa gerechnet werden. Eine solche ist aber bislang nicht nachgewiesen, sei es, daß das Fehlen des Steppeniltis auf ihm nicht zusagende Umweltsbedingungen zurückzuführen ist, sei es, daß nur Erhaltungslücken vorliegen. Auch anderen Orts sind präwürmzeitliche Funde unbekannt, obwohl die Art seit langem in Osteuropa und Asien gelebt haben muß.

Der älteste Beleg stammt aus dem Oberen Travertin I des Profiles Ehringsdorf und ist daher in das ausgehende Eem oder in ein sehr frühes Würm einzustufen (KAHLKE 1957/58, GUENTHER 1958). Weitere Altersangaben (auswahlweise) lauten auf:

„Mousterien“: Höhle b. Liesberg (KOBY 1951)

„Altwürm“: Sirgenstein (SOERGEL 1917)

„Aurignacien-Magdalenien“: Kohlerhöhle im Kaltenbrunnertal
(KOBY 1951)

„Spätaurignacien-Frühmagdalenien“: Nikolaushöhle bei Veringenstadt
(Hohenzollern) (HELLER 1936)

„Magdalenien“: Weinberghöhlen bei Mauern (HELLER 1955)

„Hochmagdalenien“: Hohlefels bei Hütten (STEHLIN 1933).

Obwohl die Altersdatierungen durch die älteren Autoren vom heutigen Standpunkt aus nur als allgemeine Hinweise zu gelten haben, kann doch nicht bezweifelt werden, daß die Anwesenheit des Steppeniltis für verschiedene Zeitabschnitte des Würm gesichert erscheint. Es fällt auf, daß für keinen Fund spätmagdalenenes Alter angegeben wird. Auch aus klimatologischen Erwägungen ist sein Rückzug aus den westlichen Teilen seines europäischen Areals zu diesem Zeitpunkt ziemlich wahrscheinlich. Reliktvorkommen in Süddeutschland auch im späten Würm wären nicht unmöglich (Mauern [?], HELLER 1955). Nicht zu entscheiden ist beim derzeitigen Kenntnisstande allerdings, ob *M. evermanni* zu wiederholten Malen aus seinen östlichen Stammgebieten während ihm zusagender klimatischer Phasen nach Mittel- und Westeuropa zuwanderte oder ob er, wenn zeitweise auch auf Teilareale beschränkt, während des ganzen Würms, sieht man von dessen Endabschnitte ab, hier gelebt hat, was nicht unwahrscheinlich sein dürfte (s. u.).

Als Ergebnis kann festgehalten werden:

a. Gesicherte präwürmzeitliche Vorkommen sind bislang nicht bekannt. Bis auf weiteres hat daher *M. evermanni* als zeitliche Leitform des Würm im westlichen Mittel- und Westeuropa zu gelten. Im Spätwürm scheint er sich aber aus diesen Gebieten zurückzuziehen, ob auch aus den östlichen Teilen Mitteleuropas sei dahingestellt (vgl. die gegensätzlichen Auffassungen von ÉHİK (1928) und HEPTNER (1964)).

b. Da *M. evermanni* zumindest im westlichen Mitteleuropa und Westeuropa zu wiederholten Malen während des Würm erscheint, sofern er nicht überhaupt in Teilarealen dauerndes Faunenelement ist, eignet er sich nicht, ältere und jüngere Abschnitte des Würm zu unterscheiden.

4. Die klimageschichtliche Bedeutung und die ökologischen Ansprüche in Gegenwart und Vergangenheit

Die Eignung von fossilen Säugetieren zur Ermittlung klimatischer Verhältnisse braucht im einzelnen nicht dargelegt zu werden, obwohl gerade in den letzten Jahrzehnten in dieser Hinsicht Zweifel geäußert wurden oder zumindest ihren Resten nicht die Beachtung geschenkt wurde, die ihnen zukommt. Auf die grundsätzlichen, auch heute noch gültigen Darlegungen von NEHRING 1890, SOERGEL 1919, 1940 zuletzt auch von E. JA-

COBSHAGEN (1963) darf verwiesen werden. Auf die besonderen Schwierigkeiten, die sich einer Ermittlung der klimatischen Zustände gerade bei den wichtigsten Sedimenten des jüngeren Quartärs, den Lössen und Höhlenablagerungen entgegenstellen, muß allerdings mit allem Nachdruck hingewiesen werden. Was die Lössse angeht, so waren gerade während den Hauptakkumulationsphasen die betreffenden Biotope von einer Vielzahl von Steppensäugern bewohnt, die subterran lebten, entweder dauernd oder doch während der ungünstigen Jahreszeiten bzw. des nachts, und dabei durch ihre Grab- und Wühltätigkeit das ungestörte Sedimentwachstum stark beeinträchtigten, vor allem aber die Skeletteile bereits fossil gewordener Organismen dislozierten (vgl. Tab. S. X). Viele der in Wohnbauten lebenden Säuger werden in diesen auch zugrunde gegangen sein. Da sie imstande sind, bis zu drei Meter tiefe Baue anzulegen (*Marmota bobak* MÜLL.) wird sich in diesem Falle das Fossilager erheblich tiefer befinden, als dem damaligen Lebensbereich auf der Oberfläche entspricht. Wenn fossile Bodenbildungen knochenführend sind (ein gleiches gilt im übrigen auch von Gastropoden), so liegt der Verdacht nahe, daß darin keine zeitlichen und ökologischen Bezüge zum Boden zum Ausdruck kommen, sondern daß nach Abschluß der Bodenbildung, vielleicht sogar zu einem erheblich späteren Zeitpunkt, diese nur den Untertage-Lebensraum der Subterrannen abgegeben hat, besonders wenn bedacht wird, daß einer intensiven Bodenbildung rasch die organischen Inhalte karbonatischer Natur zum Opfer fallen werden. Weiter ist zu beachten, daß bekanntermaßen die Löß-Erosion — von Schwemm- und Solifluktsions-Lössen ist ohnehin ganz abzusehen — nicht nur von der Oberfläche her angreift, sondern auch intrasedimentär wirksam wird. Kondensationserscheinungen am Fossilinhalt sind daher durchaus möglich. Ähnliches gilt von den Höhlensedimenten. Die Höhlenbewohner irgendwelcher Art einschließlich des Menschen werden durch ihren Aufenthalt unvermeidlich die Schichtfolge spontan und auch nachträglich verändern (vgl. hierzu auch die Ausführungen von HELLER 1955). Nicht immer werden daher Fossilager und umgebendes Sediment bei diesen Bildungen eine synchrone Einheit bilden, wobei im Einzelfalle oft gar nicht die Möglichkeit bestehen wird, die zeitlichen Beziehungen eindeutig zu klären. Feinstratigraphische Untersuchungen können daher unter diesen Voraussetzungen nur mit größter Vorsicht angestellt werden. Nicht unähnlich ist im übrigen die Lage auch bei fluviatilen Ablagerungen mit ihren mannigfachen Umlagerungsvorgängen, allerdings meist quasisynchroner Art. Auf der anderen Seite sprechen aber bestimmte Erfahrungen dafür, daß sich sowohl in Lössen wie in Höhlen gewisse, zeitliche und ökologische Faunenkomplexe ausgliedern lassen, die den Eindruck einer verhältnismäßigen Einheitlichkeit machen (s. Modell 3, S. X). Vielfach wird aber gerade von ökologischer Seite her die Notwendigkeit empfunden werden, die im ganzen gesehen doch groben Komplexe in ökologische und damit vielfach auch zeitliche Abfolgen aufzugliedern; die oben dargelegten Verhältnisse setzen dem aber eine natürliche Grenze, die nach den derzeit gegebenen methodischen Bedingungen nicht durchbrochen werden kann.

Das besagt aber nicht, daß Formen, denen an und für sich ein ökologischer Leitwert zukommt, durch diese Umstände entwertet würden. Nur der genaue Zeitpunkt, wann die durch die Leitform angezeigten Klimaverhältnisse geherrscht haben, läßt sich vielfach nicht feststellen. Im schlimmsten Falle bleibt nur die Aussage übrig, zu „irgendeinem“ Zeitpunkt müssen während der Ablagerung eines Sedimentkörpers oder mindestens in engerer zeitlicher Nachbarschaft zu diesem Vorgange Klimabedingungen geherrscht haben, welche den ökologischen Ansprüchen der betreffenden Art oder Unterart genügt haben.

Um das ökologische Verhalten des Steppeniltis festzustellen, eröffnen sich die auch sonst üblichen Wege, nämlich Beobachtung der gegenwärtigen Lebensweise sowie die Ermittlung der lithofaziellen und biofaziellen „Umwelt“ bei Fossilvorkommen. Ergeben sich auffallende Verschiedenheiten zwischen den beiden Befunden, dann erscheint der

Verdacht begründet, die fossile Form stelle auch bei artlicher Identität eine aus der Gegenwart unbekannte Unterart oder Rasse mit einem abweichenden ökologischen Verhalten dar.

Die biologischen Daten der Steppeniltis-Gruppe (Unterarten von *M. evermanni*) sind nach OGNEW (1959) und HEPTNER (1964):

Biotope: Halb- und Vollsteppe, Wüste, Hochgebirge, vereinzelt südliche Taiga (offene Stellen).

Geographische Breite: 28° bis etwas über 60° (s. Abb. 2), daher nicht in Kontakt mit der hocharktischen Gruppe. Teilkontakte mit der südlichen subarktischen Gruppe (über die ökologischen Gruppen s. S. X).

Wohnung: Unterirdische Bauten in Verbindung mit Vorrathaltung.

Nahrung: Stenophag carnivor, bevorzugt Angehörige der Gattung *Citellus*, daneben Hamster, Springmäuse und echte Mäuse.

Arealausweitungsverhalten: Nach HEPTNER sind die asiatischen Areale ziemlich stabil, anscheinend mit einer leichten Tendenz aus dem Steppengürtel in die nördliche Waldsteppe einzudringen. Die Steppenpopulationen Osteuropas weiten dagegen ihr Areal in der jüngsten Gegenwart fast explosionsartig nach N und NO aus, dort offenbar in die neu entstehende Kultursteppe eindringend. Von 1930—1956 wurde die Nordgrenze in Karelien etwa 300 km weit nach N vorgeschoben, was einer jährlichen Arealausweitung von durchschnittlich 12 km entspricht.

Die Lebensansprüche sind also: Winterkaltes, aber sommerwarmes bis -heißes Klima außerhalb des Dauerfrostbodengebietes (eigene Wohnbauten, subterrane Lebensweise der Hauptbeutetiere, s. Tabelle S. X), offene Landschaften, Vorhandensein von zahlreichen Nagetieren, insbesondere von Zieselarten.

Die ökologische Valenz ist also gering, was ihn zu einer guten Leitform macht.

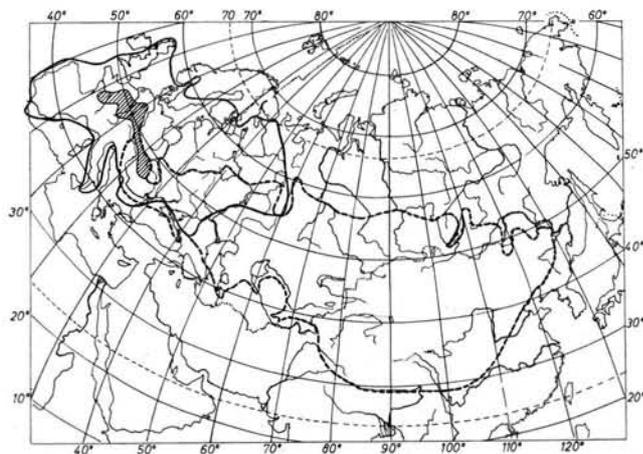


Abb. 2. Die Areale von *M.(P.) putorius* (ununterbrochene Linie) und *M.(P.) evermanni* (gestrichelt); Konturen des Areals von *M.(P.) putorius* außerhalb der UdSSR mit Korrekturen nach VAN DER BRINK (1958), nach HEPTNER 1964. Das Mindestareal von *M.(P.) evermanni soergeli* (schraffiert) wurde auf Grund der vorliegenden Fundortsangaben in die Karte von HEPTNER durch den Autor eingetragen.

Das ökologische Verhalten von *M. evermanni* im europäischen Würm wurde an Hand von drei „Modellen“ zu überprüfen versucht. Da aus den oben dargelegten Gründen der Sedimentbeschaffenheit dabei nur eine zweitrangige Bedeutung zukommt, bildet daher die ökologische Analyse der „Begleitfauna“ bzw. der faunistischen Abfolge die Hauptstütze.

Die Säugetiere wurden fünf verschiedenen Gruppen zugeteilt, und zwar:

- Steppengruppe
- Mitteleuropäische Gruppe
- Subarktische Gruppe
- Hocharktische Gruppe
- Gruppe von unsicherem ökologischen Charakter.

Im einzelnen ist dazu folgendes zu bemerken:

Steppengruppe: Umfaßt die Bewohner der heutigen osteuropäischen und asiatischen, nördlichen semiariden und ariden Gebiete ohne Aufgliederung in eine „wärmere“ und „kältere“ Fazies. Kleinsäuger hauptsächlich grabend und wühlend (s. Tab. S. X).

Mitteleuropäische Gruppe: Aus der Gegenwart aus Mitteleuropa bekannt. Der ökologische Leitwert ist verhältnismäßig gering, da es sich meist um Arten mit einem sehr großen Areal handelt. Von Wichtigkeit wäre die Identifizierungsmöglichkeit mit den jeweiligen heutigen Unterarten, die in der Regel ein bestimmtes ökologisches Verhalten zeigen. Nur an Hand von osteologischem Material ist dies aber nur selten möglich. Im ganzen gesehen spricht aber eine Dominanz dieser Gruppe gegen das Bestehen strenger und einseitiger Klimabedingungen.

Subarktische Gruppe: Dazu wurden die Bewohner des heutigen nördlichen Waldgürtels und der südlichen Tundragebiete gezählt.

Hocharktische Gruppe: Heute ausschließlich auf die baumfreien, nördlichen Tundragebiete beschränkt. Keine Grab- und Wühlformen (s. Tab. S. X).

Gruppe von unsicherem ökologischen Charakter: Dazu gehören sämtliche ausgestorbenen Formen, deren Ökologie nur auf indirektem Wege, behaftet mit Unsicherheitsfaktoren, erschlossen werden kann. Bei den untersuchten Modellen haben wir es zwar ausschließlich mit den Großsäugern der „Kaltzeiten“ zu tun. Da trotz scheinbar guter Kenntnis der in Betracht kommenden Formen deren ökologische Ansprüche — offenbar von Unterart (Okorasse) zu Unterart etwas verschieden — im einzelnen noch mehr oder weniger unbekannt sind, kommt ihrer Anwesenheit meist nur der Erkenntniswert „glaziale“ oder „interglaziale“ Temperaturverhältnisse zu. Wenigstens derzeit kann in der Regel nicht auf „Steppe“, „Steppenwald“, „subarktische oder hocharktische Tundra“ usw. entschieden werden.

Modell 1: Fuchslucken (N.Oestr.) (EHENBERG 1966)

Gestein und Schichtmächtigkeit:	sandig-schluffige Höhlensedimente, über 2 m
Paläontologische (säugetierpaläontologische) Datierung:	Sicheres Würm, wahrscheinlich mittlere Abschnitte, Spätwürm kann ausgeschlossen werden
Prähistorische Datierung:	wahrscheinlich Aurignacien, Szeletien oder Gravettien, kaum Magdalenien
Horizontierung:	Höhle hauptsächlich besiedelt durch Höhlenhyäne und -bär, daneben eingangsnah auch durch kleinere Raubtiere (Fuchs, Dachs, Iltis), daher gesicherte Aufgliederung in einzelne Horizonte nicht möglich
Ökologische Gruppen:	<p>Steppengruppe: 10 Arten (<i>Mustela eversmanni soergeli</i> ЭИИК¹⁾, <i>Lepus europaeus</i> PALL., <i>Ochotona pusilla fossilis</i> GERNV., <i>Citellus citellus citelloides</i> KORM., <i>Allactaga cf. major</i> KERR, <i>Cricetus cricetus</i> L., <i>Clethrionomys glareolus isticus</i> MILL., <i>Microtus (Stenocranius) gregalis</i> PALL., <i>Equus (Equus) cfr. chosaricus</i> GROMOVA.</p> <p>Subarktische bis (hocharktische) Gruppe: 6 Arten (<i>Alopex lagopus</i> L., <i>Gulo gulo</i> L., <i>Lepus timidus</i> L., <i>Sicista betulina</i> PALL., <i>Microtus oeconomus ratticeps</i> KAYS. u. BLAS., <i>Rangifer tarandus</i> L.</p>

1) Vorherrschende Arten sind durch Sperrung gekennzeichnet.

Ökologische
Gruppen:

Hocharktische Gruppe:

Lemmus lemmus L. (Anwesenheit fraglich), *Dicrostonyx henseli* HINT. (sehr selten)

mitteleuropäische Gruppe:

11 Arten (*Canis lupus* L., *Vulpes vulpes* L., *Meles meles* L., *Mustela* cfr. *erminea* L., *M. nivalis* L., *Martes* cfr. *martes* L., *Talpa europaea* L., *Castor fiber* L., *Arvicola terrestris scherman* SHAW, *C. elaphus* sspec., *Bison bonasus* L. (Anwesenheit fraglich), *Microtus arvalis-agrestis*-Gruppe)

ökologischer Leitwert unsicher, vermutlich bes.

Waldsteppe und Steppe und Tundra (?):

8 Arten (*Crocota spelaea* (GOLDF.), *Ursus spelaeus* ROSENEM., *Panthera spelaea* (GOLDF.), *Megaloceros giganteus* (BLUMENB.), *Bison priscus* (BOJ.), *Mammonteus primigenius* (BLUMENB.), *Coelodonta antiquitatis* BLUMENB., *Equus* (? *Asinus*) *hidruntinus* REG.

Deutung:

Wechsel und/oder Verzahnung von Halbsteppe (Seltenheit bzw. Fehlen der Charakterformen der Vollsteppe, sämtliche dominante Arten kommen auch heute noch im Gebiet vor) und Wald bzw. Steppenwald mit wenigen, schwachen Vorstößen der subarktischen und — kaum angedeutet — der hocharktischen Gruppe; „wärmste“ Variante der drei Modelle.

Modell 2: Mauer bei Heidelberg (Oberrheintalgebiet) (WURM 1913)

Gestein und

Schichtmächtigkeit: einige Meter Löß

Säugetierpaläontologische

Datierung:

Sicheres Würm

Horizontierung:

Da Bodenwühler vorhanden sind, ist eine sichere Horizontierbarkeit nicht möglich.

Ökologische

Gruppen:

Steppengruppe:

3 Arten²⁾ (*M.[P.] eversmanni soergeli* ÉHIK, *Citellus major* PALL., *Lepus europaeus* L.)

subarktische Gruppe:

2 Arten (*Microtus oeconomus ratticeps* KAYS. u. BLAS., *Rangifer tarandus* L.)

mitteleuropäische Gruppe:

4 Arten (*Talpa europaea* L., *Arvicola terrestris* L., *Microtus arvalis* PALL., *Vulpes vulpes* L.)

Unsicher: *Equus spec.*

Deutung:

Sieht man von dem wesentlich ärmeren Formenbestand ab, so entspricht Mauer ökologisch der Fuchsluckenfauna, d. h. Wechsel und/oder Verzahnung von Halbsteppe (s. Modell 1) und Wald bzw. Steppenwald mit schwachen Vorstößen der sub- und hocharktischen Gruppe.

Modell 3: Lehmgrube „Biedensteg“ bei Bad Wildungen (N.Hessen)

(JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE, R., JACOBSHAGEN, V. 1963)

Gestein und

Schichtmächtigkeit:

Lösse mit Fließerden und interwürmzeitlicher Bodenbildung; 6 m

Geologische

Datierung:

Altwürm-Paudorfer Bodenbildung - Jungwürm;

ROHDENBURG erwägt eine interglaziale Bodenbildung, danach wären die liegenden Lösse rißzeitlich (briefliche Mitteilung). Die Altersfrage ist für unsere Fragestellung von untergeordneter Bedeutung; sollten die liegenden Lösse rißzeitlich sein, so würde ihre Steppenfaunen eine der ältesten ihrer Art in Mittel- und Westeuropa sein; zugleich wäre es auch der älteste zeitliche Beleg für *M.(P.) eversmanni*.

Säugetierpaläontologische

Datierung:

Wie in der obengenannten Arbeit ausgeführt, sind Artbestand und -gesellschaft für würmzeitliche Sedimente charakteristisch. Dem kann voll

2) Die Benennung der Arten folgt dem derzeitigen Stand der Nomenklatur.

beigepflichtet werden. Es muß allerdings bedacht werden, daß Steppenfaunen aus dem Riß kein wesentlich anderes Bild bieten würden. Andererseits darf der Hinweis auch nicht unterbleiben, daß von säugetierpaläontologischer Seite kein hinreichender Grund besteht, die liegenden Lösses ins Altwürm einzustufen, wozu ausreichendes Material von Großsäugern vorhanden sein müßte. Nur mit Hilfe der Kleinsäuger läßt sich, wenigstens zur Zeit, die Frage nicht entscheiden. Es genügt in diesem Zusammenhang die generelle Feststellung „höchstwahrscheinlich Würm“. Die Faunenführung beschränkt sich im wesentlichen auf den älteren Lößkomplex, aus der jüngeren Lößabfolge liegen nur sehr dürftige Reste einer Tundren(?) - Fauna vor.

Ökologische Gruppen:

Der ältere Lößkomplex kann in vier Horizonte aufgegliedert werden. Nach Anzahl der Reste erlaubt nur der Horizont III eine statistische Auswertung. Bei einer Häufigkeit von grabenden Formen ist die genaue Horizontierbarkeit im einzelnen problematisch. Murmeltierbauten scheinen nachweisbar.

Horizont I: 1.7—2.4 m Tiefe im Gesamtprofil, im Hangenden des älteren Lößkomplexes unterhalb der Bodenbildung.

Steppengruppe:

5 Arten (*M.[P.] eversmanni soergeli* ЭИИК, *Citellus major* PALL., *Allactaga major* KERR, *Marmota bobak* ? MÜLL., *Ochotona pusilla* PALL.)

Mitteleuropäische Gruppe:

4 Arten (*Vulpes vulpes* L., *Meles meles* L., *Sus scrofa* L., *Cervus elaphus* sspec. (sub *C. spec.*)

unsicher: 3 Arten (*Crocota spelaea* (GOLDF.), *Megaloceros giganteus* (BLUMENB.), sub *Cervus megaceros germaniae* POHL.), *Equus caballus* sspec. (sub *E. germanicus* NEHR.)

Deutung:

Wärmere Vollsteppe, später übergehend in Wald (Bodenbildung!), keine arktischen Einstrahlungen.

Horizont II: 2.4—3.0 m Tiefe

Subarktische Gruppe:

3 Arten (*Alopex lagopus* L., *Ursus arctos* L., *Rangifer tarandus* L.)

Unsicher: 2 Arten (*Equus caballus* sspec. (sub *E. germanicus* NEHR.), *Mammonteus* spec. (sub *Elephas (M.) primigenius* BLUMENB.))

Deutung:

Grenzgebiet Wald-Tundra

Horizont III: Gewöllschichten) 3.0—3.3 m Tiefe

Steppengruppe:

5 Arten *Microtus (Stenocranius) gregalis* PALL., 60.2% d. Microtini, *Phodopus sungorus* PALL., *Citellus major* PALL., *Allactaga major* KERR, *Ochotona pusilla* PALL.)

Subarktische (bis hocharktische) Gruppe:

Microtus nivalis MART., 1.4%, *M. oeconomus ratticeps* KAYS. u. BLAS., 9.8%, *Alopex lagopus* L.

Hocharktische Gruppe:

2 Arten (*Dicrostonyx henseli* HINT., 7.5%, *Lemmus lemmus* L. 0,4%)

Mitteleuropäische Gruppe:

8 Arten (*Sorex araneus* L., *S. minutus* L., *Talpa europaea* L., *Canis lupus* L., *Mustela vulgaris* ERXL., *Arvicola terrestris* L., *Clethrionomys glareolus* 4.6% *Microtus agrestis-arvalis*-Gruppe, 10.1%)

Unsicher: 2 Arten (*Lepus* spec., *Microtus brandi* BRUNN. (zweifelhafte Art))

Deutung:

kalte Steppe (Dominanz von *M. gregalis*) in Biotopverzahnung mit Tundra, Feuchtstellen und begünstigteren Standorten, Grenzen oszillierend, vermutlich nach unten übergehend in wärmere Steppe, kälteste, kurzwährende Phase der Abfolge

Horizont IV: 3.3—6.0 m Tiefe

Steppengruppe:

7 Arten (*M.[P.] eversmanni soergeli* ЭИИК? (sub *P. putorius* L., da das Objekt aber spezifisch nicht bestimmbar ist, eher *M. eversmanni* als *M. putorius*), *Ochotona pusilla* PALL., *Citellus major* PALL., *Allactaga major* KERR, *Marmota* spec., *Phodopus sungorus* PALL., *Microtus gregalis* PALL.; außerdem Murmeltierbauten

Ökologische
Gruppen:

Subarktische Gruppe:

3 Arten (*Alopex lagopus* L., *Microtus oeconomus ratticeps* KAYS. u. BLAS., *Rangifer tarandus* L.

Hocharktische Gruppe:

2 Arten (*Lemmus lemmus* L., selten, *Dicrostonyx henseli* HINT., 1 Exemplar unmittelbar unter dem Horizont III)

mitteleuropäische Gruppe:

9 Arten (*Erinaceus europaeus* L., *Talpa europaea* L., *Sorex araneus* L., *S. minutus* L., *Neomys* spec. (sub *N. fodiens* SCHREB.), *Vulpes vulpes* L., *Meles meles* L., *Arvicola terrestris* L., *Clethrionomys glareolus* L., *Microtus agrestis-arvalis*-Gruppe

Unsicher: 10 Arten (*Crocota spelaea* (GOLDF.), *Lepus* spec., *Microtus brandi* BRUNN. (s. o.), *Cervus elaphus* sspec. (sub *C. spec.*), *Megaloceros giganteus* BLUMENB.) (sub *Cervus megaceros germanicus* POHL.), *Bison priscus* BOJ., *Mammothus primigenius* (BLUMENB.), *Coelodonta antiquitatis* (BLUMENB.) (sub *C. lenensis* PALL.), *Equus caballus* sspec. (sub *E. germanicus* NEHR.), *E. hemionus* PALL. oder ? *Asinus hidruntinus* REG. (sub *E. hemionus* PALL.)

Deutung:

Zu oberst Tundra-Kalte Steppe nach unten rasch übergehend in eine Biotop-Verzahnung von Steppenwald und wärmerer Vollsteppe mit Feuchtstellen mit stark oszillierenden Grenzen, die Ausdruck kurzfristiger Klimaschwankungen sein dürften.

Aufgrund dieser Modelle können folgende Vorstellungen über die Umweltsprüche von *M. eversmanni soergeli* erhoben werden:

a. Der fossile Steppeniltis ist keine ökologische Sonderform, da er in Gesellschaft von anderen Steppentieren auftritt. Bezeichnenderweise wird er in allen Fällen von Zieselarten begleitet, die offenbar ebenso wie in der Gegenwart auch in der Vergangenheit seine Hauptnahrung bildeten. Dies gilt im übrigen auch für die überwiegende Mehrzahl seiner anderen, hier nicht erwähnten pleistozänen Vorkommen. Wie schon SOERGEL (1919) hervorhebt, ist zwar bei der einen oder anderen Art bei klimatischen Änderungen die Entstehung von neuen Ökorassen denkbar, daß aber eine gesamte Biozönose sich ökologisch umformt, widerspricht allen Erfahrungen.

b. Solche Umprägungsvorgänge wären allenfalls noch vorstellbar, wenn eine Biozönose durch Umweltsänderungen aus dem gesamten bisherigen Areal verdrängt würde, ohne daß sich Ausweichmöglichkeiten in äquivalente Biotope geboten hätten. Das mag im kaltzeitlichen Eurasien am ehesten noch für die arktische, subarktische und alpine Gruppe zutreffen, die das wachsende Eis vor sich herschob, nicht aber für die östlichen Steppengesellschaften, die keinem solchen Druck ausgesetzt waren.

c. Sind irgendwo Gesellschaften der wärmeren oder kälteren östlichen Steppe in Mittel- und Westeuropa anzutreffen, dann haben Umweltsverhältnisse geherrscht, die auch den heutigen Lebensansprüchen genühten, da anderenfalls die Arealausweitung unverständlich wäre (über die Bedeutung der Arealverschiebungen in ost-westlicher Richtung zuletzt besonders E. JACOBSHAGEN 1963).

d. Die Rekonstruktion der Umwelt kann daher mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit für *M. eversmanni soergeli* nach den für die Steppeniltis-Gruppe heute ermittelten Daten vorgenommen werden. Sie lautet: Offene Landschaften (Gräser- und Kräutersteppen) mit mäßigen bis geringen Niederschlägen in winterkalten, aber sommerwarmen Klimaten außerhalb des Dauerfrostbodenbereiches (s. auch Tabelle S. X).

e. Über die Vegetation der kaltzeitlichen Steppen in Europa liegen Untersuchungen von FRENZEL vor (1964, 1967). — Vorherrschend waren teils Gräser, teils Kräuter, vor allem *Artemisia*-Arten, Chenopodiaceen und andere, mehr oder weniger halophile Gewächse. Das ist die gleiche Vegetation, wie sie in den heutigen Hauptverbreitungsbereichen des Steppeniltis vorkommt. Zwischen den paläozoologischen und paläobotanischen Befunden bestehen demnach keinerlei Widersprüche.

Tabelle 2

Ökologie der wichtigsten Tundren- und Steppennager und
-lagomorphen des mitteleuropäischen Jungpleistozäns
in der Gegenwart

	Nördl.-südl. Breite (Angaben ungefähr)	Landschaft	Nahrung	Unterirdische Baute
Steppengruppe				
<i>Ochotona pusilla</i> PALL.	55°—30° (Hochgebirge, Unterarten!)	Zwergstrauch- bestände	Kräuter, bes. <i>Artemisia</i>	Kessel bis 0.7 m Tiefe
<i>Marmota bobak</i> MÜLL.	53°—28° (Hochgebirge, versch. Unter- arten!)	Steppe, Hochgebirge	Wurzeln, Kräuter	Kessel bis über 3 m
<i>Citellus citellus</i> L.	52°—40°	offene Lehm- steppe	zarte Kräuter u. Wurzeln	Kessel bis 2 m
<i>Citellus major</i> PALL. (meist sub <i>Colobotis</i> <i>rufescens</i> KAYS u. BLAS.)	56° (60°) — 45°	offene Lehm- steppe	Gräser, Kräuter	Kessel bis 2 m
<i>Allactaga major</i> KERR (meist sub <i>A. saliens</i> GMEL.)	52° — 45°	offene Lehm- steppe	Monocoty- ledon- Zwiebeln	tiefe Kessel
<i>Phodopus sungorus</i> PALL. (meist sub <i>Cricetulus phäus</i> PALL.)	Südsibirien Mongolei Mandschurei	offene Steppe	Samen (<i>Potentilla</i> , <i>Stipa</i> , <i>Allium</i> , <i>Iris</i> usw.), Insekten, bes. Käfer	horizontale Gänge m. Nestkammer (0.25—0.30 m)
<i>Microtus (Stenocranius)</i> <i>gregalis</i> PALL.	78° — 40° (Unterarten!)	offene Steppe (bes. Grassteppe) und ?	alle Steppen- pflanzen	Tiefe der Bauten ?
Subarktische Gruppe				
<i>Lepus timidus</i> L.	80° — 48°	Tundra, Wald, bewachsene Moore, Steppe	sehr verschieden- artig	—
<i>Microtus oeconomus</i> <i>ratticeps</i> KAYS u. BLAS.	70° — 48°	feuchte Ländereien	Cyperaceen, Wurzeln, Kräuter	oberflächlich
Hocharktische Gruppe				
<i>Lemmus lemmus</i> L.	70° — 59°	Moos- u. Zwergstrauch- tundra	bes. Moose, Gräser, Flechten, Wurzeln	—
<i>Dicrostonyx torquatus</i> PALL.-Gruppe (<i>D. guliemi</i> HINT. <i>D. henseli</i> HINT. im europäischen Pleistozän)	82° — Waldgrenze	Tundra	bes. <i>Carex</i> - Arten, <i>Eriophorum</i>	—

5. Der Steppeniltis in der Klimageschichte des Würm

Gegenstand der weiteren Überlegungen hat zu sein, in welchen Zeitabschnitten bzw. Klimaphasen innerhalb des mittel- und westeuropäischen Würms die Voraussetzungen für die Anwesenheit des Steppeniltis gegeben waren. Sind diese in den „Interstadialen“ oder „Stadialen“ zu suchen?

Interstadiale: Nach ziemlich übereinstimmender Auffassung war das Klima in wechselndem Ausmaße wärmer als zur Zeit der Stadiale; auch war der Wasserhaushalt für die Vegetation günstiger. Zumindest in den älteren Interstadialen sind daher Waldgesellschaften weit verbreitet gewesen. An mannigfachen paläobotanischen Belegen fehlt es nicht (FRENZEL 1967). Dafür sprechen auch bodenkundliche Forschungen an interstadialen Böden, u. a. im südlichen Nordwestdeutschland (ROHDENBURG u. MEYER 1966). Dies gilt insbesondere für die Altwürm-Böden; aber auch noch die Bodenbildung der Paudorf-Zeit dürfte in diesen Gebieten unter Waldbedeckung stattgefunden haben. Diese Annahme wird durch unveröffentlichte Untersuchungen über die Fauna und Flora von Schinna/Weser aus der Oberen Niederterrasse der Weser bestätigt. Die Alterswerte umfassen eine Spanne, die von 28 000 bis 32 000 reicht. Zwischen Paudorf und dem Bölling-Alleröd ist bislang Bewaldung weder botanisch noch pedologisch nachweisbar. Nach dem oben Gesagten geben aber interstadiale Waldlandschaften, auch wenn diese von Waldsteppe oder Steppenwäldern besetzt waren, für den Steppeniltis keine geeignete Biotope ab. Selbst wenn die Gegenwarts-Beobachtungen auf beginnendes Eindringen in die Waldsteppe zutreffen, so ist nicht vorstellbar, daß die ihn begleitenden Elemente (Ziesel, Pferdespringer, Murmeltiere, Zwerghamster) gleichfalls sich zu Waldbewohnern gewandelt hätten (s. o.) (s. Tabelle S. X). Höchstwahrscheinlich werden sich zwar in allen Interstadialen an geeigneten Orten größere oder kleinere Steppeninseln mit entsprechender Fauna und Flora gehalten haben (echte Steppenböden, die einem der bekannten Interstadiale zuzuordnen wären, sind allerdings bislang unbekannt). Sie sind aber nur Restbiotope für Gesellschaften, die sich in die Waldzeit hineingerettet haben, um bei Wiederkehr von für sie günstigeren Klimabedingungen wieder Großareale zu besetzen. Höchst unwahrscheinlich ist es aber, daß in irgendeinem Interstadial Steppeninseln am Nordrand der Mittelgebirge so ausgedehnt gewesen wären, daß sie als Heimat des Exemplares von Meitze in Betracht zu ziehen sind. Es muß hier vielmehr in einem Stadial gelebt haben.

Stadiale: Nach den bisherigen Überlegungen ist zu fordern, daß wenigstens zeitweise ein Klima geherrscht habe, das in Mittel- und Westeuropa den Säugern der östlichen Steppen Lebensmöglichkeiten geboten habe. Dagegen wird einzuwenden sein, daß

1. überreiche Zeugnisse von Solifluktion, Kryoturpation und anderen Anzeichen des Dauerfrostes nachweisbar sind;
2. Steppenböden fehlen;
3. neben den Steppen- und Steppenwaldformen Arten sub- und hocharktischer Biotope in etwa den gleichen Straten auftreten.

Im einzelnen auf diese durchaus berechtigten Einwände einzugehen, verbietet die notwendige Begrenzung des Umfangs. Trotzdem können sie nicht übergangen werden, sondern erfordern wenigstens Hinweise, wie die Widersprüche sich lösen lassen:

Zu Punkt 1: Derzeit gibt es keine Mittel, die zeitliche Dauer der ausgesprochenen Periglazialphänomene festzulegen. Gegen die Annahme eines ständigen Wechsels von trockenen-„warmen“ und trocken-streng-kalten Phasen lassen sich keine stichhaltigen Beweise erbringen. Gerade die jüngsten bodenkundlichen Untersuchungen in unserem Gebiet zeigen, daß mit einem sehr häufigen, wahrscheinlich abrupten Wechsel von Lößakkumulation und Eiskeilbildung als Merkmal strenger Dauerkälte gerechnet werden muß (ROHDENBURG u. MEYER 1966).

Zu Punkt 2: Die Annahme eines kalten Dauerklimas während der „Stadiale“ beruht auf Gedankengängen, die sich auf folgende kurze Formel bringen lassen: Interstadiale = Zeit der Bodenbildung, Stadiale = Mangel an Bodenbildung, da zu kalt. FRENZEL (1967) weist wohl mit Recht darauf hin, daß Bodenbildungsvorgänge nicht ohne weiteres eine Funktion von „warm“ und „kalt“ seien, sondern daß in Lössen während der Hauptanwehungszeit eine synchrone Bodenbildung nicht leicht vorstellbar sei. Es ergibt sich daher ebenso ein funktioneller Zusammenhang mit „feucht“ und „trocken“. Wenn eine Bodenbildung während der Akkumulationsphasen aus klimatisch-physikalischen Zuständen heraus eine Einschränkung erfahren mußte, so nicht minder auch aus biologischen. Die Beziehungen zwischen den Steppentieren und dem Untergrund, wie sie heute in Zentralasien herrschen, werden von OGNEW aufgrund zahlreicher Untersuchungen russischer Biologen so anschaulich geschildert, daß sie verdienten, im Wortlaut wiedergegeben zu werden (OGNEW 1959, S. 144—153). Danach kann die Tätigkeit vor allem der Subterrannen auf die Gestaltung des Kleinreliefs, auf die Unterbindung der Bodenprofilbildung durch das ständige Durchwühlen des Bodens unter Herausbringen tieferer Schichten (dadurch auch Entstehen einer Salzflora!) und auf die Mobilisation toniger und schluffiger Lockermassen und deren Bereitstellung zum äolischen Transport nicht hoch genug veranschlagt werden. Es können daher auch in Europa gerade in den wärmeren Abschnitten der Stadiale mit ihrem reichen Tierleben nicht deutlich ausgeprägte Böden entstanden sein, so daß deren Fehlen nicht unter allen Umständen den Schluß auf ein „zu kalt“ rechtfertigt.

Zu Punkt 3: Das „Zusammenvorkommen“ von verschiedensten, jeweils an sehr unterschiedliche Klimate angepaßten Formen war schon für die älteren Generationen der Quartärpaläontologen ein Hauptproblem. Man ging allerdings von der, damals unwidersprochenen Voraussetzung von sehr lange währenden, gleichmäßig getönten Klimaperioden während der „Eiszeit“ aus. Das Bild wird aber einfacher, wenn die Ergebnisse der jüngsten Quartärforschung zugrunde gelegt werden, die insgesamt dafür sprechen, daß gerade der Würm-Kaltzeitkomplex eine Zeit sehr häufigen und offenbar recht krassen Klimawechsels war. Daß die Mischfaunen wenigstens teilweise künstlicher Natur sind, konnte bereits gezeigt werden. Offensichtlich hat es aber auch echte gegeben. Schon SOERGEL (1919) weist aber darauf hin, daß eine wirkliche Biotopverzahnung z. B. von hocharktischen und Steppenbiozönosen nicht als stabiler Zustand gedacht werden kann. Sie können daher nur für die sehr kurzfristig zu bemessenden Zeiten klimatischen Umschwungs bestanden haben. Aus dem gemeinsamen Vorkommen in einer Schicht darf daher nicht geschlossen werden, das ökologische Verhalten der pleistozänen Säuger sei, wie oft vermutet, ein grundsätzlich anderes gewesen als in der Gegenwart. Die Mischfaunen haben vielmehr als deutlicher Hinweis dafür zu gelten, daß sich der Klimawechsel bei anhaltender Tendenz zu ausgiebigen Klimaschwankungen sehr rasch vollzogen hat. Dabei mußte es einerseits zu echten Biotopverzahnungen kommen, andererseits spiegelt sich in der Mischung ein zeitliches Nacheinander wider, daß bei der Kürze der Zeiträume mit den derzeitigen Methoden sich nicht in seine einzelnen Phasen auflösen läßt. Daß die Fauna rascher und nachhaltiger solchen klimatischen Vorgängen folgen wird als die Vegetation, darauf haben unlängst DIETZ, GRAHLE und MÜLLER hingewiesen (1958). Was dort für die Mollusken gefordert wird, hat erhöhte Gültigkeit für die noch wesentlich beweglicheren Säuger. In diesem Zusammenhang sei nochmals auf die heute zu beobachtende Ausbreitungsgeschwindigkeit von *M. evermanni* in Europa hingewiesen. Selbst Klimaschwankungen von nur 500 Jahren Periodendauer, im Sediment kaum mehr nachweisbar, vermochten eine Arealausweitung von einigen tausend Kilometern herbeizuführen. Wenn das Auftreten von Gesellschaften, die nur in einer nicht extrem kalten, bodenfrostfreien Steppe gelebt haben können, während der Stadiale belegt ist, dann darf diese Aussage weder ökologisch noch klimatisch durch den Hinweis auf die „Mischfauna“ abgewertet werden.

Die Quartärforschung unserer Tage ist auf dem besten Wege, die Interstadiale in einzelne Phasen von klimatisch beträchtlichem Unterschied aufzulösen (z. B. Brørup-Interstadial, bei FRENZEL 1967). Zukünftigen Forschungen wird es vorbehalten sein, ein gleiches mit den Stadialen zu versuchen, wobei die Hauptaufgabe der Säugetierpaläontologie und der am Anfange stehenden Löß-Botanik (FRENZEL 1964) zufallen wird. Das Ergebnis läßt sich bereits ahnen: Auch die Stadiale umfassen starke Klimaschwankungen, die von den echten, streng kalten Glazialen und Periglazialen zu den „verborgenen“, durch keine Bodenbildung belegten „Interstadialen“ der ebenso trockenen, aber wahrscheinlich sogar wesentlich wärmeren Phasen reichen.

Literaturverzeichnis

- BRINK VAN DEN, F. H.: Die Säugetiere Europas westl. d. 30. Längengrades. 225 S., 470 Abb., 30 Taf., Hamburg-Berlin 1956.
- DIETZ, C., GRAHLE, H.-O., MÜLLER, H.: Ein spätglaziales Kalkmulde-Vorkommen im Seck-Bruch bei Hannover. Geol. Jb. **76**, 67-102, 9 Abb., Hannover 1958.
- DUBOIS, A. & STEHLIN, H. G.: La Grotte de Cotencher, station mousterienne. 178 S., Abh. Schweiz. Pal. Ges. **52**, 9 Taf., 27 Abb., Basel 1932/33.
- ÉHIK, J.: Der Steppeniltis (*Mustela eversmanni* LESS.) in Ungarn. Ann. Mus. Nat. Hung. **25**, 1-28, Budapest 1928.
- EHRENBERG, K.: Der Fundbestand in seiner Gesamtheit. In: EHRENBERG, K. u. a. Die Teufels- oder Fuchslucken bei Eggenburg (NÖ). Denkschr. Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl. **112**, 137-158, Wien 1966.
- ELLERMANN, J. R. & MORRISON-SCOTT, T. C. S.: Checklist of Palaearctic and Indian Mammals 1758 to 1946. Brit. Mus. (Nat. Hist.), 810 S., London 1951.
- FLINT, W. E.: Die Zwerghamster der paläarktischen Fauna. Die neue Brehm-Bücherei **366**, 99 S., 65 Abb., Wittenberg Lutherstadt, (Ziemsen) 1966.
- FRENZEL, B.: Zur Pollenanalyse von Lössen. Eiszeitalt. u. Gegenw. **15**, 5-39, 6 Abb., Öhringen 1964. - - Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. 291 S., 107 Abb., 23 Tab., Braunschweig 1967.
- GUENTHER, E.: Feinstratigraphische Untersuchungen einer Zwischenschicht und der Deckschichten der Travertine von Ehringsdorf. Alt-Thüringen **3**, 1-15, Weimar 1957/58.
- HAASE, G.: Stand und Probleme der Lössforschung in Europa. Geogr. Ber. **27**, 97-129, Berlin 1963.
- HECK, L.: In „Brehms Tierleben“, Bd. **11**, 1-576, zahlr. Abb. u. Taf., Leipzig 1914.
- HELLER, F.: „Die Fauna“ . . . In: ZOTZ, L.: Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern. Quartär-Bibliothek **2**, 220-308, Taf. XII-XIV, Bonn 1955.
- HEPTNER, W. G.: Über die morphologischen und geographischen Beziehungen zwischen *Mustela putorius* und *Mustela eversmanni*. Zeitschr. Säugetierkunde **29**, H. 6, 321-330, 4 Abb., Hamburg und Berlin 1964.
- JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE, E. & JACOBSHAGEN, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. Abh. Hess. Geol. Landesamt f. Bodenforsch. **44**, 105 S., 9 Abb., 14 Taf., Wiesbaden 1963.
- KAHLKE, H. D.: Die jungpleistozänen Säugetierfaunen aus dem Travertingebiet von Taubach-Weimar-Ehringsdorf. Alt-Thüringen **3**, 97-130, 10 Abb., Weimar 1957/58.
- KOBY, F. E.: Le Putois d'Eversmann fossile en Suisse et en France. Ecl. geol. Helv. **44**, no. 2, 394-398, 2 Abb., Basel 1951.
- LANG, H.: Erläuterungen z. Geol. Karte v. Niedersachsen 1 : 25 000, Bl. Mellendorf. 126 S., 23 Abb., 3 Taf., 1 Kt., Hannover 1967.
- MACOUN, J. & RUZICKA, M.: The Quaternary of the Upper Moravian Basin in the relation to the Sediments of the Continental glaciation. Anthropozoikum, R. A, **4**, 125-166, 16 Abb., 7 Taf., 2 Tab., Prag 1967.
- MUSIL, R.: Über die Möglichkeit der Datierung von Würm-Sedimenten auf Grund von Säugetierfaunen. Rep. VIth Int. Congr. Quatern. Warschau 1961, vol. **II**, Palaeozool. Sect., 541-545, Łódź 1964.
- MUSIL, R. & VALOCH, K.: Beitrag zur Gliederung des Würms in Mitteleuropa. Eiszeitalt. u. Gegenw. **17**, 131-138, 1 Tab., Öhringen 1966.
- NEHRING, A.: Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. Berlin 1890.
- OGNEW, S. I.: Säugetiere und ihre Welt. 362 S., 110 Abb., 10 Taf., Akademie-Verlag, Berlin 1959.

- ROHDENBURG, H. & MEYER, B.: Zur Feinstratigraphie und Palaeopädologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. In: Lößforschungen in Südniedersachsen und Nordhessen, Sonderheft z. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung. Mitt. D. Bodenk. Ges. 5, 1-135, 25 Abb., Göttingen 1966.
- SAMSON, P. & RADULESCU, C.: Equisse de Stratigraphie würmienne en Roumanie. Rep. VI. Int. Congr. Quarternary, Warschau 1961, vol. 2, Palaeozool. Sect., 577-581, Łódź 1964.
- SIBAVA, V.: Study of the Pleistocene of the glaciated and nonglaciated area of the Bohemian Massif. Anthropozoikum, R. A. 4, 7-36, 19 Abb., 8 Taf., Prag 1967.
- SOERGEL, W.: Löss, Eiszeiten und die paläolithischen Kulturen. 177 S., 14 Abb., Jena 1919. - - Zur biologischen Beurteilung diluvialer Säugetierfaunen. Sitzber. Heidelberger Akad. Wiss., Mathem. Naturwiss. Kl. 4, Abh., 1-37, Heidelberg 1940.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Bd. 1: Allgemeine Erscheinungen des Eiszeitalters. 374 S. m. zahlr. Abb. u. Tab., Bonn 1961. - - Bd. 2: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. 438 S. m. zahlr. Abb. u. Tab., Bonn 1958.
- WURM, A.: Über eine neu entdeckte Steppenfauna von Mauer a. d. Elsenz bei Heidelberg. Jber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F. 4, H. 1, 62-78, 2 Taf., Stuttgart 1913.
- ZAPFE, H.: Die übrigen Carnivoren (außer Höhlenhyaene und Höhlenbär). In EHRENBERG, K. u. a.: Die Teufelslucken oder Fuchsenlucken bei Eggenburg (N.Ö). Denkschr. Österr. Akad. Wiss., Math. Naturwiss. Kl. 112, 23-38, 3 Abb., Wien 1966.
- ŽELÍZKO, J. V.: Der Steppeniltis (*Foetorius Eversmanni* LESS.) im Diluvium bei Wolin. Bull. Int. Acad. Sci. Boheme 26, No. 59, II Kl., Prag 1918.

Manuskript eingeg. 10. 7. 1968.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. O. Sickenberg, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Ist der Oberharz im Pleistozän vergletschert gewesen?

Von KLAUS DUPHORN, Hannover

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung. Einige Ergebnisse zur Frage der pleistozänen Harzvergletscherungen werden mitgeteilt. Diese Ergebnisse, die bei einer geologischen Kartierung des oberen Oder-tales gewonnen wurden, erbringen den Nachweis, daß dieses Gebiet im Pleistozän vergletschert war.

Die Geländeuntersuchungen im Odertal konzentrierten sich auf vier Endmoränenbögen und die mit ihnen verknüpften Ablagerungen, die in folgende geologisch-geomorphologische Einheiten untergliedert werden können: 1) Sander-Vorfeld, 2) Endmoränenlandschaft mit Blockwällen, Schmelzwasserrinnen und Toteislöchern, 3) Seitenmoränenlandschaft mit Kamesterrassen, Schmelzwasserrinnen, Toteislöchern, paraglazialen Teilfeldern und erraticen Geschieben, 4) Gletscherzungenbecken mit bis zu 23 m mächtigen, glazilimnischen Sedimenten.

S u m m a r y. This paper deals with results concerning the problem of Pleistocene glaciation in the Harz Mountains. These results obtained by geological mapping in the upper Oder Valley prove the existence of a local glacier in the Pleistocene.

Primarily the field work in the Oder Valley was concentrate to four end moraine lobes and to the deposits connected with them. This area can be subdivided into the following geological/morphological units: 1) Proglacial outwash plain, 2) end moraine landscape with boulder walls, channels of meltwater and dead ice kettles, 3) lateral moraine landscape with kames, channels of meltwater, dead ice kettles, paraglacial fields and erratic boulders, 4) basin of glacier tongue filled with glaciolimnic deposits up till 23 m thick.

Einleitung

„Steine sind stumme Lehrer. Sie machen den Beobachter stumm und das Beste, was man von ihnen lernt, ist, nichts mitzuteilen“ (J. W. v. Goethe).

Offenbar gibt es auf der Erde nicht mehr genug Steine, denn die Flut der geowissenschaftlichen Publikationen steigt immer höher; sie kann heute, da mit einem jährlichen Ausstoß von ca. 40 000 Veröffentlichungen gerechnet wird, selbst von den kühnsten Wellenreitern nicht mehr überblickt werden. Das gilt sogar schon für die Spezialbereiche kleinerer Dimensionen, z. B. auch für die jüngste und mit Abstand kürzeste Formation der Erdgeschichte, das Quartär.

Wenn ich hiermit trotzdem zur Feder greife und der Vielzahl der (von anderen Autoren) schon geschriebenen quartärgeologischen Publikationen noch eine weitere hinzufüge, so geschieht das, um dem Jubilar, dem diese Festschrift gewidmet ist und mit dem ich seit mehreren Jahren in der Redaktionskommission für die Internationale Quartärkarte von Europa zusammenarbeite, auf diesem Wege für die vielen Anregungen, die ich dabei von ihm empfangen habe, meinen Dank abzustatten. Das glaube ich am besten tun zu können, indem ich sein persönliches Jubiläum mit einem quartärgeologischen verbinde, dem auch er sich verbunden fühlen wird.

Dieses zweite Jubiläum betrifft die Erforschung der quartären Geschichte des Harzes. Es sind nämlich heuer genau hundert Jahre her, seit die Diskussion über die pleistozäne Eigenvergletscherung dieses Gebirges eröffnet wurde. Trotz der Zeitspanne von einem vollen Jahrhundert ist diese Diskussion bis zur Gegenwart in Gang geblieben. Seit K. H. ZIMMERMANN (1868) erstmals „über Gletscherspuren im Harz“ berichtete, stehen sich noch immer Argumente und Gegenargumente für bzw. wider die pleistozäne Eigenvergletscherung des Harzes gegenüber und noch immer reicht die Spanne der Meinungen von umfangreichen Plateau- und Talvergletscherungen bis zur gänzlichen Ablehnung selbst von schwachen und lokal begrenzten Eisbewegungen.

Es ist hier nicht der Platz, um einen ausführlichen Abriss über die Erforschung der quartären Deckschichten des Harzes zu geben. Es sei jedoch in dem hier gesteckten Rahmen erwähnt, daß sich auch P. WOLDSTEDT (1935), wie die meisten Geologen, die dem Problem der pleistozänen Eigenvergletscherung des Harzes nachgingen, auf die Seite der Glazialisten gestellt hat, daß aber dennoch in den letzten Jahren die vornehmlich von Geographen geäußerten, antiglazialen Argumente die Oberhand gewannen. So hält H. LEMBKE (1961) die zuletzt von H. POSER & J. HÖVERMANN (1951) als weichseleiszeitliche Moränen gedeuteten, ungeschichteten Talschuttmassen im Westharz für Solifluktionsschutt und Wildbachschotter, die talabwärts in die Obere Niederterrasse übergehen. Auch für den nördlichen und östlichen Teil des Brockenmassivs wird eine Vergletscherung abgelehnt (E. MÜCKE, 1964; G. REICHEL, 1964). Die antiglazialen Deutungen, die mit den paläoklimatischen Erwägungen von J. BÜDEL (1960) über den Klimagang der Weichsel-Kaltzeit, wonach die klimatische Schneegrenze im Harz während des Hochglazials in ca. 1000 m Höhe ü. N. N. gelegen haben soll, gut übereinstimmen, haben trotz der Ergebnisse von H. POSER & J. HÖVERMANN (1951), nach denen die Annahme einer tief in die Täler des Westharzes hinabreichenden, weichseleiszeitlichen Vergletscherung gut begründet zu sein schien, auch in das neueste Lehrbuch über die Geologie des Harzes (G. MÖBUS, 1966) Eingang gefunden.

Den o. g. Diskrepanzen liegen zwei Hauptursachen zugrunde:

1. beruht keine der vielen Interpretationen auf einer gezielt angesetzten, quartärgeologischen Spezialkartierung und
2. sind die meisten Autoren von einer falschen Grundauffassung, nämlich vom Denkmodell eines alpinen Formenschatzes, ausgegangen.

Im folgenden werden die ersten Ergebnisse einer quartärgeologischen Spezialkartierung im Maßstab 1 : 5000 mitgeteilt. Die Kartierung wurde im oberen Odertal durchgeführt, in einem Talabschnitt, der schon seit langem im Mittelpunkt der Diskussionen über das Problem der pleistozänen Eigenvergletscherung des Harzes steht. Weitere Untersuchungen, auch in den benachbarten Tälern, sind im Gange. Nach Abschluß der Untersuchung ist eine ausführliche Beschreibung der glaziären Ablagerungen und Formen im Oberharz vorgesehen.

Wenn nach all den widersprüchlichen Auffassungen, die im Verlaufe eines Jahrhunderts von vielen Autoren geäußert worden waren, überhaupt noch Hoffnung bestand, definitive Beweise für oder gegen die pleistozäne Eigenvergletscherung des Gebirges zu finden, dann mußten die Untersuchungen im Odertal angesetzt werden. Intensive geologisch-geomorphologische Kleinarbeit an dieser hoffigsten Stelle mußte zunächst vor extensiverer Überschau den Vorrang erhalten.

Morphologisch-geologische Übersicht

Das Odertal ist das größte Tal der Südabdachung des Harzes. Das bis zum Staudamm des Oderteiches (ca. 720 m ü. N. N.) sehr steil und tief eingeschnittene Tal geht dort talaufwärts in ein weitspanniges, sanftgeböschtes, muldenförmiges Hochtal über, das eine Fläche von über 12 km² einnimmt und dessen Umrandung im Osten mit dem Achtermann und im Westen mit dem Bruchberg auf Höhen von über 900 m ü. N. N. ansteigt.

Dieses stark vermoorte Hochtal, das bei einer entsprechenden Depression der klimatischen Schneegrenze auf Grund seiner orographischen Gestaltung für eine Firnakkumulation geradezu prädestiniert ist, liegt überwiegend im Brockengranit. Neben dem normalen Kerngranit kommen hier auch Varietäten der Rand- und Dachfazies vor.¹⁾ Im

¹⁾ Die Kenntnis der Varietäten des Brockengranits und ihrer Verbreitung ist m. E. für die Beurteilung der umstrittenen Frage der erratischen Geschiebe im Oberharz unerlässlich.

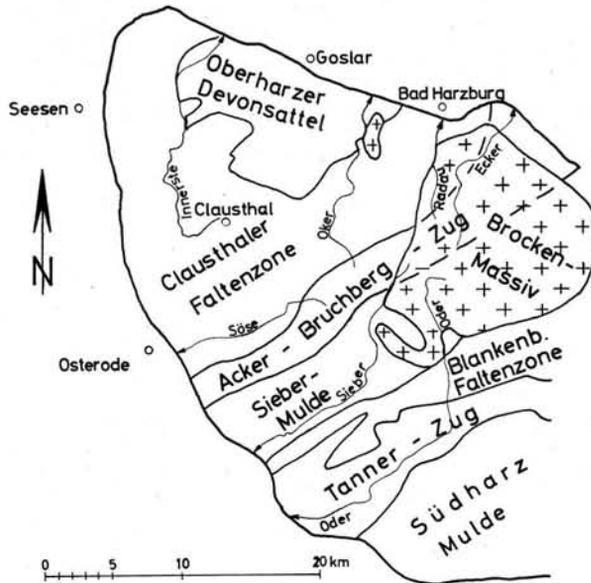


Abb. 1. Die geologischen Einheiten des Westharzes (zusammengestellt nach der Geologischen Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1 : 300 000).

NW grenzt der Granit an die vorherrschend quarzitischen, oberdevonischen bis unterkarbonischen Acker-Bruchberg-Schichten. Vom Hahnenklee talabwärts streichen am östlichen Talhang hauptsächlich Tonschiefer-, Grauwacken- und Kalksilikathornfelse des Unterkarbons und Devons aus, während am westlichen Talhang bis zur Einmündung des Kellwassers noch Granite vorherrschen (Abb. 1 u. 2).

Kartierkonzeption

Die Talsohle des oberen Odertales wird von blockreichen Schuttmassen eingenommen. Zwischen dem Rehberg im Westen und dem Hahnenklee im Osten verfüllen diese Schuttmassen das Tal in einer Mächtigkeit bis 30 m so mit grobem Blockwerk, daß der Fluß sich nur in einer engen Kerbe hindurchwinden kann. Hier befindet sich die einzigste Stelle im Harz, an der die Talschuttmassen in morphologisch markante Blockwälle und z. T. abflußlose Hohlformen von rinnen- und kesselförmiger Gestalt gliedert sind.

Die Hauptmasse der hier beschriebenen Schuttmassen im Odertal, ca. 4 km nordöstlich von St. Andreasberg, zwischen 530 und 580 m ü. N. N., ist zweifellos in talabwärtiger Richtung und nicht durch seitliche Materialzufuhr von den Talhängen her antransportiert worden. Die Schuttbestandteile bestehen z. T. aus Gesteinen, die, wie z. B. der Acker-Bruchberg-Quarzit, nur im obersten Einzugsgebiet des Flusses anstehen (Abb. 1). Für die lithogenetische Deutung verblieb nur eine Alternative: Moränen oder talabwärts geflossene, periglaziäre Solifluktionsströme und Wildbachschotter. Die jüngsten Exponenten der beiden Richtungen wurden bereits genannt.

Gesetzt den Fall, die vier markanten Blockwälle, die — lobenförmig talabwärts weisend — das Odertal queren und stellenweise sowohl talauf- als auch talabwärts ihre Umgebung deutlich um mehrere Meter überragen (Abb. 2), sind Endmoränen eines Talgletschers, dann liegt es nahe anzunehmen, daß die bis 30 m über die Talsohle reichenden Wälle das Tal in der nachfolgenden Abschmelzperiode zeitweilig plombierten. Möglicherweise wurde während dieser Zeit dahinter sogar ein Stausee abgedämmt, in den die

Schmelzwässer des abtauenden Gletschers Sedimente einschwemmen. Allein der Nachweis solch einer Verknüpfung der problematischen Schuttmassen mit glazilimnischen Staubeckensedimenten würde genügen, um eine Deutung als Wildbächschotter oder Solifluktionsschutt auszuschließen. Auf Grund dieser Überlegungen galt dem Talabschnitt unmittelbar hinter den Blockwällen, der von den bisherigen Bearbeitern mit Ausnahme von A. BODE (1908) gänzlich vernachlässigt worden war, besondere Aufmerksamkeit.

Bei glaziärer Akkumulation der Blockwälle im Zuge kleinerer Gletscherszillationen bei im großen und ganzen stationärer Lage der Gletscherzunge sollten sowohl in den Hohlformen zwischen den Wällen (Abb. 2) als auch im Vorfeld Reste von glazilimnischen bis glazifluviatilen Sedimenten zu finden sein. Namentlich in den zahlreichen abflußlosen Senken dürften dann mächtigere Sedimentfüllungen vermutet werden.

Die oben geschilderten Aspekte zwangen zu Aufschürfungen und Peilstangenbohrungen. Dabei wurde die theoretische Konzeption bestätigt. Um noch tiefer in die hinter, zwischen und vor den Blockwällen gefundenen Sedimente eindringen zu können, wurde nun ein Drillbohrgerät zuhilfegenommen. Die Kartierung stützt sich wesentlich auf ein dichtes Netz von Peilstangen- und Drillbohrungen. Allein mit dem Drillbohrgerät, das auf einem Unimog montiert ist und mit einer rotierenden Schnecke von 8 cm Durchmesser arbeitet, wurden im hier beschriebenen Kartiergebiet über 80 Bohrungen bis zu einer Teufe von 15 m niedergebracht.

Dem einen oder anderen Leser, der mit der quartären Materie im Harz weniger vertraut ist, mag der auf kleiner Fläche betriebene technische Aufwand ziemlich groß vorkommen. Tatsächlich kann der Kartierer sich solch einen Aufwand nur in Ausnahmefällen leisten. So ein Ausnahmefall lag hier vor. Es kann nicht genug betont werden, daß Grundlagenforschung im engsten Sinne des Wortes betrieben werden mußte, weil die Diskussion über das Problem der pleistozänen Eigenvergletscherung des Harzes nach einem jahrhundertlangen Wirrwarr von Meinungen so festgefahren war, daß bei dieser gegebenen Situation neue Ergebnisse wirklich hieb- und stichfest sein mußten, um einerseits der zu erwartenden Kritik standhalten und andererseits für die weitere Erforschung der quartären Deckschichten in diesem Gebirge neue Impulse auslösen zu können.

Kartiererergebnisse

Der Moränencharakter der o. g. und in der Abb. 2 dargestellten Schuttmassen im Odertal konnte durch eine quartärgeologische Spezialkartierung im Maßstab 1 : 5000 unter besonderer Berücksichtigung der geomorphologischen Formen und des paläozoischen Untergrundes (Neukartierung der Granitvarietäten und der Grenze Granit/Hornfels im obersten Talabschnitt) nachgewiesen werden. Die Ergebnisse der geologischen Kartierung und der geomorphologischen Formenanalyse stimmten dabei an vielen Stellen geradezu lehrbuchhaft überein.

Es gibt im Odertal mehrere Moränenstaffeln. Im folgenden werden nur die geologisch-morphogenetischen Einheiten der markantesten Moränenstaffel unterhalb der Hahnenklee-Klippen beschrieben. Diese Moränenstaffel gliedert sich in vier solcher Einheiten:

1. Sander-Vorfeld,
2. Endmoränenlandschaft mit Blockwällen, Schmelzwasserrinnen und Toteislöchern,
3. Seitenmoränenlandschaft mit Schmelzwasserrinnen, Kames-Terrassen, paraglazialen Teilfeldern und erratischen Geschieben,
4. Gletscherzungenbecken mit glazilimnischen Staubeckensedimenten.

1. Das Sander-Vorfeld: Der äußersten Moränenstufe ist eine sanft und gleichmäßige talabwärts geneigte (3—5°), nur mäßig reliefierte Schwemmfläche vorgelagert. Diese Fläche erstreckt sich vom Hangfuß des Hahnenklee über die ganze Talsohle bis zur Oder.

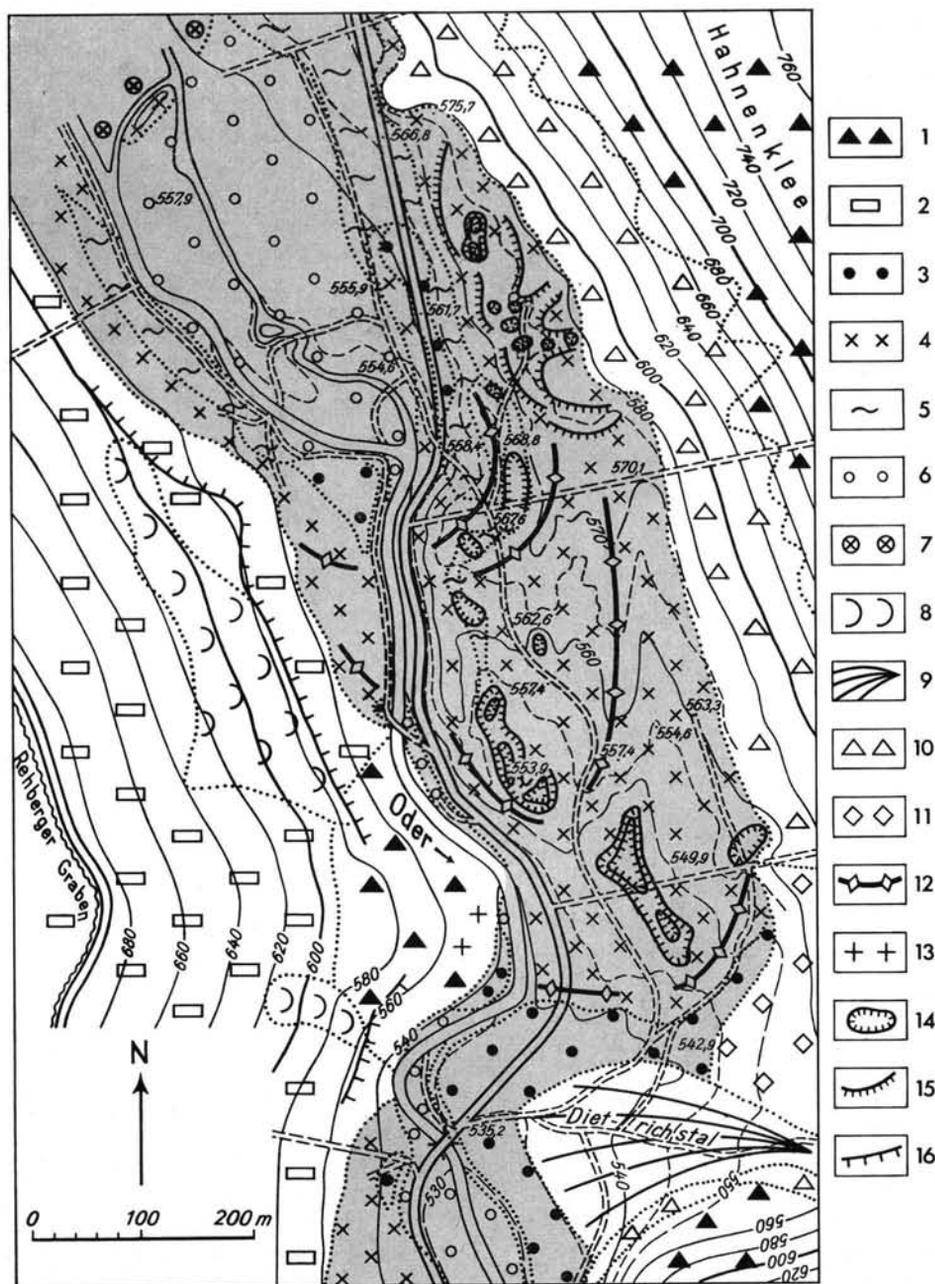


Abb. 2. Geologisch-geomorphologische Spezialkarte 1 : 5000 des oberen Odertales zwischen dem Hahnenklee und dem Rehberg nordöstlich von St. Andreasberg.

Legende zu Abb. 2: 1 = Grauwacken- und Tonschieferhornfels, Unterkarbon, 2 = porphyrtartiger Granit, Oberkarbon, 3 = glazifluviatile Kiese, Weichselkaltzeit, 4 = Moräne, Weichselkaltzeit, 5 = Glazilimnische Ablagerungen, meist Staubeckenschluff, Weichselkaltzeit, 6 = periglaziär-fluviatile, blockreiche Kiese der Unteren Niederterrasse, Weichselkaltzeit, 7 = periglaziär-fluviatil überprägte Moräne, Weichselkaltzeit, 8 = Hangsolifluktionsschutt, Weichselkaltzeit, 9 = Schuttschwemmfächer, Weichselkaltzeit bis Holozän, 10 = Holozäner Hangschutt aus unterkarbonischen Grauwacken- und Tonschieferhornfels, 11 = Holozäner Hangschutt aus devonischen Kalksilikat- und Tonschieferhornfels, 12 = Endmoränen, 13 = erratische Geschiebe, 14 = Toteislöcher, 15 = Kamesterrassen, 16 = 40-m-Terrasse.

Talabwärts läuft sie unmittelbar südlich der Blattgrenze (Abb. 2) hinter der nächstälteren Moränenstaffel aus.

Die Sanderfläche wird von fließgeschichteten, sandigen Grobkiesen eingenommen. Die Matrix wird in Richtung zum Hahnenklee hin immer schluffiger. Der Geröllbestand ist derselbe wie im Blockschutt der Endmoränen: überwiegend Granite und Hornfelse, daneben Acker-Bruchberg-Quarzit sowie etwas Kieselschiefer und Gangquarz. Die Mächtigkeit der Sanderkiese ist ziemlich gering; durchschnittlich beträgt sie 1,5—2 m.

An der Einmündung des Dietrichstales werden die Schmelzwasserkiese von schluffigem Hornfelssplit überlagert, der einen morphologisch sehr deutlich ausgeprägten Schwemmfächer aufbaut. Die Mächtigkeit des Schuttschwemmfächers, dessen Hangendposition gegenüber den Sandersedimenten durch die Drillbohrungen belegt ist, beträgt ca. 4 m.

An der Oder wird die Sanderfläche etwa 2 m tief von der Niederterrasse unter schnitten. An der Terrassenstufe kommt unter den Schmelzwasserkiesen schluffig-sandiger, grobblockiger Moränenschutt zutage, der die hier beschriebenen Blockschuttwälle mit den weiter talabwärts liegenden Moränenstaffeln verbindet.

Die Endmoräne sitzt der Sanderwurzel mit markanter Steilstufe auf. Daß die glazifluviatilen Ablagerungen sich unter die Endmoräne einschieben, geht aus Einschlüssen von Sandschollen, die im gefrorenen Zustand in die Moräne eingearbeitet wurden, hervor. Die sub- bzw. intramoränale Ausdehnung dieser glazifluviatilen Ablagerungen scheint jedoch beschränkt zu sein.

2. Die Endmoränenlandschaft ist morphologisch und geologisch stark gegliedert. Zunächst fällt die morphologische Gliederung in Voll- und Hohlformen ins Auge. Am auffälligsten sind die bereits genannten Blockwälle.

H. LEMBKE (1961) leugnet das Vorhandensein der Blockwälle und gliedert den Schutt in drei talabwärts fallende Stufen, die er als Soliflukstionsstufen deutet. H. POSER & J. HÖVERMANN (1951) weisen jedoch darauf hin, daß eine derartige Deutung als Soliflukstionsform voraussetzt, daß Analoga dazu unter den Formen der rezenten Solifluktion nachweisbar sind. Dies ist aber in der hier vorliegenden Größenordnung nicht der Fall. Auch die neueste, sehr umfangreiche Literatur über rezente Soliflukstionserscheinungen im subpolaren Klimabereich bietet keine analogen Beispiele.

Auf der topographischen Spezialkarte 1:5000, die im Auftrage der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt (A. BODE, 1908) angefertigt worden war und die meiner Kartierung als Grundlage diente, tritt der Wallcharakter trotz der erosiven Zerschneidung der Endmoränenbögen deutlich hervor (Abb. 2). Nur der unterste Moränenbogen bildet eine Stufe. Die drei anderen Bögen, namentlich der zweite, die — von Erosionsrinnen durchbrochen — das Tal in seiner ganzen Breite queren, überragen ihre Umgebung sowohl talauf- als auch talabwärts um mehrere Meter.

Stellenweise scheinen die Blöcke, die vorherrschend aus kantengerundeten Graniten bestehen, wie von der Faust eines Riesen aufeinandergetürmt zu sein. Blöcke von 4 m Länge und 2,5 m Breite sind hier keine Seltenheit. Der größte Granitblock ist 4,8 m lang und 2,7 m breit.

Einen guten Einblick in das Gefüge der Moräne bietet der Einschnitt des Neumeierweges, der dort, wo der zweite Blockwall an die Odertalstraße stößt, von dieser Straße abzweigt und fortan die Oder entlang des westlichen Ufers flußaufwärts begleitet. Dieser Einschnitt ist so tief, daß darin die Grundmoräne zutagekommt.

Die Grundmoräne besteht aus einer ungeschichteten, graubraunen, schluffig-sandigen Grundmasse mit Geschieben bis zu 1,5 m Länge. Die Sandfraktion enthält hauptsächlich Granitgrus, Feldspäte und Quarz. Die Hauptmasse der Geschiebe, von denen viele steilgestellt auf schmaler Kante stehen, besteht aus fein- bis mittelkörnigen sowie aus porphyrischen Dachgraniten. Daneben kommen reichlich eckige bis kantengerundete Bruchstücke von Tonschiefer- und Grauwackenhornfelsen sowie glattgeschliffene Geschiebe von Acker-

Bruchberg-Quarziten vor. Seltener sind Geschiebe von grobkörnigem Kerngranit und von mikropegmatitischem Randgranit aus dem obersten Talabschnitt. Kieselschiefer sind sehr selten.

Schon E. KAYSER (1892) hat in der Odertalmoräne gekritzte Hornfelsgeschiebe gefunden und als Beweis für den glaziären Charakter der Schuttmasse angeführt. Solche Schrammen, die es vereinzelt gibt, sind jedoch mehrdeutig. Weit mehr als sie weisen typische Facettengeschiebe von Acker-Bruchberg-Quarzit auf einen Ferntransport durch Gletschereis hin.

Zwischen den Moränenbögen liegen Hohlformen, die z. T. abflußlos sind, von rinnen- und kesselförmiger Gestalt. Die Rinnen sind mit Schmelzwasserablagerungen — Kies, Sand und Schluff — angefüllt. Auf der Karte (Abb. 2) ist nur die Hauptrinne dargestellt, die an der Naht zwischen dem hintersten Moränenbogen und der am östlichen Talhang gelegenen Seitenmoräne ansetzt und sich über eine Reihe von Toteislöchern hinweg längs durch die gesamte Moränenstaffel erstreckt.

Die zahlreichen Toteislöcher in der Moränenlandschaft haben schon frühzeitig Aufmerksamkeit erregt. H. BODE (1908) deutet sie als Auskolkungen von Schmelzwasserbächen. Als erste äußern H. POSER & J. HÖVERMANN (1951) den Verdacht, daß „den geschlossenen Hohlformen möglicherweise der Charakter von Toteislöchern zugeschrieben werden könnte“ (S. 86). H. LEMBKE (1961) trägt zwar die größten dieser Hohlformen in eine Karte ein (S. 450), nimmt aber nicht zu deren Entstehung Stellung.

Daß es sich tatsächlich um Toteislöcher handelt, geht aus der Lage, der Form und der Sedimentfüllung hervor. Zwar sind, wie aus Abb. 2 ersichtlich ist, die Einsenkungen auch Leitbahnen für die abfließenden Schmelzwässer und — wie im folgenden noch erörtert wird — für überlaufendes Wasser aus dem hinter der Moränenstaffel abgedämmten Stausee gewesen; sie liegen jedoch nicht nur unmittelbar vor den Moränenwällen, wo sie durch herabfallende Sturzbäche ausgekolkt sein könnten, sondern auch dazwischen und dahinter, wo solch eine Auskolkung nicht möglich ist.

Auch die Form spricht gegen fluviale bzw. glazifluviale Erosion als Hauptagens. Die größte abflußlose Hohlform ist ca. 150 m lang und 20—40 m breit. Sie liegt hinter der untersten Moränenstufe. Ihre tiefste Stelle, die fast immer Wasser enthält, liegt unter dem Niveau der Kreuzung zwischen der die Einsenkung querenden Schneise und dem in Längsrichtung des Tales verlaufenden Waldwege. Das Niveau des Ausflusses liegt immer noch ca. 3 m über dem der ziemlich ebenen Oberfläche im Innern der Einsenkung.

Diese Einsenkung, deren Boden zuerst mit der Peilstange und dann mit dem Drillbohrgerät abgebohrt wurde, ist in sich nochmals in zwei Vertiefungen untergliedert. Sowohl die Wandungen der Großform als auch der flache Rücken zwischen den Vertiefungen innerhalb derselben bestehen aus grobblockigem Moränenschutt. In den Vertiefungen liegt gelbbrauner Schluff, der bis 6 m mächtig wird. Der Schluff ist sehr rein. Nur die basalen Portionen enthalten gelegentlich gröbere Komponenten bis hin zu größeren Geschieben.

Die hier beschriebene, abflußlose Hohlform steht über die o. g. Hauptrinne, in die weitere solcher Hohlformen eingelassen sind, mit dem Staubecken hinter der Moränenstaffel in Verbindung. Dieses Staubecken wurde beim weiteren Abschmelzen des Oderaltgletschers von der Endmoränenstaffel abgedämmt. Im Zusammenhang mit der lithogenetischen Deutung der Sedimente in den Hohlformen der Moränenlandschaft sei hiermit vorweggenommen, daß bereits vor der Anlage des heutigen Oderlaufes auf der Westseite des Tales ein Überlauf des Stausees auf der Ostseite erfolgte, wobei die in den Stausee eingeschwemmte Gletschertrübe in die o. g. Rinnen und austauenden Toteislöcher weiterverfrachtet wurde.

Daß die abflußlosen Hohlformen tatsächlich durch Toteis und nicht durch tiefenerosive Auskolkung entstanden, geht auch daraus hervor, daß die subcutanen Wandungen bis zu 60° geneigt sind. Das sind Böschungswinkel, die den bei diesem Material anzunehmenden Winkel der inneren Reibung und der Kohäsion übersteigen. Solche großen Böschungswinkel, die durch Bohrungen ermittelt wurden, weisen ebenfalls auf eine Entstehung der abflußlosen Hohlformen durch austauendes Toteis bei rascher Verfüllung durch Schmelzwassersedimente hin. Die morphologische Gliederung einiger Toteislöcher in zwei bis drei kleinere Einsenkungen mit dazwischenliegenden Rücken läßt sich zwanglos durch den Zerfall eines größeren Eisblockes in einzelne Teilblöcke erklären.

3. Die Seitenmoränenlandschaft ist am besten auf der Ostseite des Tales entwickelt. Während auf der Westseite lediglich eine Anhäufung von Geschieben, die meist solifluktil umgelagert sind, auf Reste der Seitenmoräne hindeutet, geht die Endmoränenstaffel auf der Ostseite in einen intakten Seitenmoränenkörper über.

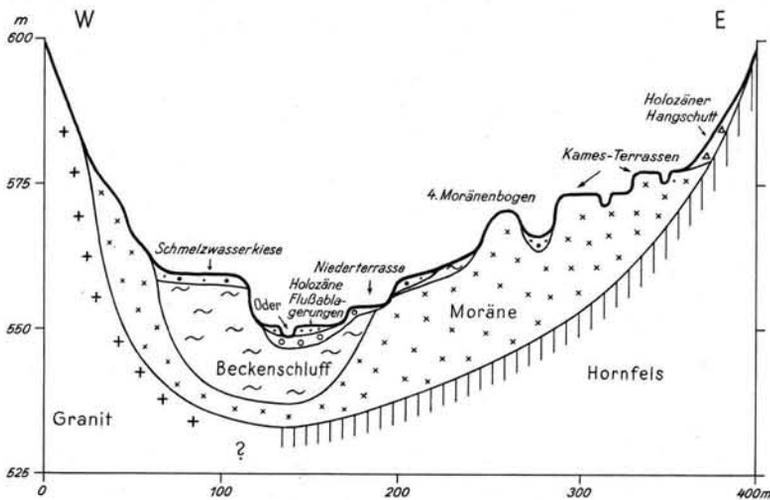


Abb. 3. Geologisches Querprofil durch das Zungenbecken des Odertalgletschers hinter der Moränenstaffel am Hahnenklee.

Die östliche Seitenmoräne ist glazifluviatil überprägt. Durch Schmelzwässer, die zwischen dem abtauenden Talgletscher und dem Talhang abfließen, wurde die Seitenmoräne kamesartig terrasiert, wobei zwei Terrassenflächen, die einen Höhenabstand von 3—5 m haben, entstanden. Auf den Terrassen liegt ein dünner Schleier von glazifluviatilen Kiesen und Sanden; an den Terrassenstufen kommt überall die Moräne zutage.

Durch zahlreiche Toteislöcher und Schmelzwasserrinnen erfährt die Seitenmoräne eine weitere morphologische Belebung. Die talabwärts verlaufende Sammelrinne wird von der 3—4 m tief unter das Niveau der unteren Kamesterrasse eingeschnittenen Hauptrinne, durch welche der erste Überlauf des von der Endmoräne abgedämmten Stausees erfolgte, gekappt.

400 m weiter talaufwärts keilt der Seitenmoränenkörper aus bzw. löst sich in eine lose Reststreu von erratischen Geschieben auf, die bis 50 m hangaufwärts reicht. Damit ist ein Anhaltspunkt für die Rekonstruktion der Gletschermächtigkeit in diesem Talabschnitt gegeben. Als erratische Geschiebe kommen all die genannten Gesteine vor, die auch in der Grundmoräne enthalten sind, nicht nur Granitblöcke, die dort, wo sie auf

Hornfels liegen, bereits von H. POSER & J. HÖVERMANN (1951) als erratische Geschiebe gedeutet, aber von H. LEMBKE (1961) aus anstehendem Granit, der durch Hornfels-Hangschutt verdeckt wird, abgeleitet werden.

4. Das Gletscherzungenbecken hinter der Moränenstaffel tritt morphologisch durch eine bis 200 m breite, von holozänen Hochflutsedimenten und periglaziär-solifluktilen bis -fluviatilen Kiesen der weichselkaltzeitlichen Niederterrasse eingenommene Ausweitung der Talsohle in Erscheinung. Die Mächtigkeit der Kiese beträgt 2—3 m.

Die fluviatil überprägte Talauwe wird auf beiden Seiten von einer schmalen Terrassenleiste begleitet, deren Oberfläche 4—10 m über dem Bachbett liegt. Am markantesten ist die Terrassierung auf der Westseite des Tales. Dort wurde 1965 bei der Verbreiterung des Neumeierweges ein Ansnchnitt geschaffen, der einen Einblick in den geologischen Aufbau der Terrasse gestattet. Unter Solifluktionsschutt und glazifluviatilen Kiesen folgt eine Serie von Staubeckenablagerungen, die aus reinem Schluff im endmoränennahen Teil und aus einer Wechsellagerung von Kies, Sand und Schluff im Deltabereich des Stausees besteht.

Das der Endmoränenstaffel adäquate Gletscherzungenbecken, das nach dem Zurückschmelzen des Talgletschers dem von der Endmoräne abgedämmten Stausee Platz bot, wurde mit einem dichten Bohrnetz belegt, um Verbreitung, Mächtigkeit, Fazies- und Lagerungsverhältnisse der Staubeckenablagerungen zu ermitteln. Dabei wurde selbst noch unter den Niederterrassenkiesen bis 15 m mächtiger, z. T. warviger Beckenschluff erbohrt. Stückelt man die zahlreichen Bohrprofile zusammen, so ergibt sich eine maximale Schluffmächtigkeit von 23 m. Aus den Lagebeziehungen des Schluffes zur Endmoräne wird ersichtlich, daß der Stausee fast randvoll mit Gletschertrübe angefüllt war, bevor er schließlich auf der Ostseite des Tales den abdämmenden Endmoränenwall durchbrach und sich über die in Abb. 2 dargestellte Haupttrinne einen Auslaß suchte.

Das Nordufer des Stausees ist auf der in Abb. 2 gezeigten Karte gerade noch erfaßt. Die von dem Gletscherbach eingeschütteten, grobklastischen Sedimente zeigen typische Deltaschichtung mit Einfallen bis zu 30°. An der Terrassenstufe kann das Auskeilen bzw. der Übergang der Deltasedimente in die Moräne, die hier aus dem Liegenden auftaucht und fortan talaufwärts den Terrassenkörper aufbaut, beobachtet werden. In der Talauwe, die im Bereich des Stausees von einer ziemlich ebenen, periglaziär-fluviatilen Akkumulationsfläche gebildet wird, paust sich die zutagekommene Moräne in Gestalt von wallförmigen Blockanreicherungen und von unruhigem Buckelrelief durch.

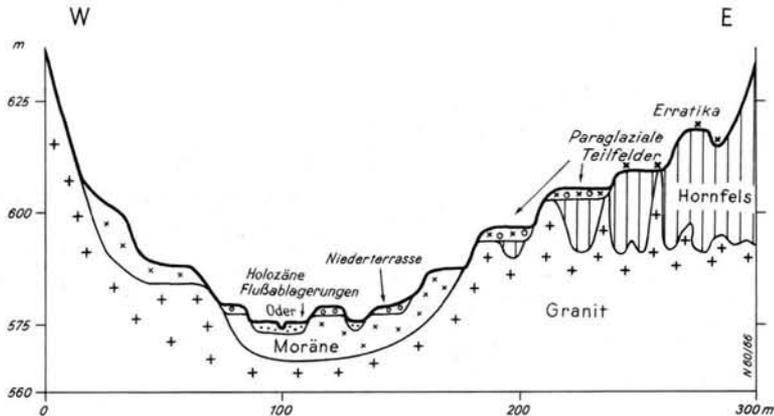


Abb. 4. Geologisches Querprofil durch das Odertal oberhalb des Gletscherzungenbeckens an der Schneise zum Pt. 735,2.

Das steile Abtauchen der Moränenoberfläche unter die Stauseeablagerungen im Gletscherzungenbecken ist sowohl im Deltabereich als auch hinter der Endmoränenstaffel durch zahlreiche Bohrungen belegt. Aus den Bohrprofilen kann im Zusammenhang mit der Kartierung auf eine exarative Übertiefung des Gletscherzungenbeckens um mehrere Meter geschlossen werden. Zur weiteren Prüfung dieser Frage sind seismische Untersuchungen vorgesehen.

Schlußbemerkungen

Vorstehend wurde nur ein Teilabschnitt, nämlich das Kernstück des gesamten Untersuchungsgebietes, in dem es zunächst die Alternativfrage: pleistozäne Harzvergletscherung oder nicht — zu klären galt, zusammenfassend beschrieben. Nach den mitgeteilten Ergebnissen steht für mich außer Zweifel, daß der zentrale Oberharz im Pleistozän vergletschert war. Nach den neuen Befunden gibt es m. E. kein „Problem der pleistozänen Eigenvergletscherung des Harzes“ mehr. Vielmehr haben sich die Probleme auf geologische, geomorphologische und paläoklimatische Spezialfragen, namentlich auf die Fragen nach dem geologischen Alter, dem Typ und nach dem Umfang der Vergletscherung bzw. der Vergletscherungen, verlagert. Abschließend sei kurz auf einige Ergebnisse zu diesem Fragenkreis eingegangen:

Im Odertal gibt es mehrere Moränenstaffeln, die als Rückzugslagen gedeutet werden. Talabwärts gehen die glaziären Ablagerungen in fluviatile Ablagerungen einer Terrasse über, deren sporadische Reste sich 2—4 m über das Niveau des Talbodens, der vorherrschend von der Niederterrasse eingenommen wird, erheben. Nach H. POSER & J. HÖVERMANN (1951) soll dieser Übergang oberhalb des Oderhauses bei 435 m ü. N.N. liegen; diese Zahl kann aber m. E. nur als Annäherungswert beurteilt werden, denn ohne tiefere Bohrungen läßt sich die äußerste Eisrandlage bei der starken fluviatilen Überprägung der am weitesten talabwärts gelegenen Moränenreste nicht genau fixieren.

Die mit der Moräne korrespondierende Terrasse wurde von H. POSER & J. HÖVERMANN (1951) als Obere Niederterrasse bezeichnet und der Weichseleiszeit zugeordnet. Ich schließe mich dieser stratigraphischen Einstufung aus Gründen, die in einer weiteren Publikation erörtert werden sollen, an, gebe jedoch zu bedenken, daß diese Terrasse nicht mit einer der sicher datierten Terrassen des südlichen Harzvorlandes korreliert werden kann.

Die Eisdicke des weichselkaltzeitlichen Odertalgletschers, die nach der Höhenlage von paraglazialen Formen und erratischen Geschieben am Hang des Hahnenklee ca. 50 m betrug (s. o.), stieg im Firnbecken auf mindestens 80 m an, denn von dort erfolgte eine Transfluenz über den Sonnenberg-Paß ins Siebertal. Auch die nach W und N exponierten Täler des zentralen Oberharzes waren in der letzten Eiszeit, noch mehr jedoch in der Saale-Eiszeit, vergletschert. Die Untersuchungen hierüber sind z. Zt. noch im Gange, doch läßt sich jetzt schon absehen, daß wir im Harz mit zwei, vielleicht sogar mit drei Vereisungen rechnen müssen und daß wir bei den weiteren Arbeiten im zentralen Bereich vom Denkmodell umfangreicher Plateauvergletscherungen ausgehen müssen. Es gibt mehrere Indikationen für die Vorstellung, daß das mächtige Plateau-Eis eine ziemlich inaktive Masse war, die über längere Zeiträume der pleistozänen Kaltzeiten hinweg die Hochfläche zwischen Bruchberg und Brocken verhüllte, und daß deren Zentrum im Oderbecken lag, wo es eine reliefverhüllende Eiskuppel bildete, von der nur gelegentlich einzelne Zungen in die Täler hinabstießen.

Literaturverzeichnis

- BODE, A.: Die Moränenlandschaft im Odertale bei St. Andreasberg. Jb. k. pr. geol. L.-A. f. 1905, 26, 126-139, Berlin 1908.
- BÜDEL, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. Würzb. geogr. Arb. 8, Würzburg 1960.
- DUPHORN, K.: Glaziäre, glazifluviatile und glazilimnische Ablagerungen und Formen im Odertal (Harz). Eiszeitalt. u. Gegenw. 17, 207, Ohringen 1966 (Vortragsbericht).
- KAYSER, E.: Zur Frage der Vergletscherung des Brockengebietes. Jb. k. pr. geol. L.-A. f. 1890, 11, 108-117, Berlin 1892.
- LEMBKE, H.: Glazial, Periglazial und die eiszeitliche Schneegrenze im Harz. Geologie, Jg. 10, H. 4/5, 442-460, Berlin 1961.
- MAINZER, J.: Diluvialmorphologische Probleme des Harzes mit besonderer Berücksichtigung der Vergletscherungsfrage. Würzburg 1932.
- MÖBUS, G.: Abriss der Geologie des Harzes. Leipzig 1966.
- MÜCKE, E.: Zur Frage der würmeiszeitlichen Brockenvergletscherung. Hercynia, N. F. 1, H. 4, 420-442, Leipzig 1964.
- POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. Abh. braunsch. wiss. Ges. 3, 61-115, Braunschweig 1951.
- REICHEL, G.: Zur Frage pleistozäner Vergletscherung im Harz und Thüringer Wald. Erdk. 18, H. 1, 62-65, Bonn 1964.
- WOLDSTEDT, P.: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1 : 1 500 000. Berlin 1935. - - Bemerkungen zu meiner Geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. Z. Ges. Erdk. Berlin, 282-295, Berlin 1935.
- ZIMMERMANN, K. H.: Über Glescherspuren im Harz. N. Jb. Miner. usw., 155-159, Stuttgart 1868.

Manusk. eingeg. 21. 5. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. K. Duphorn, Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Zwei wahrscheinlich letztinterglaziale Torfvorkommen im Gebiet von Stockach-Meißkirch

Von KH. GÖTTLICH, Sigmaringen und J. WERNER, Freiburg

Mit 6 Abbildungen und 2 Tafeln

Zusammenfassung. Zwei Torfvorkommen in der Altmoräne des westlichen Rheingletschergebietes, beide auf sicher rißeiszeitlichen Ablagerungen und überdeckt von würmglazialen Fließerden, werden untersucht und palynologisch bearbeitet. Sie gehören mit hoher Wahrscheinlichkeit ins Riß-/Würm-Interglazial. Von keinem der beiden Vorkommen liegt ein vollständiges Pollendiagramm vor.

Abstract. Two presences of fossile peat in the western part of the Rhine Glacier Area, situated on Riss glacial deposits and under Würm glacial solifluction covers, are described and studied by geological and palynological means. With high probability they are to be placed into the Riss/Würm interglacial. In both cases the pollen diagrams are not complete.

Einleitung

Im Altmoränengebiet südwestlich Meißkirch beim „Maienberg“ (Top. Karte 1:25 000 Blatt Meißkirch 8020) wurde im Jahre 1963 bei Schachtungsarbeiten für ein Hochspannungsmast-Fundament ein fossiles Torfvorkommen angefahren. Kurz darauf kam in einer Schußbohrung der PRAKLA nur wenige Kilometer südlich davon am Westrand des Moores „Waltere“ (Top. Karte 1:25 000 Blatt Meißkirch 8020) ein weiterer fossiler Torf zum Vorschein. Auf Grund der geologischen Situation erschien von vornherein für beide Torfe riß/würm-interglaziales Alter wahrscheinlich. Da aus diesem Bereich des Rheingletschers bislang noch kein interglazialer Torf bekannt und untersucht worden war, wurden im Jahre 1964 an beiden Fundstellen Baggerschürfe angelegt und Torfproben entnommen. Die palynologische Bearbeitung hatte zunächst Herr Privatdozent Dr. G. LANG, Karlsruhe, übernommen. Da ihm jedoch aus zeitlichen Gründen die geplante Bearbeitung nicht mehr möglich war, gab er die von ihm entnommenen Proben an einen der Autoren (GÖTTLICH) zur palynologischen Bearbeitung weiter. Das Ergebnis der Untersuchungen wird nunmehr vorgelegt.

Geologische Situation¹⁾

1. Fundort „Maienberg“

Die allgemeine Situation des Fundortes geht aus der Übersichtskarte Abb. 1 hervor.²⁾ Das begrabene Torfvorkommen liegt in einer flachen Senke vor einer Endmoränenkuppe (Schnitt Abb. 2). Diese ist ein Teil des morphologisch deutlichen Endmoränenzuges des Waldbühl-Stadiums (nach der Lokalität Waldbühl bei Gallmannsweil, wo die Endmoräne in großen Kiesgruben aufgeschlossen ist). Der zum Riß-Komplex gehörende, einige Kilometer hinter der äußersten Riß-Vereisungsgrenze zurückbleibende Stand zeichnet sich durch folgende Eigenarten aus: 1. Der Endmoränenwall ist morphologisch deutlich ausgeprägt. 2. In Tagesaufschlüssen sind meist Stauchungserscheinungen feststellbar. 3. Weithin fehlen zugehörige große Übergangskegel und Schotterkörper. — Es ist sehr wahrscheinlich, daß dieses Waldbühl-Stadium des westlichen rißeiszeitlichen Rheinglet-

¹⁾ Eine ausführlichere Darstellung der rißeiszeitlichen Bildungen des Blattgebietes Meißkirch und seiner Umgebung wird in den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:25 000, Blatt Meißkirch, (WERNER) erscheinen.

²⁾ In die Karte sind weitere, noch nicht näher untersuchte überdeckte Torfvorkommen wahrscheinlich letztinterglazialen Alters eingetragen.

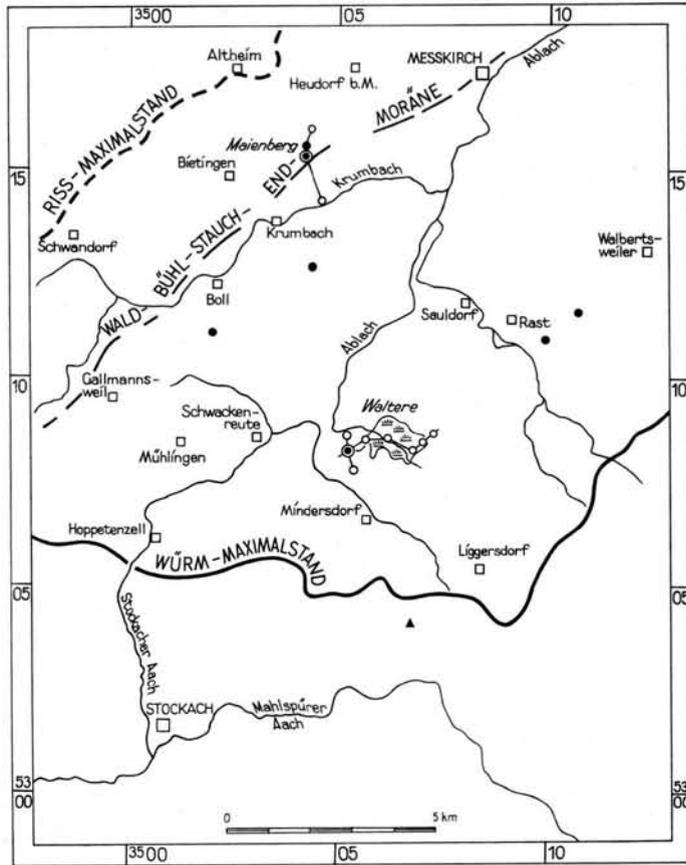


Abb. 1. Übersichtskarte. Zeichenerklärung: ⊙ = Aufgeschürfte, fossile Torfvorkommen Maierberg und Waltere. ● = Sonstige in Bohrungen angefahrne fossile Torfvorkommen mit Riß-Geschiebemergel oder -Schotter im Liegenden und Fließlehm im Hangenden. ○ = Bohrungen der geologischen Schnitte Abb. 2, 4 und 5. ▲ = In einer Bohrung angefahrner fossiler Torf unter Würm-Geschiebemergel-Überdeckung.

schers gleichzusetzen ist mit der das Federseebecken umrandenden Endmoräne, dem Biberacher Doppelwall (WEIDENBACH 1937) und den Endmoränen des Wurzacher Beckens (SCHREINER 1951).

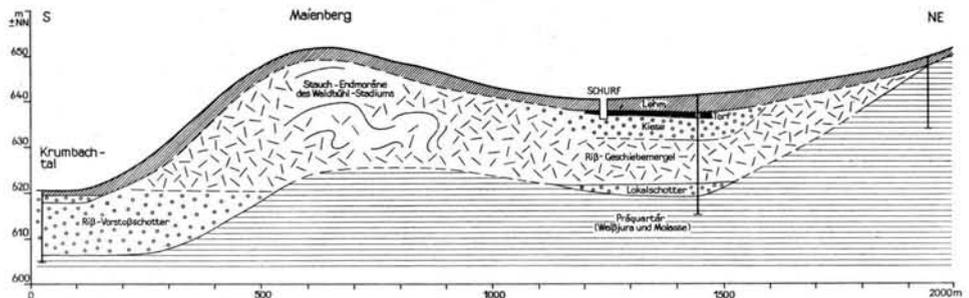


Abb. 2. Geologischer Schnitt durch das Torfvorkommen Maierberg auf Grund einiger Bohrungen und Tagesaufschlüsse (vgl. Abb. 1).

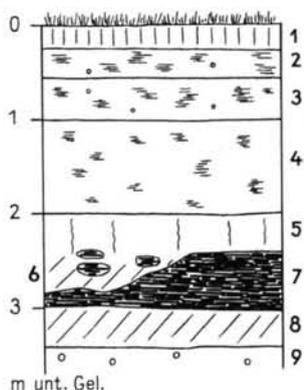


Abb. 3. Profil des Baggerschurfes beim Maienberg. — 1 = Lehm, schluffig, fahlbraun ($A_1 + g$ -Horizont). 2 = Lehm, einzelne kleine Geschiebe, marmoriert (g_1 -Horizont). 3 = Lehm, einzelne kleine Geschiebe, marmoriert, Brauneisenkonkretionen (g_2 -Horizont). 4 = Lehm, einzelne kleine Geschiebe, Marmorierung nach unten abnehmend. 5 = Lehm mit Fein- bis Mittelsand-Nestern, dicht, bläulichgrau mit Eisenhydroxydbelägen auf Kluftflächen und Wurzelröhren (G_0 -Horizont). 6 = wie 5, jedoch von torfigen Nestern und Schlieren durchsetzt. 7 = torfiger Lehm, schlierig durchzogen von Lehm mit geringerem Torfgehalt. Einzelne Kalkknöllchen. Wenig Holzreste, meist wohl Teile von Zweigen, eine Kiefernadel. 8 = Lehm, schluffig-feinsandig mit Glimmer, grünlich-grau (G_1 -Horizont), kalkfrei. Wahrscheinlich Auelehm. 9 = alpiner Kies, frisch, mit Anätzungsspuren.

Die flache Senke, in der das Torfvorkommen liegt, gehört zu einer den Waldbühl-Endmoränenzug von Bietingen in Richtung auf Meßkirch begleitenden Talung, die als peripheres Schmelzwassertal anzusehen ist. Ihre Kiesfüllung — mit Auelehmdecke — bildet das Liegende des Torfes (Abb. 3). Die Kiesfüllung ihrerseits ist in einen liegenden Geschiebemergel eingesenkt, der wohl dem Riß-Maximalstand zuzurechnen ist.

Die Oberfläche der Talung im Bereich des Torfvorkommens besitzt heute kein Längsgefälle mehr. Demnach ist das Hangende des Torfes, eine 2,5 m mächtige Überdeckung aus geschiebearnem, kalkfreiem Lehm, nicht als Auelehmbildung, sondern als Fließerde anzusehen. Diese ist ins Würmhochglazial zu stellen. Ihr Material entstammt den aus dem Geschiebemergel der Talflanken hervorgegangenen riß/würm-interglazialen Bodenbildungen (hauptsächlich wohl Parabraunerden großer Entkalkungstiefe, WERNER 1964).

Das Profil des Fundortes im einzelnen geht aus der Darstellung Abb. 3 hervor. Eine gewisse Durchbewegung des Torfes durch Kryoturbation zu Beginn der Fließerde-Überlagerung ist wahrscheinlich.

2. Fundort „Waltere“

Wie beim Fundort „Maienberg“ ist auch das fossile Torfvorkommen bei der „Waltere“ von Fließerde überdeckt. Die „Waltere“ (Abb. 1) ist ein mehr als 1 km² großes Hochmoor in einer durch glaziale Übertiefung entstandenen, größtenteils mit Geschiebemergel verfüllten Depression. Diese hängt mit einer ebenfalls geschiebemergelverfüllten Depression der Molasse-Oberkante unter der Kiesfüllung des heutigen Ablachtales zwischen Bahnhof Schwackenreute und Sauldorf zusammen. Wahrscheinlich sind diese Depressionen als kleines und wohl relativ flaches Zungenbecken anzusehen, das beim ersten Rißgletschervorstoß (überfahrener „Meßkircher Stand“, vgl. Fußnote 1) auf Seite X) oder beim zweiten Vorstoß zum Riß-Maximalstand ausgehobelt wurde. Die Waltere liegt einige Kilometer nördlich der Äußeren Würmendmoräne und noch weit hinter dem Endmoränenzug des ebenfalls rißseiszeitlichen Waldbühl-Stadiums.

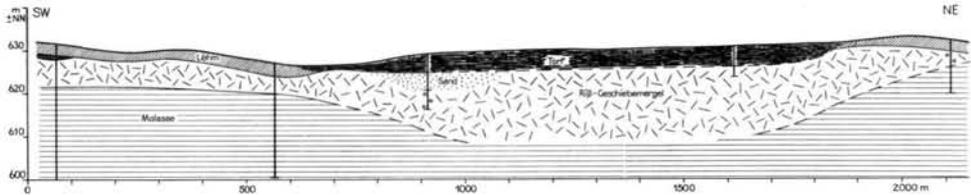


Abb. 4. Etwa westöstlich verlaufender geologischer Schnitt durch die Waltere (vgl. Abb. 1) auf Grund einiger Bohrungen.

Die Waltere greift mit ihren holozänen Torfbildungen fingerartig in eine von Südwesten her einmündende Senke hinein (Abb. 1). Nur 100 bis 200 m oberhalb dieses Mooraufläufers wurde am Rande derselben flachen Senke das fossile Torfvorkommen entdeckt (Abb. 4 und 5). Im Liegenden des Torfes finden sich über dem Riß-Geschiebemergel ein schneckenführender Lehm und Schmitzen von Seekreide, die stellenweise kryptoturbat mit dem Torf verwürgt ist (Abb. 6). Über dem Torf folgt zunächst wiederum ein schneckenführender Lehm, der von einem 2—2,5 m mächtigen kalkfreien, geschiebearmen Lehm überdeckt wird. Dieser kann nur als Fließerde gedeutet werden, die ins Würm-Hochglazial zu stellen ist.

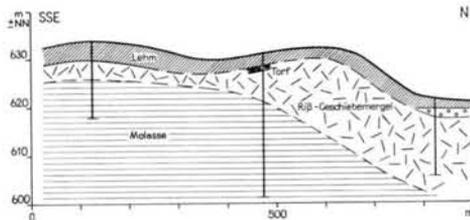


Abb. 5. Etwa südnördlich verlaufender Schnitt durch das fossile Torfvorkommen am Rande der Waltere (vgl. Abb. 1) auf Grund einiger Bohrungen.

Die Schneckenfauna vom Fundort „Waltere“

Sowohl im Torf selbst, als auch im Hangenden Lehm und in der liegenden Seekreide (Abb. 6) kommen zahlreiche Schnecken vor. Diese wurden durch Herrn Dr. MÜNZING, Freiburg, bestimmt, dem hierfür herzlich gedankt sei. Es treten folgende Arten auf:

<i>Bithynia tentaculata</i> (LINNE), Deckel	(Torf und liegende Seekreide)
<i>Valvata piscinalis</i> (MÜLLER) ssp.	(Torf)
<i>Valvata piscinalis antiqua</i> (SOWERBY)	(liegende Seekreide und hangender Lehm)
<i>Lymnaea</i> sp.	(liegende Seekreide)

Es sind durchweg Süßwasserschnecken; *Valvata piscinalis antiqua* ist eine typische Seeform. Alle diese Arten bewohnen heute ein weites Gebiet zwischen Nordwestafrika (*Bithynia tentaculata*) oder Süditalien (*Valvata piscinalis*) bis zum hohen Norden. Die Schneckenfauna des Torfvorkommens „Waltere“ gibt somit keine Auskunft über klimatische oder stratigraphische Fragen.

Absolute Altersbestimmungen

Vom Fundort „Maienberg“ wurden drei, vom Fundort „Waltere“ zwei Torfproben durch Herrn Dr. GEYH, Hannover, nach der ^{14}C -Methode datiert. Ihm sei hierfür herzlich gedankt.

Die erste in einer Torfprobe vom Fundort „Maienberg“ durchgeführte Bestimmung ergab mit $21\,360 \pm 420\text{a}$ ein wider Erwarten niedriges absolutes Alter. Da zu vermuten

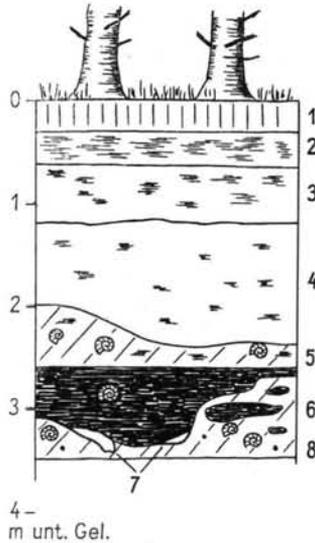


Abb. 6. Profil des Baggerschurfes bei der Waltere. — 1 = Lehm, schluffig, braun (A_1 -Horizont). 2 = Lehm, schluffig-feinsandig, braun und schwach marmoriert, vereinzelte Geschiebe ($B_1 + g$ -Horizont). 3 = Lehm, feinsandig, schwach marmoriert, einzelne Geschiebe. 4 = Lehm, stark feinsandig, diffus grau und rostfleckig, einzelne Geschiebe. Bis hier kalkfrei. 5 = Lehm, stark feinsandig-schluffig, kleinflächig bläulichgrau und rostfarben marmoriert, reichlich Schnecken- und Pflanzenreste. 6 = Torf mit Holzresten, wenig Schnecken- und Schalenreste. 7 = Seekreideartiger Mergel. 8 = Lehm, feinsandig-schluffig, dicht, blaugrau mit rostfarbenen umhüllten Wurzelröhren, wenig Schnecken- und Schalenreste, einzelne Pflanzenreste. Darunter folgt lt. Bohrung frischer Geschiebemergel.

war, daß die rezente Durchwurzelung des Torfhorizontes eine erhebliche Fehlerquelle sei, wurden zwei weitere Proben gesiebt und ausgelesen, so daß rezente Würzelchen weitgehend ausgemerzt waren. Die hieran durchgeführten Bestimmungen ergaben für das Torfvorkommen „Maienberg“ ein Mindestalter von 41500 resp. 42900 a.

An zwei in derselben Weise vorbehandelten Torfproben vom Fundort „Waltere“ ergab sich ein Mindestalter von 23300 resp. 27400 a. Die Probemenge war infolge der Vorbehandlung für eine weitergehende Altersbestimmung zu gering.

Die Pollendiagramme (Tafel I u. II)

Darstellungsweise

Die Analysenergebnisse wurden als Totaldiagramme aufgetragen. D. h., daß als Grundsomme (Spalte A) alle Pollen (Baum- und Nichtbaumpollen) unter Ausschluß deren der Wasserpflanzen, herangezogen worden sind. Das jeweilige Verhältnis Baumpollen/Nichtbaumpollen ist mit einem Blick in dem ersten Diagrammteil, der nur die Baumpollen in herkömmlicher Weise enthält, sichtbar. Diese Art der Berechnung bzw. Darstellung wurde gewählt, da es sich hier um überwiegend subaquatische Sedimente handelt.

Unter den Nichtbaumpollen wurden die Arten der Frostschuttundra als schwarze Schattenrisse, die übrigen Krüppelpollen als schrägschraffierte Flächen aufgetragen.

Unter *Incerta* sind alle die Funde zusammengefaßt, welche sich infolge zu starker Korrosion, allgemein schlechter Erhaltung, Überdeckung durch Detritus oder aus ähnlichen Gründen nicht bestimmen ließen. Sie sind daher ein relatives Maß der Pollenerhaltung. *Indeterminata* sind seltenere Einzelpollen, die mit vernünftigem Aufwand nicht mehr bestimmt werden konnten.

Die Pollen der *Ranunculaceae*, wohl fast nur dem Genus *Ranunculus* angehörend, sind schwer und nur unsicher nach Spezies zu trennen, so daß sie zusammengefaßt wurden. Obwohl unter ihnen der *Batrachium*-Typus überwiegt, wurden sie sicherheitshalber nicht zu den Wasserpflanzen gestellt. Die Summe der eigentlichen Wasserpflanzenpollen (Sp. B) wäre daher, besonders beim Diagramm Maienberg, entsprechend zu erhöhen.

Spalte D enthält die Anzahl der Coenobien verschiedener Pediastron als *Algen* zusammengefaßt.

Im Diagramm Maienberg schließlich folgt darauf noch eine besondere Spalte E mit einem Sonderdiagramm, das allein die Baumpollen als Grunddiagramm zeigt.

Hingewiesen sei noch auf die Spalte *Asche* (jeweils links), die erkennen läßt, daß es sich fast überall um minerogene Sedimente handelt. Lediglich bei den Spektren 4—8 von Maienberg kann aufgrund der Definition (GÖTLICH 1965, S. 85) von einem Anmoor gesprochen werden. Im übrigen ist eine — sehr erwünschte — paläopedologische Ansprache nicht möglich, da nur wenige cm³-große Einzelproben zur Verfügung standen.

Die Wahl der Spektraabstände (5 cm) war durch die Probeentnahme (G. LANG) vorgegeben.

Gliederung und Deutung

1. Die humose Schicht aus der *Waltere* wurde schon außerhalb ihres Westrandes entnommen. Die *Waltere* selber ist ein holozänes, stark abgetorfes Hochmoor mit Niedermoor- und (nördlichem) Anmoorsaum.

In den basalen Spektren (bis 15) sind noch hohe Anteile von Kältezeigern vorhanden; ein (flacher) See war erst in Entwicklung begriffen. Doch auch hier sind schon, wenn auch geringe Werte, des Eichenmischwaldes als geschlossene Kurve vorhanden.

Ab Spektrum 15 erfolgen im Baumpollenbild bis zum Hangenden nur geringe Änderungen, wobei die Reihenfolge *Pinus - Corylus - Picea - Betula - EMW - Abies* fast immer eingehalten wird. Die relative Gleichförmigkeit des Baumpollendiagrammes — ineins mit der Existenz eines kleinen Sees, in dem überwiegend minerogene Ablagerungen herrscht — ist als Ergebnis seiner fast ständigen Durchmischung zu deuten. Deshalb die nur geringe Gliederungsmöglichkeit.

Das BP/NBP-Verhältnis läßt auf eine nur recht lockere Bewaldung des Fundortes schließen.

Ferner ist noch festzuhalten, daß unter den *Picea*-Pollen keine *Omorica*-Typen gefunden wurden; außerdem fällt in den Spektren 1—5 eine geschlossene Kurve niedriger Frequenzen von *Abies* und *Carpinus* auf. Die Vorkommen der Wasserpflanzenpollen und der Pediastron beweisen die Entwicklung eines (kleinen) Sees mit Höhepunkt bei Spektrum 7. Das Seestadium hält — wenn auch in vermindertem Maße — bis zum Ende der untersuchten Schicht an. Die wassergefüllte Hohlform dürfte durch Zuschütten infolge Solifluktion ihr Ende gefunden haben.

Das geschlossene Vorhandensein der Lemnaceae zusammen mit der Schwarzerle deutet auf relativ eutrophe Verhältnisse im See und im Bruchwald, der ihn umgab.

2. In ähnlichem Maße wie beim vorigen ist der Baumpollenanteil des Diagrammes von *Maienberg* fast ungliedert. Hier sind nur *Pinus*, *Betula*, *Salix* und *Picea* vorhanden, wobei die Birke nach oben von der Kiefer zurückgedrängt wird. Als tertiäre Arten an zweiter Lagerstätte wurden ein *Tsuga*-Fragment (Sp. 6) und zwei *Tsuga*-Pollen (Sp. 8) und zwei Juglandaceae (Sp. 9 und eine in Spektrum 1 gefunden).

Die Nichtbaumpollen überwiegen bei weitem, jedoch nicht so stark wie es das Diagrammbild wiedergibt. Man erkennt nämlich, daß die lokalen Cyperaceen den NBP-Anteil um etwa die Hälfte erhöhen.

Die Umgebung der Fundstelle war nicht völlig waldfrei, jedoch sehr stark von offenen Pflanzengesellschaften durchsetzt; außerdem nahmen am Bewuchs wohl strauchförmige bzw. niederwüchsige Gattungen von Weiden, Birken, Kiefern und Fichten teil. Folgerichtig spielen hier die im Schutze eines Bruchwaldes wachsenden Farne kaum eine Rolle.

Wie im Waltere-Diagramm, doch stärker ausgeprägt, so unter anderem durch höhere Frequenzen von Pediastron, ist auch ein Seestadium mit zeitweilig etwas humusreicherer Sedimentation deutlich erkennbar.

Der flache See muß ein abruptes, katastrophenartiges Ende durch soliflukitives Auffüllen und Überdecken gefunden haben. Sein üppiger Bewuchs aus Wasserhahnenfuß, Wasserlinsen und Tausendblatt ist schnell untergegangen.

3. Der Vergleich beider Diagramme läßt aus palynologischer Sicht weder eine sichere zeitliche Reihung noch die Konnektierung mit anderen Funden zu. Vermutete eemzeitliche Schichten aus Oberschwaben (GERMAN und FILZER 1965, 1967), denen die Waltere- und Maienberg-Funde durchaus angehören können, sind kaum sicher einzuordnen, zumal meist zu fragmentarisch. Andere (BROSSE, FILZER und GERMAN 1965) wären eher vergleichbar, wenn in unseren beiden Fällen nicht eine stark homogenisierende Pollenmischung die Gliederung verwischte.

Lediglich das Pollendiagramm von der Waltere paßt — wenn man von lokalen Pollen absieht — gut mit dem der vermutlich riß/würm-interglazialen Torfe von Dürmentingen überein (GÖTTLICH 1960, S. 125 ff.).

Die Radiocarbonatierung gibt hier kaum eine verwertbare Antwort; eemzeitliche Schichten müßten (GROSS 1966) mindestens 75 000 abp alt sein.

Die Altersangaben für die Waltere (>24 700) bzw. >23 300) sind die weniger brauchbaren, da die Schicht von feinen rezenten Wurzeln durchsetzt ist.

Für Maienberg wurden mehr als 42 900 bzw. >41 500 bestimmt. Beide Datierungen sagen nichts gegen ein riß/würminterglaziales Alter, beweisen es aber natürlich noch viel weniger. So könnte Maienberg dem Polleninhalte nach ebenso einem der vielen Würm-Interstadiale angehören.

Aus diesen Gründen können für die zeitliche Zuordnung und Reihenfolge der beiden Funde nur geologische Verfahren, d. h. hier ihre stratigraphische Einordnung und ihre lateralen Beziehungen Aufschluß geben.

Herrn Priv.-Doz. Dr. H.-J. BEUG, Hohenheim, sei für eine Diskussion der Diagramme an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Ergebnisse

1. Fundort „Maienberg“

Der fossile Torf dieses Fundortes wurde, wie das palynologische Untersuchungsergebnis zeigt, während einer kühlen Epoche sedimentiert. Ort der Torfbildung war, ebenfalls nach palynologischem Befund, ein flaches stehendes Gewässer.

Die liegenden alpinen Kiese zeigen nahe ihrer Obergrenze typische Veränderungen, wie sie durch Grundwässer unter vermoorten Oberflächen verursacht werden: Graubleichung durch Reduktion, oberflächliche Anätzung der Kalkgerölle. Zwischen Kiesen und Torfhorizont liegt ein kalkfreier Lehm von auelehmartiger Beschaffenheit. Er zeigt typische blau-graue Reduktionsfarben, wie sie im G_r -Horizont eines Gley-Profiles auftreten. Die Kalkfreiheit des liegenden Lehmes zeigt, daß zwischen dem Rückzug des Rißgletschers und der Sedimentation des Lehmes eine Phase der Entkalkung und Bodenbildung gelegen haben muß. Wahrscheinlich in dieser Zeit wurde der liegende Kies zersetzt und der kalkfreie Lehm in eine abgeschnittene Bachschlinge oder in einen alten Toteistümpel eingeschwemmt. Die Torfbildung in diesem ruhenden Gewässer schloß sich an, während die anorganische Sedimentation in unterschiedlichem Grade weiterging, wie der starke,

wechselnde Lehmgehalt des Torfes zeigt. Diese Entwicklung wurde offenbar durch das Einsetzen starken periglazialen Bodenfließens abrupt abgebrochen.

Die Phase der Entkalkung und Bodenbildung ist in das lange und warme Riß/Würm-Interglazial zu stellen. Die Torfbildung könnte somit der kühlen Endphase dieses Interglazials oder aber einem Altwürm-Interstadial angehören. Da für das dem Hauptwürm der äußeren Jungendmoräne vorausgehende Altwürm im Rheingletschergebiet bisher keinerlei greifbare Zeugen gefunden wurden, ist die Einstufung des Torfvorkommens in das Riß/Würm-Interglazial naheliegender. Auch das hohe Mindestalter der ^{14}C -Datierung scheint für diese Zuordnung zu sprechen.

2. Fundort „Waltere“

Die Sedimentation des Torfes fällt, wie aus der palynologischen Untersuchung hervorgeht, in eine Warmzeit, anfangs jedoch noch mit Anzeichen für kühleres Klima. Sedimentations-Ort war ebenfalls ein stehendes Gewässer. Nach der Morphologie kommt hier nur ein See in Frage. Da der fossile Torf höher liegt als die Untergrenze des holozänen Torfes der Waltere (Schnitt Abb. 5) ist entweder an einen höher gelegenen, mit der Waltere selbst nicht zusammenhängenden kleineren See zu denken oder aber an das Seitenbecken eines großen Sees mit entsprechend hohem Wasserspiegel. Die Verfüllung des Sees beginnt mit einem feinsandigen, kalkreichen Lehm (Abb. 6) mit Wasserschnecken und ging über in eine seekreideähnliche Bildung, der die starke organische Sedimentation (Torfhorizont) folgte. Die Seesedimente schließen nach oben ab mit dem hangenden, ebenfalls wasserschneckenführenden Lehm. Erst dann folgt die Überdeckung mit kalkfreier Fließerde. — Der liegende Riß-Geschiebemergel belegt postrißglaziales Alter.

Die Torfbildung ist demnach am ehesten in das Riß/Würm-Interglazial zu stellen. Sie in ein Altwürm-Interstadial einzustufen, besteht keine Veranlassung.

Literaturverzeichnis

- BROSSE, P., FILZER, P. & GERMAN, R.: Neues zur Geologie der Umgebung von Bad Wurzach. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **5**, 255-275. 1965.
- GERMAN, R. & FILZER, P. u. a.: Ergebnisse der wissenschaftl. Kern-Bohrung Ur-Federsee 1. Oberrhein. Geol. Abh. **14**, 97-139. 1965. - - Ergebnisse der wissenschaftl. Kern-Bohrung Ur-Federsee 2. Ebenda, 45-110. 1967.
- GÖTTLICH, Kh.: Beitr. z. Entwicklungsgeschichte der Moore in Oberschwaben. Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ. **115**, 93-174. 1960. - - Ergebnisse u. Ziele bodenkdl. Studien in Moor u. Anmoor. Arb. Landw. Hochschule Hohenheim **33**. 1965.
- GROSS, H.: The So-called Götterzeit Interstadial of the Würm Glaciation Current. Anthropology **7**, 2, 239-242, Chicago 1966.
- SCHREINER, A.: Diluvialgeologische Untersuchungen im Wurzacher Becken (Oberschwaben). Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **33**, 78-88. 1951.
- WEIDENBACH, F.: Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. N. Jb. Mineral. usw. Beil.-Bd. **78** B, 66-108. 1937.
- WERNER, J.: Grundzüge einer regionalen Bodenkunde des südwestdeutschen Alpenvorlandes. Schriftenreihe Landesforstverw. Baden-Württ. **17**, Stuttgart 1964.

Manusk. eingeg. 8. 7. 1968.

Anschriften der Verf.: Privat-Doz. Dr. Kh. Göttlich, 748 Sigmaringen, Fürst-Friedrich-Str. 14. - Landesgeologe Dr. Jörg Werner, Geol. Landesamt, 78 Freiburg i. Br., Alberstraße 5.

Den geologischen Abteilungen der Erdöl-Firmen Gewerkschaft ELWERATH und WINTERS-HALL AG. sei für die freundliche Erlaubnis zur Verwendung von Schußbohrergebnissen gedankt.

Vorelsterzeitliche Karsttaschen mit Terra-fusca-Füllung in der Kreide von Meerdorf im Landkreis Braunschweig

Von RUDOLF HERRMANN, Hannover

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung. Bei Meerdorf im Landkreis Braunschweig finden sich auf der Oberfläche von mergeligen Kalken der *Mucronatenschichten* sack- und trichterförmige Taschen, die bis 3 m tief und mit braunem Ton und Geschiebesanden gefüllt sind. Auf schwacher Hangneigung gelegene Taschen sind in ihrem oberen Teil hangabwärts verzerrt und unter Fließschutt der Kreidekalke zu langen Schwänzen ausgezogen. Der braune Ton ist auch außerhalb der Taschen auf der narbigen Oberfläche der Kalke verbreitet, wogegen die Geschiebesande auf die Kerne der Taschen beschränkt sind. Über diesen Bildungen liegt eine Grundmoräne.

Die Kleinformen der Kreideoberfläche und die tieferen Taschen sind durch Auflösung von Mergelkalkstein entstanden; der nichtkarbonatische Rückstand bildet eine Terra fusca. Die Verkarstung vollzog sich unter warmem Klima und begann möglicherweise schon vor dem Pleistozän. Die Geschiebesande in den Taschen sind vermutlich elsterzeitlich und waren ursprünglich flächenhaft verbreitet; in das Innere der Taschen sind sie durch Eiskeilbildung oder auf andere Weise gelangt. Danach wurden die Sande flächenhaft abgetragen. Deformiert wurden die Taschen zu Beginn der Saalezeit durch Solifluktion. Die das Profil abschließende Grundmoräne ist die des drenthestadialen Eisvorstoßes.

Abstract. Near Meerdorf in the district of Braunschweig there are a kind of kettle- or funnel-shaped hollows or pockets at the surface of the marly chalk beds of *Belemnitella mucronata*. These pockets are of a depth of up to 3 metres and are filled with a brown clay and with glacial sands. Pockets that are to be found at slightly inclined slopes are deformed in their upper part in down-slope direction and are drawn out like long tails and they are covered by frost chalk debris. The brown clay is also spread at the scarred surface of the chalk outside the pockets, whereas the glacial sands are to be found exclusively in the interior of the pockets. The uppermost sediment is a basal moraine.

The scarred surface of the Cretaceous and the larger pockets originated in the dissolution of the marly chalk, the clay at its surface being the residues of the non-carbonates, a so-called Terra fusca. These processes of karstification came about under a warm climate. During a cold period, probably the Elster (Mindel) stage of the Glacial Period, the glacial sands have been deposited. Only the fractions of the sands that got into the pockets have remained. The deformation of the upper parts of the pockets is due to the solifluktion that took place at the beginning of the Saale glacial stage. It was followed by the deposition of the basal moraine of the Drenthe stadial ice thrust.

Bei Meerdorf, etwa 15 km nordwestlich von Braunschweig, befinden sich an der Oberfläche mergeliger Kalke unter einer dünnen Moränendecke sack- und trichterförmige Kessel oder Taschen, die mit Ton und Glazialmaterial gefüllt sind; sie greifen knapp 3 m tief in das Gestein ein und sind — in Hanglage — in ihrem oberen Teil hangabwärts verzerrt. Diese in Kalkgruben aufgeschlossenen Taschen sind von anderen Bearbeitern schon beschrieben, aber in anderer Weise gedeutet worden, als im folgenden dargelegt wird.

Zuerst ist O. SICKENBERG auf diese Aufschlüsse aufmerksam geworden. In einer im Jahre 1954 erschienenen Abhandlung sprach er sich dagegen aus, die Kessel als interglaziale „geologische Orgeln“ aufzufassen, weil sie keine interglazialen Sedimente enthielten, und entschied sich dafür, sie als saaleeiszeitliche Gletschertöpfe mit Deformation durch das weiter vorrückende Eis zu deuten. Herr SICKENBERG hatte die Freundlichkeit, mich schon vor Erscheinen seiner Abhandlung auf dieses bemerkenswerte geologische Objekt hinzuweisen. Bei Besuchen der Aufschlüsse kam ich zu der Auffassung, daß die Kessel das Ergebnis einer vor-saaleeiszeitlichen Karstverwitterung seien, der sie füllende Ton ein Rückstand der Kalkauflösung und die Deformation der Kessel ein Werk der Solifluktion sei. In einem Vortrag, den ich am 1. 6. 1955 in der 22. Jahresversammlung der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen in Braunschweig hielt, legte ich die Gründe für diese Auffassung dar.

Neuerdings hat H. BRÜNING (1966) — ohne Kenntnis meines Vortrages — die Kessel als Periglazialerscheinungen gedeutet. Er bezeichnet sie ihrer Anlage nach als Frostkessel, in deren toniger Füllung sich Eiskeile entwickelten. Die Deformation der Kessel schreibt er ebenfalls der Solifluktion zu. O. SICKENBERG stimmte nun dieser Periglazial-Hypothese bei.

Im folgenden wird dieser Hypothese die Deutung der Kessel als Karstaschen gegenübergestellt und gezeigt, daß in den Meerdorfer Aufschlüssen ein komplexes Karst- und Periglazialprofil vorliegt. Der Aussagereichtum dieses Profils kann an dieser Stelle nicht ausgeschöpft werden. Die Darstellung beschränkt sich auf die Entwicklung der Karstaschen, zieht aber auch das in deren Umgebung ausgebildete Bodenprofil heran, dessen abschließende Beurteilung einer bodenkundlichen Untersuchung überlassen bleibt.¹⁾ Es erscheint zweckmäßig, die hier mitzuteilenden Ergebnisse auf eine neue Beschreibung des Aufschlußbefundes aufzubauen, die zwar Wiederholungen früherer Aussagen einschließt, aber auch in mancherlei Hinsicht vervollständigt ist.

Die Mergelkalkgruben liegen 6 km nordöstlich von Peine beiderseits der von Meerdorf nach NW führenden Landstraße (Top. Karte 1:25 000, Nr. 3627 Peine, Ausgabe 1955). Die Gruben sind in den Südostteil eines flach von 75 auf 85 m ü. N. N. ansteigenden Hügels eingeschnitten. Auf der Nordseite der Straße befindet sich auf 450 m Länge ein zusammenhängendes Grubengelände — im folgenden als nördliche Grube bezeichnet — mit einer 5 bis 6 m hohen Aufschlußwand. Die südliche Grube schneidet südlich der Straße von S her in den dort südwärts abfallenden Hang des Hügels 60 m breit ein und endet etwa halbkreisförmig mit einer 6 bis 7 m hohen Böschung.

Der Mergelkalkstein wird seit alter Zeit, aber jetzt abnehmend, zur Kalkung der Äcker gewonnen. Vor 13 Jahren war das Anstehende an den Grubenwänden auf langen Strecken frisch angeschnitten; gegenwärtig — im Frühjahr 1968 — sind nur wenige Entnahmestellen offen; im übrigen sind die Wände verfallen. Die folgende Beschreibung stützt sich daher z. T. auch auf frühere Beobachtungen.

Die aufgeschlossenen Mergelkalksteine gehören den Unteren Mucronatenschichten an. Sie sind etwa in Dezimeterabständen geschichtet und stark geklüftet. In der Schichtenfolge wechseln weiße Kalksteine mit mürberen hellgrauen Mergeln. Die Nichtkarbonat-Gehalte dieser Gesteine betragen in Einzelproben 12 bzw. 32 %.²⁾

Die Schichtung läßt ein flaches Einfallen (etwa 5°) nach W bis WNW erkennen, wie es der Lage auf dem Ostflügel der Rosental—Meerdorfer Oberkreidemulde (WOLDSTEDT 1934) entspricht. Das Schichtenfallen bewirkt, daß in der nördlichen Grube insgesamt eine Schichtenfolge von etwa 50 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Die Kalk- und Mergelkalkfazies ist in diesem Bereich einheitlich. — In der nördlichen Grube ist noch jetzt eine schon früher erkennbare westfallende Abschiebung aufgeschlossen; ihre Sprunghöhe ist wegen der Ähnlichkeit der beiderseits von ihr anstehenden Schichten nicht feststellbar.

In der obersten, bis zu 1,5 m Tiefe reichenden Zone ist das Gestein durch Zerfall in zentimetergroße Stückchen entschichtet. Dieser mechanische Gesteinszerfall ist schon von den früheren Beobachtern auf die Wirkung eiszeitlichen Frostes in der Frostwechselzone zurückgeführt worden.

Die Oberfläche des Frostschuttes ist narbig und zerfurcht und wird von einem braunen Ton bedeckt; dieser ist am Westrand der nördlichen Grube bis etwa 20 cm mächtig, keilt aber weiter östlich aus. In der südlichen Grube ist er nur schwach entwickelt. Außerhalb

1) Hinsichtlich der bodenkundlichen Probleme des Aufschlusses bin ich Herrn Dr. ROESCHMANN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, der die Aufschlüsse mit mir besuchte, für mannigfaltige Hinweise zu Dank verpflichtet.

2) Die analysierten Proben wurden am Weststoß der nördlichen Grube 10 bzw. 50 cm tief unter der Oberfläche der Mergelkalke entnommen. Für die Ausführung der Analysen bin ich Herrn Dr. FASTABEND, Bodenchemisches Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, sehr zu Dank verbunden.

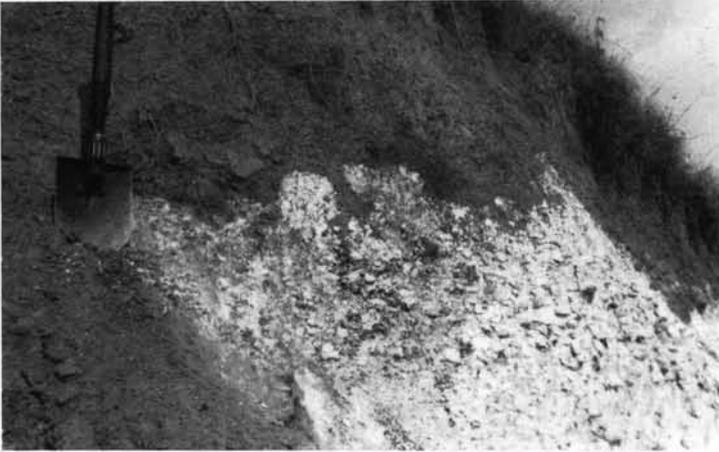


Abb. 1. Lösungsoberfläche des Kreidekalksteins mit zapfenförmig und adernetzartig eindringendem Ton der Terra fusca. Meerdorf, nördliche Grube, Weststoß, April 1968. 1 : 14.

der tonerfüllten Taschen greift der Ton zapfenförmig und adernetzartig in den Frostschutt ein (Abb. 1). Der Ton ist dicht, stark plastisch, leicht aufschlammbar, schluffhaltig, kalkfrei, führt kleine Toneisensteingeoden, ist meist frei von anderen Einschlüssen und hat ein parallelepipedisches Gefüge.

Auf dem Ton liegt mit unscharfer Grenze ein sandiger Geschiebelehm, der etwa $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ m mächtig und meist gänzlich in der Ackerkrume aufgegangen ist. Stellenweise, so in der südlichen Grube, hat der Geschiebelehm Sand und Geschiebe an den liegenden Ton abgegeben, und es hat eine geringfügige Tonverlagerung zu diesem hin stattgefunden. Von dem Geschiebelehm aus greifen mit sandigem Lehm gefüllte Spalten durch den Ton hindurch bis in den Kalkstein-Frostschutt ein. Wo der Ton fehlt, liegt die geschiebeführende Ackerkrume unmittelbar auf dem Frostschutt.

Der umfassendste Einblick in die Erscheinungsweise der in den Mergelkalkstein eingreifenden Taschen ließ sich früher in der südlichen Grube gewinnen. An der Wand dieser Grube waren im Jahre 1955 auf 50 m Länge 19 Taschen sichtbar; jetzt liegen dort nur



Abb. 2. Sackförmige Karsttaschen im Kreidekalkstein mit Ausschwängung in der Solifluktuationszone; Medianschnitt. Meerdorf, südliche Grube, Nordwestseite, April 1955. 1 : 80.

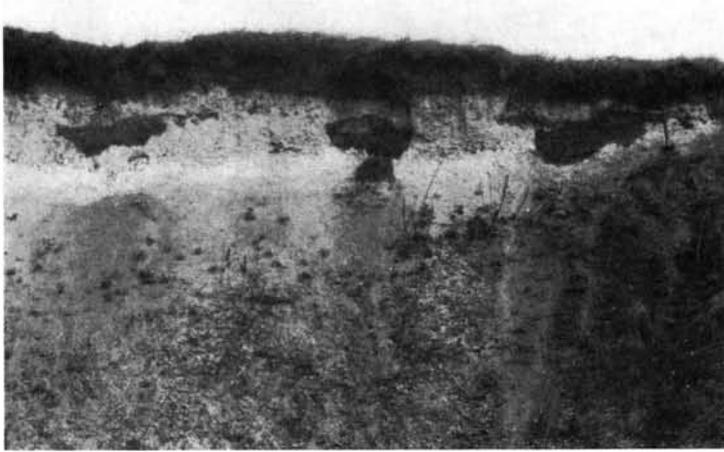


Abb. 3. Sackförmige Karsttaschen im Kreidekalkstein, quer geschnitten, mit beiderseitiger Ausschwängung in der Solifluktionszone, darüber die saalezeitliche Grundmoräne mit (umgelagerter?) Terra fusca an der Basis. Meerdorf, südliche Grube, Nordseite, April 1968. 1 : 80.

sechs solcher Formen frei. Auf der halbkreisförmig verlaufenden Abschlußwand waren die Taschen je nach ihrer Lage in unterschiedlicher Weise angeschnitten. Im westlichen, etwa in der Richtung des Hangefalles liegenden Teil der Aufschlußwand (der jetzt verfallen ist) zeigten die Taschen in Schnitten parallel zur Achse die Umrisse steilstehender Säcke mit hangabwärts gerichteter Verschleppung des oberen Teiles. Zwei nahe beieinander befindliche Taschen mit starker seitlicher Verschleppung ihrer oberen Teile wurden durch Aufgrabung im Vertikalschnitt freigelegt (Abb. 2). Mit ihrem tieferen, unverzerrten Teil reichten die Taschen etwa 3 m tief unter die Oberfläche; ihr Durchmesser bei rundlichem Querschnitt betrug etwa 1 m, ihr Rauminhalt etwa 2 bis $2\frac{1}{2}$ m³. Der untere Teil der Taschen griff in den geschichteten Mergelkalkstein ein, der obere Teil endete in der Frostschuttzone mit meterweit hangabwärts gezogenen Schwänzen.

Im mittleren und östlichen Teil der Aufschlußwand (der südlichen Grube) erscheinen die Taschen im Schnitt schiefwinklig zu ihrer Achse; liegt der Schnitt im verschleppten oberen Teil der Tasche, so ergibt sich ein rundlicher oder querovaler Umriß, wobei der Oberrand an einer oder beiden Seiten ausgeschwängt sein kann (Abb. 3).

Der Ton, der dem Mergelkalkstein weithin aufliegt, kleidet auch die Taschen aus und umschließt darin einen sandigen Kern. Der Ton ist ockerbraun, teilweise auch (durch Humusgehalt?) dunkelbraun, im tieferen Teil der Taschen auch grau. In Taschenquerschnitten kommt eine konzentrische Anordnung von hellbraunem Ton (außen) und dunkelbraunem Ton (innen) vor. Der Ton ist in den trockenen Außenteilen der Taschenfüllungen wandparallel schalig abgesondert, und Schrumpfungsrisse zerteilen ihn in kleine parallelepipedische Stücke. Gelegentlich enthält der Ton Kalksteinbruchstücke aus dem Frostschutt. Nahe an den Taschen wird der Mergelkalkstein von Tonadern durchschwärmt.

Die Kernpartien der Taschenfüllungen sind uneinheitlich; Extreme sind geschiebefreie, überwiegend feine, braunrote Sande mit geringerer Verfestigung und gröbere, geschiebereiche Sande mit starker Verfestigung durch Eisenhydroxid. Große Geschiebe sind selten; kürzlich wurde ein rundliches Geschiebe eines dunkelgrauen kristallinen Quarzits von etwa 15 cm Durchmesser und daneben ein plattiges Stück eines hellroten feinkristallinen Granitgneises, etwa 20 cm lang und bis 5 cm dick, in Hochkantstellung angetroffen. In seiner Masse bleibt der sandige Kern schätzungsweise hinter der seiner Tonumkleidung

zurück. Entsprechend der Gestalt der Taschen ist auch ihr sandiger Kern länglich-zapfenförmig.

In der hangabwärts gerichteten Verformung der Taschen wird der sandige Kern auch am Oberende von der Tonummantelung umschlossen; er hat dabei keinen Zusammenhang mit dem Geschiebelehm, der auf dem übergreifenden Kalkstein-Frostschutt liegt, und unterscheidet sich von diesem durch einen geringeren Gehalt an Feinmaterial.



Abb. 4. Trichterförmige Karsttasche im Kreidekalkstein. Die Füllung ist größtenteils ausgeräumt; keine Deformation durch Solifluktion. Meerdorf, nördliche Grube, NW-Seite, April 1955. 1 : 90.

Im westlichen Teil der nördlichen Grube, der die flache Scheitelfläche des Hügels anschneidet, sind die Taschen trichterförmig (Abb. 4) und haben ebenfalls eine Tonauskleidung und einen sandigen Kern, der sich mit der Grundmoräne darüber berührt. Weiter östlich war 1955 der hochovale Querschnitt einer Tasche angeschnitten, von deren Oberrand der Tonmantel an der Basis des Frostschuttes meterweit nach Osten — der Hangneigung entsprechend — ausgezogen war. Im östlichsten Teil der Grube sind z. Zt. einige kleine, nur etwa $1/2$ m tiefe Trichter aufgeschlossen, offenbar die Spitzen größerer Trichter, deren oberer Teil abgetragen ist. Die Grundmoräne greift auch über diese Restformen hinweg.

In der genetischen Deutung des Aufschlußbildes stehen — entsprechend der Fragestellung — die Taschen mit ihrer Füllung im Vordergrund. Eine mechanische Ausräumung der 2 m^3 und mehr Inhalt umfassenden Taschen ist nicht annehmbar, und wegen des Eingreifens der Taschen in den Dauerfrostboden kommt eine Wirkung von Kryotur-bation nicht in Betracht. Die Taschen können nur durch Auflösung von Kalkstein entstanden sein; es sind *Karstformen*. Auch außerhalb der Karsttaschen hat der Kalkstein an seiner Oberfläche der Auflösung unterlegen. Die Lösungstätigkeit ist Sickerwässern zuzuschreiben, die auf einen tiefer liegenden Grundwasserspiegel absanken. Für die Lokalisierung der Taschen als Stellen bevorzugter Sickerbewegung sind keine Anzeichen erkennbar.

Gelbe Flecken im Kalkstein nahe unter seiner Oberfläche zeigen beginnende Entkalkung an. Der braune Ton auf der Kalkstein-Oberfläche und in den Taschen ist die aus der Auflösung der Karbonate hervorgehende Rückstandsbildung; er hat den Charakter einer *Terra fusca*. Die Menge der aufgelösten und weggeführten Karbonate beträgt, wie aus den Analysen zu schließen ist, ein Mehrfaches der Menge des tonigen Rückstandes. Die Füllung der Taschen mit Terra fusca hat sich gleichzeitig mit ihrer langsamen Eintiefung vollzogen. Für die Umlagerung waren nur kurze Transporte aus der nächsten Umgebung erforderlich.

Die Terra fusca von Meerdorf ist, wie die anderer Vorkommen in Mitteleuropa, fossil (MÜCKENHAUSEN 1962). Für die Zeit ihrer Entstehung ist ein warmes Klima anzunehmen. Die früher in den Taschen vermißten Sedimente einer Warmzeit sind in der Terra fusca gegeben.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Bildung der Terra fusca frühzeitig — vielleicht schon vor dem Pleistozän — begonnen und sich in den Warmzeiten des Pleistozäns fortgesetzt hat. Mit der Füllung der Taschen war sie im wesentlichen beendet. Während der Kaltzeiten des Pleistozäns war sie unterbrochen und wurde durch Frostwirkung in und unter der Terra fusca abgelöst.

Die Geschiebesande im Kern der Taschen stammen aus einer Ablagerung, die auf der Terra fusca flächenhaft verbreitet war. Es waren Sedimente einer Vereisung, entweder von Schmelzwässern im Vorland eines Inlandeises abgesetzt oder aus einer Grundmoräne ausgewaschen. In das Innere der Taschen können die Geschiebesande als Ausfüllungen von Eiskeilspalten gelangt sein, wie schon H. BRÜNING annahm. Die Eiskeile würden als spitze Einstiche in den Tonfüllungen entstanden sein; sie hätten auch die noch darüber verbreiteten Geschiebesande durchsetzt, aus denen sie ihre Füllung erhielten. Es sei dahingestellt, ob das Lageverhältnis zwischen Tonmantel und Sandkern in den Taschen auch als Ergebnis von Kryoturbation aufgefaßt werden kann. In jedem Fall sind die Sandkerne in den Taschen unter kaltem Klima entstanden.

Für die Altersstellung dieser Kaltzeit kommt in erster Linie die Elsterzeit in Betracht, deren Inlandeis südwärts weit über die Aufschlußörtlichkeit hinaus vorgedrungen war. Für die Karsttaschen folgt daraus ein vorelsterzeitliches Alter. Eine Bestätigung dieser Annahme durch eine Geschiebezählung war bisher aus Mangel an einer ausreichenden Zahl von Geschieben aus den Taschen nicht möglich.

Es folgt die Abtragung der Geschiebesande, frühestens noch am Ausgang der Elsterzeit oder in der Holsteinzeit.

Für die Solifluktion, die den Boden bis hinab in den Frostschutt in Bewegung setzte und die Taschen deformierte, ergibt sich ein frühsaalezeitliches Alter. Die über alles hinweggreifende Grundmoräne ist die des Drenthestadiums der Saaleeiszeit. (Die geringmächtige, geschiebeführende Terra fusca an deren Basis in der südlichen Grube ist wohl umgelagert und nicht an dieser Stelle neu — eemzeitlich — entstanden.)

Es hat sich also folgende Entwicklung ergeben:

1. (Mehrfacher?) Wechsel von Karstverwitterung und Terra-fusca-Bildung unter warmem Klima (vorelsterzeitlich) und Frostwirkung unter kaltem Klima (Elsterzeit, auch ältere Kaltzeiten?).
2. Überlagerung der Terra fusca mit Geschiebesand in der Elsterzeit.
3. Eiskeilbildung (oder Kryoturbation?) in den Karsttaschen und Füllung mit Geschiebesand im Ausgang der Elsterzeit.
4. Flächenhafte Abtragung der Geschiebesande, noch Elsterzeit bzw. Holsteinzeit.
5. Solifluktion mit Deformation der Taschen, sofern sie auf geneigtem Hang lagen, zu Beginn der Saaleeiszeit.
6. Überlagerung mit Grundmoräne des Drenthestadiums.

(Stellt man die Geschiebesande zu einem frühsaalezeitlichen Eisvorstoß - Drenthe I -, so reicht die Terra-fusca-Bildung bis in die Holsteinzeit, und es ergeben sich weitere zeitliche Verschiebungen, von deren Aufzählung abgesehen werden kann.)

Schließlich sei noch auf die Aussage hingewiesen, die die Meerdorfer Aufschlüsse zur Frage der Hangentwicklung im Flachland beitragen. Verkarstung, glaziale Sedimentation, Solifluktion und Abtragung haben die Hänge des Hügels, an dessen Großformen gemessen, jeweils nur um geringe Beträge verändert.

Lösungstaschen und ähnliche Formen sind in Karstgebieten weit verbreitet und sind verschiedentlich beschrieben worden. Im norddeutschen Kreidegebiet stellen

die Vorkommen von Lägerdorf, Rügen und Meerdorf und das von Maastricht weit auseinander liegende Punkte ihrer Verbreitung dar.

Die Karstformen an der Oberfläche der Lägerdorfer Kreide, die E. M. TODTMANN (1951) beschrieben hat, weisen Übereinstimmungen mit denen von Meerdorf auf; aber sie sind formenreicher und größer dimensioniert; die Bildung von Rückstandston — als grauer Ton mit Feuerstein — tritt bei nur 1,4% Nichtkarbonat-Gehalt in der Kreide von Lägerdorf im Vergleich zu Meerdorf erheblich zurück. Aus der Einsenkung von saalezeitlichem Geschiebemergel in die Vertiefungen der Kreideoberfläche, auch in Taschen mit Tiefen in der Größenordnung von 10 m, ergibt sich deren Datierung als nachsaalezeitlich. Solifluktionserscheinungen sind nicht beschrieben worden.

Von der Schreibkreide von Rügen hat A. LUDWIG (1954) unter Grundmoräne liegende geologische Orgeln beschrieben, die mit Verwitterungslehm ausgekleidet sind und einen sandigen Kern haben. Die Verkarstung war nach der dafür gegebenen Erklärung mit einer Tonauswaschung aus der Grundmoräne und Anreicherung des Tons an der Grenze gegen die Kreide verbunden. Da es sich um jüngste Grundmoräne handelt, sind Verwitterung und Orgelbildung postglazial.

Bei Maastricht werden die Kreideschichten des Petersberges nach der Beschreibung von MATHIEU (1814), der dort zuerst von einer „Geologischen Orgel“ sprach, von natürlichen Schächten oder Röhren durchsetzt, deren Durchmesser 2½ m und deren Länge Zehner von Metern erreichen kann. Die Schächte sind ursprünglich mit Lockermassen erfüllt, sind aber in verschiedener Höhe des Berges durch Steinbruchstollen angeschnitten und teilweise gegen diese hin entleert. Sie befinden sich „an einigen Stellen so dicht beieinander, daß sie sich fast berühren“, und bilden in dieser Gruppierung eine „geologische Orgel“, wobei die einzelne Schachtröhre mit einer Orgelpfeife zu vergleichen ist.

Die Dimensionen der geologischen Orgeln des Petersberges werden in den genannten anderen Vorkommen bei weitem nicht erreicht. In Meerdorf können die Taschen nur als Anfangsstadien von Schächten angesehen werden, zu deren Vertiefung es unter den gegebenen örtlichen Verhältnissen nicht gekommen ist.

Schriften

- BRÜNING, H.: Vorkommen und Entwicklungsrhythmus oberpleistozäner Periglazial-Erscheinungen und ihr Wert für pleistozäne Hangformung. *Forsch. dtsch. Landesk.* **156**, 100 S., 52 Abb. auf Taf., Bad Godesberg 1966.
- HERRMANN, R.: Ein vorsaaaleiszeitliches Verwitterungsprofil auf Kreidemergel in der Umgebung von Braunschweig. Vortrag, gehalten am 1. 6. 1955 in Braunschweig in der 22. Jahresversammlung der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen (unveröffentlicht).
- LUDWIG, A.: Geologische Orgeln in der Schreibkreide Rügens. *Wiss. Z. E. M. Arndt-Univ. Greifswald* **4**, math.-naturw. Reihe, Nr. 3/4, 1954/55.
- MATHIEU: Entdeckung natürlicher Schächte oder Röhren, welche die Kalksteinbänke des Petersberges bei Maastricht durchsetzen. - *Journ. Mines* **5**, 34 (Auszug von L. W. GILBERT, *Ann. Phys.* **46**, 402-405, Leipzig 1814).
- MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. 148 S., 14 Abb., 60 Taf., Frankfurt/M. (DLG-Verl.) 1962.
- SICKENBERG, O.: Gletschertöpfe aus der Saaleeiszeit im Harzvorland. *Neues Arch. Niedersachsen*, Jg. 1954, 61-65, 10 Abb. auf Taf., Hannover 1954.
- TODTMANN, E. M.: Unterirdischer Karst in der Kreide von Lägerdorf bei Itzehoe. *Schr. naturw. Ver. Schlesw.-Holstein* **25** (Karl-Gripp-Festschr.), 125-130, 7 Abb., Kiel 1951.
- WOLDSTEDT, P.: Über den Charakter schmaler Störungszonen und breiter Sättel im Gebiet zwischen Harz und Hannover. *Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1934*, **55**, 93-102, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1934.

Manusk. eingeg. 15. 5. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. Rudolf Herrmann, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Zum Alter des Plaggeneschs

Von E. MÜCKENHAUSEN, H. W. SCHARPENSEEL und F. PIETIG, Bonn

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Der Plaggenesch entstand durch jahrhundertelange Düngung mit Plaggen, der hauptsächlich aus Plaggen, d. h. flach abgehackten Heide- oder Grasstücken, und Stalldung bestand. Dadurch wurde der A_p -Horizont über dem ursprünglichen Bodentyp immer mächtiger bis zu 80 cm und mehr, und damit entstand der anthropogene Bodentyp „Plaggenesch“. Entstehung, Aufbau, Eigenschaften und Verbreitung des Plaggeneschs werden beschrieben. Es wird geschildert, wie man das Alter, den Beginn der Plaggen Düngung feststellen kann. Hinweise geben Ortsnamen, die Geschichte der Ackerkultur sowie Scherben und andere Funde. Eine direkte Altersbestimmung erlaubt die ^{14}C -Methode, indessen ist sie mit Fehlern behaftet, da die organische Masse der Plaggenesche nicht einheitlich ist, d. h. ein verschiedenes Alter haben kann. Es wird daher nur ein Mittelwert erzielt. Unter Beachtung aller Fehlerquellen wird auf Grund der bisher gewonnenen ^{14}C -Werte das Alter der Plaggenesche, d. h. der Beginn der Plaggen Düngung, mit etwa 800—1200 Jahren angenommen. Dieses Alter stimmt mit den vorher auf anderem Weg gewonnenen Altersdatierungen einigermaßen überein.

Summary. The „Plaggenesch“ (Plaggept) has been formed by century long broad-casting of plaggen-manure, that consists mainly of plaggen, i. e. flatly cut bits and pieces of heath and pasture grass, mixed with stable manure. Thus, the A_p -horizon beyond the original soil type was growing up to a thickness of 80 cm and more, creating the anthropogenic soil type „Plaggenesch“. Origin, formation, properties and distribution of „Plaggenesch“ are described. Further it is dealt with approaches to determine the age, the beginning of plaggen manuring. Names of villages, agraric history, potsherds and other findings give testimony and suggestions. A direct age determination is possible by the ^{14}C -method, though a certain error latitude is inevitable due to age variations within the organic masses of the „Plaggenesch“ themselves. A mean age value is therefore determined. Under recognition of all sources of error the age of „Plaggenesch“, i. e. the beginning of plaggen manuring, is assumed to be 800—1200 years. This age agrees sufficiently well with estimates obtained by other dating methods.

Der Plaggenesch ist ein anthropogener Bodentyp des nordwesteuropäischen Festlandes; die meisten Flächen liegen in Nordwestdeutschland. Zunächst wurde dieser Bodentyp „Eschboden“ genannt, weil er hauptsächlich auf dem Esch, der etwas erhöht liegenden Feldflur im nordwestdeutschen Raum vorkommt. Da er indessen auch in niedrigeren Lagen, näher dem Grundwasser, nämlich über dem Gley, auftritt, hat man ihm den Namen „Plaggenboden“ gegeben. Die Regeln der Bodensystematik schließen das Wort „boden“ möglichst aus, deshalb wurde die Bezeichnung „Plaggenesch“ eingeführt, ungeachtet der Tatsache, daß dieser Bodentyp nicht ausschließlich „auf dem Esch“ liegt.

Die Literatur über den Plaggenesch ist nicht umfangreich, 1962 hat MÜCKENHAUSEN die bis dahin erschienene fast vollständig zusammengestellt; es fehlte eine Arbeit von NIEMEIER (1955). Danach erschien 1962 eine weitere Arbeit von FASTABEND und v. RAUPACH, in der Altersangaben über den Plaggenesch mitgeteilt werden. WOHLRAB und LANGNER berichteten 1965 über den Wasserhaushalt der Plaggenesche.

Die Entstehung und der Aufbau des Plaggeneschs

Der Bodentyp „Plaggenesch“ ist im Fachkreis der Bodenkundler zwar bekannt, indessen vielleicht nicht eingehend jedem des Leserkreises dieses Jahrbuches. Darum sollen seine Entstehung und sein Aufbau kurz dargestellt werden.

Der Plaggenesch wurde vom Menschen geschaffen, und zwar im Bestreben einer grundlegenden Bodenverbesserung. Viele Böden des nordwesteuropäischen Festlandes sind arme Sandböden. Zur Verbesserung dieser Böden erschien schon den Ackerbauern früherer Zeit eine Steigerung der Wasserkapazität und eine Erhöhung des Gehaltes an Pflanzennährstoffen notwendig. Beides wurde angestrebt, indem ein Dünger aus Plaggen, auch Soden

genannt, und Stalldung hergestellt und auf den Acker gebracht wurde. Überwiegend wurden Heideplaggen, seltener Grasplaggen und Waldplaggen verwendet. Die flach abgehackten Plaggen wurden meistens als Einstreu, hauptsächlich im Schafstall, verwendet, teils wurden sie auch mit Stalldung kompostiert. Bei der Kompostierung sind auch andere organische Stoffe, teils auch mineralische Massen (organische Abfälle, Grabenaushub, Erde u. a.) mitverwendet worden. Die Plaggen bestehen naturgemäß aus organischer und mineralischer Substanz; soweit es sich um Heideplaggen handelt, war das Material sehr stark sauer, so daß ein langsamer Abbau der organischen Masse des Plaggendungs stattfand. Die Düngung mit der mineralreichen Masse hatte zur Folge, daß sich im Laufe der Zeit der plaggengedüngte Acker erhöhte, d. h. der oberste Bodenhorizont, der Plaggenhorizont, wurde mächtiger. Die bisher beobachtete Mächtigkeit des Plaggenhorizontes liegt meistens zwischen 40 und 80 cm.

Sind ausschließlich oder weitgehend Heideplaggen verwendet worden, so ist eine schwärzlichgraue Plaggenauflage entstanden, wogegen die lehmig-sandigen Grasplaggen einen braunen Plaggenesch entstehen ließen. Hier und da sind beide Plaggenarten am Plaggenesch beteiligt, wodurch die Farbe braungrau oder graubraun wurde.

Der Plaggendung wurde fast immer zur Verbesserung von Sandböden verwendet, deren bodentypologische Entwicklung meistens durch Podsol, saure Braunerde und Gley sowie Übergänge zwischen diesen Bodentypen (z. B. Gley-Podsol und Podsol-Gley) repräsentiert sind. In einigen Fällen wurde als ehemaliger Bodentyp die Parabraunerde, der Pseudogley und die Rendzina gefunden; indessen sind dies Ausnahmen. Der ursprüngliche Bodentyp bestimmt um so mehr den Standort, je geringmächtiger die Plaggenauflage ist. Bei einer Mächtigkeit der Plaggenauflage von 80 cm wird von dieser im wesentlichen der Standort bestimmt, allerdings kann ein untenliegender Gley mit hohem Grundwasser oder eine untenliegende lehmige Bodenart noch einen beachtlichen Einfluß auf den Pflanzenstandort ausüben.

Während der graue Plaggenesch aus Heideplaggen stets den gleichen anthropogenen A_h -Horizont zeigt, ist dies beim braunen Plaggenesch nicht immer der Fall. Es gibt bei letzterem Profile, die den Verdacht nahelegen, daß der anthropogene Horizont nicht etwa nach und nach durch mineralreiche Düngemasse aufgebaut wurde, sondern eine 50—80 cm mächtige Schicht einer braunen, lehmig-sandigen Bodenart mit einem Male aufgebracht wurde, um einen armen Podsol aus Sand gründlich zu verbessern. Das scheint eine Meliorationsart in den Flottsandgebieten Nordwestdeutschlands zu sein. Eine Beobachtung bei Bersenbrück im südlichen Oldenburg legt diese Vermutung nahe. Mit dieser Art der Bodenverbesserung müssen wir rechnen, wenn wir es mit dem braunen Plaggenesch zu tun haben.

Am bekanntest ist das Profil des Plaggeneschs mit einer grauen Plaggenauflage über einem Podsol. Um die Vorstellung zu erleichtern, wird ein Profilbild dieses Bodentyps (Abb. 1) beigegeben und kurz beschrieben.

A_{p1}	0— 30 cm	bräunlichgrauer, mittel humoser Sand, Bröckel- und Einzelkorngefüge.
A_{p2}	30— 70 cm	schwärzlichgrauer, stark humoser Sand, schwaches Bröckelgefüge und Einzelkorngefüge, locker.

Hier beginnt der Podsol.

A_h	70— 80 cm	dunkelschwarzgrauer, mittel humoser Sand, Bröckel- und Einzelkorngefüge.
A_e	80— 90 cm	hellgrauer Sand, Einzelkorngefüge.
B_{sh}	90—105 cm	braunschwarze, mürbe Eisenhumusorteerde, Hüllengefüge.
B_s	105—150 cm	rostbrauner (oben dunkler, nach unten heller werdend) Sand, Einzelkorngefüge.
C	ab 150 cm	gelblichgrauer Sand, Einzelkorngefüge.

Die Eigenschaften des grauen Plaggeneschs sind: geringe Wasserkapazität, gut durchlässig für Wasser und Luft, locker, gut durchwurzelbar, leicht bearbeitbar, stark saure Re-

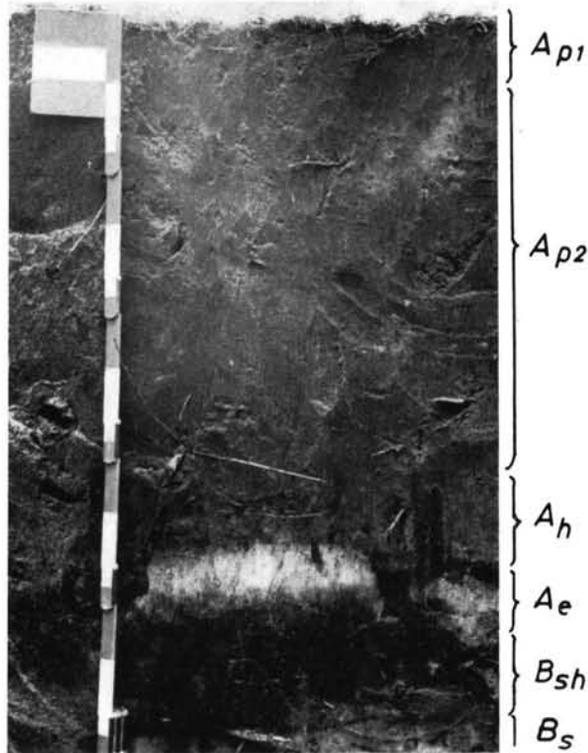


Abb. 1. Grauer Plaggenesch über Gley-Podsol aus fluvioglazialen Sand (Riß). Ort: 2 km östlich Veldhausen, Grafschaft Bentheim, Nordwestdeutschland.

aktion, niedriger V-Wert, geringe Reserven an Basen, Phosphor, Stickstoff und Spurenelementen. Durch Kalkung und Düngung in den letzten Jahrzehnten ist der Humusgehalt im oberen Horizont etwas gesunken, aber die Basen- und Nährstoffvorräte sind erhöht worden. Der braune Plaggenesch besitzt insgesamt bessere Eigenschaften, besonders dann, wenn die Plaggenauflage lehmig-sandig oder gar sandig-lehmig ist.

Das Alter des Plaggeneschs

Die Plaggendüngung wurde bis zur allgemeinen Anwendung der Handelsdünger, bis zur letzten Jahrhundertwende, betrieben. Im Emsland wurde vor 20 Jahren noch ein Plaggen-Komposthaufen beobachtet. Das Ende der Plaggendüngung ist sicher feststellbar, indessen ist es sehr schwer, über deren Beginn etwas Genaueres zu sagen. Man darf wohl davon ausgehen, daß sie in ihrem Verbreitungsraum von Nordflandern bis Jütland nicht gleichzeitig aufkam, daß sie sich vielmehr von einem Ursprungsraum, vielleicht auch von mehreren, aus verbreitete. Darüber wissen wir nichts. Vielleicht ließe sich dies durch eine systematische Altersbestimmung im ganzen Verbreitungsraum ermitteln, jedoch erforderte das ein relativ enges Netz von Untersuchungen.

Eine Urkunde über die Plaggendüngung liegt im Stadtarchiv von Kleve/N.-Rhein vor. Diese Urkunde bezeugt die Plaggendüngung in der 2. Hälfte des 15. Jahrhunderts; das wären rund 500 Jahre. Aber die Urkunde läßt nicht erkennen, wie lange schon vorher die Plaggenwirtschaft betrieben wurde. Wir haben auf den sandigen Böden des Kreises Kleve und auch noch südlich davon Plaggenesche gefunden. Darüber hinaus gibt es mehrere Urkunden im Verbreitungsraum des Plaggeneschs, indessen reichen diese nicht so weit zurück

wie der Beginn der Plaggenwirtschaft (G. NIEMEIER und W. TASCHENMACHER 1939). Andere Versuche, das Alter der Plaggenwirtschaft zu bestimmen, wurden unternommen, aber die Ergebnisse sind unsicher. Aus dem Alter der Ortsnamen hat man abgeleitet, daß die Plaggendüngung etwa um 800 n. Chr. begonnen hat. Die Ableitung wird angezweifelt. Dann wurde der Versuch gemacht, das Alter der Plaggendüngung mit Hilfe von Scherben und anderen Funden zu datieren. Für das Münsterland hat G. NIEMEIER (1939) wahrscheinlich machen können, daß mit der Plaggendüngung hier im Mittelalter, etwa im 10. Jahrhundert oder später begonnen wurde. Aus der Entwicklung der Ackerwirtschaft lassen sich auch Rückschlüsse auf ein etwa gleiches Alter ableiten.

Ein gutes Verfahren für die Altersbestimmung des Plaggeneschs scheint in der ^{14}C -Methode gefunden zu sein. Sie besteht in der Bestimmung der Restaktivität des im Datierungsmaterial vorhandenen natürlichen Radiokohlenstoffs. Durch Vergleich der gemessenen Aktivitäten von Datierungsprobe und modernem Kohlenstoff (Oxalsäure vom National Bureau of Standards Washington) ergibt sich der Prozentanteil noch vorhandener Aktivität, der über die Kenntnis der Halbwertszeit des ^{14}C in die bereits verflossene Zeit des Zerfalls, d. h. in das Alter der C-haltigen Probe übersetzt werden kann. Hierbei besteht aber die nicht auszuschließende Schwierigkeit, daß in jedem Jahr im Bodenprofil neue organische Wurzelmasse, im obersten Horizont auch oberirdische Pflanzenmasse, mit modernem ^{14}C -Gehalt in den Boden gelangt. Bestimmt man das Alter der organischen Masse eines Bodenprofils mit Hilfe der ^{14}C -Methode, so erhält man folgerichtig ein mittleres Alter der organischen Bestandteile, die von Beginn der Bildung organischer Substanz in dem betreffenden Boden bzw. Horizont bis heute gebildet worden ist. Das ist die Schwierigkeit! Handelt es sich um mächtige humose Horizonte, so wird man in deren tieferem Bereich weniger jüngere und mehr ältere organische Masse erwarten dürfen. In dem A_h -Horizont eines Podsol unter einer mächtigen Plaggenauflage werden wir auch mehr, aber nicht nur, ältere organische Masse vorfinden. Ganz frei von junger organischer Substanz sind nur tief begrabene A_h -Horizonte, die nicht mehr von Pflanzenwurzeln erreicht werden. Die Befunde im Gelände müssen mithin bei der Interpretation der ^{14}C -Werte berücksichtigt werden.

Eine weitere Sache muß Beachtung finden. Wenn man die organische Substanz des Bodens in Humusstoffgruppen (Fulvosäuren, Braun- und Grauhuminsäuren, Humine) fraktioniert, so ist zu erwarten, daß die höher polymerisierten Humusstoffe ein etwas höheres Alter besitzen als die niedriger polymerisierten, z. B. Fulvosäuren. Daraus muß man ableiten, daß der jeweils bestimmte Alterswert bei den Böden mit viel Grauhuminsäure, Huminen und organo-mineralischer Substanz (z. B. Schwarzerde) höher liegt als bei gleichalterigen Böden mit weniger hochpolymerisierten Humusstoffen, z. B. den Sauren Braunerden und Podsolen. Indessen muß beachtet werden, daß bei starker Versauerung der Abbau der organischen Masse sehr gehemmt sein kann und sich deshalb auch wenig zersetzte Masse lange im Boden erhalten kann. Das trifft für die Podsole zu und auch für den grauen Plaggenesch, der vielfach Podsolhumus enthält. Natürlich wurde durch die Beackerung der Plaggenauflage die Zersetzung der organischen Masse beschleunigt.

Zur Probevorbereitung wird in unserem Labor prinzipiell nur die aufgeschlämmte Ton- und Feinschlufffraktion verwendet, um lediglich die feine organische Substanz und die in organo-mineralischer Bindung vorliegende zu erfassen. Auf jeden Fall werden Wurzeln und deren Fragmente ausgeschieden. Dieses Vorgehen ist notwendig, um junge organische Substanz auszuschließen und eine gute Vergleichbarkeit der Meßergebnisse zu gewährleisten.

Bereits 1959 hat NIEMEIER das mit der ^{14}C -Methode ermittelte Alter von Plaggeneschen bekanntgegeben. Seine Daten geben als Beginn der Plaggendüngung die Zeit um Christi Geburt und noch früher an. Für diese Altersbestimmung wurde Holzkohle ver-

wendet, die aus dem untersten Teil der Plaggenauflage gesammelt wurde. Möglicherweise war der untere Teil der Plaggenauflage mit dem A_h -Horizont des ursprünglichen Bodentyps gemischt, und dieser A_h -Horizont könnte Holzkohle einer älteren Brandrodung enthalten haben. So könnte sich das relativ hohe Alter gegenüber den neueren Daten erklären. Zwar hat der Autor auffällige Anhäufungen von Holzkohle, möglicherweise herührend von der Brandrodung, ausgeschlossen, indessen kann aber doch ältere Holzkohle von der Brandrodung in den untersten Teil der Plaggenauflage durch Bodenbearbeitung eingemischt worden sein. Trotz aller Sorgfalt, die der Autor hat walten lassen, ist diese Möglichkeit kaum auszuschließen.

Im Jahre 1962 veröffentlichten FASTABEND und v. RAUPACH die Altersdaten von zwei Plaggengeschen des Emslandes, und zwar wurde der untere Teil der Plaggenauflage untersucht, der mit dem Beginn der Plaggendüngung korreliert. Die mitgeteilten Daten besagen, daß mit der Plaggendüngung etwa 600—800 nach Chr. begonnen wurde, also ein Alter von rund 1150—1350 Jahren anzunehmen ist.

Kürzlich haben SCHARPENSEEL, TAMERS und PIETIG (1968) die in unserem Institut gemachten Datierungen von 8 Plaggengeschen bekanntgegeben. Von 5 Böden wurde in 60—70 cm Tiefe eine Probe entnommen und untersucht. Es ergaben sich folgende Altersdaten:

1. Grauer Plaggensch auf dem Albachtensch bei Greven/Westf.: 1300 ± 80 .
2. Grauer Plaggensch auf dem Marktesch bei Greven/Westf.: 1235 ± 80 .
3. Grauer Plaggensch bei Greven/Westf., neben der Hauptstraße, Richtung Schmedehausen: 980 ± 80 .
4. Grauer Plaggensch bei Schmedehausen in Richtung Ladbergen, in der Nähe von Greven/Westf.: 980 ± 80 .
5. Grauer Plaggensch in der Kroner Heide bei Greven/Westf.: 1030 ± 90 .

Von drei weiteren in unserem Institut durchgeführten Altersbestimmungen von Plaggengeschen sind von den oben genannten Autoren mehrere Proben in 10 cm Abstand untersucht worden. Es sind folgende:

6. Grauer Plaggensch auf dem Albachtensch bei Greven/Westf.:

Tiefe		Tiefe	
10—20 cm	580 ± 50	40—50 cm	790 ± 60
20—30 cm	990 ± 60	50—60 cm	730 ± 80
30—40 cm	710 ± 50	60—70 cm	1220 ± 80

7. Brauner Plaggensch an der Straße Greven-Rheine/Westf., 6 km vor Rheine:

Tiefe		Tiefe	
20—30 cm	660 ± 60	50—60 cm	1020 ± 60
30—40 cm	1170 ± 60	60—70 cm	900 ± 60
40—50 cm	1260 ± 60	70—80 cm	810 ± 60

8. Grauer Plaggensch an der Straße Lengerich-Iburg, nahe Lengerich/Westf.:

Tiefe		Tiefe	
20—30 cm	860 ± 60	60—70 cm	860 ± 60
30—40 cm	910 ± 60	70—80 cm	860 ± 60
40—50 cm	1190 ± 70	80—90 cm	3960 ± 80
50—60 cm	940 ± 60		

Bei Profil 8. handelt es sich bei der Probe aus 80—90 cm Tiefe um den A_h -Horizont des unterlagernden Bodentyps; die organische Substanz dieses ehemaligen Bodentyps hat naturgemäß ein höheres Alter.

Neuere, in unserem Institut durchgeführte Datierungen von 8 Plaggenschproben, die dankenswerterweise von Dr. H. MERTENS und Frau Dr. W. HERBERT mit einem der obengenannten Autoren in der weiteren Umgebung von Wiedenbrück/Westf. entnommen wurden, sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Tabelle 1
C-Gehalt und Alter von Plaggeneschproben aus der Umgebung
von Wiedenbrück/Westf.

Ort	Tiefe in cm	C-Gehalt in %	Alter
9. 5 km SO Rietberg, Besitztum Speith	35—45	4,0	1200 ± 70
10. „	45—55	10,5	1140 ± 70
11. Brede bei Rietberg, Nähe Friedhof	40—55	2,0	720 ± 70
12. Hoffeld, 1,5 km S Rietberg	55—70	1,4	1080 ± 60
13. „	70—90	2,0	1130 ± 70
14. Sinnesche Brede, 3,5 km S Rietberg	35—55	1,4	1540 ± 60
15. Am Hohen Lande, 3 km SSO Rietberg	40—50	2,7	900 ± 90
16. Auf den langen Stacken, bei Bahnhof Krax, 5 km NNO Neuenkirchen	60—80	1,0	1020 ± 80

Diskussion der Datierungen

Gesucht wird der Beginn, also das Alter der Plaggendüngung. Die ermittelten Altersdaten von Plaggeneschen sind nicht korrigiert. Unumwunden muß zugegeben werden, daß die Altersdaten von Plaggeneschen mit Fehlern behaftet sind. Vor allem sind die Fehlerquellen in zwei Punkten zu sehen:

1. Wie oben schon ausgeführt, wird in der Plaggenaufgabe in jedem Jahr neue organische Substanz mit inkorporiertem ^{14}C gebildet. Davon wird jeweils der größte Teil wieder abgebaut, aber ein Teil der organischen Masse geht in den mehr oder minder beständigen Anteil der organischen Bodenmasse ein. Es ist auch möglich, daß die organische Substanz im Bodenprofil nicht streng örtlich gebunden ist. Sogar in Moorböden gibt es eine vertikale Humusverlagerung. Damit ist auch in der Plaggenaufgabe bis zu einem gewissen Grad zu rechnen. Ferner ist noch an die Durchmischung zu denken, die Pflanzen und Tiere in bekannter Weise vollbringen. Dieser Mischungsprozeß verbietet es ebenfalls, eine regelmäßige und zuverlässige Alterszunahme im Profil von oben nach unten anzunehmen. Aus diesen Tatsachen ist zu folgern, daß das ermittelte Alter des unteren Bereiches der Plaggenaufgabe nicht das Alter der ältesten Plaggen sein kann, sondern das mittlere Alter des gesamten, in diesem Bereich inkorporierten ^{14}C . SCHARPEN-SEEL, TAMERS und PIETIG (1968) haben den Anteil jüngerer organischer Substanz in tieferen Schichten an einem Modell zu eliminieren versucht, indem sie die Verdünnung der alten organischen Substanz durch jüngere unter Annahme einfachster Verhältnisse überschlagsmäßig berechneten. Danach müßte man bei einem gemessenen Alter von 5000 Jahren 1000 Jahre addieren und bei 3500 Jahren 500 Jahre. Ein Plaggenesch mit einem ermittelten Alter von 1000 Jahren ist nach dieser Berechnung mindestens 100 Jahre älter. Diese Korrektur bringt natürlich nur eine erste Annäherung an das tatsächliche Alter.

2. Ebenso wichtig ist das Alter der verwendeten Plaggen für die Herstellung des Plaggendüngs. Diese können ein verschiedenes Alter besitzen, und hierin können erhebliche Fehler begründet sein. Wir müssen davon ausgehen, daß teils alte Plaggen verwendet wurden, teils auch jüngere. Die Plaggen von den regelmäßig geplaggeten Heideflächen waren jung, denn diese Plaggen entstammen jungem Heideaufwuchs. Zwar sind solche jungen Heideplaggen viel verwendet worden, jedoch keineswegs ausschließlich. Auch muß bedacht werden, daß die Plaggen von jungem Heideaufwuchs noch ältere Wurzelmasse enthalten können. Ferner sind noch andere Stoffe mit älterer organischer Masse (z. B. Grabenaushub) bisweilen verwendet worden.

Unter Beachtung dieser 2 Punkte muß man die gewonnenen Altersdaten in aller Vorsicht mit einem möglichen Altersspielraum im Hinblick auf den Beginn der Plaggendüngung interpretieren. Die Schwankungen des Alters der verschiedenen Schichten in den

Plaggenböden 7. und 8., vor allem das niedrigere Alter der tieferen Schichten, können mit verschieden altem Plaggenmaterial erklärt werden.

Das hohe Alter der Schicht aus 80—90 cm Tiefe des Profils 8. ist leicht erklärlich; es handelt sich nicht um die Plaggenauflage, sondern um den A_h -Horizont des unterlagernden Bodens. Über einen ähnlich gelagerten Fall berichten FASTABEND und v. RAUPACH (1962). Sie ermittelten das Alter von organischer Substanz einer Grabenfüllung unter einem Plaggenesch mit 2480 ± 120 Jahren, also ein Alter, das wesentlich höher liegt als die Daten der bisher untersuchten Plaggenauflagen. NIEMEIER (1959) gibt Altersdaten von rund 2000 Jahren und mehr von Plaggenauflagen bekannt. Diese Daten wurden aus Holzkohle, die in diesem Horizont gesammelt wurde, gewonnen, wie bereits oben gesagt wurde. Diese Holzkohle kann, wenigstens z. T., aus einer älteren Brandrodung stammen, wodurch sich das höhere Alter erklären ließe.

Wenn wir alle Ergebnisse zusammenfassend betrachten und für die möglichen Fehlerquellen einen hinreichenden Spielraum geben, so dürfte als Beginn der Plaggendüngung ein Zeitraum von etwa 800 bis 1200 Jahren vor heute angesetzt werden. Das stimmt einigermaßen mit der Altersbestimmung mit Hilfe anderer Methoden überein.

Literatur

- FASTABEND, H. & F. v. RAUPACH: Ergebnisse der ^{14}C -Untersuchung an einigen Plaggenböden des Emslandes. Geol. Jb. **79**, 863-865, Hannover 1962.
- MÜCKENHAUSEN, E., in Zusammenarbeit mit F. HEINRICH, W. LAATSCH & F. VOGEL: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. DLG-Verlag, Frankfurt/M. 1962.
- NIEMEIER, G.: Die Altersbestimmung der Plaggenböden als kulturgeographisches Problem. Geographischer Anzeiger, Jg. 1939, H. 9/10, Gotha 1939.
- NIEMEIER, G. & W. TASCHENMACHER: Plaggenböden. Westf. Forschungen, Mitt. Provinzialinstitut f. westf. Landes- u. Volkskunde **2**, Münster 1939.
- NIEMEIER, G.: Von Plaggen und Plaggenböden. Jb. d. emsländischen Heimatvereins **3**, Meppen 1955. - - ^{14}C -Datierungen der Kulturlandschaftsgeschichte Nordwestdeutschlands. Abh. d. Braunschw. Wissenschaftl. Gesellschaft **11**, Braunschweig 1959.
- SCHARPENSEEL, H. W., M. A. TAMERS & F. PIETIG: Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoff-Datierungsmethode. I. Methoden und vorhandene ^{14}C -Daten. II. Eigene Datierungen. Zeitschr. f. Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde, 1968 (im Druck).
- WOHLRAB, B. & Chr. LANGNER: Über den Wasserhaushalt verschiedener Plaggenesche. Zeitschr. f. Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde **109**, 3, 227-239, 1965.

Manusk. eingeg. 25. 5. 1968.

Anschrift der Verf.: Prof. Dr. Dr. E. Mückenhausen, Prof. Dr. H. W. Scharpenseel und Dipl.-Chem. F. Pietig, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, 53 Bonn, Nußallee 13.

Ist die Reliefenergie ein Maß für das Alter der Endmoränen?

Von GERD LÜTTIG, Hannover

Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle

Inhalt. Versucht wird, die bisher mit Hilfe der morphologischen Eigenart von Endmoränen meist subjektiv geführte Beweisführung für das Alter von Moränen auf eine durch Messung nachprüfbar Basis zu stellen. Die Reliefenergiekarte bildet dazu ein ausgezeichnetes Hilfsmittel.

Abstract. The attempt is made to put the process of proving the age of moraines which hitherto has mostly been done in a subjective manner with the help of the morphological properties of end moraines, on a basis to be verified by measurements. For this purpose an excellent aid is given by the relief energy map.

0.

In geologischen und geomorphologischen Arbeiten, die über Endmoränen handeln, findet man häufig Vermerke, aus denen hervorgeht, daß man der Form einer Endmoräne eine Aussagekraft im Hinblick auf das Alter zumißt. Entweder wird gesagt, daß eine Moräne eine verwaschene Form zeige, weshalb sie besonders alt sein soll, oder besonders frisch aussehe, weswegen mit einem geringen Alter der Endmoräne gerechnet werden müsse. Es gibt auch Fälle, in denen die Behauptung aufgestellt wird, eine Moräne sei relativ alt, weil sie — im Vergleich zu jüngeren Moränen — ein durch jüngere Unterschneidung belebtes Relief besitzt. Kurzum: Die Form der Endmoräne hat — bewußt oder unbewußt — bei der Alterseinstufung eine mehr oder minder große Rolle gespielt.

Bisher ist noch kein Versuch unternommen worden, die sehr subjektiven und oftmals suggestiven Äußerungen durch wenigstens annähernd exakte Daten zu untermauern.

1.

Mit Hilfe der Reliefenergiekarte ist es möglich, dieser Frage etwas präziser nachzugehen. Bei den folgenden Untersuchungen ist die Methode des Verfassers (LÜTTIG 1953, 1955) verwandt worden. Damit soll nicht unterstellt werden, daß die Methode vor anderen (z. B. den von WALDBAUER 1952, BEHRENS 1953 und THAUER 1955 entwickelten) prinzipiell vorgezogen werden muß.

Die Kreismethode verwendet das Gefälle oder den Steigungsgrad (in %) als Ausdruck der Reliefenergie. Die Karten enthalten Linien gleichen Steigungsgrades mit folgenden Größen: 1 %, 2,5 %, 5 %, 7,5 %, 10 %, 20 %. Im vorliegenden Falle sind die Höhenschichtlinien im 10-m-Abstand abgegriffen worden. Das erwies sich als zweckmäßigste Abstufung.¹⁾ Die Flächen zwischen den Linien gleichen Steigungsgrades wurden farbig angelegt, der durchschnittliche Steigungsgrad sodann graphisch ermittelt.

Um Irrtümern vorzubeugen, muß betont werden, daß diese Steigungsgrad-Karten im mathematischen Sinne nicht exakt sind, zumal da die Steigungsgrade zwischen Isohypsen relativ kleinerer Höhendifferenz bestimmt werden müßten. Von eventuellen Ungenauigkeiten der topographischen Karten muß dabei überhaupt abgesehen werden. Für unsere Versuche darf aber auf den Maßstab der Karte, in der die Darstellung der Reliefenergie erfolgen soll, und ihren Zweck verwiesen werden, und dabei erscheint mir die vorliegende gewählte Methode der Karten-Herstellung als die im Augenblick am besten brauchbare. In puncto Genauigkeit braucht sie einen Vergleich mit den anderen Karten nicht zu scheuen.

¹⁾ Für wertvolle Hilfe bei der Herstellung der Karten danke ich den Herren Geog. MEN-
GELING, Geog. BRANDES, Dipl.-Geol. STARKE, cand. geol. BRÜGGEMANN, Niedersächsisches Landes-
amt für Bodenforschung, Hannover.

2.

Der Weg zur Beantwortung der in der Überschrift festgelegten Frage ist mit einer ganzen Reihe von Präjudikaten gepflastert. Zunächst muß man sich darüber im klaren sein, daß entlang einer Eisrandlage ganz unterschiedlich aufgebaute Eisabsätze entstehen. Wir kennen eine Fülle von Beispielen dafür, daß es in weiten Eisrandlagen-Gebieten überhaupt nicht zur Bildung von Endmoränen kam. Und schließlich ist Endmoräne nicht gleich Endmoräne. Eine Stauchendmoräne besitzt eine ganz andere Morphologie als eine Satzendmoräne, und selbst an den Stellen des Eisrandes, an denen Aufschüttungsmoränen entstanden, ging das Ausapern in ganz unterschiedlicher Weise vor sich.

Eisnachschiebung, Lage der Gletschertore, Gefälle unter und vor dem Eis, Eismächtigkeit, Spaltenbildung, Vorhandensein oder Fehlen von Stauseen vor dem Eis und viele andere Gegebenheiten beeinflussen die Form einer Endmoräne in beträchtlichem Maße. Hinzu kommt das Schicksal der Moräne nach der Aufstauchung oder Aufschüttung. Es ist schließlich nicht unwesentlich, ob eine Endmoräne an ein Gebiet, von dem aus jüngere Erosion sich fortfräß, hydrologisch besonders gut oder schlecht angeschlossen ist. Auch ist zu berücksichtigen, daß Überdeckung durch jüngere Periglazialsedimente, wie z. B. durch Fließerden und Löß, die Form der Moräne sekundär beeinflussen können.

Hat es angesichts dieser Schwierigkeiten überhaupt Sinn, Betrachtungen über die Reliefenergie als Maß für das Alter von Endmoränen anzustellen? Ich glaube, hier gilt der Satz, daß probieren über studieren geht. Wenn man eine gewisse Streuung der Werte in Kauf nimmt, wird man entweder versuchen können, Gesetzmäßigkeiten wahrzunehmen, oder man muß sich in Zukunft hüten zu äußern, eine Moräne sei jung, weil sie „frisch“ aussehe usw.

Als der Verfasser diese Aufgabe in Angriff nahm, rechnete er von vornherein mit einer gewissen Streuung von ΔEr , der durchschnittlichen Reliefenergie gleichaltriger Moränen, nicht nur wegen der primären Unterschiede längs der \pm gleichaltrigen Eisränder, sondern auch weil die Räume, in denen gleichaltrige Moränen entstanden, später nicht selten ein ganz unterschiedliches Schicksal in bezug auf Sedimentation oder Erosion, vor allem aber auf das Klima durchgemacht haben. Eine Weichselmoräne in Schleswig ist schließlich von einer ganz anderen Klimaentwicklung betroffen worden als eine gleichalte Moräne in Masuren.

Versuchen wir trotz aller Einwände, uns nicht von vornherein von der Idee abhalten zu lassen und sehen wir, zu welchen Ergebnissen die Reliefenergiekarten geführt haben!

3.

Zur Auswahl der Untersuchungsgebiete sind noch einige Bemerkungen notwendig. Nicht alle auf Reliefenergiekarten dargestellten Gebiete sind dem Verfasser ausreichend bekannt, so daß er in der Frage, ob alle darin enthaltenen Areale wirklich Endmoränen sind, weitgehend auf die Auffassung der Kollegen angewiesen ist, die diese Gebiete aufgenommen haben. Bei der Begrenzung der Endmoränen ist nicht den auf den Karten angegebenen, oft verschlungenen geologischen Grenzen genau nachgegangen, sondern diese sind so begründet worden, daß das dargestellte Gebiet ein geschlossenes Ganzes bildet und die Umgrenzungslinie in etwa die Außenränder der Endmoränenbildungen verbindet. Die gewählten Gesamtgebiete, in denen ΔEr bestimmt wurden, sind dabei ungefähr gleichgroß und überschreiten nicht die Fläche einer top. Karte 1 : 25 000. Sicher ist, daß, wenn man kleinere Testflächen auswählen würde, eine breitere Streuung der Durchschnittswerte konstatiert werden müßte.

Eine große Anzahl der benutzten Karten ist noch nicht publiziert worden. In diesen Fällen ist auf das Archivmaterial des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung zurückgegriffen worden. Den in der in Tab. 1 wiedergegebenen Aufstellung genannten Kollegen ist für ihre Vorarbeiten, dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung für die Benutzung der Unterlagen zu danken.

Tabelle 1

Blatt der GK 25	Δ Er	verwendete Unterlage
1122 Flensburg	4,68 ‰	nach DÜCKERS (1958) Übersichtskarte
1222 Flensburg (Süd)	2,97 ‰	nach DÜCKERS (1958) Übersichtskarte
1423 Schleswig	4,36 ‰	WOLFF & HECK (1942)
1726 Gr. Flintbek	4,75 ‰	nach DÜCKERS (1958) Übersichtskarte
1729 Lütjenburg	5,53 ‰	nach Übersichtskarte DÜCKER 1958
1730 Hansühn	4,15 ‰	nach Übersichtskarte DÜCKER 1958
1929 Ahrensböök	3,14 ‰	z. T. n. DÜCKER 1958
2128 Bad Oldesloe	4,56 ‰	RANGE & SCHLUNCK (1935) n. d. Auffassung von DÜCKER 1958 (Planungsatlas Schleswig-Holstein)
2227 Bargtheide	1,81 ‰	unkartiert, nach Übersichtskarte DÜCKER 1958
2320 Lamstedt	3,90 ‰	SCHRÖDER, H. 1900
2328 Trittau	3,60 ‰	P. RANGE, 1935
2330 Mölln	4,97 ‰	GAGEL, C., 1914
2331 Seedorf	4,72 ‰	BÄRTLING, R. & GAGEL, C., 1907
2332 Groß Salitz	3,43 ‰	n. d. BENTZ-Karte 1951
2333 Groß Brütz	2,37 ‰	BENTZ & Mitarb. 1951 (Karte 1 : 300 000)
2340 Serrahn	4,88 ‰	n. d. WOLDSTEDTSchen Karte (1935)
2540 Malchow	4,46 ‰	WOLDSTEDT 1935
2647 Fürstenwerder	3,76 ‰	F. WAHNSCHAFFE 1893
2726 Garlstorf	3,52 ‰	[K. RICHTER 1949]
2742 Mirow	4,44 ‰	GAGEL, C. 1917
2826 Evendorf	3,55 ‰	[K. RICHTER 1949]
2827 Amelinghausen	3,02 ‰	[K. RICHTER & BOIGK 1949]
2858 Arnswalde	3,55 ‰	KLAUTSCH, A. & BEHR, J. 1933
3049 Gr. Ziethen	3,48 ‰	H. SCHROEDER 1896
3050 Stolpe	4,54 ‰	H. SCHROEDER 1894
3124 Falligbostel	3,38 ‰	[BOIGK & NIEDERMAYER 1950]
3125 Bergen (Westteil) (Falkenberg-Moräne)	3,91 ‰	BENTZ & Mitarb. 1951
3125 Bergen (Ostteil) (Moränen östl. d. Falkenberg-Moräne)	1,78 ‰	BENTZ & Mitarb. 1951
3127 Unterlüß	1,88 ‰	STOLLER, J. 1909
3128 Suderburg	2,23 ‰	[NIEDERMAYER 1953]
3130 Bodenteich	3,69 ‰	BENTZ & Mitarb. 1951
3230 Wittingen	2,41 ‰	BENTZ & Mitarb. 1951
3412 Fürstenau	2,58 ‰	WOLDSTEDT 1935 (Übersichtskarte)
3414 Holdorf	3,24 ‰	WOLDSTEDT 1935 (Übersichtskarte)
3415 Damme	4,71 ‰	WOLDSTEDT 1935 (Übersichtskarte)
3419 Nendorf	2,89 ‰	WOLDSTEDT 1935 (Übersichtskarte)
3422 Neustadt a. Rbge.	2,40 ‰	[HENRICI 1951]
3423 Otternhagen	2,21 ‰	[GENIESER 1963]
3424 Mellendorf	2,53 ‰	[LANG 1963]
3433 Stolpke	4,60 ‰	O. BARSCH 1916
3437 Tangermünde	3,11 ‰	K. KEILHACK 1902
3507 Neuenhaus	2,80 ‰	[C. DIETZ 1949]
3820 Rinteln	7,15 ‰	NAUMANN, E. 1915
3822 Hameln	7,50 ‰	NAUMANN, E. & BURRE, O. 1922
3840 Görzke	4,23 ‰	KEILHACK, K. & SCHMIERER, H. 1904
3841 Belzig	3,69 ‰	K. KEILHACK 1904
4025 Freden	9,13 ‰	LÜTTIG 1952

4.

Vorerst soll Nordwestdeutschland einer Betrachtung unterzogen werden. Die Übersichtskarte (Abb. 1) läßt die Ausschnitte der Endmoränengebiete erkennen, für die Reliefenergiekarten entworfen worden sind. Es ist unschwer festzustellen, daß es sich dabei um winzige Ausschnitte des Gesamtgebietes handelt. Es sollte aber nicht Aufgabe dieser Studie sein, die Frage erschöpfend zu behandeln, sondern es sollte versucht werden festzustellen, ob die angestellten Überlegungen überhaupt Aussicht auf Erfolg und Aussagekraft besitzen.

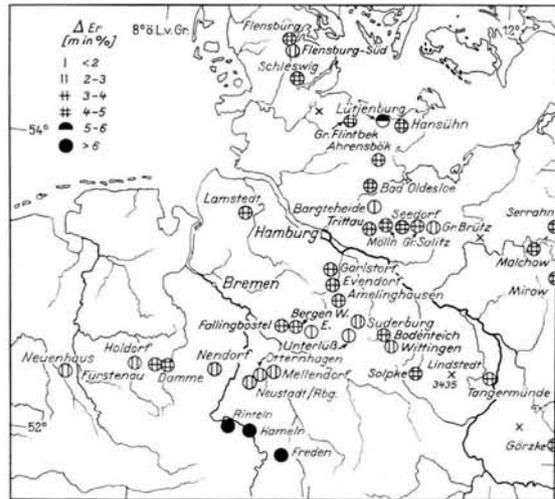


Abb. 1. Übersicht über Reliefenergiekarten aus Endmoränengebieten NW-Deutschlands.

5.

In Tabelle 1 sind die gemessenen Werte von ΔE_r enthalten. Daraus ist folgendes ersichtlich: Die in der äußersten und in inneren Eisrandlagen der Weichsel-Eiszeit gelegenen Gebiete weisen eine relativ hohe durchschnittliche Steigung (Durchschnittswert für die ausgewählten Gebiete = 4,01 %) auf. Die für die einzelnen Testflächen bestimmten Werte sind aber keinesfalls einheitlich. Bereits bei aneinandergrenzenden Blättern sind, wie der Fall Flensburg und Flensburg-Süd zeigt, größere Unterschiede (4,68 % zu 2,97 %) bemerkbar. Im genannten Beispiel ist die Differenz auf den unterschiedlichen Charakter (im einen Falle liegen vorwiegend nahe dem ehemaligen Gletschertrog und der glaziären Übertiefung gelegene Gebiete, im anderen distale Teile der Endmoränen vor) und die morphologische Situation innerhalb des Moränen-Komplexes zurückzuführen.

Im Falle des Gebietes Bargeheide handelt es sich um Moränenteile in einem schlecht ernährten Eisrandteil abseits der Haupt-Ausaperungszonen.

Daraus geht hervor, daß man eigentlich nur Endmoränen, die in gleicher eismorphologischer Situation gelegen haben, miteinander vergleichen sollte. In vielen Fällen weiß man aber, bevor man die Reliefenergie-Karte entwirft, derartiges nicht, sondern wird erst durch die Reliefenergie-Karte auf Absonderheiten aufmerksam; ein Grund mehr, ihre Konstruktion zu empfehlen.

Insgesamt gesehen bestätigt sich diese bereits in der Bezeichnung „Jungmoränen“ unterschwellig liegende Klassifikation, die an eine relativ bewegte Morphologie denken läßt. Generell ist auch beobachtbar, daß die weiter östlich gelegenen Testfelder im allgemeinen eine geringere durchschnittliche Reliefenergie besitzen, was sowohl mit primär weniger lebhafter Ausaperung als auch sekundär mit geringerer posthumer Erosion und anderen

Ursachen zusammenhängen kann. Die *Warthe-Moränen*, die aus einer Reihe vorwiegend morphostratigraphischer Gründe (z. B. Fehlen offener Seen, stärkerer Verschleifung durch periglaziale Ereignisse, stärkerer Verwitterung, geringerer „Frische“) mit den *Drenthe-Moränen* zum stratigraphischen Komplex der Saale-Eiszeit vereinigt worden sind, weisen in der Tat eine durchschnittlich geringere Reliefenergie auf (ΔEr aller vermessener Gebiete = 3,27 ‰). Dort, wo besonders niedrige durchschnittliche Steigungsgrade gemessen worden sind, handelt es sich um Vertretung der Endmoränen durch Sanderwurzeln bzw. Anschoppungsgebiete des Wartheeises an Drenthe-Eisrandsedimente.

Von den *Drenthe-Moränen* sind zwei Gruppen betrachtet worden. Die eine umfaßt den Bereich der Rehburger bis Heisterberg-Phase westlich von Hannover. Hier betrug ΔEr von allen Testgebieten 2,97 ‰. Auch das entspricht den bisherigen Ansichten. Abweichungen vom Durchschnitt (z. B. zwischen Bl. Holdorf und Bl. Damme) sind zwanglos durch die unterschiedlich starke Stauchung im Endmoränenbereich erklärbar.

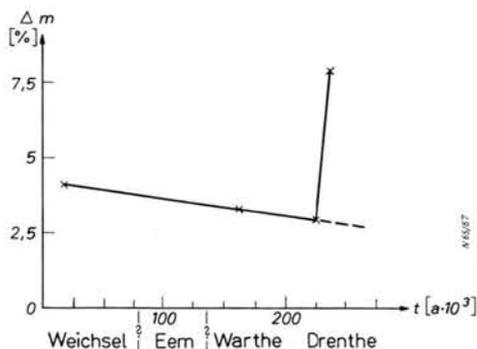


Abb. 2.

Nach dem bisher Gesagten würde man daher, falls man zu dem kühnen Schritt eines Diagrammes Reliefenergie : Alter der Moränen gehen wollte, erwarten, daß die Kurve $\Delta Er : t$ in Richtung auf das höhere Alter weiterhin abfällt. Abb. 2 zeigt aber einen bemerkenswerten Knick in der Kurve. ΔEr ist hier wesentlich höher.

Dieser Befund kann sehr leicht erklärt werden, und zwar wie folgt:

1) Bei den Testgebieten, die allesamt im Gebirgslande liegen, handelt es sich um viel kleinere Areale als bei den Endmoränen-Gebieten im Flachlande, bei denen es oft zur Sache des Taktes wird, wie weit man die Umgrenzung der Endmoränen zieht. Bei den Gebirgsland-Gebieten handelt es sich mit Sicherheit um Absätze unmittelbar am Eisrande, im Flachland läßt sich dieser schwieriger rekonstruieren, weshalb auch eisrandfernere Gebiete mit im Testgebiet enthalten sein können.

2) Die Endmoränen im Gebirgslande sind durch kleine Talgletscher aufgeschüttet bzw. aufgestaucht worden. Das subglaziäre und extraglaziäre Relief war sehr lebhaft. Die Sedimentation in diesem stark reliefierten Gebiet erfolgte unter viel bewegteren Begleiterscheinungen als im Flachlande.

3) Die postglaziale Erosion war im Gebirgslande viel lebhafter als im Flachlande.

Mithin können diese Moränen in bezug auf die in der Überschrift des Aufsatzes gestellte Frage nicht mit den Flachlandmoränen verglichen werden.

6.

Wie sich herausstellt, ist neben der primären auch die postglaziale (wobei unter postglazial der Zeitraum nach der betr. Vereisung gemeint ist, also im Falle Drenthe der gesamte Zeitraum post Drenthe-Glazial) Formung von Einfluß auf die Reliefenergie

der Moränen. Sicherlich kann erwartet werden, daß Unterschiede des Klimas auch eine unterschiedliche Formung gleichalter Moränen zur Folge haben.

Aus diesem Grunde sollten durch spätere Weiterführung der Betrachtung ehemaliger Eistränder, z. B. die von Warthe und Weichsel, weiter nach Osten verfolgt werden.

Diese Arbeit konnte aus Zeitgründen vorerst nicht abgeschlossen werden. Da der Inhalt des vorliegenden Artikels in seinen wesentlichen Punkten aber bereits durch Vorträge bekannt geworden ist, soll die Publikation der grundsätzlichen Erkenntnisse nicht länger hinausgezögert werden. Durch zusätzliche Messungen in weiteren Endmoränengebieten ist beabsichtigt, nicht nur der Frage des durch unterschiedliches Klima bedingten sekundären Formenwandels, sondern auch anderen Problemen, wie der spezifischen morphologischen Eigenart der verschiedenen Morärentypen, der Beziehung zwischen Großrelief und Kleinrelief sowie den Zusammenhängen zwischen Gewässernetzdichte und Oberflächenform der Moränen nachzugehen.

7. Literatur

- BÄRTLING, R. & GAGEL, C.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Seedorf. Berlin 1907.
- BARSCHE, O.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Solpke. Berlin 1916.
- BEHRENS, Sven E.: Morphometrische, morphogenetische und tektonische Studien der nordwest-schönischen Urgebirgsrücken, mit besonderer Berücksichtigung von Kullaberg. - Lund Studies in Geography, Ser. A., No. 5, Lund 1953.
- BENTZ, A. & Mitarb.: Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1 : 300 000. Hannover 1951.
- DÜCKER, A.: Geologische Karte von Schleswig-Holstein. In: Deutscher Planungsatlas. Kiel 1958.
- GAGEL, C.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Mölln. Berlin 1914. - - Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Mirow. Berlin 1917.
- KEILHACK, K.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Tangermünde. Berlin 1902. - - Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Belzig. Berlin 1904.
- KEILHACK, K. & SCHMIERER, Th.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Görzke. Berlin 1904.
- KLAUTSCH, A. & BEHR, J.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Arnswalde. Berlin 1933.
- LÜTTIG, G.: Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. Inaug. Diss., Göttingen 1952. Geol. Jb. **70**, 43-125, Hannover 12. 1954. - - Eisrand und Reliefenergie. - N.Jb. Paläont. Mh. **1953**, 1, 16-20, Stuttgart 1953. - - Hat sich der Nordwestharz im Postglazial gehoben? Geol. Jb. **70**, 405-434, 11 Abb., Hannover 1955.
- NAUMANN, E.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Rinteln. Berlin 1915.
- NAUMANN, E. & BURBE, O.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Hameln. Berlin 1922.
- RANGE, P.: Geologische Karte von Preußen etc., Blatt Trittau. Berlin 1935.
- RANGE, P. & SCHLUNK, J.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Bad Oldesloe. Berlin 1935.
- SCHROEDER, H.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Stolpe. Berlin 1894. - - Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Gr. Ziethen. Berlin 1896. - - Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Lamstedt. Berlin 1900.
- STOLLER, J.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Unterlüß. Berlin 1909.
- THAUER, W.: Neue Methoden der Berechnung und Darstellung der Reliefenergie. Peterm. Mitt. 1955, 8-13, Gotha 1955.
- WAHNSCHAFFE, F.: Geologische Karte von Preußen etc., 1 : 25 000, Blatt Fürstenwerder. Berlin 1893.
- WALDBAUR, H.: Die Reliefenergie in der morphologischen Karte. Peterm. geogr. Mitt. **96**, 3, 156-167, Gotha 1952.
- WOLDSTEDT, P.: Geologisch-morphologische Karte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1 : 500 000. Berlin (Preuß. Geol. L.-A.) 1935.
- WOLFF, W. & HECK, H.-L.: Blatt Schleswig. Geologische Karte von Deutschland, 1 : 25 000. Berlin 1942.

Manusk. eingeg. 22. 6. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. G. Lüttig, Ltd. Regierungsdirektor im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Quaternary climatic changes in the Caribbean and N. South-America

By J. I. S. ZONNEVELD, Utrecht

S u m m a r y. This paper gives an inventarization of the available data concerning quaternary climatic changes in the Caribbean and the northern parts of South America.

It appears that in Colombia, N. W. Venezuela, the Leeward Islands of the Netherlands Antilles and Barbados the pluvial periods coincided with the glacial periods in higher latitudes.

The evidence for Guyana and Surinam is still insufficient to establish definitely the climatic evolution, although the available data seem to indicate that during the glacial periods the climate was less humid than at present: this would correspond with a shifting of the "arid" belt over some 10 degrees.

Z u s a m m e n f a s s u n g. Es wurden in dieser kurzen Arbeit Literaturangaben über die quartären Klimaänderungen gesammelt, die aus dem karibischen Gebiet und den benachbarten Teilen Südamerikas bekannt sind. Man kann feststellen, daß in Kolumbien, Nordwest-Venezuela, Aruba, Curaçao, Bonaire und Barbados pluviale Perioden etwa synchron waren mit den Glazialen in Gebieten höherer Breite.

Die Daten aus Guyana und Suriname lassen zwar noch keine endgültigen Schlüsse zu, doch deutet vieles darauf hin, daß dort während der Glazialzeiten trockenere klimatische Bedingungen herrschten als heute. Das würde einer Verschiebung der „ariden“ Zone um etwa 10° entsprechen.

Recent palaeoclimatic research in Africa has indicated that only part of the pluvials that were recognized in different regions of the continent, were synchronous with the glacial periods of more poleward regions (cf. TRICART, MICHEL and VOGT, 1957; BERNARD, 1962; BÜDEL, 1963; FAIRBRIDGE, 1964; see also PENCK, 1913).

As a general rule it appears that during the glacial periods, the boundaries of the different climatic belts shifted towards the equator. In these periods the mesothermal zones as well as the arid zones of the northern hemisphere will have moved southward and the belt of the equatorial rainforest narrowed. Even in equatorial regions eolian sands were deposited (DE HEINZELIN, 1952). Only in the zone of the climatological (or thermal) equator, some degrees southward of the astronomical one, the tropical rainforest could survive. During the interglacials the climatic belts shifted again towards the poles (cf. the diagram published by FAIRBRIDGE in 1961 and 1964).

Although the shifting of the climatic belts was not as simple as indicated above, we may accept that in the N. Sahara the pluvial periods coincided with the glacials but that in the more southern regions, pluvial periods have to be correlated with interglacial times.

For the corresponding regions in the New World, viz. the Caribbean and the adjacent part of South-America it seems worth while to gather the equivalent palaeoclimatic information in order to look for similar conclusions, although admittedly our knowledge of the Quaternary climatic changes in this part of the world is rather incomplete. In this paper dedicated to the master of quaternary research, Prof. Dr. P. WOLDSTEDT, we will attempt to provide a brief inventarisation on this subject¹⁾.

Palaeoclimatic changes manifest themselves by the following phenomena:

- A. movements of the levels of seas and lakes
- B. changes in temperature of the seawater
- C. pedological changes, incrustations
- D. changes in the vegetation
- E. changes in groundwater conditions
- F. changes in the geomorphological processes.

¹⁾ The author is much indebted to Prof. J. B. BIRD, Montreal and Dr. K. DUPHORN, Hannover, who kindly gave him some valuable references and to Mrs. M. VAN DER MAESEN and Dr. H. BOISSEVAIN, who corrected the manuscript linguistically.

ad A. Quaternary movements of sealevel, mostly recorded by fossil — either elevated or submerged — coastlines and terraces, are caused by the accretion or melting of great masses of inland ice. They have no direct relation with local climatic changes in regions like the Caribbean. Yet the study of former sealevels in this area is very important as it offers the possibility to compare the timing of the local climatic sequences with those of the extension and shrinking of the great ice masses.

In the Caribbean and along the north coast of South America many data are available concerning marine terraces and submarine benches. It is true that tectonic movements will have changed the original height of some of these "watermarks", especially the older ones. Yet the influence of the changed sealevels, both above and below the recent one is evident. High sealevels indicated by marine terraces (abrasion terraces as well as accumulative benches) have been mentioned by JUKES-BROWNE and HARRISON (1891), MOLENGRAAFF (1929), RUTTEN (1932), WESTERMANN (1932), PIJPER (1933), ZONNEVELD (1960), DE BUISSONJÉ (1964) and many others. Low sealevels, evidenced by drowned valley-systems and submarine benches are described e. g. by MOLENGRAAFF (1929) and NOTA (1958). These watermarks are the more valuable if — as is the case in some instances — absolute datings are available.

NOTA, for instance, found that his 40 and 12 fathom levels off the Atlantic coast of Guyana could be dated as resp. 11.000 and 8.000 years ago, i. e. during the late- and postglacial rise of the sealevel.

BROECKER et al. (1967) show that in Barbados the lower three elevated terraces originated between 82.000 and 122.000 years B. P. after evaluation of the tectonic influence and comparison with the available data concerning seawater temperatures in the adjacent seas (EMILIANI, 1965, 1966). The authors indeed evidence that the high sealevels corresponded with high temperatures of the seawater and occurred in a period known as an interglacial (the last interglacial).

In Africa the ancient coastline along the great lakes played an important role in the history of palaeoclimatic research (c. f. NILSSON, 1931; KENDALL, 1965). In northern South America only the vicissitudes of the (former) Lake of Bogota, Colombia, could be taken in consideration (see ad D).

ad B. Especially the publications of EMILIANI (1965, 1966) and ERICSON c. s., 1964) give interesting data concerning the changes in temperature of the Caribbean seawater. As has been said before, these data can be correlated with those concerning higher and lower sealevels: high sealevels prove to be synchronous with high water-temperatures and vice versa.

ad C. Under certain climatic conditions deposition of carbonates (and other materials) can result in the formation of travertine masses or caliches. WILHELMY (1954) mentions suchlike fossil incrustations in northern Venezuela, especially on the peninsula of Guajira for which he postulates climatic conditions that were more humid than the present (very dry) ones.

BAKKER (1960) found that under tropical rainforest, granites are attacked by chemical weathering in such a way that minerals like epidote and hornblende practically disappear. If, however, the forest is absent, these minerals are resistant against weathering. The same author mentions the occurrence of epidote and hornblende in a sample from a lateritic layer in the humid forest of Surinam and concludes that this must point to palaeoclimatic conditions unfavorable for humid tropical forests.

ad D. A very important indicator for palaeoclimates is the vegetation (although it is known that the vegetation not always is apt to keep pace with the climatic changes and that sometimes other factors than climate may cause vegetational changes). Up till now quaternary palaeobotanical data are known from Costa Rica, Colombia and

Guyana. In Costa Rica (MARTIN, 1964) and Colombia (VAN DER HAMMEN and GONZALEZ, 1960) pollenanalysis revealed that during the glacial periods the timber-line in the mountains was some 1000 m lower than at present times. The last mentioned authors also showed that during the periods with a high timber-line (the interglacials), the level of the Lake of Bogota was lowered, apparently due to a decrease of the precipitation. In other words: interpluvials could be correlated with interglacials.

From the lowlands of the Llanos of Colombia and Venezuela no palaeoclimatic data are known from pleistocene times. WIJSTRA and VAN DER HAMMEN (1966) analysed some pollen out of the Llanos Orientales of Colombia, but the oldest samples only date from approximately 6.000 years B. P. In Guyana the same authors investigated a profile that yielded strata as old as 9.000—10.000 B. P. The pollen evidence appears to point to closed dry forest or closed savanna woodland conditions during late glacial times in a region that now has a savanna character (Rupununi). Prof. HILLS of McGill University, Montreal (oral communication), however, explained that the lake where the samples were taken, is in fact a kind of an oxbow lake; so it is not excluded that in former times this lake had an open connection with the Ireng River. This river drains a large area covered with different types of forests and savannas. In other words: there is a possibility that part of the pollen content of the said profile especially of the older part, does not provide information about the (former) vegetation of the proper surroundings but of the (forest) vegetation of higher parts of the drainage basis of the Ireng River.

Also in the coastal areas of Guyana VAN DER HAMMEN (1961) made some very interesting investigations. He showed that in the subsoil of Georgetown a savanna-like vegetation could be correlated with a (glacial) low sealevel. After a rise of the sealevel a (mangrove) vegetation came into the picture. Actually this mangrove vegetation itself does not point to climatic changes; it is an evidence for the ingression of the sea under influence of the rising sealevel. The savanna vegetation, however, could indicate a climate with a treeless vegetation in an area where in present times the natural conditions tend to a humid rain forest.

ad E. TAMERS (1966, 1967) recently published some interesting data concerning the age of groundwater masses in the neighbourhood of Maracaibo and on the peninsula of Guajira in N. W. Venezuela.

In these areas, at present, the potential evaporation is approximately four to five times higher than the precipitation. Therefore recent rainwater is not in a situation to reach the groundwater reservoir. Recharge of the groundwater basins could only have occurred during periods with more precipitation (and perhaps less evaporation), i. e. during pluvial periods. According to radiocarbon datings published by TAMERS (1967) most of the groundwater samples in the neighbourhood of Maracaibo are approximately 10.000—35.000 years old. The pluvial period during which the recharge of the aquifer has taken place evidently coincided with the last (Würm, Weichsel, Wisconsin) glacial period. In Guajira TAMERS (1966) found ages in the range of 5.000—8.000 years, the time of the Holocene climatic optimum. He concludes that here the groundwater reservoir could have been charged during a pluvial that could correspond with the period of higher precipitation recognized by BUTZER (1961) in the Mediterranean regions.

ad F. Finally some geomorphological phenomena may point to alternations of pluvial and interpluvial periods in the Caribbean and the northern part of South America.

WILHELMY (1954) called attention to the "fossil" character of the valleys of Curaçao which would reflect conditions more humid than those of recent times.

On Bonaire and Barbados BLUME (1968) could establish that along the front of some cuesta-like forms slumping and spring erosion must have occurred under climatic conditions considerably more humid than at present.

TRICART and CAILLEUX (1965) record an observation on Barbados where a large limestone block which during a humid period was moved downward by slumping, was recently attacked by sealevel solution. The local situation leads them to conclude that the slumping took place during the last glacial period when the sealevel was lower than at present.

A very interesting study was carried out by DE BUISONJÉ (1964) who postulates that some marine terraces (representing fringing and barrier reefs built up during periods with high sealevels) were formed under relatively arid conditions. Moreover, he found evidence that the lower sealevels coincided with more humid periods.

Recently GARNER (1967) expressed the idea that the intricate systems of rapids and waterfalls that are characteristic for many rivers in Venezuela (and other tropical regions) would be connected with a transition from dry to humid conditions: the rivers that had originated during this transition would not yet have had the opportunity to degrade their beds and would only find their way in unconcentrated and unorganized channel systems ("rivers in the making"). In my opinion, however, this view is based on a misconception concerning the evolution and character of rivers in humid tropical regions (cf. ZONNEVELD, 1952, 1968; TRICART, 1959; BAKKER, 1960).

The observations, made by GALON (1966^a, 1966^b) are more important in terms of palaeoclimatic evidence. GALON refers to erosional forms which apparently were moulded under semiarid conditions (he found the same "branched slope incisions" in action in action in semi-arid regions) but which in present days are covered with tropical rainforest. Also ZONNEVELD (1967) mentions fossil landforms in southern Surinam, resembling fossil "lavakas", which must have originated in periods of greater extension of the savannas (actually a large part of the recent savannas in that area has to be regarded as anthropogenic).

When the data reviewed are overlooked and considered, it becomes evident that the value of the information is unequal. Some data only indicate that at one time or the other climatic changes did occur, partly in regions that are now relatively dry (Curaçao, Bonaire, N. W. Venezuela and also Barbados), partly in the regions with humid tropical climates (the northern part of South America).²⁾

On the other hand other data provide more exact information and concern the relation between local climatic changes and the sequence of glacials and interglacials. The evidence of Curaçao (DE BUISONJÉ, 1964), Colombia (VAN DER HAMMEN and GONZALEZ, 1960), Barbados (TRICART and CAILLEUX, 1965) and Maracaibo (TAMERS 1967) clearly point to humid conditions during the last glacial (or part of it) and to (relative) aridity during interglacials.

The evidence from Guyana and Surinam, however, is still insufficient to establish the climatic evolution in that area, although the available data seem to indicate that in the Guyanas the least humid conditions coincided with glacials. This would mean that during the transition from an interglacial to a glacial period the (semi-) arid zone shifted southward and that it went back again when the glacial was succeeded by the next interglacial. This would correspond with a shifting over some 10 degrees.

At present it is preferable to avoid speculation and to wait for the results of new research to be carried out in eastern Venezuela, northern Brazil and the three Guyanas.

²⁾ One would expect that also in French Guyana such indications will be found, in spite of the information already given by CAILLEUX (1959) that in this country during the Pleistocene apparently no important climatic changes had occurred.

References

- BAKKER, J. P.: Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climatic changes. *Z. Geomorph., Suppl. Bd. 1*, 69-92, Berlin 1960.
- BAKKER, J. P. & MÜLLER, Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. *Lautensach-Festschrift*, 365-397, Stuttgart 1957.
- BERNARD, E. A.: Théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain. *Mém. Ac. Roy. Sci., O. M. 12*, Bruxelles 1962.
- BLUME, H.: Zur Problematik des Schichtstufenreliefs auf den Antillen. *Abst. 58. Jahrestagung Geol. Ver., Göttingen* 1968.
- BROECKER, W. S. et al.: Milanchowitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep sea sediments. *Science* **159**, 297, Lancaster 1968.
- BÜDEL, J.: Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* **14**, 161-187, Öhringen 1963.
- BUISONJÉ, P. DE: Marine terraces and sub-aeric sediments on the Neth. Leeward Islands, Curaçao, Aruba and Bonaire, as indications of quaternary changes in sea level and climate I and II. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet., Ser. B* **67**, 1, 60-79, Amsterdam 1964.
- BUTZER, K. W.: Modifications of climate in the arid zone since the Pliocene. - In: *History of Land Use in the Arid Zone*, UNESCO, Paris 1961.
- CAILLEUX, A.: Études sur l'érosion et la Sédimentation en Guyane. *Mém. expl. Carte géol. de la France, Dept. Guyane Française*, 49-73, Paris 1959.
- EMILIANI, C.: $^{18}O/^{16}O$ variations in Marine Carbonates and sea water during the late Cenozoic. *Abst. VII, I.N.Q.U.A.-Congress (Denver)*, 129-130, Denver 1965. - - Paleotemperature analysis of Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalised temperature curve for the past 425.000 years. *Journal of Geology* **74**, 109-124, Chicago 1966.
- ERICSON, D. B. et al.: The pleistocene Epoch in Deep sea Sediments. *Science* **146**, 723, Lancaster 1964.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Convergence of evidence on climatic change and ice ages. *Ann. New York Acad. Sci.* **95**, 1, 542-579, New York 1961. - - Eiszeitklima in Nordafrika. *Geol. Rdsch.* **54**, 399-414, Stuttgart 1964.
- GALON, R.: Klimamorphologische Probleme der Tropen am Beispiel von Venezuela. *Wiss. Veröffentlichungen des deutschen Inst. f. Länderkunde, Leipzig, N.F.* **23/24**, 259-267, Leipzig 1966. - - Niektóre problemy geograficzne Wenezueli. Some geographical problems of Venezuela. *Przegląd Geograficzny t XXXVIII*, z 4, 651-671, Warszawa 1966.
- GARNER, H. F.: Rivers in the making. *Sci. American* **216**, 84, New York 1967.
- HAMMEN, Th. v. d.: The quaternary climatic changes of northern South America. *Ann. New York Acad. Sci.* **95**, 1, 676-683, New York 1961.
- HAMMEN, Th. v. d. & GONZALEZ, E.: Upper Pleistocene and Holocene climate and vegetation of the "Sabana de Bogotá" (Colombia, South America). *Leidse Geol. Med.* **25**, 261-315, Leiden 1960.
- HEINZELIN, J. DE: Sols, paléosols et désertifications anciennes dans le secteur Nord oriental du Bassin du Congo. *Publ. I.N.E.A.C., Bruxelles* 1952.
- JUKES-BROWNE, A. J. & HARRISON, J. B.: The geology of Barbados, I. The Coral Rocks of Barbados and other West Indian Islands. *Quart.-Journ. Geol. Soc.* **47**, 197-250, London 1891.
- KENDALL, R. L.: Climatic change in East Africa: The evidence from Lake Victoria. *Abstr. VIIth I.N.Q.U.A.-Congress (Denver)*, 264, 1965.
- MARTIN, P. S.: Paleoclimatology and a tropical pollen profile. Report on the VIth Intern. Congress on Quaternary, Warsaw, 1961, II, 319-323, Warszawa 1961.
- MOLENGRAAF, G. J. H.: Geologie en Hydrologie van het eiland Curaçao. *Diss., Delft* 1929.
- NILSSON, E.: Quaternary glaciations and pluvial lakes in Br. East Africa. *Geogr. Ann.* **13**, 249-349, Stockholm 1931.
- NOTA, D. J. G.: Sediments of the Western Guiana Shelf, Thesis. Utrecht 1958.
- PENCK, A.: Die Formen der Landoberfläche und die Verschiebungen der Klimagürtel. *Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. Wiss., Halbb. I*, **4**, 77-97, Berlin 1913.
- PIJPERS, P.: Geology and Palaeontology of Bonaire (D.W.I.). Thesis, Utrecht. 1933.
- RUTTEN, L. M. R.: De geologische geschiedenis der drie Nederlandse Benedenwindsche Eilanden. *De W.I. Gids* **XIII**, 401-441, 1932.
- TAMERS, M.: Groundwater recharge of aquifers as revealed by naturally occurred radiocarbon in Venezuela. *Nature* **2**, 12, 1966, 489-492, London 1966. - - Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone unconfined aquifer. In: *Isotope techniques in the hydrologic cycle*. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Ser. 11, Washington, D. C. 1967.

- TRICART, J.: Observations sur le Façonnement des rapides des rivières intertropicales. Bull. Sect. Géogr. Com. Trav. Hist. et Sci., 1958, 289-313, Paris 1959.
- TRICART, J. & CAILLEUX, A.: Traité de Géomorphologie, Tome V, Le modelé des régions chaudes. Forêts et savannes. S.E.D.E.S., Paris 1965.
- TRICART, J., MICHEL, P. & VOGT, J.: Oscillations climatiques quarternaires en Afrique occidentale. Resumées Vme Congr. Intern. I.N.Q.U.A., Madrid, 187-188, Madrid 1957.
- WESTERMANN, J. H.: The Geology of Aruba. Diss. Utrecht 1932.
- WILHELMY, H.: Die klimatologische und pflanzengeographische Entwicklung des Trockengebietes am Nordrand Südamerikas seit dem Pleistozän. Die Erde **VI**, 244-273, Berlin 1954.
- WIJNSTRA, T. A. & HAMMEN, T. v. D.: Palynological data on the history of tropical savannas in northern South America. Leidse Geol. Med. **38**, 71-90, Leiden 1966.
- ZONNEVELD, J. I. S.: Watervallen in Suriname. T.K.N.A.G., **LXIX**, 499-506, Amsterdam 1952. - - Een luchtfoto-onderzoek op de Benedenwindse Eilanden. T.K.N.A.G. LXXVII, 389-399, Amsterdam 1960. - - Enkele luchtfoto's van de Sipaliwini-savanne in Z. Suriname, with summ. in English. Geogr. Tijdschr., N. S. **1**, 286-298, Amsterdam 1967. - - Some aerial photographs from the Surinam jungle. Geogr. Tijdschr., N. S. **1**. Amsterdam 1968 (in press).

Manusk. eingeg. 20. 5. 1968.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. J. I. S. Zonneveld, Utrecht, Drift 21, Geografisch Instituut der Rijksuniversiteit, Utrecht, Nederland.

Gliederungsmöglichkeiten im sandig ausgebildeten Küsten-Holozän Ostfrieslands

Von KARL-HEINZ SINDOWSKI, Hannover

Mit 4 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung. Die sandige wie die tonige Wattfazies des Küsten-Holozäns im ostfriesischen Küstengebiet zeigt in ihren Ablagerungen einen zyklischen Aufbau. Die Zyklen in den Ablagerungen der tonigen Wattfazies sind mit biostratigraphischen und geochronologischen Daten belegte lithostratigraphische, die in denen der sandigen Wattfazies nur undatierbare lithostratigraphische Einheiten (Tab. 1).

Zur Erlangung von Altersangaben und damit der Möglichkeit einer zeitlichen Gleichsetzung der Zyklen in sandiger mit denen in toniger Wattfazies werden Kontaktstellen mit biostratigraphisch und geochronologisch datierten Zyklen bzw. Schichten benutzt. Als Ergebnis wird das „Arbeitsmodell“ einer lithostratigraphischen Gliederung der zyklisch aufgebauten Ablagerungen der sandigen Wattfazies vorgelegt, das einen zeitlichen Vergleich mit den Ablagerungen in toniger Wattfazies erlauben soll (Tab. 2).

Abstract. The holocene marine sediments have a cyclic genesis in the East-Frisian coastal region. The different cycles of clay deposits represent lithostratigraphical units (beds), dated by pollen or radiocarbon. The cycles of sand deposits represent lithostratigraphical units without the possibility of dating by pollen or radiocarbon (Tab. 1).

Points of contacting with biostratigraphically or geochronologically dated clay cycles are used for correlation and dating of sand cycles.

The results of investigation permit a lithostratigraphical comparison and a hypothetical order of age for sand cycles (Tab. 2).

1. Einleitung

Die Wattfazies des Küsten-Holozäns umfaßt alle rezenten, subfossilen und fossilen Ablagerungen der Nordsee im Gezeitenbereich sowie in den diesem zugehörigen Rinnensystemen (Seegat-Balje-Priel). Sie tritt in toniger („Schlickwatt“) und sandiger („Sandwatt“, „Rinnenfüllungen“) Ausbildung auf. Die Strandsande im Gezeitenbereich werden als Sonderbildung des Sandwattes betrachtet.

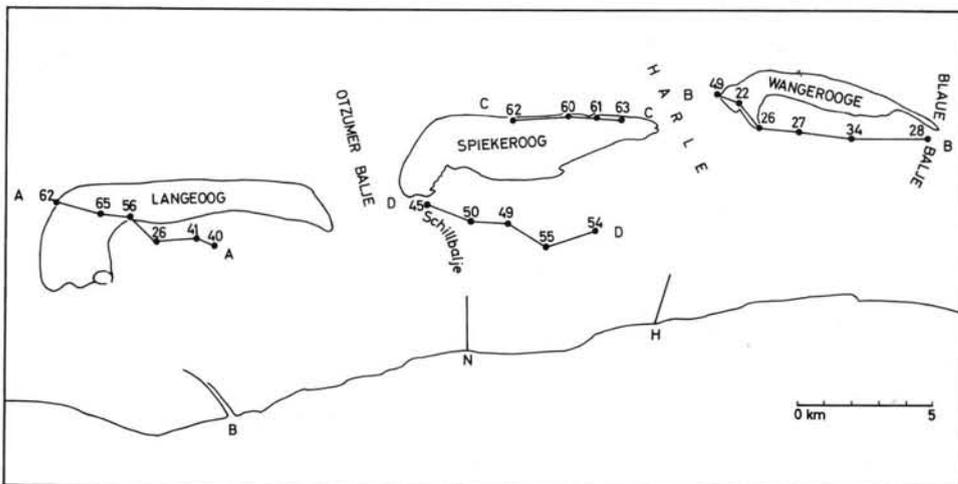


Abb. 1. Lageplan der in Abb. 3 genannten Bohrungen und Schnitte. Die Nummerierung der Bohrungen ist für jede TK 25 gesondert. B = Bensorsiel, N = Neuharlingersiel, H = Harlesiel.

Während die Ablagerungen der tonigen Wattfazies im Gebiet der niederländischen, niedersächsischen und schleswig-holsteinischen Nordseeküste einheitlich gegliedert, lithostratigraphisch eingestuft (Tab. 1) und bereits weitgehend mit biostratigraphischen und geochronologischen Daten belegt sind (BRAND-HAGEMAN-JELGERSMA-SINDOWSKI 1966), fehlt bisher für die sandige Wattfazies eine lithostratigraphische Gliederung.

Der Grund hierfür ist das Fehlen datierbarer Horizonte (Torf, Humusdwog) in den Sand-Serien, die eine zeitliche Gleichstellung mit den Klei-Serien erlauben. Da der sandige Wattfazies-Bereich normalerweise dem tonigen räumlich vorgelagert, also küstenferner ist, haben seine Sandfolgen auch keine Verzahnungen mit dem Küstenrandmoor, wie sie die Klei-Serien der tonigen Wattfazies besitzen. Biostratigraphisch (Pollenanalyse) oder geochronologisch (Radiokarbon) datierbare Torfeinlagerungen fehlen folglich. Damit entfällt die wichtigste Grundlage für eine Gliederung der sandigen Wattfazies.

Bekanntlich haben die Ablagerungen der tonigen wie sandigen Wattfazies einen zyklischen Aufbau (DECHEND 1957, SINDOWSKI 1957, 1958, 1960, 1964). Ein solcher Sedimentationszyklus stellt eine lithologische Einheit dar und hat einen zweiteiligen Aufbau. Sein unterer Teil zeigt eine Korngrößenzunahme vom Korngrößen-Minimum an der Basis bis

Tabelle 1

Lithostratigraphische Gliederung des niedersächsischen
Küstenholozäns in toniger Ausbildung

Ingressionsphase n. DECHEND 1961 W. MÜLLER 1962 SINDOWSKI 1962	Schicht	Schichten	durchschnittl. Alters-Grenz- wert nach ¹⁴ C	Unter- formation	Formation		
o ₄ o ₃	Wyk (W)	Pewsum (Pe)	— 1000 n. Chr.	Dün- kirchen	Holozäne		
o ₂ o ₁	Tönning (T)		— 0 Ztw.				
u ₂	Schwabstedt (S)	Midlum (Mi)	— 1000 v. Chr.				
	6. Torf						
u ₁	Meldorf (M)		— 1700 v. Chr.			Calais	Nordsee- Formation
	5. Torf						
m _{3B}	Husum (H)	Dornum (Do)	— 2000 v. Chr.				
	4. Torf						
m _{3A}	Fiel (F)		— 2800 v. Chr.				
	3. Torf						
m ₂	Eesch (E)	Baltrum (Ba)	— 4200 v. Chr.				
	2. Torf						
m ₁	Barlt (B)		— 5500 v. Chr.				
	1. Torf						

1. Torf: spätboreal-frühatlantischer Basaltorf (OVERBECK VII/VIIIa)
2. Torf: mittelatlantischer Torf (OVERBECK VIIIa/VIIIb)
3. Torf: spätatlantischer Torf (OVERBECK VIIIb/IX)
4. Torf: frühsubborealer Torf (OVERBECK IX Mitte)
5. Torf: mittelsubborealer Torf (OVERBECK IX Mitte)
6. Spätsubborealer Torf (OVERBECK IX/X)

zum Korngrößen-Maximum, sein oberer Teil eine Korngrößenabnahme vom Korngrößen-Maximum zum Korngrößen-Minimum im Top (Abb. 2 A). Der untere Zyklenteil ist eine Ablagerung der Überflutungsphase oder — in Rinnen — der Durchströmungsphase, der obere Zyklenteil eine der Verlandungsphase oder — in Rinnen — der Verfüllungsphase (Abb. 2 A).

Ursache der Zyklenbildung ist eine kontinuierliche Zu- und Abnahme der Gezeiten-Strömungsgeschwindigkeit, die in den Zyklen der tonigen Wattfazies meist gleichzeitig mit einer Zu- und Abnahme des Salzgehaltes des Wassers verbunden ist.

Zu- und Abnahme der Gezeiten-Strömungsgeschwindigkeit kann die Folge einer Ingressionsphase der Nordsee sein. Bei der Sedimentation in Rinnen können aber auch andere Ursachen einen meist lokal bedingten Strömungswechsel erzeugen, wie z. B. Eintiefung, Verlagerung und Verfüllung der Seegaten zwischen den Inseln.

2. Lithostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten

2.1. Allgemeines

Die Sedimentationszyklen in den Schichtfolgen der tonigen wie sandigen Wattfazies sind zunächst nur lithologische Einheiten, mit deren Hilfe aber eine Sedimentserie lithostratigraphisch gliederbar ist, wenn folgende Voraussetzungen zutreffen:

- 1) Der Zyklus muß \pm horizontbeständig und mit Sicherheit in jeder Bohrung wiedererkennbar sein, wenn auch erst durch nachfolgende Laboruntersuchungen (z. B. Korngrößen-Analysen).
- 2) Der Zyklus muß Merkmale (z. B. Kontakt mit Torfen oder anderen datierbaren Schichten) aufweisen, die Hinweise auf sein relatives oder absolutes Alter geben.

Diese Voraussetzungen erfüllen die Zyklen in den Ablagerungen der tonigen Wattfazies. Durch die einen solchen Zyklus über- und unterlagernden Torfe ist gleichzeitig auch eine biostratigraphische und geochronologische Datierung des zwischenliegenden Zyklus möglich. Die Zyklen in den Ablagerungen der tonigen Wattfazies sind deswegen nicht nur lithologische, sondern auch mit geochronologischen Daten belegte lithostratigraphische Einheiten (Abb. 2 A). Sie bilden jeweils die Ablagerungsfolge einer Ingressionsphase der Nordsee. Da es 6 Ingressionsphasen vor der Zeitwende und 2—4 nach ihr gibt (Tab. 1), müßten auch mindestens 8 Sedimentationszyklen in einem vollständigen Profil der tonigen Wattfazies auftreten.

Da für die Zyklen in den Sedimentserien der sandigen Wattfazies diese Voraussetzungen nicht ohne weiteres zutreffen, müssen andere Kriterien gesucht werden, um entscheiden zu können, ob sie mit den Zyklen in den Ablagerungen der tonigen Wattfazies litho-, bio- oder chronostratigraphisch äquivalent und somit gleichfalls die Ablagerungsfolge je einer Ingressionsphase der Nordsee darstellen.

Die Sedimentserien der sandigen Wattfazies werden in 3 verschiedene Typen unterteilt:

- 1) Wattsand-Serien
- 2) Rinnenfüllungen
 - 2.1) normale kontinuierliche Rinnenfüllungen
 - 2.2) junge Rinnenfüllungen der sich mit den Inseln verlagernden Seegaten und Baljen.

Die Wattsand-Serie besteht normalerweise nur aus 2—3 Sedimentationszyklen, ist fein- bis feinstsandig und hat in ihren Zyklen wenig ausgeprägte Korngrößen-Maxima (Abb. 2 B).

Die normale kontinuierliche Rinnenfüllung besteht aus maximal 8 Zyklen (Zyklus I—VIII). Durch synoptischen Kornkurven-Vergleich (SINDOWSKI 1958) werden grob- bis mittelsandige Rinnenzyklen der Durchströmungsphase mit sehr markant ausgeprägten

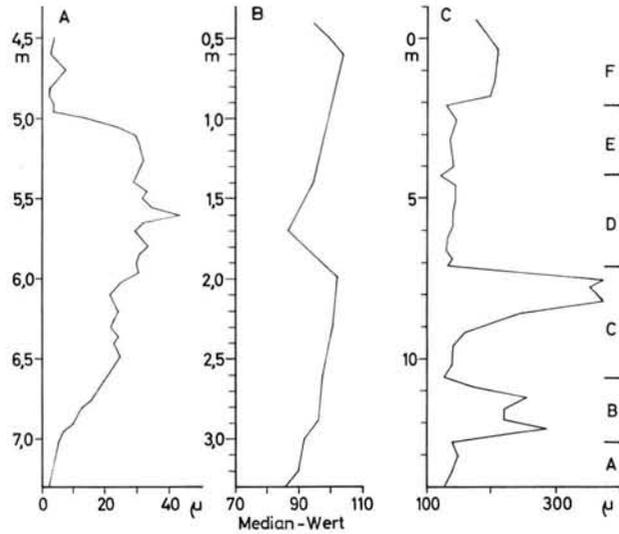


Abb. 2. Sedimentationszyklen. A: Zyklus (Husum-Schicht) in der tonigen Wattfazies. B: Watt-sand-Serie mit 2 Zyklen, Bhrg. 21/55 Watt nördl. Bensenziel. C: Rinnenfüllung mit 3 Rinnen- und 3 Verfüllungszyklen, Bhrg. 110/57 Spiekerooger Watt.

Korngrößen-Maxima von mittel- bis feinsandigen Zyklen der Verfüllungsphase mit ausgeprägten Korngrößen-Maxima unterschieden (Abb. 2 C).

Die jungen Verfüllungen der Seegat- und Baljen-Rinnen bestehen aus 4—6 Zyklen (Zyklus 1—6). Durch synoptischen Kornkurven-Vergleich (SINDOWSKI 1958) können ebenfalls Rinnen- und Verfüllungszyklen unterschieden werden. Da die Seegaten in die normalen Rinnenfüllungen eingeschnitten sind und deren obere Zyklen (meist Zyklus I—IV) ausgeräumt haben, liegen die jungen Seegat-Zyklen \pm diskordant auf z. T. erheblich älteren Zyklen der normalen Rinnenfüllung (Abb. 3 B—D).

Für lithostratigraphische Gliederungsversuche eignen sich nur die normalen Rinnenfüllungen, weil sie mutmaßlich die gesamte lithostratigraphische Schichtfolge des Küsten-Holozäns in toniger Wattfazies umfassen können (Abb. 3 A).

Den Sedimentationszyklen wurde bereits früher (SINDOWSKI 1957, 1958, 1960, 1964) ein lithostratigraphischer Wert beigelegt, neuerdings sogar auch den Korngrößen-Maxima der Zyklen (LINKE 1965, 1967). Diesem Vorgehen liegen folgende Überlegungen zugrunde:

- 1) Da die Zyklen in den Ablagerungen der tonigen Wattfazies nicht nur lithologische, sondern auch mit geochronologischen Daten belegte lithostratigraphische Einheiten sind, deren Tiefenlage vom jeweiligen Nordseespiegelstand bestimmt wurde, könnten analog auch die Zyklen in den Ablagerungen der sandigen Wattfazies — und zwar nur die der normalen Rinnenfüllung — diesen zeitlich entsprechende lithostratigraphische Einheiten und wie diese die Ablagerungsfolge je einer Ingressionsphase der Nordsee sein.
- 2) Die bei voller Mächtigkeit der normalen Rinnenfüllung vorhandenen 8 Sedimentationszyklen (Abb. 3 A) — die gleiche Anzahl, wie in den Ablagerungen der tonigen Wattfazies — treten in nahezu gleicher Tiefenlage in allen untersuchten Profilen des Norderneyer, Baltrumer, Langeooger, Spiekerooger und Wangerooger Wattgebietes auf (Tab. 2, Abb. 4). Daraus ist auf gleiche Sedimentationsverhältnisse in allen, als drenthestadiale Schmelzwassertäler angelegten Rinnen (z. B. Norderneyer, Baltrumer, Langeooger, Harle- und Jade-Rinne) zu schließen.

- 3) Die in allen genannten Rinnen fast gleiche Tiefenlage der Sedimentationszyklen (Tab. 2, Abb. 4) deutet zwar nicht, wie die der Zyklen in den Ablagerungen der tonigen Wattfazies, auf eine unmittelbare Abhängigkeit vom jeweiligen Nordseespiegelstand, zeigt jedoch an, daß die bei Rinnen mit stärkerer Wasserfüllung feststellbare indirekte Abhängigkeit vom Meeresspiegelstand besteht. Mit dem im Laufe des Mittelholozäns langsamer ansteigenden Nordseespiegel kann auch die Verfüllung der Rinnen allmählich Schritt halten, so daß die Zyklen IV bis I in ihrer Tiefenlage bereits den äquivalenten Zyklen in den Ablagerungen der tonigen Wattfazies entsprechen.
- 4) Die Sedimentationszyklen der normalen Rinnenfüllung haben häufig einen „meist allerdings diskordanten Kontakt mit datierbaren Schichten der tonigen Wattfazies (Abb. 3 A—D). In den im folgenden diskutierten Beispielen wird anhand von Über- und Unterlagerung mit lithostratigraphischen Einheiten der tonigen Wattfazies wahrscheinlich gemacht, daß die Zyklen VI und V der normalen Rinnenfüllung den Dornum-Schichten, der Zyklus III den oberen Midlum-Schichten und der Zyklus II den untersten Pewsum-Schichten seitlich äquivalent sind.

2.2. Lithostratigraphische Gliederungsversuche einzelner Schnitte

Für lithostratigraphische Gliederungsversuche werden Schnitte durch die Langeooger Rinne (Abb. 3 A), die Harle-Rinne (Abb. 3 C—D) und die Jade-Rinne (Abb. 3 B) ausgewählt. Die Lage dieser Schnitte zeigt Abb. 1.

Schnitt Langeooger Rinne (Langeoog)

Der Querschnitt durch die verfüllte Langeooger Rinne (Abb. 3 A) zeigt, daß die Schichtenfolge der normalen Rinnenfüllung durch kein durchwanderndes Seegat gestört wurde — anhand der paläogeographischen Verhältnisse wird Langeoog als eine alte lagestabile Insel gedeutet (SINDOWSKI 1963) — und 8 Sedimentationszyklen aufweist, von denen der jüngste Zyklus I auf Abb. 3 A nicht dargestellt wurde. Lithostratigraphische Anhaltspunkte im obigen Schnitt sind: 1) diskordante Auflagerung von Zyklus VI auf teilerodierte Baltrum-Schichten der tonigen Wattfazies. Der hangende Torf ist mittelatlantisch und stellt die Basis der Eesch-Schicht dar. 2) Torflage zwischen Zyklus III und II, die aufgrund der Pollendatierung etwa 200 v. Chr. alt ist.

Die lithostratigraphischen altersdatierten Anhaltspunkte machen wahrscheinlich, daß der Zyklus VI dem unteren Teil der Dornum-Schichten (Fiel-Schicht), der Zyklus III dem oberen Teil der Midlum-Schichten (Schwabstedt-Schicht) und der Zyklus II den unteren Pewsum-Schichten (Tönning-Schicht) zeitlich äquivalent ist (Tab. 3).

Schnitt Jade-Rinne (Wangerooge)

Der Querschnitt durch den Westrand der verfüllten Jade-Rinne bei Wangerooge (Abb. 3 B) zeigt einen Aufbau der normalen Rinnenfüllung aus 7 Sedimentationszyklen. Zyklus VIII kam wegen zu hoher Lage der Holozän-Basis nicht zum Absatz. Östlich Punkt 26 wurde die Rinne von einem jungen Seegat durchwandert, und zwar von der Blauen Balje, die Wangerooge von der einstigen Insel Minsener Oldeooge trennt (Abb. 1).

Der erste lithostratigraphische Anhaltspunkt ist ein Aufschluß unterhalb der Ruine des gesprengten Westturmes am Nordwestrand von Wangerooge. Hier stehen 0,5 m eines insgesamt 1,3 m mächtigen Kleies an, dessen obere Partien eine ehemalige dichte Besiedlung mit *Scrobicularia* und *Cardium* (beide in optimaler Größe, doppelklappig und in Lebendstellung) aufweisen. Die ¹⁴C-Bestimmung von Muscheln der obersten *Scrobicularia*-Lage ergab ein absolutes Alter von 500 ± 180 nach Chr. (Hv 300). Der Klei gehört demnach zum untersten Teil der Pewsum-Schichten (Tönning-Schicht). Folglich ist der den Klei unterlagernde Zyklus III der normalen Rinnenfüllung bereits zu den oberen Midlum-Schichten (Schwabstedt-Schicht) zu stellen.

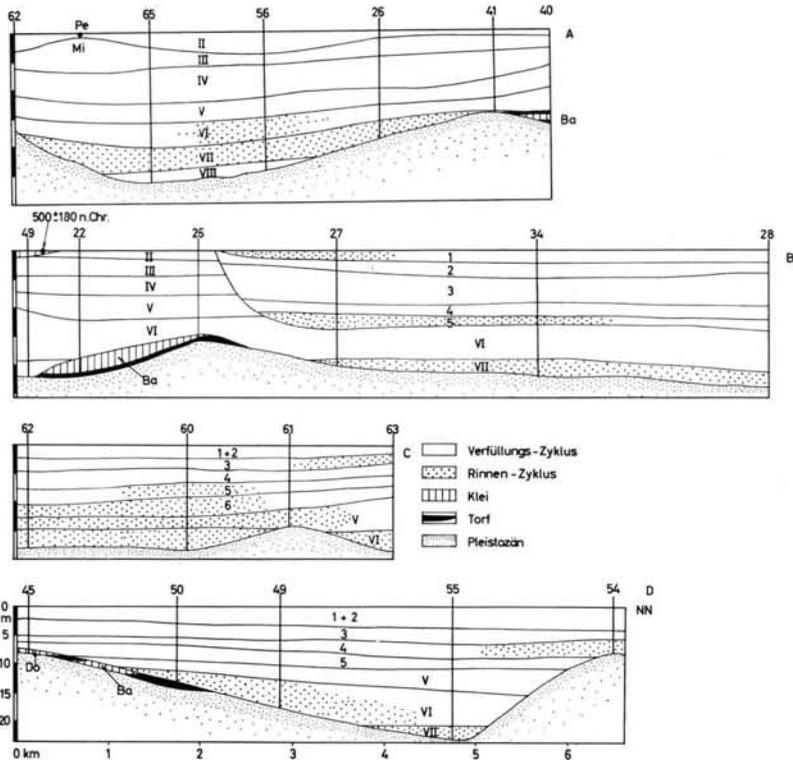


Abb. 3. Schnitte durch Langeoog, Spiekeroog und Wangerooge. I—VIII Zyklen der normalen Rinnenfüllung, 1—6 Zyklen der jungen Seegatfüllung. Ba = Baltrum-, Do = Dornum-Schichten. A: Langeooger Rinne. B: Westteil der Jade-Rinne. C: Harle-Rinne. D: Harle-Balje. Lage der Schnitte auf Abb. 1.

In den Bohrungen 22 und 26 liegt auf dem Pleistozän ein spätboreal-frühatlantischer Basaltorf und darüber ein an seiner Oberfläche teilerodierter durchwurzelter Klei, der den Baltrum-Schichten entspricht. Angelagert an diesen Klei ist Zyklus VII, diskordant auf ihm liegt der Zyklus VI, der deshalb mutmaßlich in den unteren Teil der Dornum-Schichten (Fiel-Schicht) zu stellen ist (Tab. 3).

Bei Einhängung der restlichen Sedimentationszyklen zwischen die beiden lithostratigraphischen Fixpunkte ergibt sich das gleiche „lithostratigraphische“ Bild wie aus dem Langeooger Schnitt.

Die Füllung der jungen Seegatrinne (Blaue Balje) besteht aus 5 Zyklen. Der unterste Zyklus 5 der jungen Seegatrinnenfüllung liegt diskordant als Rinnenzyklus der Durchströmungsphase auf dem teilerodierten Zyklus VI der normalen Rinnenfüllung. Darüber folgen 4 Zyklen (Zyklus 1—4) der Verfüllungsphase, von denen der Zyklus 3 besonders mächtig ist. Trotz Vorhandenseins von topographischen Altkarten können die Zyklen altersmäßig nicht festgelegt werden. Die Punkte 27, 34, 28 lagen seit 1650 ständig auf Wattflächen im Schutze der Insel Wangerooge.

Schnitt Harle-Rinne (Spiekeroog)

Einen Teilschnitt durch die verfüllte Harle-Rinne zeigt Abb. 3 C. Dieser Schnitt geht durch die heute mit Primärdünen bedeckte Ostplate von Spiekeroog. Die Schichtenfolge der normalen Rinnenfüllung ist durch das durchwandernde Harle-Seegat gestört. Seine Wanderbahn ist zwischen Bohrung 62 und 60 durch den Rinnenzyklus 6 markiert. Im

Gebiet der Bohrungen 61 und 63 verlagerte sich die Durchströmungsphase des Seegats in immer höher gelegene Zyklen, d. h. das Seegat verflachte sich allmählich, wie auch von den topographischen Altkarten ablesbar ist. Um 1650 lagen die Punkte 62, 60, 61 im Harle-Seegat, der Punkt 63 auf einer Sandplate im Seegat. Um 1750 war der Bereich des Schnittes weitgehend verlandet und Punkt 63 lag bereits am Westrand des Harle-Seegats.

Diese aus den topographischen Altkarten entnehmbaren Verhältnisse dürften sich für den Zeitraum 1600—1650 in Zyklus 4, für den 1650—1750 in Zyklus 3 widerspiegeln. Demnach scheint die Altersstellung der jungen Zyklen in der Harle-Seegatrinne folgende zu sein:

Zyklus 1 + 2	: nach 1750
„ 3 + 4	: 1650—1750
„ 5	: vor 1600
„ 6	: ?

Unter den 6 Zyklen der jungen Seegat-Rinnenfüllung liegen die Zyklen V—VI der normalen Rinnenfüllung. Die Zyklen VII und VIII kamen hier wegen Hochlage der

Tabelle 2

Vermutete lithostratigraphische Stellung der Sedimentationszyklen der normalen Rinnenfüllung

Zyklus	Zyklen-Oberkante (m unter NN)	Lithostratigraphische Anhaltspunkte der tonigen Wattfazies	Vermutete lithostratigraphische Einheiten	
			Schicht	Schichten
I			Wyk	
II	ca. 0	Baltrum: auf Midlum-Schichten Langeoog: auf Midlum-Schichten Spiekeroog: — Wangerooge: Tönning-Schichten	Tönning	Pewsum
III	2— 4	Baltrum: an Dornum-Schichten Langeoog: — Spiekeroog: auf Dornum-Schichten Wangerooge: —	Schwabstedt	
IV	5— 7	Baltrum: an Dornum-Schichten Langeoog: — Spiekeroog: auf Dornum-Schichten Wangerooge: —	Meldorf	Midlum
V	9—11	Norderney: auf Baltrum-Schichten Baltrum: auf und an Dornum-Sch. Langeoog: auf Baltrum-Schichten Spiekeroog: an Dornum-Schichten Wangerooge: —	Husum	
VI	13—15	Norderney: an Baltrum-Schichten Baltrum: — Langeoog: auf Baltrum-Schichten Spiekeroog: auf Baltrum-Schichten Wangerooge: an Baltrum-Schichten	Fiel	Dornum
VII	18—20	Baltrum: — Langeoog: an Baltrum-Schichten Spiekeroog: — Wangeroog: an Baltrum-Schichten	Eesch	Baltrum
VIII	23—24		Barlt	

an = angelagert; auf = aufgelagert

Holozän-Basis nicht zum Absatz. Entsprechend den Zyklen der normalen Rinnenfüllung aus der Langeooger und Jade-Rinne sowie aus der Harle-Baljenrinne (Abb. 3 A, B, D) könnte Zyklus VI den unteren Dornum-Schichten entsprechen. Lithostratigraphische Anhaltspunkte fehlen, sind jedoch aus der Umgebung der Schnittlinie bekannt (Abb. 3 D).

Schnitt Harle-Balje (Spiekerooger Watt)

Zur Überprüfung der Gliederung der Sandfolgen im Querschnitt durch das Harle-Seegat (Abb. 3C), wo lithostratigraphische Anhaltspunkte fehlen, soll ein südlicher gelegener Querschnitt durch die verfüllte Harle-Rinne (Abb. 3 D) dienen. Die junge Seegat-Füllung des Harle-Seegats muß sich auch im oberen Teil der Verfüllung der Harle-Balje bemerkbar machen, da diese dem Harle-Seegat tributär war. Außerdem muß der obere Teil der Verfüllung auch entsprechend der fortschreitenden Verlandung und Bedeichung der am Oberlauf der Harle-Balje gelegenen Harle-Bucht recht jugendlich sein.

Aus den topographischen Altkarten ist bekannt, daß um 1650 die Punkte 45, 50, 49, 54 auf Wattflächen lagen, Punkt 55 dagegen in der Harle-Balje. Um 1750 lagen die Punkte 50, 49 auf Wattflächen, 55 und 54 an Prielrändern und 45 am Rande der Schillbalje (Lage s. Abb. 1). Um 1860 lag Punkt 49 auf der Wattfläche, die Punkte 45 und 50 am Ostrand der Schillbalje und die Punkte 55 und 54 in kleinen Prielen.

Die mit dem Harle-Seegat zusammenhängende junge Rinnenfüllung der Harle-Balje hat im Gegensatz zum Harle-Seegat nur 5 Zyklen. Die Grenze zwischen Zyklus 1 und 2 ist undeutlich.

Unter den 5 Zyklen der jungen Baljenfüllung liegen noch 3 Zyklen der normalen Rinnenfüllung, und zwar die Zyklen VII bis V. Lithostratigraphische Anhaltspunkte sind folgende: 1) in Bohrung 50 liegt der Zyklus VI auf teilerodiertem mittelatlantischem Torf der Baltrum-Schichten. 2) in Bohrung 45 liegt der Zyklus V diskordant auf spätatlantischem Torf der Grenze Baltrum-/Dornum-Schichten. Demnach könnte Zyklus VI den unteren Dornum-Schichten (Fiel-Schicht) und Zyklus V den oberen Dornum-Schichten (Husum-Schicht) zeitlich äquivalent sein (Tab. 3).

3. Lithostratigraphische Folgerungen

Die Ergebnisse der geologischen Kartierung der GK 25 Altenwalde, Cuxhaven, Otterndorf und Neuhaus/Oste (SINDOWSKI 1963—1967) haben bereits gezeigt, daß die mächtigen holozänen Sandfüllungen der aus der Hadelar Bucht kommenden tiefen Rinnen lithostratigraphisch gliederbar und mit den Schichtfolgen der tonigen Wattfazies parallelisierbar sind (SINDOWSKI 1968). Da sich hier im Unterelbegebiet die tonige mit der sandigen Wattfazies des Küsten-Holozäns randlich verzahnt sowie Wechsellagen mit dieser bildet, sind zahlreiche datierte lithostratigraphische Anhaltspunkte vorhanden.

Durch die geologische Kartierung der GK 25 Baltrum und Langeoog (BARCKHAUSEN 1966), Spiekeroog und Wangeroog (SINDOWSKI 1962, 1966) wurde auch die Frage nach einer Gliederungsmöglichkeit der mächtigen sandigen Rinnenfüllungen im Gebiet der ostfriesischen Küste vordringlich.

Nachdem der zyklische Aufbau der tonigen wie der sandigen Wattfazies erkannt war (Abb. 2), lag es nahe, den lithologischen Einheiten der Sedimentationszyklen auch lithostratigraphischen Wert beizumessen. Die Zyklen der tonigen Wattfazies sind datierbare lithostratigraphische Einheiten, die bereits biostratigraphisch und geochronologisch gliederbar sind. Weil jedoch die Zyklen der sandigen Wattfazies keine datierbaren Zwischenschichten haben, entfällt bei ihnen die wichtigste Grundlage für ihre litho- und biostratigraphische sowie vor allem geochronologische Gliederung.

Aus Analogiegründen wurde bereits schon früher vermutet (SINDOWSKI 1957, 1960, 1964), daß auch die Zyklen der sandigen Wattfazies lithostratigraphische Einheiten sind, also jeder Zyklus die Ablagerungsfolge einer Ingressionsphase der Nordsee darstellt. Da

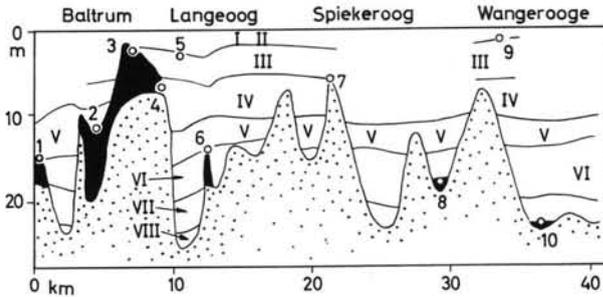


Abb. 4. Vereinfachter Schnitt von Baltrum bis Wangerooge. Tiefenlage der Zyklen I—VIII der normalen Rinnenfüllung. Kontaktpunkte: 1 ob. Baltrum-Sch., 2 unt. Dornum-Sch., 3 Midlum-Sch., 4 ob. Dornum-Sch., 5 Grenze Pewsum/Midlum-Sch., 6 ob. Baltrum-Sch., 7 ob. Dornum-Sch., 8 Baltrum-Sch., 9 Grenze Pewsum/Midlum-Sch., 10 Baltrum-Sch.

in der tonigen wie der sandigen Wattfazies maximal 8 Sedimentationszyklen auftreten, scheint die Analogie vollkommen.

Da jedoch ein Beweis für die Richtigkeit dieser Vermutung mangels eingeschalteter datierbarer Horizonte nicht erbracht werden kann, mußte ein Umweg über Datierungsmöglichkeiten durch Kontakt mit biostratigraphisch oder geochronologisch fixierten lithostratigraphischen Schichten der tonigen Wattfazies gewählt werden. In vielen Profilen treten solche Kontakte mit der tonigen Wattfazies auf, sei es durch Verzahnung, Unter- oder Überlagerung beider Ausbildungen.

Wenn auch durch dieses „Konnektierungsverfahren“ keine exakten Grundlagen für eine lithostratigraphische, dem Einteilungsschema der tonigen Wattfazies entsprechende Gliederung erbracht werden können, kann es jedoch das „Arbeitsmodell“ einer lithostratigraphischen Unterteilung liefern.

Tabelle 3

Mutmaßliche lithostratigraphische Stellung der Zyklen in den Schnitten durch die Langeooger, Harle- und Jade-Rinne

Zyklus	Datierter lithostratigraphischer Anhaltspunkt	Schicht	Schichten
I		Wyk	Pewsum
II	Langeoog: Tönning-Schichten Wangerooge: Tönning-Schichten	Tönning	
III	Langeoog: unter Tönning-Schichten Wangerooge: unter Tönning-Schichten	Schwabstedt	Midlum
IV		Meldorf	
V	Spiekeroog: auf Fiel-Schichten	Husum	Dornum
VI	Langeoog: auf Baltrum-Schichten Spiekeroog: auf Baltrum-Schichten Wangerooge: auf Baltrum-Schichten	Fiel	
VII		Eesch	Baltrum
VIII		Barlt	

Werden alle — nicht nur die hier diskutierten — sedimentologisch untersuchten Profile aus dem ostfriesischen Küstengebiet überschauend betrachtet, so ergibt sich folgendes Bild (Abb. 4):

- 1) Über biostratigraphisch oder geochronologisch datierten Kleien und Torfen der Midlum-Schichten liegen maximal 2 Zyklen der normalen Rinnenfüllung (Zyklus I + II), die also den Pewsum-Schichten äquivalent zu sein scheinen.
- 2) Über entsprechend datierten Kleien und Torfen der Dornum-Schichten liegen, je nach Alter und Tiefenlage (Fiel- oder Husum-Schicht), maximal 5 Zyklen. Demnach könnte Zyklus V den oberen Dornum-Schichten, Zyklus IV und III den Midlum-Schichten entsprechen.
- 3) Über entsprechend datierten Kleien und Torfen der Baltrum-Schichten liegen maximal 7 Zyklen der normalen Rinnenfüllung. Zyklus VII könnte demnach den oberen Baltrum-Schichten, Zyklus VI den unteren Dornum-Schichten gleichwertig sein. Zyklus VIII, häufig direkt auf spätboreal-frühatlantischem Basaltorf auflagernd und nur bei besonderer Tiefenlage der Holozän-Basis ausgebildet, würde dann das Äquivalent der unteren Baltrum-Schichten sein.

4. Schrifttum

- BRAND, G., HAGEMA, B. P., JELGERSMA, S. & SINDOWSKI, K. H.: Die lithostratigraphische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. *Geol. Jb.* **82**, 365-384, Hannover 1966.
- DECHEND, W.: Der Ablauf der holozänen Nordsee-Transgression im oldenburgisch-ostfriesischen Raum, insbesondere im Gebiet von Jever i. O. *Geol. Jb.* **72**, 295-314, Hannover 1957. -- Eine Gliederung des Holozäns an der südlichen Nordseeküste. *Z. deutsch. geol. Ges.* **112**, 524-525, Hannover 1961.
- LINKE, G.: Vorläufige Ergebnisse der Untersuchungen im Neuwerk-Scharhörner Watt. Vortragsref. 32. Tag. Arbeitsgem. nordwestdeutsch. Geol. Hamburg 1965 -- Gliederungsmöglichkeiten im sandigen Küstenholozän. Vortragsref. 34. Tag. Arbeitsgem. nordwestdeutsch. Geol. Husum 1967.
- LÜTTIG, G.: Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa. Eiszeitalt. u. Gegenw. **11**, 51-63, Öhringen 1960. -- Prinzipielles zur Quartärstratigraphie. *Geol. Jb.* **82**, 177-202, Hannover 1964. -- Der Stand der Holozän-Forschung in Westdeutschland. Rep. VI. Inqua-Congr. **1** (1965), 447-461, Warschau 1966.
- MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. Eiszeitalt. u. Gegenw. **13**, 197-226, Öhringen 1962.
- SINDOWSKI, K. H.: Die geologische Entwicklung des Wattengebietes südlich der Inseln Baltrum und Langeoog. *Jber. Forschungsst. Norderney* **8**, 11-35, Norderney 1957. -- Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. *Geol. Jb.* **73**, 255-275, Hannover 1958. -- Die geologische Entwicklung des Spiekerooger Wattgebietes im Quartär. *Jber. Forschungsst. Norderney* **11** 11-20, Norderney 1960. -- Nordseevorstöße und Sturmfluten an der ostfriesischen Küste seit 7000 Jahren. *Geogr. Rundsch.* **14**, 322-329, Braunschweig 1962. -- Zur Frage der Ostwanderung aller ostfriesischen Inseln. *Geogr. Rundsch.* **15**, 448-455, Braunschweig 1963. -- Die geologische Entwicklung des Wangerooger Wattes im Quartär. *Jber. Forschungsst. Norderney* **14**, 11-20, Norderney 1964. -- Das Watt-Holozän der Oxdedt-Berenischer Rinne am Westrand der Altenwalder Geest südlich Cuxhaven. *Z. deutsch. geol. Ges.* **115**, 167-176, Hannover 1965. -- Das Küsten-Holozän im nördlichen Teil der Hadelor Bucht (Raum Cuxhaven-Otterndorf). *Ber. naturhist. Ges. Hannover Beih.* **5**, Hannover 1968 (im Druck).

Manusk. eingeg. 1. 5. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. K. H. Sindowski, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Die Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans (Kanton St. Gallen) und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal ¹⁾

VON RENÉ HANTKE, Zürich

Mit 5 Abbildungen

Abstract. The formation of the bifurcated valley at Sargans (Eastern Switzerland) began in the Pliocene, during the emplacement of the Helvetic nappes. The Rhine Valley follows the megaflexure along the western boundary of the Austroalpine and Penninic nappes, the valley of Lake Walenstadt on the boundary between two Helvetic thrust sheets. Both valleys were deepened during Quaternary time. The divide in the valley of Lake Walenstadt was displaced successively to the southeast. In Late Wuerm time both valley bottoms reached nearly the same level.

Rhine erratics in the ablation area of the Linth glacier indicate that part of the Rhine ice flowed through the valley of Lake Walenstadt and joined the Linth glacier.

F. SAXER suggested that the Rhine ice joining the Linth system was insignificant, only 2—3 %, because a tributary of the Lake Walenstadt branch had dammed up the Rhine ice so that nearly its whole mass was forced to flow down the Rhine Valley. The occurrence of Rhine erratics 6 km up this tributary has proved that it was not able to dam up the Rhine ice; on the contrary, the equilibrium of ice masses was established far inside the tributary valley.

The Rhine glacier reached up to 1750 m above s. l. during the Wuerm maximum stage in the Sargans area. The percentage of Rhine ice flowing through the valley of Lake Walenstadt has been estimated by different methods; with results ranging from 28 to 40 %, the best value being 31 %.

According to the parameters given by LLIBOUTRY or by NYE the mean rates of laminar flow varied from 50—150 m/year. These rates are much lower than the rates of ice movement deduced from annual snowfall which are 450—900 m/year. The difference can only be explained by assuming sliding movements, induced by meltwater films.

Meltwater channels can be observed at different levels in the Rhine Valley. On the Austrian side they connect with lateral moraines of Late Wuerm stages. The end moraines in the Feldkirch area show that the Ill glacier, a right tributary, readvanced again and almost joined a lateral tongue of the Rhine ice which had deposited an end moraine in front of them.

After some smooth stages of retreat in the Linth Plain, the combined Linth/Rhine glacier stopped at Ziegelbrücke. In a next phase the branch of Lake Walenstadt reached only its west end. Dam gravels at high levels on the mouths of tributaries, meltwater channels and ice-polished rocks bear evidence for these two stages of readvance and show that the local glaciers did not reach the main glacier.

Two still younger stages were recognized in the Sargans area by kame gravels and lateral meltwater channels at lower levels. Evidence for these stages can be observed far upstream the Rhine, in the Northern Grisons as well as at the junction of the Albula and the Rhine glaciers where beautiful end moraines enclose a small lateral basin. In the Domleschg area lateral moraines of local glaciers descended from the Staetzerhorn Range and nearly reached the valley bottom. These prove that there was a further readvance, probably during Younger Dryas time.

Zusammenfassung. Auf Grund der Verteilung der höchsten Erratiker gelang es, die Eisoberfläche des würmeiszeitlichen Rheingletschers von Chur durch die Talgabelung von Sargans bis zur Konfluenz mit dem Linthgletscher einerseits und bis zur Einmündung des Illgletschers andererseits zu rekonstruieren.

Nach dem Koninuitätsprinzip ließen sich in ausgezeichneten Talquerschnitten Relativwerte der mittleren Fließgeschwindigkeit des Eises während des letzten Maximalstandes angeben. Mit den Parametern von LLIBOUTRY bzw. von NYE wurde versucht, die Fließgeschwindigkeit in den entsprechenden Querschnitten größenordnungsmäßig zu berechnen. Gegenüber den Geschwindigkeiten, wie sie sich aus Wasserhaushalt-Überlegungen ergeben, sind sie jedoch viel zu gering, so daß

¹⁾ Vortrag anlässlich der 14. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Biberach a. d. Riß am 6. 8. 1968.

neben dem laminaren Fließen — besonders in den gefällsarmen Talabschnitten — mit einem erheblichen Gleiten auf der Unterlage zu rechnen ist.

In der Walensee-Talung wie im Rheintal konnten mehrere zeitlich sich entsprechende Rückzugshalte festgestellt werden. Einige markieren dabei deutliche spätglaziale Klimaverschlechterungen, da sie sich auch in einem kräftigeren Vorrücken der Seitengletscher abzeichnen. Durch Seitenmoränenreste lassen sich diese Stadien rheinaufwärts bis tief nach Bünden hinein verfolgen.

Anlage der Talgabelung von Sargans

Die Talgabelung von Sargans mit der Seez-Walensee-Talung und dem Rheintal ist auf tektonische Anlagen zurückzuführen. Bereits im Pliozän setzte mit der *mise-en-place* der Helvetischen Decken innerhalb des auseinander gegliederten Schichtstoßes die Bildung der Seez-Walensee-Talung ein. Längs der Großflexur zwischen den gegen E axial abtauchenden helvetischen Decken und dem westlichen Erosionsrand der penninischen und ostalpinen Decken tiefte sich das Rheintal ein (Abb. 1).

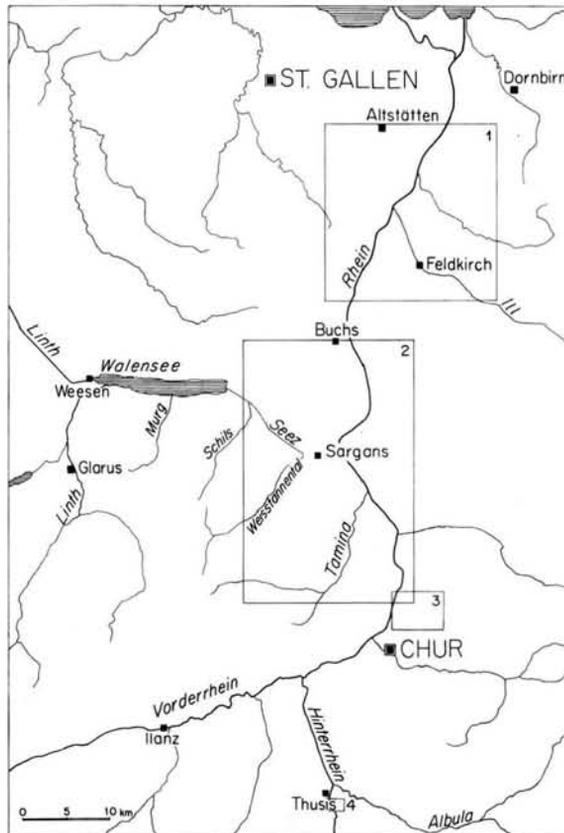


Abb. 1. Übersichtsskizze der quartärgeologischen Kartenausschnitte.

Im Laufe des Quartärs rückte dann die Wasserscheide, die zwischen Walenseetal und Rheintal bestand und zunächst zwischen Prodchamm und Sichelchamm lag, schrittweise seeztalaufwärts; zugleich wurde sie vor allem durch die Glazialerosion immer stärker erniedrigt. Die heutige Gestalt der Talgabelung ist erst das Werk des würmeiszeitlichen Rheingletschers und holozäner Flußaufschüttungen.

Rekonstruktion der Eisoberfläche des Rheingletschers

Auf Grund der höchsten Erratiker in Grat- und Terrassenanlagen im weiteren Bereich um Sargans ergab sich für den Rheingletscher an zahlreichen Stellen eine Mindest-Eishöhe zur Zeit des Würm-Maximums, so daß sich für dieses Gebiet eine Vergletscherungskarte zeichnen ließ.

Während die Eisoberfläche über Chur im Würm-Maximum in rund 2000 m lag, sank sie bis Sargans auf 1750 m ab. Wenig unterhalb Buchs, am N-Grat der Drei Schwestern, lag sie auf 1500 m und über Wildhaus, dem Transfluenzpaß ins Toggenburg, in 1480 m. Im Talquerschnitt von Rüthi—Rankweil reichte das Rhein-Eis noch auf etwas über 1300 m. Die Karte von H. JÄCKLI (1962) gibt eine um bis 250 m höhere Eisgrenze wieder.

Eine damit gut übereinstimmende Eishöhe läßt sich in der Walensee-Talung im Durchbruch von Ziegelbrücke, unmittelbar nach dem Zusammentreffen von Walenseearm und Linthgletscher, ermitteln. Da auch die beiden Entfernungen Sargans—Ziegelbrücke und Sargans—Rüthi nahezu gleich groß sind, ergibt sich ein übereinstimmendes Gefälle der Eisoberflächen, und aus den gut miteinander vergleichbaren Eismächtigkeiten resultieren in beiden Gletscherarmen vergleichbare Fließgeschwindigkeiten. Einer allfälligen geringen Stauwirkung des Walenseearmes durch den Linthgletscher steht im Rheintal eine solche durch den Illgletscher gegenüber.

Während seit Arn. ESCHER (1852) auf Grund der Erratiker im Ablationsgebiet des Linthgletschers stets mit einem bedeutenden Abfluß von Rhein-Eis durch die Walensee-Talung gerechnet wurde, glaubt F. SAXER (1964), daß dieser Anteil 2—3 % nicht übersteige, da dieser durch den Weißstannengletscher gestaut worden wäre.

Daß jedoch beim Walenseearm ein nennenswerter Stau durch den aus dem Weißstannental abfließenden Seezletscher ausblieb, geht aus der Tatsache hervor, daß das Rhein-Eis 6 km tief ins untere Weißstannental eindrang, dort Erratiker zurückließ und den Seezletscher kräftig zurückstaute.

Fließgeschwindigkeiten eiszeitlicher Gletscher

Leider lassen sich Fließgeschwindigkeiten eiszeitlicher Gletscher höchstens abschätzen. Auf Grund des auch für fließendes Gletschereis gültigen Kontinuitätsprinzips können aus dem Gefälle der Eisoberfläche gewisse Relativwerte angegeben werden. Wäre der Eisabfluß nach der Talgabelung von Sargans im Verhältnis der Gletscherquerschnitte aufgeteilt worden, so hätten rund 40 % ihren Weg durch die Walensee-Talung und rund 60 % durchs Rheintal genommen. Dabei wäre die mittlere Fließgeschwindigkeit nach der Diffluenz \bar{v}_2 auf $0,83 \cdot \bar{v}_1$ gefallen. Hätte sich diese, auf Grund der Trägheit des Eises des Hauptarmes, nicht geändert, so müßte der gesamte Geschwindigkeitsverlust den Walenseearm betroffen haben, wobei die Geschwindigkeit \bar{v}_3 auf $0,58 \cdot \bar{v}_1$ gesunken wäre. Danach wären noch immer 28 % durch die Walensee-Talung abgeflossen. Im wahrscheinlichsten Fall, einer Verminderung der mittleren Fließgeschwindigkeiten im Verhältnis der Durchflußquerschnitte, ergäbe sich für den durch das Rheintal abfließenden Arm $\bar{v}_2 = 0,96 \cdot \bar{v}_1$ und für den seinen Weg durch die Walensee-Talung nehmenden Arm $\bar{v}_3 = 0,64 \cdot \bar{v}_1$. Damit wäre der Eisabfluß zu gut 30 % durch die Walensee-Talung und zu knapp 70 % durch das Rheintal erfolgt.

Da nach J. F. NYE (1965) Fließgeschwindigkeiten von Gletschern mit der 3. Potenz ihres Gefälles ansteigen, ergibt sich für den Linthgletscher, der im untersten Linthtal ein Gefälle von 17 ‰ aufwies, eine mehr als doppelt so große laminare Fließgeschwindigkeit als im Walenseearm, der nur ein solches von $13,5 \text{ ‰}$ erreichte.

Aus dem Kontinuitätsprinzip geht wiederum hervor, daß die Durchflußgeschwindigkeit im Durchbruch von Ziegelbrücke gegenüber derjenigen in der Walensee-Talung auf mehr als das Dreifache angestiegen sein muß, während sie in der Linthebene, wo sich das Eis wieder ausbreiten konnte, im umgekehrten Verhältnis zur Querschnittsvergrößerung wieder abnahm.

Durchflußmengen, Durchflußgeschwindigkeiten, mittlerer laminarer Durchfluß und mittlere laminare Fließgeschwindigkeiten ergeben nach LLIBOUTRY (1965) bzw. NYE (1953) in den einzelnen Talquerschnitten des Rhein- und des Linthgletschers folgende Werte:

Gletscherquerschnitt	jährlicher laminarer Durchfluß in m ³		Gesamtdurchfluß in m ³ /Jahr	laminare Fließgeschw. in m/Jahr		Durchfl.-geschw. in m/Jahr
	nach LLIBOUTRY	nach NYE		Massenhaushalt	nach LLIB.	
Rheingletscher oberhalb Sargans	4,6·10 ⁸	10,4·10 ⁸	72,7·10 ⁸	45	100	700
Rheingletscher unterhalb Sargans	5,7·10 ⁸	12,6·10 ⁸	50,3·10 ⁸	75	168	672
Walenseearm unterhalb Sargans	3,2·10 ⁸	7,3·10 ⁸	22,4·10 ⁸	65	145	448
Walenseearm oberhalb Ziegelbrücke	1,5·10 ⁸	3,4·10 ⁸	30,7·10 ⁸	46	100	902
Linthgletscher oberhalb Ziegelbrücke	2,6·10 ⁸	5,8·10 ⁸	13,6·10 ⁸	86	192	453
Linth/Rheingletscher unterhalb Ziegelbrücke	10,8·10 ⁸	24,0·10 ⁸	44,3·10 ⁸	357	800	1477

Auf Grund des Massenhaushaltes in beiden Gletschersystemen resultieren jedoch — unter Annahme von 10 % höheren Niederschlagsmengen, einem Verdunstungsanteil und einem subglazialen Abfluß von je 10 % — wesentlich größerer Durchflußgeschwindigkeiten. Diese Diskrepanz läßt — trotz der mangelhaften Kenntnisse und der vom parabolischen Querschnitt oft stark abweichenden Talgestalt — nur den Schluß zu, daß auch bei der Bewegung eiszeitlicher Gletscher neben der laminaren Fließgeschwindigkeit ein erheblicher Anteil auf Gleitvorgänge zurückzuführen ist. Dies gilt besonders für die gefällsarmen Talabschnitte.

Eisstände, die den ersten hochwürmeiszeitlichen Rückzugsstadien zuzuordnen sind, lassen sich im weit über der Schneegrenze gelegenen Bereich der Talgabelung von Sargans nicht mit Sicherheit feststellen. Wohl stellen sich ab und zu kleinere terrassenartige Verflachungen ein; ebenso scheinen Erratiker zuweilen höhenschichtmäßig gehäuft.

Die spätwürmeiszeitlichen Gletscherstände in beiden Talungen

Auf das Hurden-(Konstanzer-)Stadium folgen im Walenseearm wie im Hauptarm des Rheingletschers verschiedene Rückzugshalte, die sich, wenn auch nicht durch Stirn- moränen, so doch durch Wallmoränenreste, seitliche Schmelzwasserrinnen, Stauschotterfluren, Rundhöcker und teilweise bereits wieder eingeschotterte und verlandete Zungenbecken abzeichnen.

Beim Linth/Rhein- und beim Bodensee-Rheingletscher lassen sich über die Diffluenz von Sargans hinaus folgende, zeitlich einander entsprechende spätwürmeiszeitliche Eisstände unterscheiden:

Linth/Rheingletscher	Bodensee-Rheingletscher
Hurden — Rapperswil	Konstanz
Schübelbach — Schmerikon	Heerbrugg — Dornbirn
Burtikon — Uznach	Rebstein — Widnau — Hohenems
Reichenburg — Maseltrangen	Altstätten — Altach
Bilten — Schänis	Kobelwald — Montlingen — Götzis
Ziegelbrücke	Gruppen — Rüthi — Hirschsprung — Rankweil
Weesen	Sennwald — Büchel — Feldkirch
Ragnatsch	Wartau — Balzers
Mels	Sarganser Au

Gesperrt: Endmoränenreste.

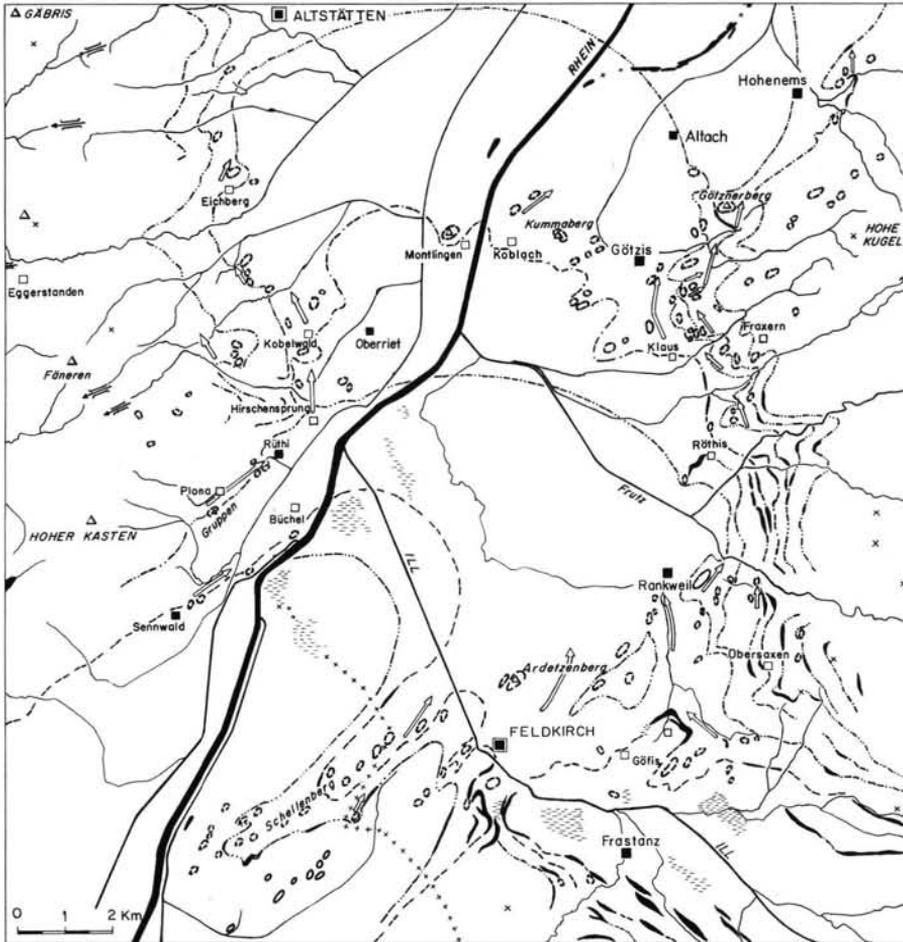


Abb. 2. Quartärgeologische Kartenskizze des Rheintales zwischen Feldkirch und Altstätten.

△ x	Höchste würmeiszeitliche Erratiker	Walensee-Talung	Rheintal
▨	Versumpfte Zungenbecken	Buttikon — Uznach	Heerbrugg — Dornbirn
o o	Drumlins	Reichenburg — Maseltrangen	Widnau — Hohenems
o o	Rundhöcker	Ziegelbrücke	Altstätten — Altach
—	Moränenwälle	Weesen	Montlingen — Götztis
→	Schmelzwasserrinnen	Ragnatsch	Rütli — Rankweil
⇒	Eistransfluenzen	Plons	Büchel — Feldkirch
	Spätglaziale Schotter	Mels	Sennwald — Tisis
■	Melser Staffel		Wartau
■	Plonser Staffel		Azmoos
■	Eisstände von Ziegelbrücke bzw. Weesen		Sarganser Au

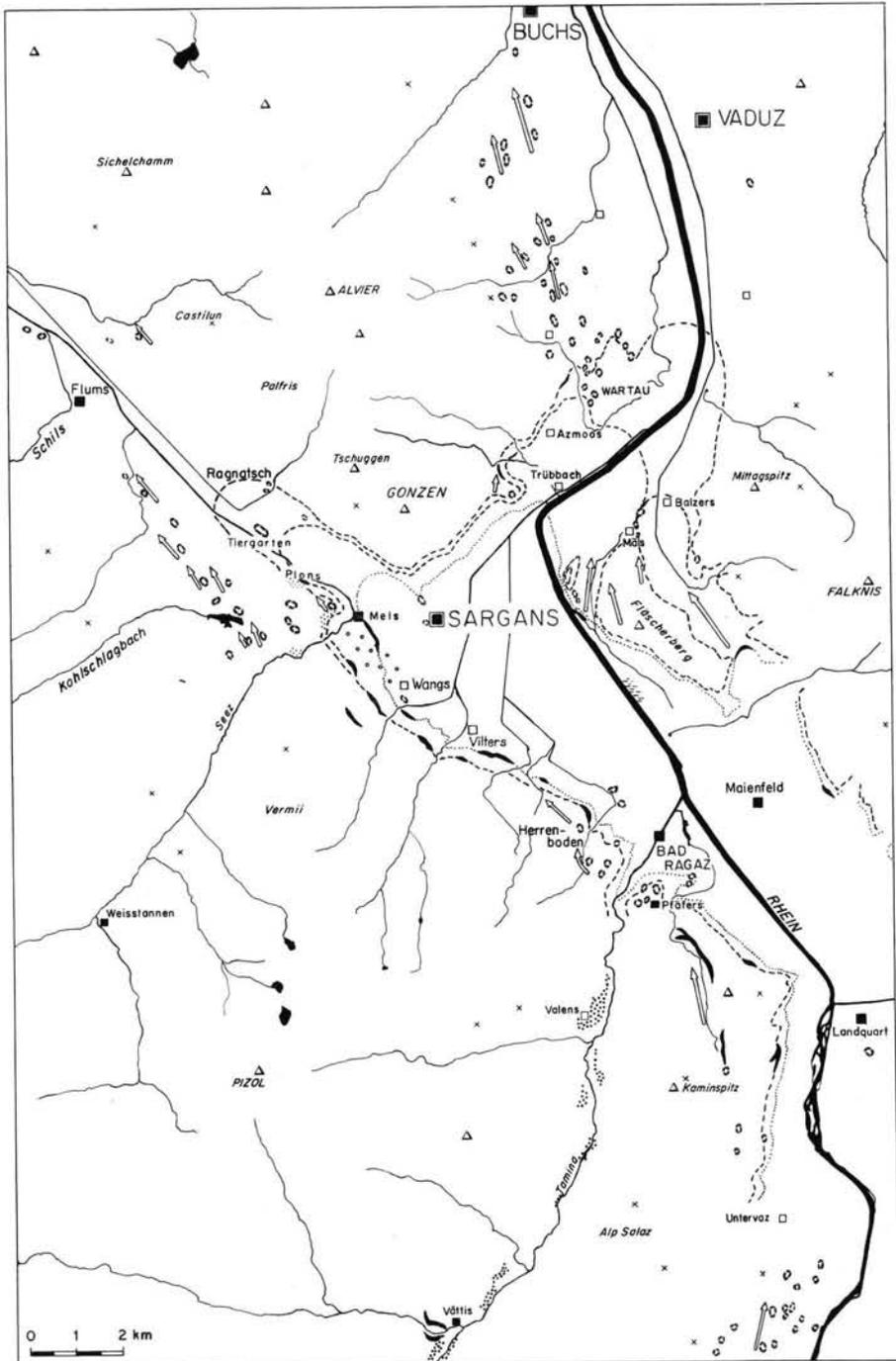


Abb. 3. Quartärgeologische Kartenskizze der weiteren Umgebung der Talgabelung von Sargans.

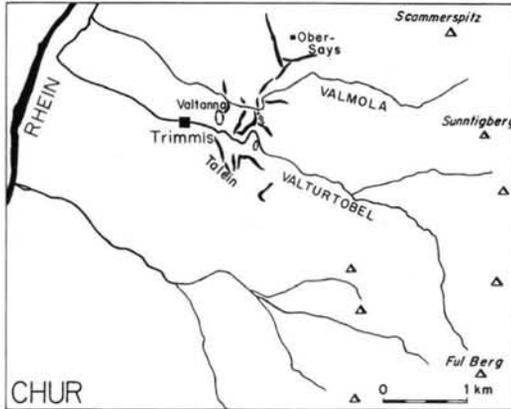


Abb. 4. Quartärgeologische Kartenskizze der Umgebung von Trimmis NE von Chur.

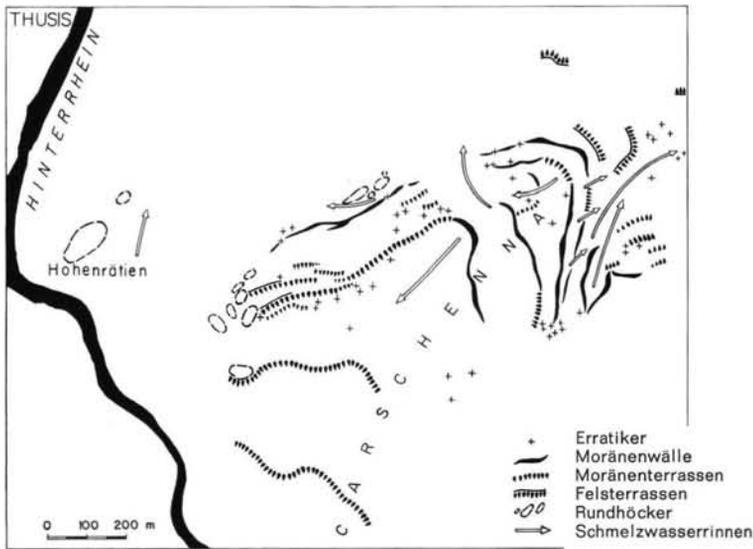


Abb. 5. Quartärgeologische Kartenskizze von Carschenna SE von Thusis.

Die Tatsache, daß in Vorarlberg mehrere randliche Schmelzwasserrinnen — etwa um Götzis, Rankweil und Feldkirch — klar in Erscheinung treten und sich stellenweise mit gut ausgebildeten Seitenmoränen verbinden lassen, deutet darauf hin, daß der Rheingletscher noch im Spätwürm mehrmals leicht vorrückte und dann jeweils eine gewisse Zeit stagnierte, so daß den Schmelzwässern genügend Zeit verblieb, Abflußrinnen auszuholken (Abb. 2).

Eine Seitenmoräne, die dem Stadium von Feldkirch/Weesen zuzuordnen ist, konnte im Churer Rheintal bei Ober Says in 1100 m erkannt werden (Abb. 4). Zeitlich den Stadien um Sargans (Abb. 3) entsprechende Eisstände finden sich ebenfalls oberhalb Trimmis in 900 m (Abb. 4). Sie lassen sich noch E von Thusis als scharf ausgebildete Moränenwälle des Hinterrheingletschers im Konfluenzbereich mit dem Albulagletscher beobachten (Abb. 5).

Da auch die Seitengletscher — Murg-, Schils-, Weißtannen- und Taminagletscher — nach einer ersten Abschmelzphase nochmals deutlich vorstießen, drückt sich in diesen spät-glazialen Stadien eine kurzfristige allgemeine Klimaverschlechterung mit mehreren kleineren Kältespitzen aus. Dabei fällt auf, daß nur Gletscher aus steilen Seitentälern den Hauptgletscher noch erreichten, während beim Weißtannen- und beim Taminagletscher an den Talausgängen mächtige Schottermassen aufgestaut wurden (Abb. 3). Obwohl die zeitliche Einstufung dieser späteiszeitlichen Stadien bisher pollenanalytisch noch nicht vorgenommen werden konnte, dürfte sie wahrscheinlich der Älteren Dryaszeit entsprechen, die auf die erste kräftigere Erwärmung der ausgehenden Würmeiszeit, auf das Bölling-Interstadial, folgte.

Im Domleschg zeichnet sich in Form eines bedeutenden Vorstoßes der Seitengletscher von der Stätzerhorn-Kette ein zweiter fühlbarer Kälterückschlag ab. Anzeichen eines Zungenbeckens, einer zugehörigen Sanderflur sowie tiefliegende Rundhöcker und randliche Schmelzwasserrinnen sprechen dafür, daß damals der Hinterrheingletscher — unterstützt durch mehrere Seitengletscher — abermals vorstieß und nochmals die Talsohle des Domleschg erfüllte. Eine mächtige Flur schlecht gerundeter, eisrandnaher Schotter wurde durch die Bergsturzmassen von Reichenau aufgestaut. Da diese am ehesten in einem vorangegangenen zweiten Interstadial — wahrscheinlich im Alleröd — niederbrachen, denn erst damals gaben die Talgletscher in Bünden die übersteilten Flanken erstmals frei, erfolgte der zweite Gletschervorstoß wahrscheinlich in der Jüngeren Dryaszeit.

Für den Hinweis von Berechnungsmöglichkeiten der laminaren Fließgeschwindigkeiten und der jährlichen Durchflusssmengen auf Grund des Massenhaushaltes bin ich Herrn Dr. H. RÖTHLISBERGER von der Abteilung für Hydrologie und Glaziologie der ETH zu Dank verpflichtet.

Die Reinzeichnung der Kartenskizzen besorgte Herr U. MASONI.

Eine ausführlichere Arbeit mit einer Vergletscherungskarte des Raumes zwischen Ringelspitzkette und Alpstein erscheint in der Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 113.

L i t e r a t u r

- ESCHER, Arn.: Über die Bildungsweise der Landzunge von Hurden im Zürichsee. Mitth. naturf. Ges. Zürich 2, Nr. 71 und 72, 506-515, Zürich 1852.
- JÄCKLI, H.: Karte der letzten Vergletscherung (Würmeiszeit) der Schweiz 1 : 1 000 000. In: DE QUERVAIN, F. et al.: Geotechn. Karte Schweiz 1 : 200 000, Bl. 2, 2. Aufl. und Eclogae geol. Helv. 55/2, Taf. 1. Basel 1962.
- NYE, J. F.: The flow of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment. Proc. Roy. Soc., A, 219, 477-489, London 1953.
- - The flow of glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section. J. Glaciol. 5, 661-690. London 1965.
- SAXER, F.: Die Diffluenz des Rheingletschers bei Sargans. Eclogae geol. Helv. 57/2, 604—607. Basel 1964.

Manusk. eingeg. 28. 8. 1968.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. R. Hantke, 8006 Zürich, Geologisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule, Sonneggstraße 5.

Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland ¹⁾

(Ein Beitrag zur Talgeschichte der Weser)

Von HEINRICH WORTMANN, Göttingen

Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel.

Zusammenfassung. Auf der Grundlage einer Höhenlinienkarte der (abgedeckten) Quartärbasis 1 : 25 000 wird für das 600 km² große Untersuchungsgebiet des nördlichen Wiehengebirgsvorlandes erstmals der Versuch einer morphogenetischen Gliederung einer Quartärbasiskarte vorgelegt. Nach der Diskussion der maßgebenden Kriterien werden neun morphogenetische Einheiten ausgeschieden und ihr Flächenanteil gemessen: Rumpflächenreste mit C₁-Horizont-Stümpfen einer warmzeitlichen, wahrscheinlich tertiären Bodenbildung, Flußterrassensockel aus der Zeit nach dem Hochstand der Elster-Kaltzeit bis zur Überdeckung durch das Drenthe-Eis der Saalekaltzeit, Exarationsflächen (des Drenthe-Eises mit nur schwacher Tiefenwirkung), weiter Flußterrassensockel aus der Zeit nach dem Zerfall des Drenthe-Eises bis zur Gegenwart. Die tiefsten Stellen der Quartärbasis fallen in schmale Rinnen, die in Anlehnung an Eisspalten des zerfallenden Drenthe-Eises durch Schmelzwässer erodiert wurden.

Summary. Based on a relief-map 1 : 25 000 of the underground of quarternary deposits, a morphogenetic map of a 600 km² arear on the southern border of the nordwest german lowlands near the Weser river is at first time presented. After discussion of the main arguments, nine morphogenetic units are considered and their area measured: remainder of pedological C₁-horizons on a peneplain, built in a hot climate (? tertiary), wide river terrace-bases from the time between "Elster-Kaltzeit" and the covering by the "Drenthe-ice", fluviglacial and exaration-relief of the "Drenthe-ice", also river terrace-bases from the time after the decay of the "Drenthe-ice" up to now. The deepest erosion happened in connection with crevasses during the decay of Drenthe-ice. Deep exaration could not be found.

1. Einleitung

Das Untersuchungsgebiet liegt am Nordrand der deutschen Mittelgebirgsschwelle im Wesergebiet. Es umfaßt einen ca. 550 km² großen Ausschnitt aus dem nördlichen Flachland. Im Süden grenzt es an den Schichtkamm des Wiehengebirges und der Weserkette.

Die Gelegenheit, für ein so großes Gebiet eine Höhenlinien-Karte der Quartärbasis zu zeichnen, die genügend detailliert ist, um auf dieser Grundlage eine morphogenetische Gliederung des Reliefs an der Unterkante der quartären Ablagerungen zu entwerfen, dürfte nur selten gegeben sein und wird m. W. hier zum ersten Mal benutzt.

Während der geologischen und bodenkundlichen Spezialkartierung von drei zusammenhängenden Meßtischblättern (Lübbecke, Hartum, Petershagen) für das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen (WORTMANN 1968, 1968a) brachten verschiedene günstige Umstände eine ungewöhnlich große Zahl von Bohrungen des bis 60 m mächtigen Quartärs. Da die Quartärbasis die Hauptgrundwassersohlschicht ist und daher für die praktische Hydrologie großes Interesse findet, wurden zahlreiche Versuchs- und Aufschlußbohrungen zur Wassergewinnung und für Beobachtungsbrunnen des amtlichen Landesgrundwasserdienstes bis zur Quartärbasis abgeteuft. Bei Baugrunduntersuchungsbohrungen für die 35 km lange Mittellandkanal-Strecke in je 50 m Abstand und bei zahlreichen Schußbohrungen für geophysikalische (seismische) Untersuchungen sowie bei weiteren Bohrungen wurde häufig die Basis erreicht. In den auch dann noch nicht genügend bekannten Bereichen ließ das Geologische Landesamt eine erhebliche Zahl von gezielten wissenschaftlichen Kartierungsbohrungen niederbringen.

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Biberach a. d. Riß am 8. August 1968.

Geoelektrisch ermittelte Basiswerte lagen für etwa 250 km² vor. Diese Werte sind, wie Vergleiche mit später ausgeführten Bohrungen zeigen, über flachwelligem Basisrelief mit einheitlicher Quartärdecke gut geeignet, während wechselhafte Schichtenfolgen (Torf, Ton und Sand wechsellagernd) besonders über schmalen und tiefen Rinnen des Basisreliefs nicht brauchbar sind.

Im Flachland ist das Quartär auf ca. 150 km² weniger als 2 m mächtig, so daß die Basis mit mehreren tausend Handbohrungen zuverlässig ermittelt werden konnte. Für die etwa 400 km große Restfläche mit mächtigerem Quartär lagen über 1300 Bohrungen mit Teufen zwischen zwei bis 50 m vor. Davon haben rund 800 die Quartärbasis erreicht. Somit entfallen auf jeden Quadratkilometer mit mächtigem Quartär im Durchschnitt 2 völlig gesicherte Fixpunkte. Diese Unterlagen reichen trotz ungleichmäßiger Verteilung zum Entwurf einer Höhenlinienkarte 1 : 25 000 der Quartärbasis aus. Die Karte wird in vollem Umfang in Kürze an anderer Stelle veröffentlicht.²⁾

2. Quartärbasis und heutige Oberfläche

Die heutige Oberfläche des Untersuchungsgebietes weist ein schwaches Relief auf. Nur die Schichtkammlandschaft der Weserkette und des Wiehengebirges besitzt ein stärkeres Relief und erreicht in der Lübbecker Egge am Heidberg fast 320 m NN. Genetische Fragen der Schichtkammlandschaft mit ihren Durchbruchtälern und Pässen, die SPREITZER (1939) behandelt, sollen hier nicht erörtert werden.

Im Flachland liegen die höchsten Punkte mit fast 70 m auf dem Isenstedter Rücken und mit 71 m bei Sundern nur 34 m über dem tiefsten Punkt im Wesertal nördlich von Petershagen. Steilrelief von 5—15 m Höhe kommt nur an den jungen Unterschneidungshängen der Wesertalung nördlich von Minden vor. Das Oberflächenbild wird beherrscht von fast ebenen Moorflächen und Flußterrassen, schwachwelligen Löß- und Grundmoränenlandschaften, über die nur einige sanft geformte Rücken etwa 10—15 m aufragen (Stauchwälle und Kiesrücken des Inlandeises, gesteinsbedingte Wealdenhöhen).

Wesentlich stärkeres Relief und erheblich größere Höhenunterschiede weist demgegenüber die Basisfläche des Quartärs auf. Die tiefsten Punkte (—3 m NN beim Wasserkwerk Minden und unter NN beim Pumpwerk Espelkamp-Mittwald) liegen rund 70 m niedriger als der höchste Punkt. Die Höhendifferenz ist also mehr als doppelt so groß wie die des heutigen Reliefs.

Abbildung 1 zeigt die Benennung und Lage der wichtigsten Voll- und Hohlformen der Quartärbasiskarte nach Orts- oder Gehöftnamen auf den betreffenden Stellen der Meßtischblätter.

Die Vollformen der Karte sind mit wenigen gesteinsbedingten Ausnahmen als sehr flache Rücken und Kuppen ausgebildet, die Hohlformen zeigen dagegen eine vielgestaltigere Ausformung: flache Mulden, fast ebene Platten und tief eingeschnittene schmale, z. T. klammartig enge Rinnen. Über den Hohlformen der Quartärbasis liegen zwar manchmal auch heutige Senken, doch kommt auch das Gegenteil vor. Über tiefen Basisrinnen sind heutige Höhenrücken angeordnet mit ähnlicher oder auch gleicher Richtung.

Unter den Hohlformen übertrifft die Wiehengebirgs-Vorland-Senke an Länge (im Kartengebiet 50 km) und Breite (bis 12 km) alle übrigen. Sie umfaßt große Areale mit ausgesprochenem Flachrelief, z. B. zwischen Minden und Frotheim in etwa +40 m NN.

²⁾ Den zahlreichen Dienststellen und Firmen, die Schichtenverzeichnisse und Bohrproben zur Verfügung stellten und anderen, die hier nicht genannt werden können, sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen in Krefeld, Wasser- und Schifffahrtsämter Mittellandkanal und Weser in Minden, Wasserwirtschaftsamt in Minden, Landesstraßenbauamt in Bielefeld, Firma Eugen Engert in Minden, Firma W. Kolkhorst in Isenstedt, Ingenieurbüro Wiese in Holzhausen II bei Minden.

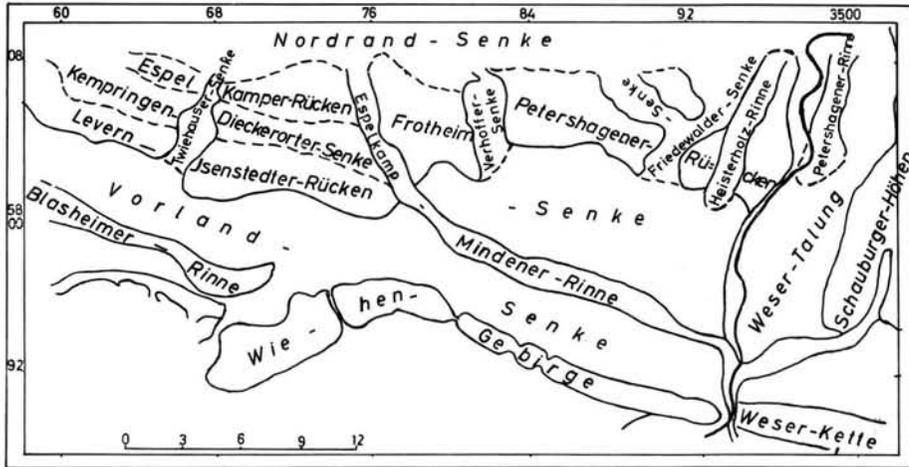


Abb. 1. Übersichtskarte der Reliefeinheiten der Quartärbasiskarte.

Auch unter der heutigen Wesertalung liegt ein ähnlicher Formenschatz (um 30 m NN Flachrelief) verborgen, doch ist die Breite der Talung mit 5 km nicht einmal halb so groß wie in der Vorlandsenke.

Beide Senken werden von schmalen, rinnenartigen Gebilden übertieft (Espelkamp-Mindener-Rinne, Blasheimer- und Petershagener-Rinne, s. Abb. 1), die 10 bis 20 m unter den flachen Senkenboden einschneiden.

Kleiner als die bisher genannten sind die Senken von Friedewalde, Gut Verhoff, Fiestel und Twiehausen.

Das am stärksten ins Auge fallende morphologische Element ist die Espelkamp-Mindener-Rinne. Sie beginnt schon südlich der Porta, nimmt nach dem Austritt aus der Portenge einen von Nordosten kommenden großen Seitenast auf, schwenkt bei Minden in die Ost-West-Richtung der Vorlandsenke ein, die sie nach etwa 18 km fast gradlinigen Verlaufs verläßt und verläuft von da ab ebenso geradlinig nach NNW über Frotheim, Espelkamp-Mittwald und den nördlichen Blattrand hinaus. In dieser Rinne liegen die tiefsten Punkte der Quartärbasis. In einer der Wasserwerksbohrungen in Minden wurde bei -3 m NN das Mesozoikum erreicht, während in einer der Bohrungen beim Pumpwerk Espelkamp bei NN diese Basis noch nicht erreicht war, jedoch wenige Meter tiefer zu erwarten ist. Die tiefsten Stellen dieser Rinne liegen in klammartig engen Abschnitten. Bei Minden liegt eine lokale Übertiefung der Rinne durch Auslaugung von Mündermergel-Salz vor. Für das Espelkamper Tief kommt diese Erklärung nicht in Frage, hier liegt ein echter Tiefenschurf durch Schmelzwasser vor.

3. Geologie der Quartärbasis

Die geologisch-tektonische Karte der Quartärbasis (WORTMANN 1964) zeigt einen flachen Sattel- und Muldenbau mit Ostsüdost-Westnordwest-Streichen sowie einige Längs- und Querstörungen. Breite Ausstriche von Wealden und mariner Unterkreide mit wenig widerständigen, in allen Klimaten relativ leicht verwitterbaren feinstkörnigen Tonsteinen (Schiefer-ton) beherrschen das Bild. Auch über dem salttektonischen Ellerbürgsattel treten vorzugsweise ähnliche Gesteine des Weißjura, an einigen Stellen auch härtere Kalkmergelsteine auf. In einigen kleinen Höhenzügen (im Osten bei Röcke, Böhhorst und im Westen bei Destel, Lavern und Sundern) beeinflussen Sandsteinpacken, bei Isenstedt und Fabben-

stedt Häufungen von härteren ankeritisch-dolomitischen und sideritischen Bänken das Relief der Quartärbasis.

Parallel zur Grenze Münders Mergel/Wealden liegt etwa 2 km nördlich des Wiehengebirges zwischen Bückeburg im Osten und Levern im Westen eine Schwereminimum-Zone, die durch Einlagerung von salinaren Schichten im nördlich einfallenden Münders Mergel verursacht ist. Durch teilweise Auslaugung der unregelmäßig geformten Salzkörper bildete sich eine Subrosions-Senke, die wahrscheinlich den Weserlauf anzog und nach Westen lenkte. Die Subrosionszone, die einen nicht näher feststellbaren Anteil an der Ausbildung des Vorlandsenkenreliefs hat, verlagerte sich entsprechend dem nördlichen Einfallen der salzführenden Horizonte langsam nach Norden und begünstigte die Erosion in dieser Richtung. Der Auslaugungs- und Senkungsprozeß ist noch heute wirksam.

4. Morphogenese der Quartärbasis

Verschiedene Kriterien gestatten es, die Höhenlinienkarte der Quartärbasis in verschiedene morphogenetische Einheiten zu gliedern.

4.1 Kriterien für die Gliederung

4.11 Der Formenschatz

Zunächst ergeben die Formen selbst gewisse Hinweise auf die Art ihrer Entstehung. Das Flachrelief, das die geneigten Schichtenkomplexe des mesozoischen Tonstein-Felssockels kappt, muß das Ergebnis von Abtragungsvorgängen sein, die nach dem Charakter der auflagernden Sedimente und nach anderen Indizien näher bestimmt werden können. Ähnliches gilt auch für das Steilrelief und z. T. auch für die Übergänge zwischen den beiden genannten Formen.

4.12 Bodenhorizonte

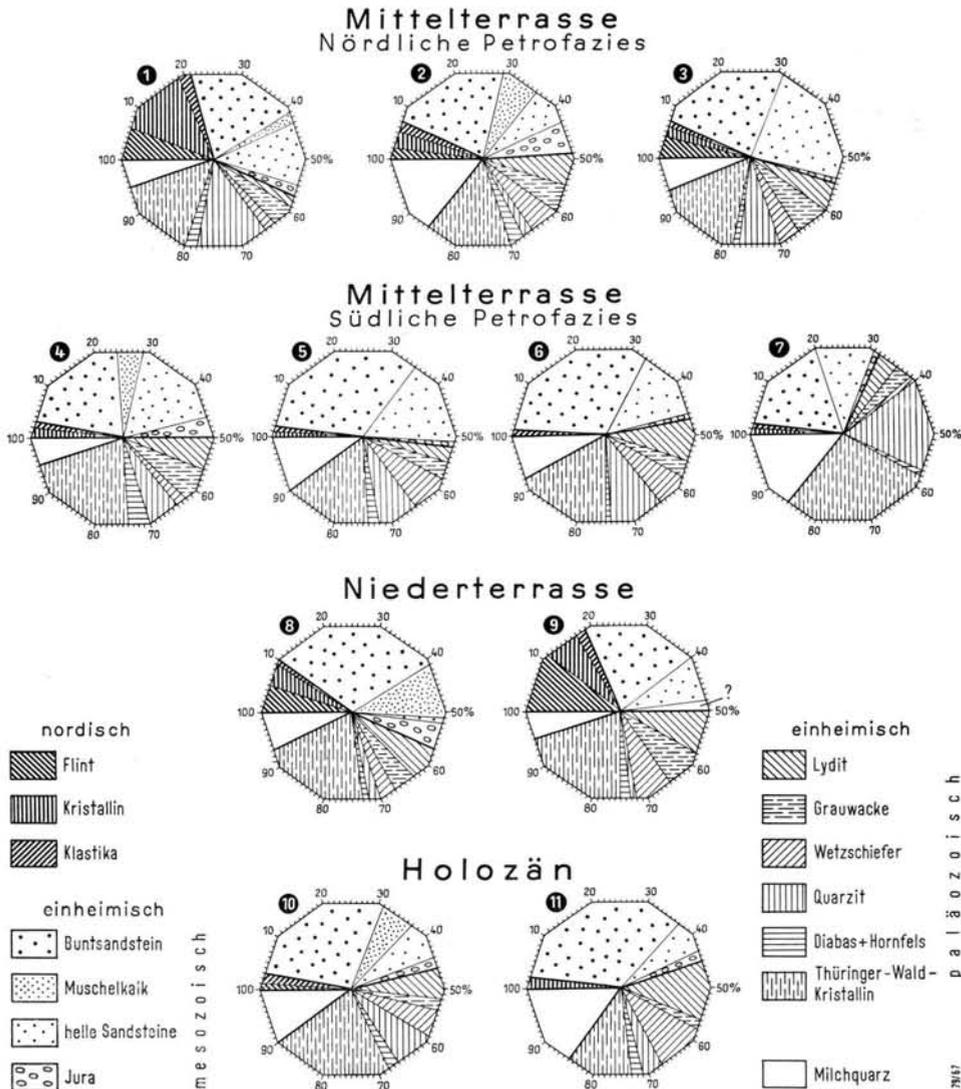
An den höheren Geländepunkten nahe der heutigen Oberfläche sind Reste von Bodenhorizonten erhalten geblieben. Sie kennzeichnen die älteste Reliefgeneration der Quartärbasis (außerhalb des Wiehengebirges). Es handelt sich vorzugsweise um schwach angewitterte, rostig gefärbte dunkle Tonsteine, in denen die Verwitterung 2 bis 5 m tief reicht. Sie stellen den Abtragungsstumpf eines ursprünglich mächtigeren C₁-Horizontes eines warmzeitlich gebildeten Bodens dar, der wahrscheinlich noch im Tertiär entstanden ist. Den besten Aufschluß bietet die über 300 m lange Aufschlußwand der Tonindustrie Heisterholz. In der 5 km weiter westlich gelegenen Tongrube der Dampfziegelei Harriensstädt sind die genannten Horizontreste nicht mehr vorhanden; in den durch Exaration freigelegten völlig frischen Tonsteinen ist ein mittelgründiger Pelosol ausgebildet. Unter dem Solum ist der Tonstein in nur 5—10 cm Dicke sehr schwach angewittert.

4.13 Schotteranalysen

Durch eine Analyse des Geröllbestandes lassen sich einige Flächen der Quartärbasis nach Alter und Genese voneinander trennen.

Für die Analyse lagen Bohrproben von etwa 1000 Bohrungen mit Teufen zwischen 4—50 m vor mit zusammen 6000 Bohrmeter. Da bei jedem Schichtwechsel und mindestens in jedem Meter eine Bestimmung ausgeführt wurde, standen insgesamt rund 6000 Daten für die genetische Einstufung der jeweiligen Schotterbasisflächen zur Verfügung.

Besonders das von der Weser abgelagerte Material liefert ein gut erkennbares Geröllspektrum und ist auch in der Sandfraktion an einer sehr charakteristischen rötlichen Färbung (Buntsandstein) festzustellen. Die ältesten Weserablagerungen führen nur sehr wenige nordische Komponenten (meist Feuersteine aus den Ablagerungen des Elstersees in



der Gegend von Hameln), während die jüngsten Schichten des sogen. Mittelterrassenkomplexes bis zu 20% enthalten.

Abbildung 2 (nach WORTMANN 1968) zeigt Diagramme mit den charakteristischen Schotterkomponenten der Weserablagerungen in vier verschiedenen Zeitabschnitten, geordnet nach den Gruppen: Nordisch, einheimisch-mesozoisch und einheimisch-paläozoisch.

Die Schotter des Mittelterrassenkomplexes der Weser lassen sich in einen älteren, vor der Holsteinwarmzeit gebildeten, in einen jüngeren, nach der Holsteinwarmzeit und in einen jüngsten, kurz vor der Eisüberdeckung oder Verzahnung mit Sedimenten glazifluvialen Charakters gliedern. Die beiden älteren Komplexe enthalten unter 4% (Abb. 2, Diagramm 4—7), der jüngste in der Regel 5—10% nordische Komponenten

(Abb. 2, Diagramm 1—3). Die Schotter mit 5—10% nordischen Materials stellen die sogenannte „nördliche Petrofazies“ der Mittelterrassensedimente dar.

Demgegenüber sind die nach dem Zerfall des Drenthe-Eises abgelagerten Weserschotter, die hier als Niederterrassen-Komplex zusammengefaßt werden, in der Regel durch einen zwischen 10—20% liegenden nordischen Geschiebeanteil charakterisiert. Sie konnten diese Komponenten beim Abschmelzen des Eises und später bei der Abtragung der Grundmoräne und der glazifluvialen Sedimente reichlich aufnehmen (Abb. 2, Diagramm 8—9).

Die mengen- und flächenmäßig unbedeutenden Schotter der holozänen Wesersedimente lassen sich von den früheren Ablagerungen gut trennen, da sie wenig nordisches Material enthalten (Abb. 2, Diagramm 10—11). Sie liegen aber nur an sehr wenigen und kleinen Stellen direkt auf der Quartärbasis.

Die glazifluvialen Sedimente sind schon durch die meist hellgraue bis weißliche Farbe von den rötlich gefärbten Wesersedimenten zu trennen. Nach ihrem Geschiebespektrum gehören sie alle dem Drenthe-Stadium der Saalekaltzeit an. Sichere glazigene und glazifluviale Ablagerungen der Elsterkaltzeit sind im Untersuchungsgebiet und auch in dessen näherer Umgebung bisher nicht nachgewiesen.

Glazialfluviale Sedimente der Vorschüttzeit sind leicht an der hellen Sandfarbe, an der geringen Abrollung der Sandkörner, an dem hohen prozentualen Anteil nordischer Komponenten in der an sich schwach vertretenen Kiesfraktion sowie an der guten Schichtung zu erkennen. Sie kommen auch in der Fazies sehr feiner, weißer Beckensande mit Beckentoneinschaltungen vor, die jedoch nie direkt auf der Quartärbasis aufliegen. Nur kleine Flächen der Quartärbasis liegen unter Vorschüttsanden; da diese Flächen mit den Exarationsflächen des Drenthe-Eises ein in der Karte nicht darstellbares Mosaik bilden, sind sie den Exarationsflächen zugeschlagen. Eine Ausnahme stellt jedoch die ca. 500 m breite und über 6 km lange Heisterholz-Rinne dar.

Von den glazifluvialen Sedimenten der Vorschüttphase lassen sich die unmittelbar während oder nach dem Zerfall des Drenthe-Eises abgelagerten glazifluvialen, meist grobkörnigen Sedimente durch die Schotteranalyse gut abtrennen. Die in schmalen Rinnen, z. T. auch in etwas breiteren Senken abgesetzten Sedimente zeichnen sich durch einen starken Korngrößenwechsel in horizontaler und vertikaler Richtung aus, durch relativ hohen Anteil an wenig gerundeten, z. T. sehr groben Blöcken. Der Anteil an nordischen Komponenten schwankt zwischen 30 bis 70%. Für kaltzeitliche Bildung spricht auch das häufige Vorkommen von gut gerundeten Tonsteingeröllen, die diese Formung nur in gefrorenem Zustand erhalten konnten und beim Herausnehmen aus dem Verband sofort zu Grus zerfallen. Sie stammen aus den an den Rinnenhängen angeschnittenen Wealden- und Unterkreidesteinen. Der Anteil an „Wesergeröllen“, die beim Anschnitt der in der Nachbarschaft anstehenden Terrassenkörper aufgenommen worden sind, schwankt zwischen 5—70% (WORTMANN 1968a). Die besonders interessante Genese dieser Sedimente wird im nächsten Kapitel behandelt.

4.14 Exarationsspuren

Durch das vorrückende Drenthe-Eis wurde der mesozoische Untergrund an vielen Stellen freigeschürft, stellenweise auch in Stauchwällen an Scherflächen in die überlagerten Sedimente eingeschuppt. Als Zeichen der Überfahrung blieben kleinere und größere Fältelungen und Stauchungen des Tonsteinuntergrundes zurück, über die sich beim späteren Eiszerfall die leicht erkennbare Grundmoräne ausbreitete.

4.15 Weitere Kriterien

An Nebenflüssen und kleinen Bächen hauptsächlich im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes fehlen in den Absätzen nach dem Zerfall des Drenthe-Eises die für

eine Schotteranalyse erforderlichen größeren Korngrößenklassen. Es handelt sich durchweg um schluffig-feinsandige Sedimente, die aber durch die hier recht häufige Einlagerung von Eem-Torfen einen terminus ante und damit ein weiteres Argument für die genetische Stellung der unter ihnen liegenden Basisfläche liefern.

4.2 Die morphogenetischen Einheiten und das Kartenbild

Mit Hilfe der in den vorigen Abschnitten dargelegten Kriterien wurden acht morphogenetische Einheiten flächenhaft ausgeschieden (Taf. 1).

Einheit 1, die Schichtkammlandschaft des Weser-Wiehengebirges, wird hier nicht weiter erläutert. Der Grad der Exaration ist schwer abzuschätzen.

Einheit 2 ist gekennzeichnet durch Reste einer tiefgründigen warmzeitlichen, wahrscheinlich tertiären Bodenbildung in mesozoischen Tonsteinen in Gestalt von Abtragungstümpfen von C₁-Horizonten. Eine nähere Bestimmung des Bodentyps war bisher nicht möglich. Diese Flächen, die insgesamt ca. 30 km² umfassen, liegen durchweg auf den flachen Rücken der Quartärbasis und sind durch Exaration, untergeordnet auch durch Schmelzwassertätigkeit um Beträge zwischen 5 bis höchstens 20 m heruntergeschnitten worden. Bei dieser Berechnung wird eine Mächtigkeit des ursprünglichen warmzeitlichen Bodens von 15—25 m zugrundegelegt.

Einheit 3 stellt die Basisfläche fluvialer Erosion des Wesersystems in der Zeit vom Hochstand des Elster-Eises in der Gegend von Hameln bis zur Überdeckung durch das Drenthe-Eis der Saale-Kaltzeit dar. Dieser Zeitabschnitt bringt das flächenmäßig beherrschende Element (Taf. I) durch Bildung einer muldenförmig eingetieften und bis 12 km breiten Talung, die im Vorland des Schichtkammes parallel zu diesem von Minden über Lübbecke hinaus in einer durch Salzauslaugung vorgezeichneten Senke nach Westen verläuft. Ihre Fortsetzung ist bis Bramsche (nördlich von Osnabrück) nachgewiesen, der weitere Verlauf im nordwestdeutschen Flachland ist nur punktweise bekannt.

Einheit 3 a ist genetisch eng mit 3 verknüpft. Sie umfaßt die Basisflächen der vom Haupttal aus nach Norden führenden Seitenäste, die während des Vorrückens der Eisfront vom Rehburger Halt aus erodierend wirksam wurden. Zu diesem Zeitpunkt war der sich ständig verbreiternde Schwemmfächer der Weser so weit aufgehöhht, daß seine Oberkante das Niveau einiger schwacher Senken des Frotheim-Petershagener-Rückens und weiter westlich des Levern-Isenstedter-Rückens überschreiten konnte. Die Wassermassen bauen nun einen mehrfach verzweigten Schwemmfächer in die Nordrand-Senke hinein, wobei sie beträchtliche Flächen des mesozoischen Untergrundes anschneiden. Diese Schotter vermischen und verzahnen sich, je weiter nördlich desto früher, mit Schmelzwassersedimenten und der Anteil der nordischen Komponenten wird in der Kiesfraktion der oberen Schichten größer. Diese als „nördliche Petrofazies“ der Mittelterrasse bezeichneten Sedimente werden durch die Diagramme 1 bis 3 in Abb. 2 veranschaulicht. Außerhalb des Kartenbereichs sind die von mehreren Punkten z. B. bei Kreuzkrug und Uchte (Bl. Uchte) bekannt, doch fehlen bisher die Verbindungsstücke zwischen diesen Punkten.

Diese Phase der Bildung der Quartärbasis wird abgeschlossen durch das weitere Vorrücken des Eises über das ganze Untersuchungsgebiet hinweg (bis zum Drenthe-Maximum am Niederrhein). Ein zeitweiliger Weserlauf nach dem Eisverschluß der Portaenge über den wahrscheinlich günstigsten Weg durch das südlich des Wiehengebirges verlaufende Längstal Porta-Osnabrück ließ sich bisher nicht nachweisen.

Die Einheiten 4 bis 6 umfassen die unmittelbar durch das Eis und seine Schmelzwässer geschaffenen Basisflächen in einer Größe von zusammen rund 230 km², d. h. 20 km² weniger als die voraufgegangene fluviale Erosion des Wesersystems.

Einheit 4, Heisterholz-Rinne genannt, ist durch Schmelzwasser während der Eisbedeckung ausgeschürft worden. Sie umfaßt 4 km², doch sind mögliche Fortsetzungen nach

Norden und Süden wahrscheinlich noch nicht erfaßt. Die tiefste Bohrung in dieser Rinne hat bei +38 m NN die Basis noch nicht erreicht. Die Gefällsverhältnisse in Richtung Süden zu der in diesem Zeitpunkt bereits höher aufgeschütteten Weser-Mittelterrasse legen die Deutung als subglaziale Rinne mit lokalen Übertiefungen und z. T. gegensinnigem Basisgefälle nahe. Mit dieser Deutung steht die Überdeckung der Rinnensedimente, deren geringer Kiesanteil fast vollständig aus nordischem Material besteht, durch eine mächtige Grundmoräne in gutem Einklang.

Einheit 5 stellt in der Hauptsache die durch Eisschurf geschaffenen Basisflächen dar unter Einschluß kleinerer, mosaikartig eingesprengter Flächen, die durch Schmelzwassereinwirkung entstanden sind. Weiterhin ist in diese Einheit ein flächenhaft nicht ausgrenzbarer und auch nicht abschätzbarer Basisanteil eingeschlossen, der am nördlichen Wiehengebirgsfuß durch Solifluktionsströme der Weichsel-Kaltzeit geschaffen wurde. An einigen wenigen Punkten, so z. B. bei Nettelstedt, ließ sich nachweisen, daß der Solifluktionsstrom direkt auf mesozoischen Tonsteinen liegt, während andere Bohrungen Grundmoräne als Liegendes antrafen. Eine Klärung können hier nur weitere gute Aufschlüsse bringen. Einheit 5 deckt eine 150 km² große Fläche. Wie Tafel 1 zeigt, liegen sie hauptsächlich auf und an den Hängen der Höhenrücken der Quartärbasis. Die tiefste bekannte Unterkante der Grundmoränendecke liegt bei +43 m NN (zwischen Blasheim und Fiestel). Sie bildet hier jedoch nicht die Quartärbasis, die noch 15—20 m tiefer angebohrt wurde und durch die fluviale Mittelterrassenweser-Erosion geschaffen wurde. Die Oberkante der Weserschotter kann hier mit ursprünglich +55 m NN angesetzt werden, so daß sich ein Tiefenschurf des Eises von etwa 12 m ergibt. Größenordnungsmäßig entspricht das Ergebnis dem der Exaration der Bodenreste auf dem Rücken von Heisterholz (S. 233).

Einheit 6 stellt die ca. 45 km² großen Basisflächen dar, die durch glazifluviale Erosion beim Zerfall des Drenthe-Eises entstanden sind. Die Schmelzwässer erhielten eine bestimmte Richtung durch Eisspalten-Systeme, die beim Beginn des Drenthe-Eiszerfalls in dieser Gegend aufrissen. Die dadurch ausgelöste Tiefenerosion schuf, zunächst auf die engen Spaltenböden konzentriert, die tiefsten Basiswerte. Sie unterschreiten die vorher erreichten Tiefen um 15, lokal mehr als 20 m. Das Rinnensystem muß Anschluß an die tiefliegende Erosionsbasis des kaltzeitlich abgesenkten Meeresspiegels gefunden haben. Die Fortsetzungen über den Kartenrand hinaus nach Norden und Westen sind noch weitgehend unbekannt. In der Minden-Espelkamper-Rinne, die sich durch Schmalheit und betonte Richtungen und Richtungsänderungen auszeichnet, liegen die tiefsten bekannten Werte beim Pumpwerk Espelkamp-Mittwald. Hier wurde in einer Bohrung die Basis bei Normal Null noch nicht erreicht. In der Blasheimer Rinne sind +4 m NN bekannt, in der Petershagener-Rinne +19 m NN. Eine mögliche Verbindung der Blasheimer- mit der Espelkamp-Mindener-Rinne läßt sich mit dem bisherigen Tatsachenmaterial nicht nachweisen, doch mögen zukünftige Bohrungen hier wie auch an anderen Punkten noch Veränderungen bringen.

Die Füllung der z. T. klammartig engen Rinnen (Abb. 3, Schnitt A—A₁ bei Frotheim) mit glazifluviatilen Sand und Kies und die Anordnung von langgestreckten kamesartigen Höhenrücken folgte unmittelbar auf die Tiefenerosion. Beim gänzlichen Niedertauen der allmählich zurückverlegten und abgeflachten, ursprünglich steilen Eisspaltenränder lagerte sich nur seitwärts der Kiesrücken eine Grundmoräne ab. Über den Rücken findet man keine Spuren davon, auch keine Grundmoränenrelikte in Form einer Steinsohle unter dem Sandlöß, der den südlichen Teil des Frotheimer Rückens überzieht.

Einheit 7 stellt diejenigen Basisflächen dar, die nach dem Abschluß der in der Einheit 6 zusammengefaßten Flächen, z. T. noch während dieser Phase, durch fluviale Erosion des sich nach dem Eiszerfall neu bildenden Weser-Systems entstanden sind und zeitlich bis ins Holozän reichen. Sie decken eine Fläche von rund 70 km².

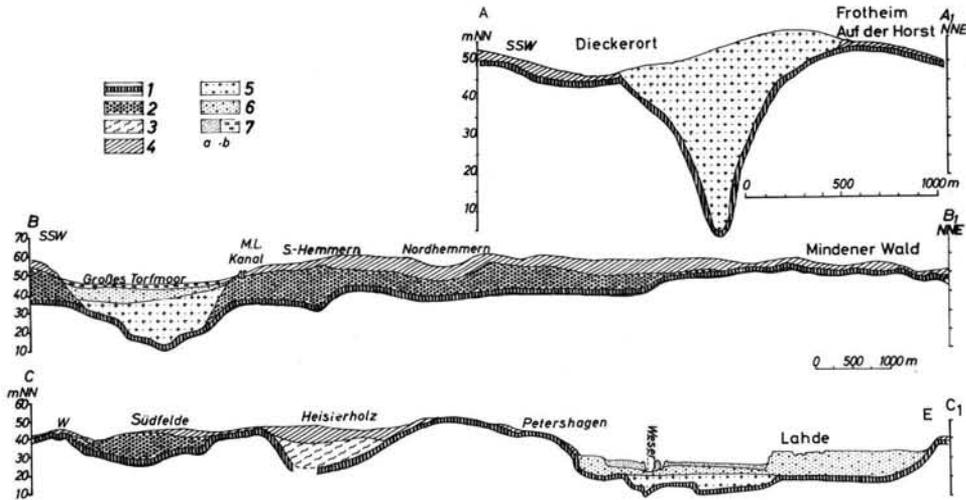


Abb. 3. Geologischer Aufbau einiger morphogenetischer Einheiten.

1 = Mesozoische Tonsteine; 2 = Sandig kiesige Flußsedimente (Mittelterrassenkomplex, gebildet vom Hochstand der Elsterkaltzeit bis zur Drenthe-Eisüberdeckung); 3 = Sandige bis schluffige Vorschüttbildungen in der Heisterholzrinne; 4 = Lehmig-tonige Grundmoräne des Drenthe-Stadiums, z. T. einschließlich Vor- und Nachschüttsanden und jüngerer äolischer Deckschichten; 5 = Kiesig-sandige glazifluviale Rinnenfüllungen, gebildet in Eisspaltensystemen während des Drenthe-Eiszerfalls; 6 = Sandig-kiesige Flußsedimente, in Nebentälern z. T. schluffig feinsandig (Niederterrassenkomplex) gebildet nach dem Drenthe-Eiszerfall; 7 = Holozäne Sedimente
a) Fluvialer Lehm über Sand und Kies, b) Torf.

Das Gewässernetz orientiert sich neu und bevorzugt, im Zusammenhang mit dem Eiszerfall die von WOLDSTEDT (1955) als zentripetal bezeichnete kürzeste Richtung zum erst allmählich wieder ansteigenden Meeresspiegel des Eem-Meeres. Die Weser findet ihre alte, von Minden aus nach Westen führende Talung, die auch am Ende des Drenthe-Stadiums noch als Senke vorhanden war, nicht wieder, da ihr kamesartige Bildungen des Eiszerfalls über der Minden-Espelkamper Rinne den Weg verlegen. Sie schafft sich, von der Porta-Enge ausgehend, eine fast geradlinig nach Norden verlaufende neue Talung. Die Tiefenerosion erreicht in dieser Phase (im Querschnitt bei Minden) etwa 30 m NN, ist also weniger bedeutend als die früheren. Doch bildet die kaltzeitliche Lateralerosion während des (hier nicht näher zu fassenden) Warthe-Stadiums und während der Weichsel-Kaltzeit eine noch bis zu 5 km breite Talung mit Felssockeln aus mesozoischen Tonsteinen aus.

Die Flußerosion im Holozän hat im Vergleich mit den vorausgegangenen Perioden sowohl flächenhaft als auch hinsichtlich der Tiefenwirkung nur eine äußerst geringe Bedeutung, die eine flächenhafte Ausgrenzung in der Karte überflüssig erscheinen läßt.

Bei der Einheit 8 handelt es sich um die Basisfläche unter zwei kurzen Talstrecken der Großen Aue bei Bad Fiestel und der Kleinen Aue bei Frotheim-Dieckerort. Abweichend von den Merkmalen der Einheit 7, mit der sie zeitlich übereinstimmt, liegt hier die Quartärbasis weniger als 2 m unter der heutigen Oberfläche, fällt aber ober- und unterhalb rasch auf kurze Entfernung um 5—10 m ab. Beide Talstrecken liegen am Nordflügel der salttektonisch bedingten Ellerburgachse, für die WORTMANN (1964 und 1968a) eine bis ins jüngste Quartär andauernde Hebungstendenz nachgewiesen hat. Zu diesen Bewegungen verhalten sich die genannten Talstrecken antezedent.

Tabelle 1
Flächenberechnung der morphogenetischen Einheiten
(im Flachland ohne Einheit 1)

Einheit	Bezeichnung	Fläche in km ²
2	Rumpfflächenreste (exarativ)	30 km ²
4	Heisterholz-Rinne (glazifluvial)	4 km ²
5	Exarationsrelief	150 km ²
6	Glazifluviales Rinnenrelief (mit dem Eiszerfall)	45 km ²
	Summe Exarations- und glazifluviales Relief	229 km ²
3	Fluviales Erosions-Relief des Mittelterrassenkomplexes	
	Haupttal	210 km ²
3a	Seitenäste	40 km ²
	Summe Mittelterrassenkomplex	250 km ²
7	Fluviales Erosionsrelief nach dem Eiszerfall (Niederterrassenkomplex)	
	Wesertalung	60 km ²
	Nebenflüsse	10 km ²
	Summe Niederterrassenkomplex	70 km ²
8	Antezedente Talstrecken	1 km ²
	Gesamtsumme Fluviales Erosionsrelief	321 km ²
	Gesamtfläche Flachland	550 km ²

Nach Tabelle 1 ist die durch Eis- und Schmelzwasserwirkung entstandene Basisfläche rund 230 km² groß und damit rund 50 km² kleiner als die durch die fluviale Erosion des Wesersystems geschaffene Basisfläche.

Indirekt aber war die Eisbedeckung die Ursache für die grundlegenden Unterschiede in der Anordnung des vorher vorhandenen und des sich nachher ausbildenden Gewässernetzes. Das Elster-Eis drängte während seiner äußersten Randlage im Hamelner Gebiet die bis dahin nach Nordosten abfließende Weser (LÜTTIG 1954) in die westliche Richtung zur Porta; der weitere Weg nach Westen ist aber nicht durch das Elster-Eis, sondern durch andere Ursachen bedingt (s. S. 230).

Die Eisbedeckung durch das Drenthe-Eis ist das Hauptglied in der Ursachenkette, die die Weser nach dem Abschmelzen des Eises dazu veranlaßten, den alten Weg nach Westen nicht mehr einzuschlagen, sondern sich von der Porta-Enge aus nach Norden ein neues Tal zu schaffen. Mit jeder Eisrandnähe oder Eisbedeckung sind also bedeutende Veränderungen des Gewässernetzes und der Entwässerungsrichtungen verbunden gewesen (Abb. 4). Diese Tatsachen haben naturgemäß starken Einfluß auf die Flächenanteile der morphogenetischen Einheiten. So ist z. B. die Größe der Basisfläche unter dem Mittelterrassenkomplex mitbedingt durch die spätere Talverlegung, so daß die älteren Flächen nur einer beschränkten Abtragung durch die jüngere fluviale Erosion unterlagen und weitflächig erhalten blieben. Die in Tabelle 1 ermittelten Flächenanteile gelten naturgemäß nur für das untersuchte Gebiet.

Erst nach dem Zerfall des Drenthe-Eises prägt sich die nördliche Richtung im Gewässernetz stark aus. Die ältere Ost-West-Richtung verliert ihre Bedeutung; in der Vor-

landsenke bilden sich mehrere, durch sehr flache Talwasserscheiden kaum getrennte Nebenfluß-Systeme aus, die zwar die alte Senke auf kurzen Strecken benutzen, dann aber in die nördliche Richtung umbiegen und dabei die nördlichen vorgelagerten Höhenrücken durchschneiden.

5. Ergebnisse

Die zeitliche Abfolge der Reliefgenerationen an der Quartärbasis beginnt mit der exarativ freigelegten Rumpffläche, die C_1 -Horizont-Reste eines tiefgründigen warmzeitlichen Bodens trägt (vermutlich aus dem Tertiär). Das Solum dieser Böden wird mit 10–15 m veranschlagt, woraus sich ein Abtrag durch Eis und Schmelzwässer von maximal 20 m errechnen läßt.

Beim Hochstand des Elster-Eises in der Umgebung von Hameln wurde die bis dahin nach Nordosten fließende Weser (Abb. 4) durch einen schon früher angelegten subsequenten Ausräum am Südfuß der Weserkette entlang zur ebenfalls bereits vorhandenen Portasenke abgedrängt. Die Weser durchfloß von diesem Zeitpunkt ab das Untersuchungsgebiet. Nach einer kurzen, von der Porta aus nach Norden gerichteten Laufstrecke biegt sie nach Westen in eine durch Subrosion über Münders Mergelsalzen entstandene, parallel zum Wiehengebirge verlaufende Senkungszone ein. Eine starke, bei Minden bis +28 m NN, bei Hille bis +22 m NN reichende Tiefenerosion ist auf den tiefstehenden kaltzeitlichen Meeresspiegel als Erosionsbasis ausgerichtet. Kaltzeitliche Lateralerosion bis zum Ende der Elster-Kaltzeit und erneut in der Zeit vor der Überdeckung durch das Drenthe-Eis der Saale-Kaltzeit schafft breite Verebnungsflächen in der Vorlandsenke, an der breitesten Stelle bis zu 12 km. Mit weiterer Aufhöhung des kaltzeitlichen Schwemmfächers bis zu etwa 60 m NN werden in der jüngsten Phase der Mittelterraszenzeit einige schwache Senken in der nördlichen Rumpffläche überschritten und von hier aus nördlich gerichtete Seitenäste in die Nordrandsenke schwemmfächerartig vorgebaut, wobei der mesozoische Untergrund vielfach anerodiert wird. Da das Schottermaterial dieser jüngsten Seitenäste

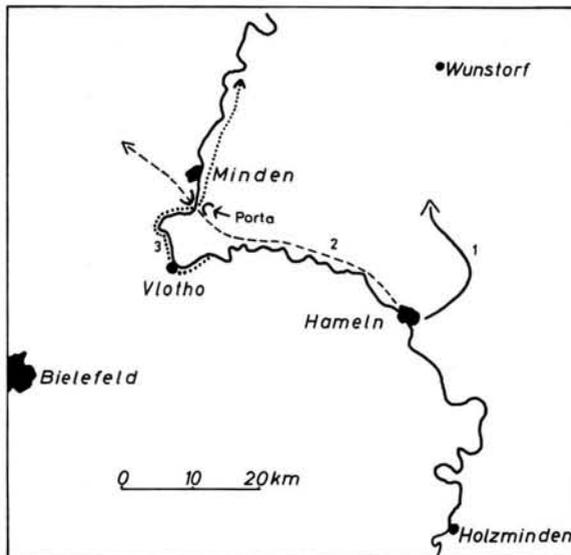


Abb. 4. Der Verlauf der Weser in verschiedenen Abschnitten des Eiszeitalters.

1 = Oberterraszenweg bis zum Höchststand des Elster-Eises; 2 = Mittelterraszenweg bis zur Eisüberdeckung durch das Drenthe-Eis; 3 = Niederterraszenweg nach dem Drenthe-Eiszerfall.

geröllanalytisch gut faßbar ist, konnten seine Basisflächen gesondert ausgehalten werden (Taf. 1, Nr. 3a).

Gegenüber dieser flächenhaft enormen fluvialen Erosion erreichen die vor der Drenthe-Eisbedeckung strömenden Schmelzwässer nur eine geringe Tiefen- und Flächenwirkung bei der Formung der Quartärbasis, mit Ausnahme der Heisterholz-Rinne. Sonst liegt die Unterkante dieser Schmelzwassersedimente vorzugsweise auf den z. T. erheblich erodierten Mittelterrassen-Ablagerungen. Die Exaration des Drenthe-Eises, flächenhaft von großer Bedeutung, ist, wie Tafel 1 zeigt, in erster Linie in den höheren Bereichen der Quartärbasis wirksam gewesen. Ein bedeutender Tiefenschurf ist an keiner Stelle zu belegen. In der Vorlandsenke nördlich von Lübbecke liegt die auf großen Flächen geschlossen erhaltene Grundmoränenunterkante nur um 15—25 m tiefer als auf den nördlich angrenzenden Höhen. Die Grundmoränenbasis paßt sich also den vorgefundenen Geländeformen mehr oder weniger an.

Die stärkste Tiefenwirkung erreichen die Schmelzwässer, die beim Zerfall des Drenthe-Eises, von Eisspaltensystemen gelenkt, offensichtlich bald Anschluß an die Erosionsbasis des noch tiefstehenden kaltzeitlichen Meeresspiegels gewinnen und bis unter NN erodieren. Die Kies- und Sandfüllung dieser z. T. klammartig engen und langgestreckten Rinnen unmittelbar nach der Erosionsphase führt zur Bildung von über die Umgebung aufragenden kamesartigen Sand-Kieswällen, die sich streckenweise bis zur Jetztzeit als sehr charakteristische Vollform erhalten haben. Während und nach dem vollständigen Eiszerfall bilden sich schnell die Grundzüge des heutigen Gewässernetzes heraus, das z. T. ganz neue Richtungen einschlägt. Nur teilweise werden die älteren Talungen benutzt, im ganzen wird jedoch die nördliche, von WOLDSTEDT (1955) als zentripedal bezeichnete Richtung eingeschlagen. Die Weser z. B. benutzt die von Minden nach Westen verlaufende, durch die kamesartigen Sedimente offensichtlich verstopfte Talung nicht mehr, sondern bildet ein neues Tal in nördlicher Richtung aus. Dabei mögen die Vorgänge den von WOLDSTEDT (1955) beschriebenen Verlauf genommen haben. Die kaltzeitliche fluviale Lateralerosion der Folgezeit (? warthestadial und weichselkaltzeitlich) schafft in der Wesertalung noch bis 5 km breite flache mesozoische Felssockel, die Tiefenerosion dieses Zeitabschnittes bleibt jedoch weit oberhalb der früher erreichten Tiefstwerte der Quartärbasis.

Die tiefsten Stellen liegen:

Zwischen Elster- und Drenthe-Kaltzeit	um 20 m NN (Pr. Oldendorf)
In Rinnen beim Drenthe-Eiszerfall	unter ± 0 m NN (Espelkamp)
Im Wesertal der Weichsel-Kaltzeit	um 30 m NN (Minden)

Die holozäne Flußerosion hat sowohl flächenhaft wie auch hinsichtlich der Tiefenwirkung nur eine äußerst geringe Bedeutung für die Formung der Quartärbasis.

Die wesentlichen Ereignisse für die Morphogenese der Quartärbasis sind kurzgefaßt die folgenden:

- a) Eissperre der Elster-Kaltzeit bei Hameln und daraus resultierende Laufverlegung der Weser in das Untersuchungsgebiet. Erhebliche Tiefen- und Lateralerosion,
- b) glazifluviale Erosion vor der Eisbedeckung gering,
- c) Exaration des Drenthe-Eises bedeutend, doch nur schwache Tiefenwirkung. Entscheidender Einfluß der Eisbedeckung auf neues Gewässernetz,
- d) sehr starke, tiefreichende Rinnenerosion (bis unter NN), ausgehend von Eisspalten beim Drenthe-Eiszerfall,
- e) ab Drenthe-Eiszerfall beträchtliche fluviale Lateralerosion, jedoch vergleichsweise weniger bedeutende Tiefenerosion in einem neu orientierten, nördlich gerichteten Gewässernetz.

Schrifttum

- LÜTTIG, G.: Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. Geol. Jb. **70**, 43-125, 1 Taf., 16 Abb., Hannover 1954.
- MAARLEVELDT, G. C.: Über fluviatile Kiese in Nordwestdeutschland. Eiszeitalt. u. Gegenw. **4/5**, 10-17, 2 Abb., Ohringen 1954.
- SPREITZER, H.: Die Pässe und Durchbruchstäler der Weserkette und des Wiehengebirges. Wirtsch. Geogr. d. deutsch. Westens **5**, 71 S., zahlr. Abb. u. Taf., Berlin 1939.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 2. Aufl., 467 S., 97 Abb., Stuttgart (Koehler) 1955. - - Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. Eiszeitalt. u. Gegenw. **7**, 5-12, 1 Taf., 1 Abb., Ohringen 1956.
- WORTMANN, H.: Höhenlinienkarte der Quartärbasis im nördlichen Wiehengebirgsvorland. Manusk. Arch. Geol. L.Amt Nordrhein-Westfalen (in Druckvorbereitung), Krefeld 1962. - - Gliederung, Lagerung und Verbreitung der Unterkreide im nördlichen Wiehengebirgsvorland. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. **7**, S. 331-353, 1 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Krefeld 1964. - - Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000. Nr. 3619 Petershagen, 1 Karte, 7 Taf., 31 Abb., 9 Tab., Krefeld 1968; Nr. 3617 und 3618 Lübbecke und Hartum (im Druck), Krefeld 1968 (1968a).

Manusk. eingeg. 15. 8. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. habil. Heinrich Wortmann, 34 Göttingen, Kleperweg 16 (früher Krefeld, Geol. L.-Amt).

Hang- und Talbildung in Südost-Spitzbergen

(auf Grund der Stauferland-Expedition 1959 bis 1967)¹⁾

Von JULIUS BÜDEL, Würzburg

Der Ergebnisbericht über die in drei Sommern (1959, 1960, 1967) von dem Vortragenden mit zuletzt 30 Teilnehmern durchgeführte „Stauferland-Expedition“ nach Südost-Spitzbergen hatte die Ursachen für die im dortigen eisfreien Raum extrem rasche Taleintiefung und Rückverlegung der Hänge zum Gegenstand.

Um die geomorphologischen Wirkungen der heute dort herrschenden Abtragungsvorgänge erkennen zu können, mußten zunächst die älteren Reliefgenerationen bis zum Beginn des Holozän unterschieden und ihr Anteil an der heutigen Reliefgestalt der Inseln Südost-Spitzbergens festgelegt werden. So wurde das Ausgangsrelief für die heute — d. h. seit dem Beginn des Holozän — wirksamen Formbildungsvorgänge erfaßt. Ferner mußte die Dauer des Holozän bestimmt werden.

Die beherrschende ältere Reliefform der Inselwelt Südost-Spitzbergens (Barents- und Edge-Insel) sind zwei große Rumpfflächenniveaus. Das tiefere nimmt den (heute überfluteten) Boden des flachen Barentssee-Schelfs ein. Dieses Niveau steigt von dort zu den — manchmal bis 10 km breiten — flachen Vorländern empor, die gelegentlich die darüber aufsteigenden Inselklötze umsäumen. Die Vorländer dringen mit den typischen, aus der tropischen Rumpfflächenbildung bekannten „Dreiecksbuchten“ in dem meist steilen Außenabfall dieser 300—600 m hohen Inselklötze ein. Diese Inselkerne werden von einem höheren Rumpfflächenniveau gekrönt. Dieses schneidet allenthalben das leicht germanotyp gestörte, von Basaltlagergängen durchschossene Mesozoikum dieser Inseln ab. Ausläufer dieser höheren Fläche greifen in West-Spitzbergen über das dort stärker tektonisch eingemuldetete, kohleführende Alttertiär hinweg. Damit müssen diese Rumpfflächen im Laufe der jüngeren Tertiärstufen (Miozän — Alpliozän) entstanden sein. A. WIRTHMANN, der diese Verhältnisse klarstellte, konnte zeigen, daß die höhere Rumpffläche schon präglazial durch ein heute noch vielfach gut erhaltenes Netz von Muldentälern sanft zertalt wurde. Das geschah vermutlich im höheren Pliozän.

Die nächste Generation bilden die morphologischen Spuren der pleistozänen Eisbedeckung Spitzbergens. In der Würmzeit bedeckte noch ein großes Inlandeis den ganzen Archipel, vor allem aber den Boden der östlich benachbarten Barents-Seegebiete bis gegen Franz-Josef-Land. Das mindestens 1 500 m hohe Zentrum dieses Inlandeises lag zwischen beiden Inselgruppen etwa im Bereich des heutigen König-Karl-Landes. Auf drei Wegen: durch die Richtung von Gletscherschrammen, durch die Verbreitung ortsfremder Erratika und das verschiedene Ausmaß der postglazialen eisisostatischen Landhebung konnte erwiesen werden, daß das Eis von Osten her den ganzen Archipel bis zum Schelfrand vor der Spitzbergischen Westküste überflutete. Nach dem Hochstand dieser Vereisung gab es noch zwei Rückzugsstadien mehr lokalen Ausmaßes. Die letzte Inlandeisdecke schwand (¹⁴C-Bestimmung nach Blauwal-Knochen in den höchsten postglazialen marinen Terrassen) 11 000 bis 12 000 Jahre vor heute.

Das hochglaziale Eis strömte sehr langsam in gleichmäßiger Höhe über die Inseln Südost-Spitzbergens von Ost nach West. Es hat die tertiären Rumpfflächen und diejenigen alten Muldentäler, die quer zu seiner Hauptstromrichtung verliefen, nur wenig umgestaltet. Nur die in seiner Stromrichtung laufenden Täler wurden zu flachen Trögen umgeformt und teilweise bis unter das heutige Meeresniveau übertieft.

¹⁾ Auszug aus dem wissenschaftlichen Festvortrag, gehalten auf der 14. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung am 5. August 1968 in Biberach a. d. Riß.

Das so vor 11 000 bis 12 000 Jahren vom Würm-Inlandeis befreite Land war seitdem nicht überall dem Angriff des extrem rauhen Klimas der Gegenwart ausgesetzt. Oberhalb der heutigen Schneegrenze (im W 500 m, im O 400 m) hat sich nach dem Ende der postglazialen Wärmezeit — rd. 500 v. Chr. — eine Neuvergletscherung gebildet, die z. Z. etwa 55 % der Inselkerne besetzt. Das küstennah gelegene eisfreie Land ist erst im Laufe des Holozän aus dem Meere aufgetaucht. Die „obere marine Grenze“ liegt auf König-Karl-Land bei 142 m Höhe. An der Ostgrenze von Barents- und Edge-Insel erreicht sie maximal 112 m, an der Westseite dieser Inseln aber nur noch knapp 80 m und an der Ostseite West-Spitzbergens nur noch 60 m Höhe. Am Westabfall West-Spitzbergens scheint sie nach den vorläufigen Ergebnissen der dort z. Z. unter Führung meines Schülers U. GLASER tätigen Nachexpedition auch nicht höher zu liegen (so daß auch über dem Gebirge West-Spitzbergens keine oder wenigstens keine bedeutende örtliche Anschwellung des Würm-Inlandeises vorgelegen haben dürfte).

Das Schwergewicht der Untersuchungen lag demnach in der „mittleren Höhenstufe“ dieser Inseln oberhalb der marinen und unterhalb der Schneegrenze. Hier herrschte das geomorphologisch so wirksame „Frostschuttklima“ der Gegenwart während der ganzen 11 000 bis 12 000 Jahre der Holozänzeit.

Die Rolle der Eiskeilnetze, der Kryoturbations- und Soliflukts- sowie der sehr bedeutenden Abspülvorgänge in diesem Bereich, über welche schon Publikationen vorliegen²⁾, wird nur gestreift. Die Solifluktion bewegt die meisten Schuttdecken des 20 bis 30 cm mächtigen sommerlichen Auftaubodens auf Hängen zwischen 2° und 25° Neigung mit Geschwindigkeiten von 1—10 cm/Jahr.

Der Dauerfrostboden darunter reicht bis rd. 400 m Tiefe (nach dem Befund der Kohlenbergwerke in West-Spitzbergen). Von seiner Basis bis etwa 8 m unter der Tagesfläche ist er isotherm. In einer Schicht zwischen 1—1,5 m und 8 m Tiefe treten Temperatur- und Volumschwankungen im Dauerfrostboden nur episodisch alle „Jubeljahre“ auf. Dies ist die Zone der Eiskeile. Darüber, zwischen der Obergrenze des Dauerfrostbodens in 20—30 cm und einer tieferen Grenze in 1—1,5 m Tiefe treten solche Temperatur- und Volumschwankungen regelmäßig, d. h. so ziemlich in jedem Winter auf. Wiewohl das Wasser sich beim Gefrieren um rd. 9 % ausdehnt, zieht sich Eis (und in ganz ähnlicher Weise gefrorener Boden) bei weiterer Abkühlung wie jeder feste Körper wieder zusammen, so daß Spalten im gefrorenen Gestein aufreißen. Dieser Tieffrost-Schwund beträgt für eine 1 m lange Eissäule bei einer Abkühlung von 0° auf —10° 0,5 mm, bei einer Abkühlung von 0° auf —20° 1,1 mm und bei einer Abkühlung von 0° auf —30° 1,55 mm. Jede solche Tieffrostspalte füllt sich mit Kammeis, so daß sie sich nicht mehr schließen kann. Im nächsten und jedem folgenden Winter reißen daneben neue Spalten auf, die sich abermals mit Eis füllen. So ist in dieser obersten Zone des Dauerfrostbodens das Gestein meist vollkommen durch Eislamellen in kleine Trümmer zerrissen. Die Eislamellen können von der Breite von Haarspalten bis zur Breite von mehreren Zentimetern reichen. Ja, es kommt vor, daß in dieser Zone große geschlossene Komplexe von Bodeneis auftreten.

Wir nennen diese Zone, die sich als von großer morphologischer Bedeutung erwies, die „Eisrinde“. Ein Gehalt von 30 bis 60 % Eis ist in ihrem Bereich die Norm. Wir haben diese Eisrinde auf den Altflächen, an den sanften Hängen der Täler und ebenso auf den jungen Vorländern im Bereich holozäner mariner Sedimente aufgedogen.

Der Dauerfrostboden zieht überall und auch unter den weiten schottererfüllten Betten der dortigen Pendelflüsse hindurch, wie zahlreiche Bohrungen erwiesen. Sie wurden ergänzt durch eine Grabung im Flußbett bis 1,50 m unter der Flußsohle. Sie legte auch hier

²⁾ J. BÜDEL: „Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barents-Insel“. Abh. Dt. Geographentag Köln, S. 337-375, Wiesbaden 1962.

die Existenz einer Eisrinde mit einem Eisgehalt bis zu 40% bloß. Die Ursache dafür ist der Umstand, daß diese Flüsse im Sommer nur aus dem geringmächtigen, oberflächlichen Auftauboden und von überdauernden Schneeflecken Wasser erhalten. Grundwasserzuströme gibt es nicht: statt dessen herrscht ja hier Grundeis. Legt im Herbst neu eintretender Oberflächenfrost die Wasserzufuhr lahm, so sinkt die Wasserführung der Flüsse sehr rasch. Den ganzen Winter über liegen ihre Betten trocken da, so daß der Frost (und damit Dauerfrostboden und Eisrinde) ungehindert in ihre Sohle eindringen können. Die Folge ist, daß das Anstehende unter diesen Schottersohlen voll zerrüttet ist. Dadurch wird die mechanische Tiefenerosion des Flusses außerordentlich erleichtert und auf einen ganz anderen Prozeß umgestellt als in allen übrigen irdischen Klimazonen. Dort überall kann der Fluß mit Hilfe seiner Schottersohle (falls er eine solche besitzt!) das Anstehende nur ganz langsam mechanisch abschleifen. Allenfalls in den Wasser-Querwalzen in Wildbächen kommt eine zeitweilige Bombardierung des Untergrundes mit Grobschutt-Brocken hinzu. Das bedeutet eine ungeheuer langsame Lockerung des anstehenden Gesteins, bevor der Fluß zum Abtransport und zur Tiefenerosion schreiten kann. Diese Arbeit hat hier die Eisrinde vorweg schon besorgt. Der Fluß braucht diese nur oberflächlich anzuschmelzen, um den bereits voll zertrümmerten Schutt seiner Schottersohle einverleiben zu können. Es ergab sich dabei ein Eintiefungsbetrag von 1—3 m im Jahrtausend, und zwar ganz gleichgültig, ob diese Eintiefung (im Bereich übertiefter Trogtäler) in holozänen Meeressedimenten oder im festen anstehenden Mesozoikum erfolgte.

Dank der gut erhaltenen Rückzugsterrassen des Meeres von dem höchsten marinen Stand konnte auch die Eintiefung dieser Flüsse in den letzten 11 000 Jahren Schritt für Schritt verfolgt werden. Das wichtigste Ergebnis war dabei, daß jede solche Eintiefungsfolge sofort mit vollen Reifeformen, d. h. breiten Talböden, ungestuftem Längsprofil und sanften Hängen bis in den innersten Teil dieser Inselklötze zurückgriff. Damit wird die besondere Leistung der hier herrschenden Fähigkeit der Flüsse zur raschen Tiefenerosion und rückschreitender Erosion auf breiter Sohle besonders unterstrichen. Die Sohlenbreite ist natürlich eine Folge der starken Lateralerosion, die ihrerseits wieder dem starken Schuttzudrang auch von sanften Hängen bis herab zu 2° Neigung zu verdanken ist. Die Solifluktion auf diesen Hängen liefert dabei auch besonders viel Grobschutt in die Flüsse. Wird ein sanfter Hangfuß im Frostbodenbereich seitlich angeschnitten, so kann die Lateralerosion auch durch Eiskeile gefördert werden; diese können hier auf verschiedenen Wegen angeschmolzen werden und so einen schollenweisen Uferabbruch erleichtern.

Diese Flüsse besitzen endlich noch die Fähigkeit, nicht nur ihre Sohlen bis in den Oberlauf in voller Breite tiefer zu legen, sondern auch ihre Hänge „mitzunehmen“, d. h. es erfolgt gleichzeitig eine starke Hang-Zurückverlegung und Hangfuß-Abflachung. Dies geschieht in zwei Typen. Der erste Typ ist der ursprüngliche *Konvex-Konkav-Hang*. Er beginnt oben an der Grenze gegen die Altflächen mit einer sanft konvexen Versteilung, die den vollen „Anschluß“ der Denudationsvorgänge des Hanges mit denen auf der Altfläche sichert. Dann versteilt sich der Hang in seiner Mitte maximal etwa bis 25° Neigung, um sich unten wieder als sanft konkaver Unterhang bis zu wenigen Graden, ja häufig bis zu einer Neigung von nur 2° zu verflachen. Mit einer kleinen Kante von 1—2 m Höhe endet dieser Fußhang dann über den breiten Schotterfluren der Pendelflüsse, die diese ihre kiesbankerfüllten Betten zur Schneeschmelzzeit ganz erfüllen.

Wenn ein solcher Hang in seinem Mittelteil etwa 25° überschreitet, so wird dort die Solifluktion abgelöst, es kommt zur Runsenspülung und schließlich zur Hangzerschneidung in nach unten zusammenlaufenden Hang-Erosionsrinnen. Auf diese Weise entsteht der hier herrschende zweite Hangtypus, der an steileren Hängen (bei meist auch größerer Hanghöhe) auftritt. Es ist der Typus des „dreiteiligen Hanges“, der besonders bei der postglazialen Umprägung einstiger stärker eingetiefter oder sogar übertiefter

Trogtäler entstand. A. WIRTHMANN hat diesen Typus zuerst als „zweiteiligen Hang“ beschrieben.

Dieser dreiteilige Hang erhält durch das Zurückgreifen von Hangrunsen eine konvexe Oberkante, die diese Hänge scharf von den krönenden Altflächen absetzt. An dieser Oberkante tritt ein vollständiges „Abreißen der Denudation“ auf. Die Hangrunsen vereinigen sich im Mittelhang zu tieferen Erosionskerben mit größerem Abstand. Dazwischen bleiben eigenartig dreieckige Formen unzerrunster Mittelhangteile stehen, die nicht so rasch zurückverlegt werden. Der Unterrand dieser Dreiecke verläuft annähernd horizontal. Aus den tiefen Erosionskerben zwischen ihnen brechen mit neuerlichem — jetzt konkavem — Knick die flachen Unterhänge hervor, die sich pedimentartig zu den Schottersohlen der Flüsse absenken. Auf diesen Unterhangpedimenten, die am Oberrand $11-12^\circ$ geneigt sind und zum Unterrand sanftkonkav auslaufen, findet noch eine lebhafte Solifluktion über dem unterlagernden Anstehenden statt. Damit besteht hier eine starke Analogie zu den Pedimenten semiarider Gebiete. Es handelt sich um eine Konvergenzerscheinung der irdischen Hangabtragung, die sich in allen Gebieten mit ruckweisen Abtragungs-Anstößen, vorwiegend mechanischer Verwitterung und weitgehender Vegetationslosigkeit entfaltet, d. h. also sowohl im Polargebiet wie in der Trockenwüste. Mein Schüler H. GOSSMANN hat den theoretisch ableitbaren Werdegang solcher Hänge elektronisch berechnet und wird darüber demnächst publizieren.

Auf dem tieferen Teil dieser Unterhänge sind oft noch Reste älterer Terrassen oder Pedimente („Althänge“) stehen geblieben. Sie lassen sich in mehreren Fällen talab mit Strandterrassen parallelisieren, die ihrerseits durch ihren Fossilgehalt, insbesondere von Blauwalknochen nach der Radiokarbon-Methode altersmäßig genau festlegbar sind. So waren wir in der Lage, die schrittweise und dabei bis in den innersten Kern der Inselklötze zurückgreifende Tieferlegung dieser Täler im Holozän im exakten Zeitmaß zu verfolgen.

Damit konnte hier eine ganz neue Form der Flußerosion und Talbildung festgelegt werden. Der Vergleich mit den sogenannten „Periglazialgebieten“ der Mittelbreiten zeigt, daß in den Kaltzeiten dort genau derselbe Mechanismus der Talbildung herrschte. Die breiten Wiesentäler unserer mitteleuropäischen Flüsse, an deren Rand die heutigen Gerinne nur schmale Kerben von viel geringerer Breite bilden, bergen alle noch die typischen Sedimente einstiger solcher Wildbach-Schottersohlen, deren rasche Tieferlegung auf breiter Sohle — etwa von der Riß- zur Würmterrasse — im Würmfrühglazial in ähnlicher Größenordnung von rd. 1 m im Jahrtausend erfolgt sein muß.

Es erscheint uns danach gerechtfertigt, die polare Zone, in der heute noch die gleichen Erosions- und Hangabflachungs-Mechanismen am Werke sind, unter dem Namen „*exzessive Talbildungszone*“ aus den klimamorphologischen Zonen der Erde hervorzuheben.

Manusk. eingeg. 23. 8. 1968.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. J. Büdel, Direktor des Geographischen Instituts der Universität Würzburg, 8700 Würzburg, Klinikstraße 3/II.

Organogene Serie einer pleistozänen Warmzeit vom Typ Bederkesa

Von R. HALLIK, Hamburg

(Mitteilung aus dem Geologischen Landesamt Hamburg Nr. 66)

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. Eine organogene Serie im Geeste-Elbe-Kanal bei Bederkesa (Kreis Wesermünde) wird moorstratigraphisch und pollenanalytisch untersucht. Zum ersten Mal wurden dabei neben Übereinstimmungen mit organogenen Bildungen des Eems gravierende Abweichungen festgestellt. Zwischen zweien sich ergebenden Deutungsmöglichkeiten bliebe in Anbetracht dieses Befundes zu wählen: entweder eine Erklärung dieser Abweichungen vom „normalen“ Eem-Bild mit lokalen ökologischen Bedingungen, oder die Annahme einer weiteren, bisher unbekannt gebliebenen, quartären Warmzeit. Sowohl die Aussichten auf eine ausreichende ökologische Erklärung als auch die Wahrscheinlichkeit einer hinsichtlich der Vegetationsentwicklung einer der Eem-Zeit in vielem ähnlichen Warmzeit werden behandelt.

Summary. An organogenous series of pleistocene age has been studied both in moorstratigraphical and pollenanalytical sense. Partly wide analogy with the type of Eem-interglacial was found. On the other hand several lines in development of vegetation indicate a climatic change being different from that of the Eem-type known until now. Two alternativ interpretations were discussed:

1. the possibility of local ecologic conditions causing the differencies mentioned above, or
2. this type being a fundamentally new one, hitherto undiscovered in research on pleistocene organogenous layers.

Während der Erweiterungs- und Vertiefungsarbeiten des Geeste-Elbe-Kanals seitens der Neubau-Abteilung Bederkesa der Niedersächsischen Wasserwirtschaftsverwaltung war im Sommer 1959 im alten Kanal eine pleistozäne organogene Schichtserie aufgeschlossen. Der Neubau-Abteilung, besonders Herrn Gross, ist die Kenntnis von diesem Aufschluß zu verdanken. Ebenso großer Dank gebührt den Genannten für weitgehende Unterstützung bei der Entnahme von Proben und die freundliche Bereitstellung eines Bohrrahmes

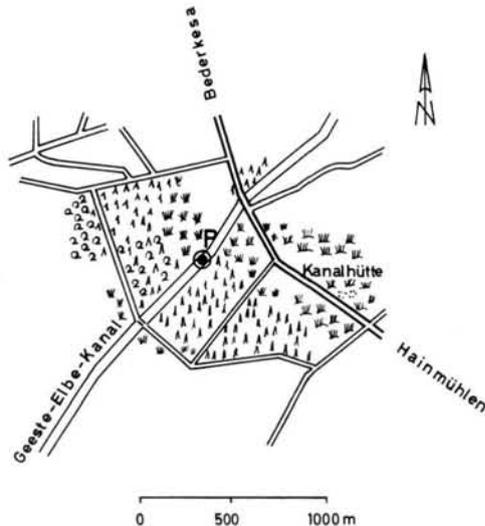


Abb. 1. P = Lagepunkt des untersuchten Vorkommens Bederkesa, R 34 90 030, H 59 40 020.

im Sommer 1960, mit Hilfe dessen nach Beendigung der Arbeiten von der Sohle des neuen Kanals aus noch weitere Bohrkerne mit Hilfe eines holländischen Marschenlöffels gefördert werden konnten.

Die mineralischen Schichten im Hangenden waren während beider Besuche der Lokalität nicht aufgeschlossen. Ca. 50 m vom Punkt der Probenentnahme entfernt war in einer Aufgrabung kiesiger Sand sichtbar, der auch an dieser Stelle das Hangende bilden dürfte. Die organogene Schichtserie umfaßt die vollständige Verlandungsfolge eines stehenden Gewässers während einer der pleistozänen Warmzeiten oder Interglaziale. Das aufgeschlossene Profil weist die nachstehende Verlandungsfolge auf:

Zum Nullpunkt wurde die alte Kanalsohle gewählt.

- 0— 50 cm *Sphagnum*-Torf mit *Pinus* und *Picea*
- 106 cm *Carex*-Torf, im oberen Teil zunehmend *Sphagnum*, *Pinus* und *Picea*
- 145 cm *Alnus*- und *Betula*-Bruchwaldtorf
- 190 cm *Thelypteris*-Torf mit *Carex*
- 215 cm Grobdetritus-Gyttja.

Die Bohrung von der neuen Kanalsohle aus zeigte weit überwiegend die limnische Serie:

- 0 = neue Kanalsohle
- 0— 28 cm *Thelypteris*-reicher *Carex*-Torf
- 171 cm Grobdetritus-Gyttja
- 332 cm Feindetritus-Gyttja
- 368 cm Feinsandiger Schluff.

Das Fehlen einer gesicherten Kontinuität vom Aufschluß zu den Bohrproben veranlaßte die Darstellung des Pollendiagramms in zwei Abbildungen (Abb. 2 und 3). In beiden Fällen ist aber der limnisch-telmatische Kontakt sichtbar, wobei dieser anscheinend nicht synchron ist. Auf einige Besonderheiten dieses Profils wäre hinzuweisen:

1. Der schluffige Feinsand im liegenden Teil des Profils ist als Sediment der Endphase einer voraufgegangenen Kaltzeit aufzufassen.

Die Pollenproduktion einer autochthonen Vegetation ist so gering, daß diese mengenmäßig noch weit vom „sekundären“, hauptsächlich tertiären Pollen überlagert wird. Hier liegt der relativ seltene Fall vor, daß die Bildungen eines stehenden Gewässers bereits seit einer Kaltzeit nachzuweisen sind. Das zunächst gebildete Sediment unterscheidet sich in keiner Beziehung von einer allgemein bekannten glaziären Beckenfüllung. Diese setzt sich nach oben hin unter Zunahme und schließlich im Überwiegen des organischen Anteils in der bereits einer Warmzeit zuzuordnenden Gytja fort.

2. Die telmatische Verlandungsfolge entspricht dem Typus eines mesotrophen Gewässers, denn über der Gytja folgt unmittelbar ein *Thelypteris*-reicher Niedermoortorf. Unter diesen Umständen ist die Annahme einer Schwingrasenbildung durchaus möglich. Die mehrfach gemachte Beobachtung, daß in einem *Thelypteris*-reichen Torf eine selektive Zerstörung des Pollens zugunsten des Coniferen-Pollens auftritt, ist im vorliegenden Fall nur schwer wieder zu finden. Auffällig ist allerdings der steile Anstieg der Pollenkurve von *Picea*, der hier (Abb. 2) genau mit dem limno-telmatischen Kontakt zusammenfällt.
3. Bekanntlich erfolgt das weitere Wachstum eines Moores nach Erreichen der Endphase einer Verlandungsfolge in Form des Bruchwaldtorfes in der Regel durch die Veränderung des Klimas in der ausklingenden Warmzeit. Unter den vielfach beobachteten Verhältnissen während der Eem-Warmzeit findet sich im Hangenden des Bruchwaldtorfes stets ein *Sphagnum*-Torf, der schließlich in eine minerotraphente torfbildende Pflanzengesellschaft der subarktischen Klimaphase übergeht. Im vorliegenden Falle ist die rekurrente Entwicklung noch wesentlich markanter. Und zwar folgt ein

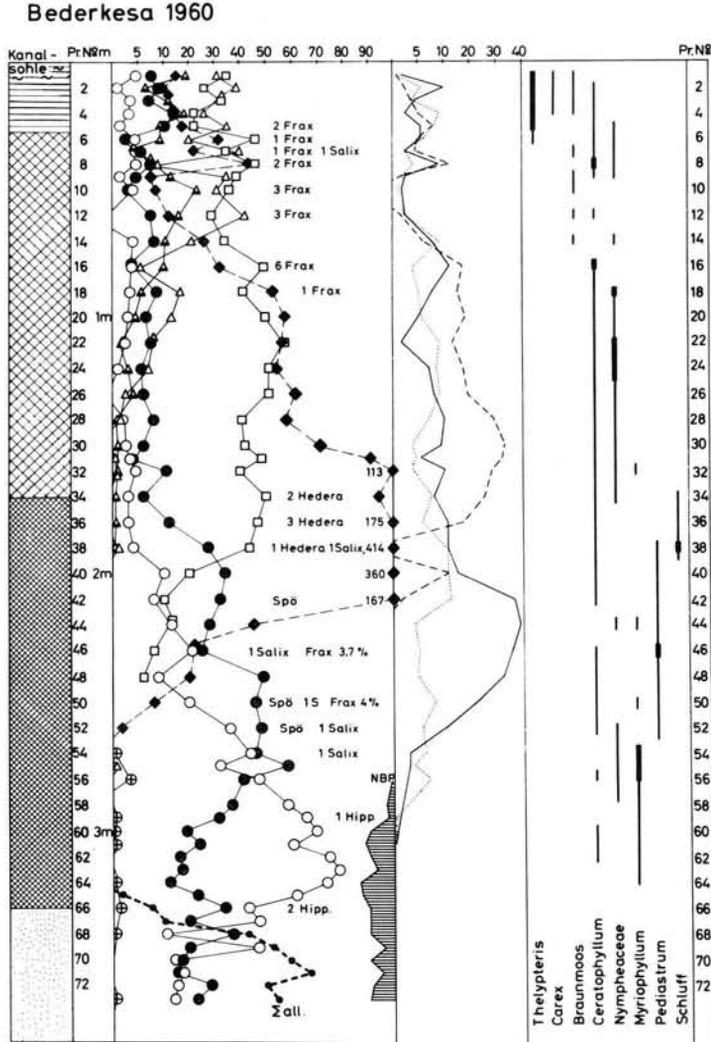


Abb. 2. Pollendiagramm der erbohrten Serie. In beiden Diagrammen wurden die konventionellen Signaturen benutzt. Hipp. = Hippocrepis, Frax = Fraxinus (Angaben in absoluten Zahlen), all. = Summe des allochthonen (= sekundären) Pollens.

minerotropher *Carex*-Torf, der sehr bald eine merkliche Beimengung von *Sphagnum* (wahrscheinlich *Sectio Subsecunda*) aufweist und in der oberen Hälfte Coniferen-Holzelemente enthält, demnach mit *Pinus* und *Picea* bestanden war. Auch der nachfolgende *Sphagnum*-Torf läßt einen Coniferen-Bestand erkennen.

Diese sedimentologische (sensu lato) Erörterung ist eine notwendige Voraussetzung für die Interpretation des Pollendiagramms.

Wie bereits ausgeführt, setzt sich die organogene Sedimentation unmittelbar aus einem glaziären Beckenschluff fort (Abb. 2). Das entsprechende Pollenbild ist demzufolge recht unklar. Im Pollendiagramm herrscht der „sekundäre“ Pollen mit 60% der Gesamtsumme vor. Die Summe des NBP-Pollens ist niedrig. Erst mit dem eigentlichen Be-

ginn der Warmzeit, die sich auch sedimentologisch abzeichnet, beginnt auch die gut erkennbare Waldentwicklung mit einem Birkenwald. Analog zu den Diagrammen des Spät-Glazials muß der Anteil an *Pinus*-Pollen zunächst auf Ferntransport zurückgeführt werden. Die Beteiligung der NBP mit knapp 10% der Gesamtsumme ist überraschend niedrig, obgleich ein leichter Anstieg zu verzeichnen ist.

Auffallend ist das Vorkommen von *Pinus*-Nadelepidermen mit den typischen Spaltöffnungsapparaten (im Diagramm „Spö“) während der maximalen Vertretung des *Pinus*-Pollens, die neben den Pollenmaximum eine authochthone Kiefernbeiwaldung unterstreichen.

Im weiteren Verlauf scheint das Pollendiagramm durchaus dem der hinreichend bekannten Entwicklung des Eem zu entsprechen. Bereits in diesem Abschnitt treten gewisse Abweichungen von einem „normalen“ Eem-Bild auf. Wenn auch die Abhängigkeit eines pollenanalytisch ermittelten Waldbildes von der Fazies berücksichtigt wurde, so muß für die limnische Phase — besonders im Falle fast rein organogener Gytjen — die geringste Verzerrung angenommen werden. Auffallend sind: die extrem hohe *Corylus*-Beteiligung (die doppelte Menge eines normalen Eem-Bildes), das relativ frühe Auftreten von *Tilia* (allerdings nur sporadisch), das relativ hohe *Tilia*-Maximum und schließlich das relativ frühe Auftreten von *Carpinus*. Letztere ist zwar geschlossen, aber in geringer prozentualer Beteiligung anwesend. Noch wesentlicher ist aber die sehr schnelle *Picea*-Ausbreitung, die *Carpinus* nicht zur maximalen Entfaltung kommen läßt. Für diese Abweichungen vom „normalen“ Eem-Bild können z. T. noch lokale Umstände zur Erklärung herangezogen werden. Da jedoch die schnelle *Picea*-Ausbreitung noch in die limnische Phase fällt, inspiriert diese die Annahme einer spezifischen Wald- und damit auch der Klimaentwicklung, wie im folgenden noch auszuführen sein wird.

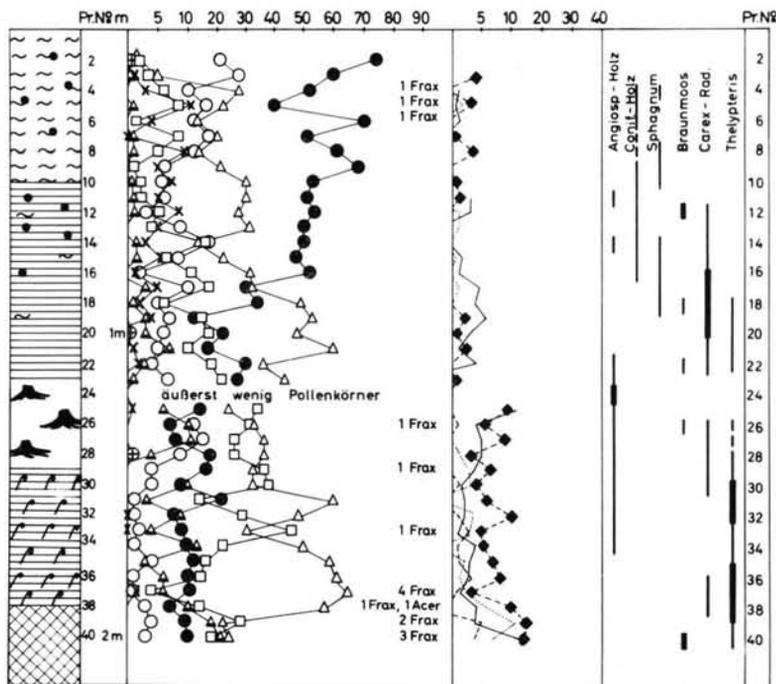


Abb. 3. Pollendiagramm der im Sommer 1959 aufgeschlossenen Folge.

Aus bereits genannten Gründen liegen in der telmatischen Phase (Abb. 3) verschiedentlich bedingte Verzerrungen des Diagrammbildes vor. Zu diesen ist unbedingt der starke *Picea*-Anstieg am limno-telmatischen Kontakt zu rechnen. Andererseits besteht kein zwingender Grund zur Annahme einer selektiven Zerstörung. Eine gewisse Unsicherheit in der Beurteilung ist trotzdem nicht auszuschließen.

Die lokale Überrepräsentation von *Alnus* und *Betula* im Bereich des übrigen besonders im oberen Teil extrem holzreichen Bruchwaldtorfes ist verständlich. Diese verursacht im Diagrammbild die relative Unterdrückung der übrigen Elemente. Als lokale Überrepräsentation ist ebenso der hohe Anteil des *Pinus*- und *Picea*-Pollens im oberen Diagrammteil anzusehen. Im vorliegenden Falle kann nicht vom „*Pinus*-Anstieg am Ende der Eem-Warmzeit“ gesprochen werden. Dieser würde höchstens in den obersten 10 cm zu suchen sein.

Unter diesen Umständen gewinnt der relativ hohe prozentuale Anteil von *Abies* eine besondere Bedeutung. Trotz lokaler Unterdrückung im Diagramm durch *Pinus* und *Picea* erreicht *Abies* immer noch 7% über mehrere Spektren. Die maximalen Werte liegen bei 9% und 11%. Ebenso bemerkenswert ist die relativ lang andauernde Anwesenheit. Ist doch *Abies* durch ca. 1 m stark gepreßten z. T. *Carex*-Torf, z. T. *Sphagnum*-Torf geschlossen vertreten. Sporadische Vorkommen beginnen bereits am limno-telmatischen Kontakt. Die europäischen *Abies*-Arten sind ausgesprochen subatlantisch-montane Elemente. Abgesehen von den Ursachen, die zur Ausbreitung von *Abies* im Waldbild der pleistozänen Warmzeiten im Flachlande führten, kann u. U. doch auf eine subatlantische Klimatönung in diesem Falle geschlossen werden, zumal auch die Moorbildung gleichzeitig eine subatlantische Klimatönung andeutet.

Der Typus der Moor- und auch der Waldentwicklung zeigt gewisse, wenn auch nicht offensichtliche Abweichungen von der gut bekannten Entwicklung während der Eem-Warmzeit. Während des Klima-Optimums bestanden noch keine wesentlichen Unterschiede zur Eem-Zeit. In der anschließenden Phase häufen sich — im Gegensatz zur Eem-Zeit — die Anzeichen für ein subatlantisches Klima. Alle diese Abweichungen mit lokalen Faktoren erklären zu wollen, dürfte einige Schwierigkeiten bereiten. Zudem zeigt ein Pollenspektrum aus den stark gestörten humosen Einlagerungen in der Sandgrube von Osterwanna große Ähnlichkeit mit den hier behandelten Verhältnissen: *Sphagnum*-Torf von subatlantischer Tönung, *Pinus* 33%, *Betula* 25%, *Alnus* 15%, *Picea* 17%, *Carpinus* 3%, *Abies* 7%, *Corylus* 3%.

Die hier geschilderte Vegetations- und Moor-Entwicklung liefert einige Argumente für die Annahme einer bisher nicht unterschiedenen pleistozänen Warmzeit. Die Schwierigkeiten der Trennung eines Eem-Bildes von dem einer problematischen Warmzeit vom Typ Bederkesa wären ja durch die geringen — obwohl auf einen unterschiedlichen Klimablauf hinweisenden — Einzelheiten begründet und durchaus verständlich.

Ein weiteres Argument spricht für die tatsächlich unterschiedliche Entwicklung des hier beschriebenen Vorkommens gegenüber einem „normalen“ Eem-Bild: BENDA & SCHNEEKLOTH (1965) haben eine Bearbeitung des Interglazials von Köhlen veröffentlicht. Dieses befindet sich nur 6 km OSO von Bederkesa entfernt. Ein Vergleich beider benachbarten gelegenen Vorkommen hinsichtlich der Vegetations-Entwicklung zeigt die Abweichungen in auffälliger Weise (wobei einige Punkte der Interpretation allerdings noch zu diskutieren wären). Jedenfalls entspricht aber das Pollendiagramm von Köhlen dem „normalen“ Eem-Bild. Schließlich sei noch erwähnt, daß MENKE (1967) ebenfalls die Abweichungen zumindest für problematisch hält.

Trotzdem könnte die Belastung der Quartär-Stratigraphie mit einer weiteren problematischen Warmzeit des Saale-Komplexes, die in diesem Fall zwar biostratigraphisch fundiert scheint, für die aber bisher keine lithostratigraphische Bestätigung vorgelegt

werden kann, als übereilt angesehen werden. Mehrere von verschiedenen Autoren publizierte Versuche haben sich bereits als solche erwiesen. Eine intensive Überprüfung des bisher biostratigraphisch als eemzeitlich angesehenen Materials scheint in jeder Hinsicht lohnend zu sein.

Literatur

- BENDA, L. & SCHNEEKLOTH, H.: Das Eem-Interglazial von Köhlen, Krs. Wesermünde. Geol. Jb. **83**, 699-716, 1965.
- MENKE, B.: Ein Beitrag zur eemzeitlichen Vegetations- und Klimageschichte nach dem Profil von Ostrohe/Schleswig-Holstein. Fundamenta, Reihe B, **2**, 126-135, 1967.

Manusk. eingeg. 16. 9. 1965.

Anschrift des Verf.: Dr. R. Hallik, Geologisches Landesamt Hamburg, 2000 Hamburg 13, Oberstraße 88.

Neuere Eiszeithypothesen ¹⁾

Von MARTIN SCHWARZBACH, Köln

Mit 7 Abbildungen

Zusammenfassung. Die Hypothesen zur Erklärung der großen Klimaschwankungen müssen davon ausgehen, daß es lang-, mittel- und kurzfristige Schwankungen gibt; diese verhalten sich zeitlich ungefähr wie 100 000 : 100 : 1. Fast alle gelten nur für die letzten 600 Mill. Jahre, d. h. nur für $\frac{1}{7}$ (oder noch weniger) der Erdgeschichte, da über das Klima des Präcambriums fast nichts bekannt ist. Ein Schema (Abb. 2) zeigt, welche Klimahypothesen möglich sind. Kritisch betrachtet werden folgende, seit 1961 neu konzipierte oder neu diskutierte Hypothesen: die von P. JORDAN, J. STEINER, Strahlungskurven, die Autocyklen-Hypothesen von TANNER und A. T. WILSON (als Autocyklen-Hypothesen werden solche bezeichnet, die durch einen automatisch ablaufenden Mechanismus einen zyklischen Wechsel von Glazialen und Interglazialen erklären), die Koinzidenz-Hypothese von R. W. FAIRBRIDGE, kontinentale Drift, vulkanischer Staub. Keine Hypothese befriedigt vollständig. Nach dem heutigen Stand der Kenntnisse scheinen zahlreiche Ursachen zusammenzuwirken (wie das ähnlich auch schon andere angenommen haben); das wird als **multilaterale Eiszeit-Entstehung** bezeichnet. Dabei wird davon ausgegangen, daß das Gesamtklima der Erde seit dem späten Präcambrium nur geringe Schwankungen zeigte und erstaunlich konstant blieb (trotz großer lokaler Schwankungen in den höheren Mittelbreiten). Es ist möglich, daß der Wechsel von Glazialen und Interglazialen eine Besonderheit des Quartärs darstellt. Es erscheint auch denkbar, daß die Faktoren multilateraler Eiszeit-Entstehung kausal zusammenhängen, d. h. daß diese Hypothese eine provisorische Erklärung darstellt, die dem heutigen unvollkommenen Stand unserer Erkenntnisse entspricht und später vielleicht doch durch eine übergeordnete Eiszeithypothese ersetzt werden kann.

Summary. New Ice Age hypotheses. All theories for the explanation of great climatic changes have to consider that there are changes with long, median and short periods of time, the ratio between them being about 100.000 : 100 : 1. Moreover, these theories are only concerned with the last 600 mill. years, i. e. with only $\frac{1}{7}$ (or less) of the history of the Earth, for we know nearly nothing about the climates of the Precambrian Age. A diagram (fig. 2) shows what kind of theories are possible. There follows a critical examination of some new theories proposed since 1961 (and of some new discussions of old ones): (1) P. JORDAN, (2) J. STEINER, (3) about radiation curves, (4) autocyclic theories of TANNER and A. T. WILSON (autocyclic theories suppose an automatic mechanism for the cyclic change of glacials and interglacials; an older example for such a theory is that of EWING & DONN), (5) the coincidence theory of R. W. FAIRBRIDGE, (6) the theory of continental drift, (7) of volcanic dust. None of these theories gives a wholly satisfactory explanation. From the present state of our knowledge, it seems likely that numerous causes cooperate to build up an ice-age (as others have already supposed); this is termed here the "multilateral origin of an ice-age". An important fact supporting this conception is that the climates of the whole earth have shown relatively small changes since Precambrian times and have remained on the whole astonishingly constant in spite of great local changes between glacials and interglacials in the higher middle-latitudes. It seems possible that the change between glacials and interglacials is a particular characteristic of the Quaternary Age, and also that the factors lying behind a multilateral origin of an ice-age are not independent, but connected causally together. If so, the theory of multilateral origin would offer only a provisional explanation corresponding to the imperfect state of our present knowledge, and later on a single all-embracing cause might be found to replace the numerous ones described here.

Die Eiszeiten oder, genauer gesagt, die großen Klimaschwankungen der Erdgeschichte sind in erster Linie ein Forschungsgebiet der Geologen und — soweit es die letzte Eiszeit betrifft — der physischen Geographen. Im allerjüngsten Quartär treten auch die Meteorologen mit wesentlichen Beiträgen hinzu. Aber der größte Teil der Eiszeithypothesen stammt merkwürdigerweise nicht von Geologen und auch nicht von Meteorologen, sondern ausgerechnet von den Vertretern exakter Naturwissenschaften: von Physikern, Geophysikern, Astronomen. Die Ursache liegt wohl nicht darin, daß die Geologen zu wenig

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung am 8. August 1968 in Biberach (Riß).

Phantasie und Einbildungskraft haben. Vielmehr ist einer der Gründe darin zu sehen, daß sie besser als die Nichtgeologen überblicken, wie unsicher und zwangsläufig auch ganz lückenhaft die Beobachtungstatsachen sind, und daß sie daher gar nicht wagen würden, darüber ein Gedankengebäude zu errichten, das dem Fernerstehenden leicht aus der Feder fließt (wenn man so sagen darf); denn je weniger man weiß, desto leichter entsteht eine Hypothese. Eine zweite Ursache liegt in der Tatsache, daß weiterführende Gedanken auch sonst eher von den Nachbarwissenschaften kommen.

Man kann diese Überlegungen auch anders ausdrücken: die Frage „Wie rekonstruiert man eine Eiszeit?“ wird im wesentlichen von den Geologen beantwortet; dagegen die Frage „Wie konstruiert man eine Eiszeit?“²⁾ von den Nichtgeologen.

Die Zahl der Eiszeithypothesen wächst noch immer. Ein von mir schon früher veröffentlichtes Diagramm, ergänzt bis 1968, deutet darauf hin, daß wir uns z. Z. in einem Stadium relativ reger Aktivität der Hypothesenbildung befinden.

Einige Voraussetzungen für Klimahypothesen

Die Klimahypothesen müssen berücksichtigen, daß es Klimaschwankungen sehr verschiedener zeitlicher Größenordnung gibt:

1. langfristige Klimaschwankungen etwa von der Größenordnung einiger 10 Mill. oder 100 Mill. Jahren,
2. mittelfristige Schwankungen, meist einige 10 000 bis 100 000 Jahre lang,
3. kurzfristige Schwankungen mit Perioden von einigen 100 oder 1000 Jahren.

Die drei Gruppen verhalten sich also zeitlich im Durchschnitt ungefähr wie 100 000 : 100 : 1. Dabei will ich von der Unterscheidung der periodischen Klimaschwankungen und der mehr einseitigen Klimaänderung absehen; diese Unterscheidung ist gar nicht immer möglich. Die generelle Temperaturabnahme im Tertiär z. B. erscheint, vom Quartär her gesehen, als Klimaänderung, aber im Rahmen der gesamten Erdgeschichte gehört sie vermutlich zu einer Klimaschwankung.

Klimageschichte

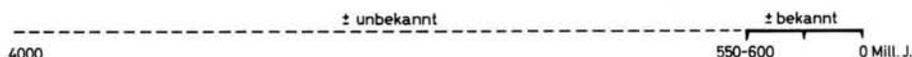


Abb. 1. Höchstens für $\frac{1}{7}$ der Erdgeschichte ist die Klimageschichte bekannt. - At best, $\frac{1}{7}$ of the climatic history of the earth is known.

Die drei zeitlich einigermaßen genau fixierten Eiszeitalter der Erdgeschichte (Quartär, Karbon-Perm, Eocambrium) verteilen sich mit je ca. 275 Mill. Jahren Abstand auf die letzten 550—600 Mill. Jahre. Das bedeutet, daß nur $\frac{1}{7}$ (oder noch weniger) der Erdgeschichte paläoklimatisch überblickbar ist, denn über das Klima des Präcambriums weiß man fast nichts (Abb. 1). Auch die Klimahypothesen gelten daher allermeist nur für den Zeitraum seit dem späten Präcambrium.

Das Schema (Abb. 2) soll kurz zeigen, welche hauptsächlichlichen Möglichkeiten bestehen, um Klimaschwankungen hervorzurufen. Die primäre Sonnenstrahlung kann konstant bleiben (1—6), ja, sogar die Sonnenstrahlung, die auf der Erdoberfläche eintrifft, und erst Änderung der Breitenlage eines Ortes, etwa durch kontinentale Drift, führt dann zu lokalem Klimawechsel (1). Die Neigung der Erdachse kann sich unperiodisch (2) oder

²⁾ Die Formulierung der zweiten Frage ("How to construct an ice age") stammt von Harlow SHAPLEY (1953).

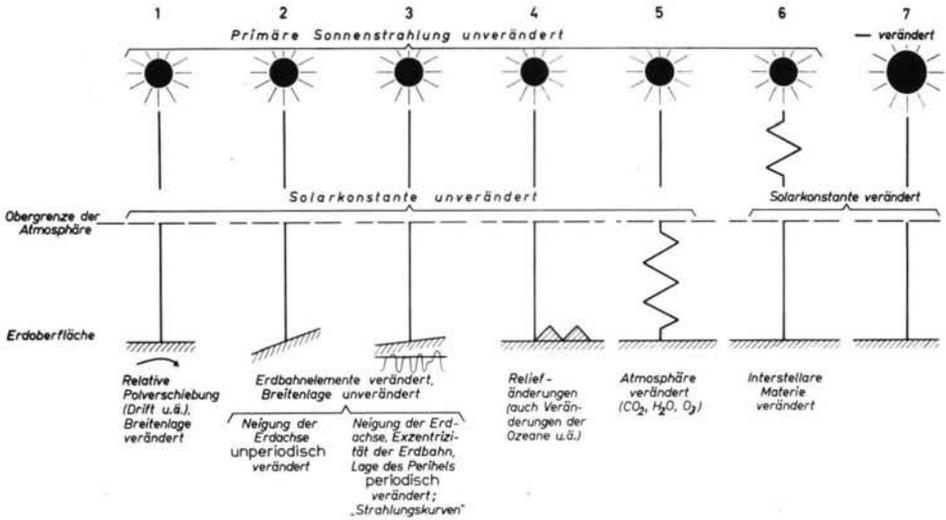


Abb. 2. Mögliche Eiszeithypothesen. - Possible ice-age theories. Primary radiation of the sun not changed (1-6) or changed (7); solar constant not changed (1-5) or changed (6-7). 1 = continental drift etc., 2-3 = orbital variations; 4 = variations of relief, 5 = of atmosphere, 6 = of interstellar matter.

periodisch und dann in Verbindung mit anderen Erdbahnelementen ändern; das ergäbe die Strahlungskurven (3). Das Relief kann wechseln (4) oder die Zusammensetzung der Atmosphäre (etwa der Gehalt an CO_2 oder Ozon oder vulkanischem Staub (5) oder die Zusammensetzung des interstellaren Raumes (6). Schließlich kann auch die primäre Sonnenstrahlung schwanken (7). Der theoretischen Möglichkeiten gibt es also viele.

Nur wenige neuere oder in den letzten Jahren neu in den Vordergrund getretene Hypothesen sind im folgenden herausgegriffen (für die Zeit bis 1961 vgl. man die Übersicht in SCHWARZBACH 1961 bzw. 1963). Die kurzfristigen Klimaänderungen der historischen Zeit, die vor allem die Meteorologen eingehend untersuchten, wurden nicht berücksichtigt.

Pascual JORDAN's Hypothese (Abb. 3)

Die langfristigen Klimaschwankungen erklärte u. a. Pascual JORDAN (zuletzt 1966) mit einer kontinuierlichen Abnahme der Sonnenstrahlung im Zusammenhang mit einer Abnahme der Gravitationskonstante. Diese primäre Ursache, deren Annahme auf DIRAC zurückgeht, schließt außerdem eine Expansion der Erde ein — im ganzen also eine hochinteressante Gedankenkonstruktion. JORDAN schließt sich der Annahme an, daß im Anfangsstadium die höhere Sonnenstrahlung eine dichte Wolkendecke und diese wiederum ein überaus gleichmäßiges Klima auf der Erde hervorrief. Das soll bis zum Karbon-Perm der Fall gewesen sein, und mächtige Hagelfälle im Äquatorialgebiet hätten dort die permokarbonischen Gletscher erzeugt. Ich erwähne Pasc. JORDAN's Hypothese nur, ohne nochmals im einzelnen auf sie einzugehen; sie ist — soweit sie die Gondwana-Vereisungen betrifft — meteorologisch unglauwbwürdig, steht zu geologischen Beobachtungen in Widerspruch und ist überhaupt geologisch zu sorglos begründet (vgl. dazu Geol. Rdsch. 54, 1965, S. 142 ff.).

Die quartären Vereisungen wären nach JORDAN ganz anders, nämlich dadurch entstanden, daß ein Schwellenwert unterschritten wurde, der MILANKOVITCH's Strahlungskurven zur Wirksamkeit brachte.

Gravitationskonstante g (nach DIRAC)		abnehmend →	
Volumen der Erde		zunehmend (Expansion) →	
Sonnenstrahlung		abnehmend →	
Pasc. Jordan	 <p>geschlossene Wolkendecke Hagel am Äquator und Gletscher</p>		
	Präcambrium	Karbon-Perm	Quartär

Abb. 3. P. JORDAN's Hypothese. - P. JORDAN's hypothesis. Gravitation - constant g decreasing, volume of the earth increasing, radiation of the sun decreasing; closed cloud cover till Permian.

Im Gegensatz zu der Hypothese abnehmender Sonnenstrahlung steht, wie hinzugefügt sei, die Annahme, daß die Sonnenstrahlung seit dem Präcambrium — abgesehen von Einzelschwankungen — im ganzen zunimmt. Das wird seit langem u. a. von dem Astronomen E. J. ÖPIK vertreten (zuletzt 1965).

J. STEINER's Hypothese (Abb. 4)

Eine ganz witzige Hypothese, die abermals an die DIRAC'sche Annahme anschließt, ist vor kurzem in einer australischen Zeitschrift von J. STEINER veröffentlicht worden. Auch er rechnet mit einer Änderung der Sonnenstrahlung infolge der abnehmenden Gravitationskonstante, aber er macht noch eine zweite Annahme, nämlich die, daß durch die Rotation des Milchstraßensystems und die dadurch wechselnde Lage des Sonnensystems innerhalb der Galaxis zusätzlich eine Änderung der Gravitationskonstante eintritt und damit eine zusätzliche Änderung der Sonnenstrahlung. Die Rotationszeit beträgt ungefähr — ganz genau läßt sich das nicht sagen — 280 Mill. Jahre, d. h. sie entspricht überraschenderweise ziemlich genau dem zeitlichen Abstand zwischen quartärem und karbonisch-permischem Eiszeitalter. Noch merkwürdiger ist es ja, daß das

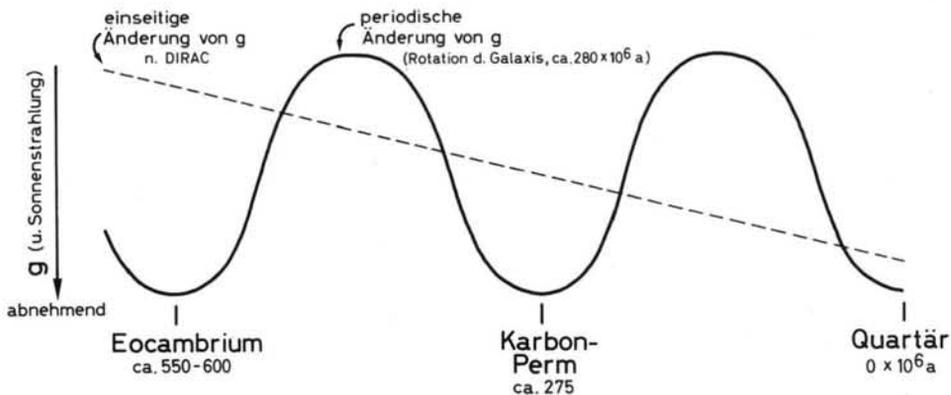


Abb. 4. J. STEINER's Hypothese (zeitlich erweitert). - J. STEINER's hypothesis (extended to the Eocambrian by the present author). Onesided and periodical variation of g .

eocambische Eiszeitalter abermals um diesen Betrag zurückliegt. So weit ist STEINER allerdings nicht gegangen, aber wenn man nicht annehmen will, daß die 3 großen Eiszeitalter zufällig gleichen Abstand haben, so wären die kausalen Zusammenhänge zwischen der Rotation der Galaxis und Schwankungen der Sonnenstrahlung, wie sie STEINER annimmt, eine überraschende und scheinbar bestechende Erklärung. Auf die zeitlichen Parallelitäten hat übrigens auch schon LUNGERSHAUSEN hingewiesen, ohne indes auf die Ursachen genauer einzugehen. Es muß jedoch hinzugefügt werden, daß eine Nachprüfung der theoretisch-physikalischen Grundlage, wie mir Prof. HÖNL aus Freiburg freundlicherweise mitteilte, gezeigt hat, daß der von STEINER herangezogene Effekt vermutlich viel zu klein ist, um wesentliche Schwankungen der Sonnenstrahlung hervorzurufen.

Neues zu den Strahlungskurven

Die mittelfristigen Klimaschwankungen umfassen als wichtigste den Wechsel von Eis- und Zwischeneiszeiten im Quartär, also einen ausgesprochenen zyklischen Klimawechsel. Man kann die Ursache in Schwankungen der primären Sonnenstrahlung sehen, d. h. in einer Art von „Flackern“ der Sonne (so E. J. ÖPIK). Davon abgesehen, bieten sich für ihre Erklärung besonders zwei Gruppen von Hypothesen an. Zunächst einmal die schon bei P. JORDAN kurz erwähnten astronomischen auf Grund der „Strahlungskurven“ von MILANKOVITICH. Wenn man eine neuere himmelsmechanische Zusatzannahme des Ungarn BACZÁK hinzufügt, gelten die Strahlungskurven-Hypothesen übrigens auch für langfristige Schwankungen.

WOLDSTEDT u. a. lehnen die paläoklimatologische Ausdeutung der Strahlungskurven völlig ab, vielleicht nicht immer mit ganz stichhaltigen Argumenten. Dagegen hat E. A. BERNARD (1962) versucht, ihre Gültigkeit für die tropischen Pluviale und Interpluviale Afrikas nachzuweisen, und auch manche Amerikaner ziehen sie neuerdings wieder heran. Die daraus resultierenden Datierungen stehen freilich mit anderen Zeitangaben zum Teil in unüberbrückbarem Gegensatz: EMILIANI gibt dem Günz ein Alter von 300 000, WOLDSTEDT dagegen von 700 000 Jahren! BROECKER versuchte durch eine geschickte Manipulation, die Strahlungskurven dem geologischen Zeitschema besser anzupassen; er meinte, man müsse die Präzession der Tag- und Nachtgleiche höher bewerten als die Änderung der Erdachsen-Neigung, und er konnte auf diese Weise schließlich einen Schönheitsfehler ausbügeln, nämlich MILANKOVITICH's Strahlungsmaximum bei 48 000 Jahren, das in EMILIANI's Temperaturkurven fehlt. Außerdem nahm er (ähnlich wie schon frühere Bearbeiter) an, daß nur die besonders großen Ausschläge der Kurve einen Umschwung von glazialen zu interglazialen Verhältnissen (und umgekehrt) bewirken. Aber man muß doch sagen, daß der Glanz der Strahlungskurven um so mehr verblaßt, je mehr man daran herumspielt. Tatsächlich ist es schwer zu verstehen, warum BROECKER und andere von „guter Übereinstimmung“ der Strahlungskurven und den Paläotemperaturkurven der Tiefseesedimente sprechen. Besonders kritisch haben DONN & SHAW (1967) die Korrelationen EMILIANI's betrachtet, ebenso E. J. ÖPIK (1965), der nicht zu Unrecht von einer „Magie der Koinzidenzen“ spricht.

Autocyklen-Hypothesen

Eine zweite, besonders in Nordamerika in den letzten Jahren neu entstandene Gruppe von Hypothesen für mittelfristige Klimaschwankungen arbeitet mit einem automatisch ablaufenden Mechanismus, bei dem das Wachstum der Gletscher von allein aufhört und rückläufig wird, sobald ein bestimmtes Maximum erreicht ist; nach dem darauf folgenden Minimalstand erfolgt ebenso automatisch erneutes Vorrücken. Es handelt sich also um selbständig gesteuerte zyklische Prozesse. Ich möchte die entsprechenden Hypothesen daher als Autocyklen-Hypothesen bezeichnen. Solche Hypothesen sind u. a. von EWING & DONN und (für CO₂) von PLASS gegeben worden; zu beiden

habe ich schon früher Stellung genommen. Zwei andere stammen von TANNER und von WILSON.

Es ist interessant, daß die Autocyklen- und die Strahlungskurven-Hypothesen manches gemeinsam haben, obgleich ihr Prinzip völlig verschieden ist. Erstens müssen nämlich beide zusätzlich erklären, warum sie erst seit Beginn des Quartärs wirksam werden, und zweitens wird wenigstens z. T. angenommen, daß entweder die Nord- oder aber die Süd-Halbkugel den Klimagang der ganzen Erde steuert (Nord-Halbkugel: ZEUNER u. a. in Bezug auf die Strahlungskurven, EWING & DONN, TANNER; Süd-Halbkugel: WILSON).

Übrigens hat kürzlich F. H. DORMAN (1968 darauf hingewiesen, daß auch ein (langfristiger) Zyklus von 30×10^6 a vielleicht durch einen autocyklischen Vorgang erklärt werden könnte. Dabei geht DORMAN vom CO_2 -Gehalt der Atmosphäre aus. Aber schon der Ausgangspunkt der Überlegungen — die Existenz eines 30×10^6 a-Cyklus — ist nicht sehr sicher begründet.

TANNER'S Hypothese (Abb. 5)

Bei der Autocyklen-Hypothese von W. F. TANNER (1965) wird vom pleistozänen nord-europäischen und nordamerikanischen Inlandeis ausgegangen und angenommen, daß dessen Ernährung vor allem durch die niederschlagbringenden Winde an ihrem Südrand erfolgte. Das Eis strömte also zu seiner „Quelle“ hin. Nach einer bestimmten Zeit gerät das vordringende Eis jedoch in zu warme Breiten; das Wachstum hört auf. Isostatisches Absinken des Untergrundes begünstigt das Rückschmelzen und verlängert das Interglazial.

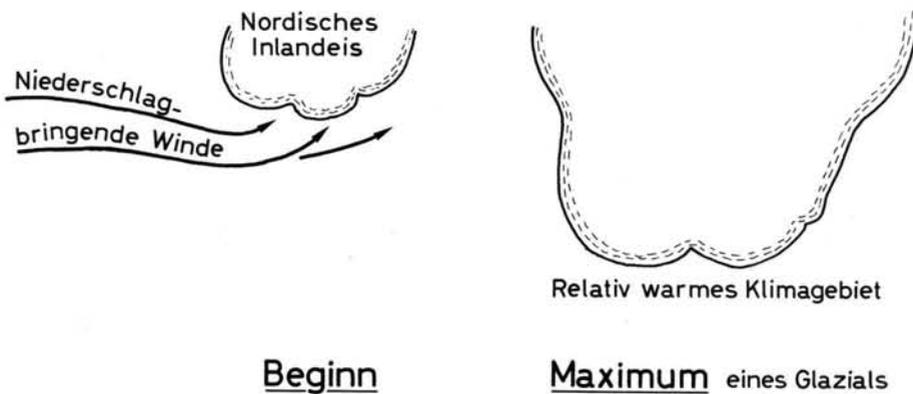


Abb. 5. Autocyklen-Hypothese von W. F. TANNER. - W. F. TANNER's autocyclic hypothesis. Snow-bringing winds; beginning and maximum of a Quaternary glacial.

Erst nachdem der Untergrund die ursprüngliche Höhe wieder erreicht hat, beginnt das Vorrücken von neuem. In solchen Insel-Gebieten wie Grönland und Antarktis, die nicht in warme Regionen hineinragen, ist der Mechanismus nicht wirksam; dort bilden sich permanente Eisschilde.

A. T. WILSON'S Hypothese (Abb. 6)

Gerade entgegengesetzt verlegt A. T. WILSON (1964) den Motor des eiszeitlichen Klimawechsels in die Antarktis. Das antarktische Inlandeis wird nach seiner Meinung instabil, wenn es zu mächtig wird (mächtiger als heute), denn dann erreicht es an der Basis den Schmelzpunkt. Nach allen Seiten schieben sich gewaltige Schelfeis-Massen vor (ähnlich wie das heutige Roßeis), und zwar bis zur antarktischen Konvergenz (der heute bei etwa 50° s. Br. gelegenen Grenze zwischen dem $8-10^\circ$ warmen Wasser der südlichen Ozeane und dem viel kälteren Wasser in der Umgebung der Antarktis). Damit

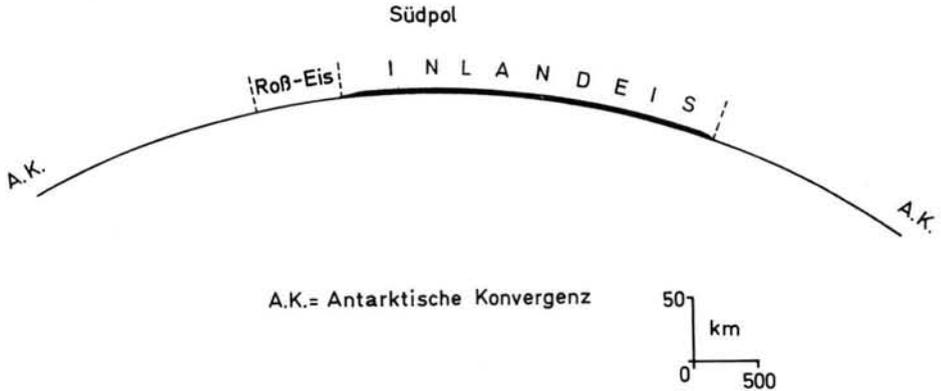


Abb. 6. A. T. WILSON's Hypothese. Profil durch das antarktische Inlandeis und das ausgepreßte „glaziale“ Schelfeis; Eisdicke 10 x überhöht. - A. T. WILSON's hypothesis. Profile through the Antarctic inland ice and the "glacial" shelf ice, thickness of the ice 10 x exaggerated. A. K. = antarctic convergence.

wird die Albedo der Erde erheblich erhöht, die irdische Gesamttemperatur erniedrigt und die Vereisung der Nordhalbkugel und damit der Beginn eines Glazials eingeleitet. Der Zustand ist aber nicht stabil, da im antarktischen Eisschild das ausfließende Eis ja zunächst durch kaltes Eis ersetzt wird; dadurch hört der Nachschub auf, der Eisschelf wird durch Kalbung abgebaut, die Albedo vermindert, die Gesamttemperatur der Erde erhöht — ein Interglazial beginnt.

Nur ein großer Eisschild kann dieses Wechselspiel hervorrufen, d. h. es begann erst, als der antarktische Kontinent symmetrisch zum Südpol lag. Im Tertiär kam es bei kleineren Eisschilden nur zu kleineren zyklischen Bewegungen, die vielleicht zyklische Sedimentation (Cyclotheme) in anderen Gebieten verursachten.

Die Hypothese funktioniert nur, wenn wirklich ein großer Eisschild bei übergroßer Dicke so weit auseinanderfließt, daß sich die Eisfläche gewaltig vergrößert. Sehr wahrscheinlich ist das wohl kaum — am allerwenigsten bei dem gebirgigen Relief, dem das antarktische Inlandeis aufliegt.

Koinzidenz-Hypothese (R. H. W. FAIRBRIDGE).

Für einige der Autocyklen-Hypothesen ist es eine wesentliche Voraussetzung, daß ein antarktischer Kontinent vorhanden ist (so WILSON) oder ein arktisches Meeresbecken (so EWING & DONN), ja, sie begründen den Eintritt der quartären Vereisungen (wie früher schon KÖPPEN & WEGENER) sogar damit, daß am Ende des Tertiärs diese Konstellation infolge kontinentaler Drift erreicht wurde. Solche Drift in so junger Zeit läßt sich freilich sonst kaum wahrscheinlich machen, weder aus geologischen noch aus paläomagnetischen Gründen. Andererseits muß die heutige Verteilung von Land und Meer an den beiden Polen sicher große Bedeutung für die Klimaverhältnisse haben (und auch die Heraushebung der Antarktis, die KREMP 1964, allerdings ohne sonstige schlüssige Hinweise, ins ausgehende Tertiär stellt). Rhodes FAIRBRIDGE hat in diesem Zusammenhang von einer Polar-Koinzidenz-Theorie gesprochen, wobei er der antarktischen Koinzidenz die Hauptrolle zuschreibt.

Ich möchte annehmen, daß die polare Koinzidenz zwar eine wichtige Rolle im Quartär spielt und z. B. die Konstanz des antarktischen Eises, das auch die Interglazial-Zeiten überdauerte, von ausschlaggebender Bedeutung ist, daß aber die großen, langfristigen Klimaschwankungen nicht davon abhängen.

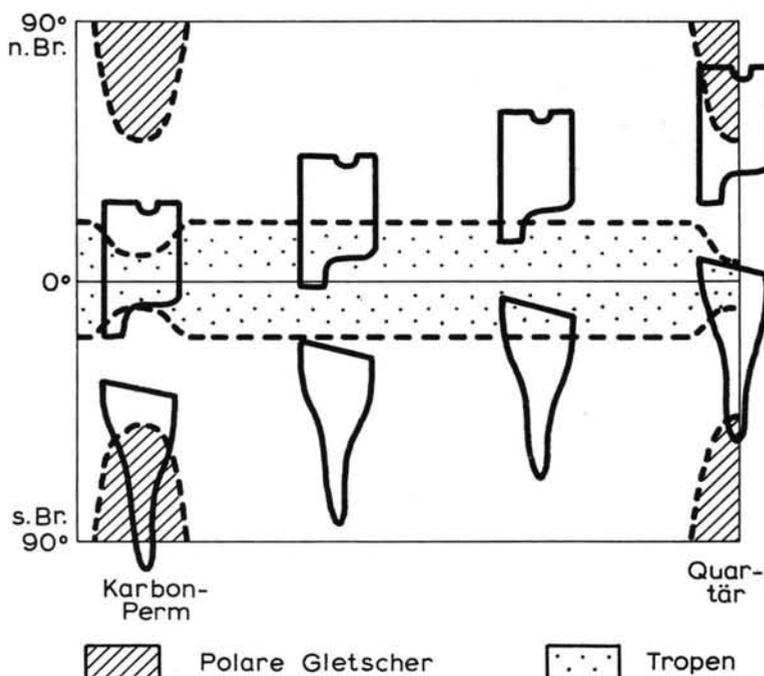


Abb. 7. Drift zweier Kontinente (z. B. Nord- und Südamerika) vom Paläozoikum bis heute und die resultierenden Klimaänderungen. Polare Gletscher nur im Karbon-Perm-Quartär. Ganz schematisch. - Continental drift of two continents (e. g. North- and South America) and the corresponding climatic changes since Paleozoic times. Polar glaciers only in Carboniferous-Permian and Quaternary times. Very schematically.

Kontinentale Drift

Seit die paläomagnetischen Methoden in weitem Umfang entwickelt und regional angewendet wurden, d. h. in den letzten 10—15 Jahren, steht auch die Kontinentale Drift-Hypothese wieder im Vordergrund des Interesses. Wegen ihrer klimatischen Konsequenzen — die wir oben schon bei der Koinzidenz-Hypothese berührten — muß sie ebenfalls zu den Eiszeithypothesen gerechnet werden. Sie ist nach wie vor umstritten; P. JORDAN nannte sie noch kürzlich temperamentvoll ein „Lieblingmärchen der Geophysiker“, während auf zwei Gondwana-Symposien, die im Herbst 1967 in Mar del Plata und Montevideo stattfanden, kontinentale Drift beinahe überhaupt nicht diskutiert, sondern als selbstverständlich vorausgesetzt wurde. Die Geologen der Südhemisphäre waren ja einer solchen Deutung immer weit aufgeschlossener als unsere — oft zu sehr durch Schulmeinungen gebundenen — Tektoniker.

Jedenfalls ist die Übereinstimmung zwischen paläomagnetisch abgeleiteten Breitenlagen und der geologisch rekonstruierten Klimageschichte zum Teil so auffällig, daß es schwer ist, in solchen Fällen nicht an kontinentale Drift zu glauben. Ein Beispiel bietet Australien (man vergleiche das Diagramm der tertiären Klima-Entwicklung Australiens und Neuseelands in SCHWARZBACH 1966). Auch die Klimageschichte Süd- und Nordamerikas läßt sich am zwanglosesten durch Drift deuten. Das ist in Abb. 7 schematisch dargestellt. Nimmt man für das Karbon-Perm und das Quartär die Existenz polarer Gletscher an, so ergibt sich damit ohne weiteres, warum Gondwana-Vereisungen nur in Süd- und nicht in Nordamerika auftreten, dagegen die quartären Vereisungen in Nordamerika viel ausgedehnter sind. (Zur Klimageschichte Südamerikas vgl. man auch die neue Zusammenstellung von W. VOLKHEIMER, 1967).

Vulkanischer Staub

Zu den eiszeitgünstigen Faktoren wird bis in die jüngste Zeit immer wieder vulkanischer Staub gerechnet, vor allem von manchen Meteorologen, und H. H. LAMB hat kürzlich sogar vermutet, daß die relativ kühlen Jahre nach 1895 in Dunedin (Neuseeland) und Punta Arenas (Süd-Chile) mit dem nicht näher bekannten Verschwinden der subantarktischen vulkanischen Thompson-Insel (54° S, 5° E) zusammenhängen; sie habe damals vielleicht einen katastrophalen Ausbruch gehabt.

Es scheint sicher, daß große Eruptionen wie die des Krakatau 1883 stellenweise und für kurze Zeit leichte Temperaturerniedrigung hervorriefen. Von größerem klimatischen Einfluß könnte das aber nur werden, wenn sich solche Ereignisse in kurzen Abständen und über lange Zeiträume hinaus wiederholten. Die geologischen Beobachtungen geben keinen Hinweis darauf, wobei übrigens der geologische Nachweis auch außerordentlich schwierig sein würde. Was wir in den alten Schichtenfolgen beobachten, sind vor allem die Lavaergüsse, und diese sind als Staub-Lieferanten unwichtig. Den (viel seltener erhaltenen) Aschen-Lagen kann man aber nicht ansehen, ob sie Einfluß auf das Wetter oder Klima nahmen. Es wäre ein großer Zufall, wenn unsere Nachfahren, sagen wir, nach 20 Mill. Jahren, die Krakatau-Eruption von 1883 in ihrem ganzen Ausmaß erkennen oder den isländischen Hekla-Aschen von 1947 anmerken würden, daß diese klimatisch ohne Bedeutung waren.

M. R. BLOCH (1964) hat darauf hingewiesen, daß vulkanische Aschen — wenn sie auf Gletscher niederfallen — deren Abschmelzung beschleunigen; er vermutete, daß dadurch quartäre Klimaschwankungen ausgelöst wurden. Aber schon die Flächen der Aschengebiete sind doch wohl bei weitem zu klein, z. B. gegenüber der Fläche des antarktischen Eises, um erdweite Wirkungen hervorzurufen.

Multilaterale Eiszeit-Entstehung

Obleich die meisten Eiszeithypothesen irgend einen bestimmten Faktor als Hauptursache annehmen, und entsprechende Namen tragen (CO₂-Hypothese usw.), werden nicht selten zusätzliche Bedingungen herangezogen. Es sei etwa an MILANKOVITCH's Strahlungskurven erinnert, die nach Meinung KÖPPEN's, WEGENER's usw. erst dann zu Eiszeiten führten, als irgend ein zweites Ereignis zu einer allgemeinen Temperatur-Erniedrigung führte. Überhaupt erklärt ein großer Teil der Eiszeithypothesen nur Teilstücke der irdischen Klimageschichte, und keine einzige gibt eine vollgültige, abgerundete Erklärung. Das ist ein etwas unbefriedigendes Fazit.

Vielleicht liegt der Schlüssel darin, daß die großen Klimaänderungen der Erdgeschichte tatsächlich eine Reihe von Ursachen haben. Ich möchte das multilaterale Eiszeit-Entstehung nennen.

Zu dieser Auffassung kommt man besonders, wenn man einmal nicht die gewiß vorhandenen Klima-Gegensätze im Laufe der Erdgeschichte in den Vordergrund stellt, sondern die eigentlich noch auffälligere, aber meist unbeachtete Klima-Konstanz. Wir dürfen bei einer solchen Betrachtung freilich nicht von den Ländern ausgehen, in denen fast alle Eiszeit-Hypothesen entstanden sind, d. h. nicht von Europa und Nordamerika. Denn das sind Ausnahmegebiete, die „sensitiven Breiten“, wie sie Rh. FAIRBRIDGE treffend nannte, die im Pleistozän weiterhin vergletschert waren. Hier charakterisieren wirklich tiefgreifende Klimaschwankungen das Quartär, und dazu kommt, daß der Zeitraum mindestens vom mittleren Paläozoikum bis zum Alt-Tertiär viel höhere Temperaturen als heute aufwies. Beides bedeutet natürlich sehr große Temperatur-Gegensätze im Laufe der Erdgeschichte — in Deutschland ungefähr 25° Jahresmittel im Devon und 0° im Würm-Glazial —, und wir sind leicht geneigt, das für die Norm der ganzen Erde zu halten. Aber das ist nicht der Fall, und die großen Unterschiede verlieren ihr Gewicht,

wenn man mit niederen Breiten vergleicht, wo die pleistozänen Glaziale nur geringen Einfluß auf die Klimakurve hatten, und wenn man außerdem die Möglichkeit kontinentaler Drift oder sonstiger Breitenänderung für die ältere Erdgeschichte zuläßt. Lassen wir also die uns besonders vertrauten Sonderfälle beiseite und vergleichen dafür die Durchschnittstemperaturen der ganzen Erde. FLOHN und andere haben folgende Schätzungen gegeben:

heute	15.5°
quartäre Glaziale	11°
eisfreie Zeiten der Erdgeschichte	23—24°

Die Gesamtschwankung innerhalb der letzten 600 Mill. Jahre beträgt also dann nicht 25°, sondern nicht mehr als 12—13°. Dabei fallen die bei weitem größten Änderungen auf die Polargebiete. Das Gesamtklima der Erde ist demnach erstaunlich konstant geblieben, und der Paläoklimatologe sollte sich eigentlich nicht nur mit den Klimaschwankungen, sondern genau so mit dem Phänomen der Konstanz des Klimas befassen. Die relative Geringfügigkeit der Klimaschwankungen wird auch durch die Entwicklung der Tier- und Pflanzenwelt bestätigt: sie erfolgte so kontinuierlich, daß man geradezu von einem „Prinzip der biologischen Kontinuität“ gesprochen hat. Die Ursache kann nur darin liegen, daß die Hauptlebensbereiche der Organismen seit dem Präcambrium thermisch ungefähr so charakterisiert waren, wie heute auch. Niemals griffen wirklich katastrophale klimatische Ereignisse in das organische Geschehen ein. In der Jetztzeit leben fast alle Organismen bei Temperaturen, deren Juli-Mittel zwischen +5 und +35° und deren Jahresmittel zwischen —15 und +30° liegen. Diese Werte sind also offenbar in diesem langen Zeitraum nicht wesentlich über- oder unterschritten worden.

Letzten Endes muß demnach die Strahlungskraft der Sonne über Hunderte von Millionen Jahren ungefähr gleichgeblieben sein. Das schließt geringfügige Schwankungen der primären Sonnenstrahlung nicht aus, und zu diesen können nun die zahlreichen anderen Faktoren kommen, die von den einzelnen Eiszeithypothesen angegeben werden, und die dann den Klimagang im einzelnen beeinflussen: nämlich die tiefgreifenden geographischen Veränderungen in der Verteilung von Land und Meer und im Relief, also das ständig wechselnde Antlitz der Erde, Änderungen im CO₂- und Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, periodische Änderungen der Erdbahnelemente, Dunkelwolken im Weltraum, aber auch Kontinentaldrift und manches andere. Das Zusammenwirken aller dieser Faktoren wäre im Sinne einer multilateralen Eiszeit-Entstehung die Ursache der kleinen und großen Klimaschwankungen der Erdgeschichte.

Eine ausschlaggebende Rolle spielt sicher die initiale Bildung größerer Eismassen im polaren Bereich wegen der sekundären Abkühlungs- oder „Selbstverstärkungs“-Effekte, die automatisch damit gekoppelt sind. Wie es scheint, ist es dazu und damit zu ausgedehnten Kaltzeiten nur ganz selten gekommen. Es mag dann von den zufälligen paläogeographischen Verhältnissen abhängen, z. B. von einer „antarktischen Koinkidenz“ wie heute, wie sich ein solches Eiszeitalter im einzelnen gestaltet. Es könnte sein, daß der den Quartärgeologen so geläufige Wechsel von Glazialen und Interglazialen eine Besonderheit des Quartärs darstellt, denn bei den permo-karbonischen Gondwana-Vereisungen läßt sich etwas Entsprechendes — zum mindesten in der gleichen zeitlichen Größenordnung — bisher nicht sicher nachweisen, und noch weniger im eocambriischen Eiszeitalter. Das kann freilich auf lückenhafter Überlieferung beruhen. Beim Eocambrium kommt hinzu, daß dessen „Tillite“ teilweise nicht ganz vertrauenswürdig sind und kürzlich (W. S. OLSON 1968) sämtlich als nichtglazigene Bildungen in Zusammenhang mit der „Mondablösung“ gedeutet wurden (die freilich wohl kaum ein Geophysiker in so junge Zeit verlegen würde!).

Die hier vertretene Annahme multilateraler Eiszeit-Entstehung ist eine Erweiterung von Gedankengängen, die auch schon andere Forscher vertreten haben, ausführlich z. B. der englische Meteorologe BROOKS in „Climate through the Ages“. Doch möchte ich — anders als BROOKS und auch manche neueren Meteorologen bis hin zu H. H. LAMB — z. B. vulkanischen Staub als ganz nebensächlich betrachten, dafür jedoch vor allem zwei Faktoren als wesentlich hinzufügen: primäre Schwankungen der Sonnenstrahlung — wenn auch relativ geringen Ausmaßes (wie das auch R. F. FLINT in seiner „solar-topographic hypothesis“ tut) — und außerdem kontinentale Drift (oder jedenfalls Polverschiebungen).

Ein besonderes Kapitel bleibt zum mindesten vorläufig die quartäre Klimageschichte. Ob hier autocyklische Vorgänge beherrschend sind, bleibt zunächst unbekannt; aber man muß wohl damit rechnen und damit auch mit der Möglichkeit, daß langfristige und mittelfristige Klimaschwankungen relativ unabhängig voneinander ablaufen.

Je mehr Ursachen man annimmt, desto schwieriger wird es zu erkennen, wie etwaige langfristige Periodizitäten der Klimageschichte zu erklären sind, d. h. ob sie auf Zufall beruhen oder nicht. Manche der zahlreichen Faktoren mögen kausal miteinander verknüpft sein (z. B. der CO₂-Gehalt mit vulkanischen Vorgängen oder mit der Abtragung von Gebirgen oder der Kohlenbildung), aber darüber läßt sich wenigstens quantitativ nicht viel sagen.

Es wäre sogar denkbar, daß nicht nur manche, sondern alle Faktoren multilateraler Eiszeit-Entstehung kausal zusammenhängen, und daß sich alles oder fast alles doch auf eine einzige, übergeordnete Ursache zurückführen läßt. Die Eiszeit-Entstehung wäre dann nur scheinbar multilateral und die entsprechende Hypothese eine Art provisorischer Erklärung, die dem heutigen, unvollkommenen Stand unserer Kenntnisse entspricht. Sie würde später einmal vielleicht doch einer Eiszeithypothese Platz machen können. Ansätze in dieser Richtung gibt es z. B. bei J. STEINER; aber vorläufig sind sie noch viel zu hypothetisch, als daß man schon jetzt eine befriedigende Lösung sähe.

Neuere Literatur

(ältere Literatur in SCHWARZBACH 1961 und 1963)

- BELLAIR, P.: Réflexions sur les glaciations. *Rev. géogr. dyn.* **8**, 335-341, 1966.
- BERNARD, A. E.: Théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain. *Mém. Acad. roy. Sci. d'Outre-Mer, Cl. Sci. nat.-méd.*, n. s. **12**, 1, 1-232, Bruxelles 1962.
- BLOCH, M. R.: Die Beeinflussung der Albedo von Eisflächen durch Staub und ihre Wirkung auf Ozeanhöhe und Klima. *Geol. Rdsch.* **54**, 515-522, 1965 (s. auch *J. Glac.* (5) **38**, 240-244, 1964).
- BROECKER, W. S.: Absolute dating and the astronomical theory of glaciation. *Sci.* **151**, 299-304, 1966.
- DONN, W. L. & SHAW, D. M.: The generalized temperature curve for the past 425.000 years: a discussion. *J. Geol.* **75**, 497-503, 1967. Reply by C. EMILIANI *ibid.* 504-509.
- DORMAN, F. H.: Some Australian oxygen isotope temperatures and a theory for a 30-million-year world-temperature cycle. *J. Geol.* **76**, 297-313, 1968.
- FAIRBRIDGE, Rh. W.: Ice-age theory. *The encyclopedia of atmospheric sciences and astrogeology* (ed. Rh. W. FAIRBRIDGE) 462-474, New York etc. 1967.
- FLOHN, H.: Grundfragen der Paläoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. *Geol. Rdsch.* **54**, 504-515, 1965.
- JORDAN, P.: Die Expansion der Erde. 180 S., Braunsch. 1966 - - Über die Wolkenhülle der Venus. *Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math.-Nat. Kl.*, 43-54, 1967.
- KREMP, G. O. W.: Antarctica, the climate of the Tertiary, and a possible cause for our Ice Age. *Intirem Res. Rep.* **2**, 1-18, Geochron. Labor., Tuscon 1964.
- KUKLA, J.: Dating Pleistocene by the balance of obtained solar heat. *Věstn. Ústř. Úst. Geol.* **43**, 215-219, 1968.

- LAMB, H. H.: The problem of "Thompson Island": volcanic eruptions and meteorological evidence. Brit. Antarct. Surv. Bull. **13**, 85-88, 1967.
- LLIBOUTRY, L.: Traité de glaciologie, II, 429-1040, Paris 1965.
- MITCHELL, J. M.: Theoretical paleoclimatology. The Quaternary of the United States (ed. H. E. WRIGHT & D. G. FREY), 881-901, Princeton 1965.
- ÖFIK, E. J.: Climatic change in cosmic perspective. Icarus **4**, 289-307, 1965.
- OLSON, W. S.: Origin of the Cambrian-Precambrian unconformity. Amer. Scient. **54**, 458-464, 1966.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. 2. Aufl., 275 S., Stuttgart 1961. - - Climates of the Past. 328 S., London etc. 1963. - - Paläoklimatologische Eindrücke aus Australien. Geol. Rdsch. **54**, 128-160, 1965. - - Paläoklimatologische Eindrücke aus Neuseeland. Eiszeitalt. u. Gegenw. **16**, 226-238, 1965.
- SELLERS, W. D.: Physical climatology. 272 S. Chicago u. London 1965.
- STEINER, J.: The sequence of geological events and the dynamics of the milky way galaxy. J. Geol. Soc. Austral. **14**, 99-131, 1967.
- TANNER, W. F.: Cause and development of an ice age. J. Geol. **73**, 413-430, 1967.
- VOLKHEIMER, W.: Palaeoclimatic evolution in Argentina and relations with other regions of Gondwana. Simposio internac. estratigr. paleont. Gondwana, La Plata, Okt. 1967.
- WILSON, A. T.: Origin of ice-ages: an ice shelf theory for pleistocene glaciation. Nature **201**, 147-149, 1964.
- WOLDSTEDT, P.: Die interglazialen marinen Strände und der Aufbau des antarktischen Inland-eises. Eiszeitalt. u. Gegenw. **16**, 31-36, 1965.

Manusk. eingeg. 11. 10. 1968.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. M. Schwarzbach, Geol. Institut der Universität, 5 Köln, Zulpicher Straße 49.

Klimatische Zyklen im norddeutschen Vereisungsgebiet

Von KONRAD RICHTER, Hannover

Zusammenfassung. Es wird versucht, die glazialen und periglazialen Ereignisse des norddeutschen Vereisungsgebietes zu Zyklen zu ordnen und diese zu parallelisieren. Dazu wurden in erster Linie folgende Dokumente benutzt:

In den Lößgebieten: Bodenfließen über Dauerfrostboden, Steinsohlen, umgelagerte Lössе, Bodenbildungshorizonte, Kryoturbationen, Frostspalten, primäre Windlösssedimente; in Gebieten mit Flugsanddecken über älteren Glazialsedimenten: interstadiale Torfe, Kryoturbationen und Frostspalten; in den Gebieten mit Glazialsedimenten: Satzendmoränen, Sander, verschiedene Warwentypen, Glazialtäler, Frostspalten, Stauchmoränen, Oser und Unterschiede der Geschiebegemeinschaften von Grundmoränen.

Summary. It is tried to divide the run of events in periglacial and in former times glaciated Regions of norther Germany to cycles and to parallelisise these. In first line these documents are used:

In the löss-areas: soilmotion above permafrost, stonelayers, removed lösses, soilbuilding, kryoturbation, icecasts, original wind-lösses; in regions with coversands and older glacialdeposits: interstadial peats, kryoturbations and icecasts; in formerly glaciated regions: normal endmoränes, outwashplanes, different types of varvic clays, glacial valleys, icekarstphänomens, pushmoränes, eskers, kames and differences in bouldercontent of boulderclays.

Seit ALBRECHT PENCK (1909, S. 16, Fig. 1) das Schematische Bild einer glazialen Serie veröffentlichte, hat dieses Schema bis in die letzten Jahre das wissenschaftliche Schrifttum so stark beeinflußt, daß Modifizierungen auf Grund neuer Erkenntnisse oft unterblieben (z. B. H. REINHARD u. G. RICHTER 1958, sowie H.-L. HECK 1961). Schon die aus den Jahren 1924—1926 stammenden Erkenntnisse über die besondere Art des Toteisabbaues und die Entwässerungsprobleme des letzteren in einem nach S ansteigenden Gelände (O. Schneider u. a. 1924 u. 1926, R. GRAHMANN 1937 und W. HARTNACK 1926) finden nicht nur in den vorgenannten Veröffentlichungen kaum Berücksichtigung. Recht allgemein wird aus dem in Norddeutschland relativ seltenen und dann auch meist mangelhaft entwickelten Vorkommen von echten Nachschüttungssanden keine Schlußfolgerung gezogen und ebenso wenig aus der Tatsache, daß die meisten der typischen Bändertone nach dem Hangenden zu in Vorschüttungssande bzw. Sander übergehen, während das bei anderen in Norddeutschland selteneren Typen weder an der Basis noch im Hangenden der Fall ist.

Außerdem hat in den letzten zwanzig Jahren die Erforschung periglaziärer Ablagerungen enorme Fortschritte gemacht und in Löß- sowie Flugsandgebieten klimatisch bedingte Zyklen der Sedimentation erkennen lassen. Bereits die verschiedenartige Entwicklung von Endmoränen als Satzendmoränen mit vorgelagerten Sandern und Stau- bzw. Stauchmoränen ohne zugeordnete Sander (E. LORENTZEN 1938, P. WOLDSTEDT 1938) wurden vor dreißig Jahren als verschiedenartige klimabedingte Typen erkannt und vom Verfasser (K. RICHTER 1955) mit Bändertontypen und Sukzessionen von Geschiebegemeinschaften in Beziehung gesetzt.

Nunmehr ist es notwendig und erfolgversprechend, die zyklischen Entwicklungen der periglaziären Sedimentation mit jenen des glazialen Bereiches zu parallelisieren. Ein solcher Versuch kann z. Z. weder ein vollständiges noch vielleicht immer ganz richtiges Bild ergeben, so daß im folgenden nur einige Grundzüge genannt werden sollen.

Ein geeigneter Ansatzpunkt scheint mir das besonders eindrucksvolle Spätglazialprofil von Usseloo in den Niederlanden zu sein, in dem sowohl ein Bölling- als auch ein Alleröd-

Torf vorkommt. Unter dem Bölling-Torf liegen Flugsande, die in einer vegetationsarmen oder -freien Zeit abgelagert wurden. Es muß also kalt und zugleich trocken gewesen sein, so daß Sande verweht werden konnten. Während der darauffolgenden Bölling-Zeit war es offenbar wärmer und feuchter, so daß Torfe entstehen konnten. Die Oberkante des Bölling-Torfes macht einen kryoturbierten Eindruck. Ein solcher kann freilich auch entstehen, wenn ein Torf über begrabenem Toteis beim Tauen desselben nach unten durchsackt, wie das K. GRIPP u. a. (1964) von Meiendorf beschrieben hat. Eine solche Deutung kommt bei Usseloo also weit außerhalb der weichseleiszeitlichen Eismassen kaum infrage. Nach der Bildung der Bölling-Torfe wurde es also kälter, es blieb aber feucht, so daß Kryoturbationen möglich waren. In der Folgezeit wiederholt sich dieser Zyklus mit Flugsandablagerung, Alleröd-Torf, Kryoturbation des obersten Alleröd-Torfes und danach wieder Flugsandbildung.

Noch etwas vollständiger können klimatische Abfolgen aus Lößprofilen entwickelt werden, für die aus dem einst gletschernahen Raum nur auf die Arbeiten von H. ROHDENBURG, B. MEYER (1966) und H. VIERHUFF (1967) verwiesen sei. Wir erkennen hier Abfolgen, die Fließerden, Steinsohlen, Fluglöß, Schwemmlöß, Kryoturbationen und Eiskeile enthalten, wobei letztere jeweils etwa vorausgehende Kryoturbationshorizonte durchsetzen. Letzteres finden wir auch bei Kryoturbationen von glazigenen Sedimenten. Ein Beispiel dafür bildet B. HEINEMANN (1964) ab, wo in Spahn (Hümmling) eine kryoturbierte Sandtasche in Geschiebelehm von einer Frostspalte durchsetzt wird. Die Kryoturbation erfolgte also in feuchter Kaltzeit und die Frostspaltenbildung danach in einer noch kälteren und trockeneren Periode, in der das Eis des gefrorenen Bodens sein Volumen wieder verringerte. Beobachtungen über eine Frostspalte, die offenbar eine wieder gefrorene flaserige Fließerde durchsetzt, wird R. MARCZINSKI in Kürze in seiner Dissertation veröffentlichen. Die meist weichseleiszeitlich gebildete und im nördlichen Niedersachsen weit verbreitete Steinsohle dürfte in einer feucht-kalten Zeit gleichzeitig mit Fließerdebildungen erfolgt sein. Bei Lorup im Hümmling war z. B. 1946 sehr schön zu sehen, wie eine dünne Geschiebelehmdecke sich bei schwacher Hangneigung in Kryoturbationskissen auflöste, die hangabwärts kleiner wurden und in eine Steinsohle übergingen. Diese wurde danach in einer trocken-kalten Zeit teilweise windpoliert, so daß zahlreiche Windkanter entstanden. Es gibt indes auch kryoturbierte Steinsohlen, in denen Windkanter mit verbrodelt sind. Diese entstammen offenbar einer älteren trocken-kalten Phase.

Zyklische Phänomene glazigener Sedimente des norddeutschen Vereisungsgebietes wurden vom Verfasser bereits früher (z. B. 1937 und 1957) dargestellt. In letzterer Arbeit sind insbesondere Beziehungen zwischen verschiedenartigen Endmoränentypen, Bänder-tonen und westlich wie östlich beheimateten nordischen Geschiebegemeinschaften aufgezeigt. Am deutlichsten klimatisch auswertbar sind dabei die verschiedenen Bänder-tonentypen in Norddeutschland. Außer dem in Schweden vorwiegend vorkommenden Normaltypus, bei dem Sommer- und Winterlagen nicht allzu große Mächtigkeitsunterschiede haben, sind in Norddeutschland Typen viel häufiger, bei denen die Sommerlagen sehr viel dicker sind als die fetteren der Winter und in einem Typus 30—40, seltener bis 80 Tageswarven erkennen läßt, während der andere oft über 100 Tageswarven zeigt. Beide enthalten im mittleren Teil der jeweiligen Tageswarven Kriechspuren, z. B. von Käfern und Wasserrasseln. Die Bildungszeit war also nicht absolut lebensfeindlich, was mindestens zum Teil auch auf Oser zutrifft. Anlässlich einer Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Lübeck 1933, führte W. WOLFF z. B. den Swinkuhler Os in Oolstein vor, in dem sich eine Lage teilweise zweiklappiger Unionen befand. Auch H.-L. HECK (1961, S. 388) erwähnt eine Mitteilung von A. LUDWIG (1960), wonach sich in einem vom Eise überfahrenen Tonschluff westlich Sternberg i. Mecklenburg eine ganze Anzahl zweiklappiger Unionen befand. Die Klimabedingungen werden von H.-L. HECK infolgedessen als „interstadial“ beurteilt.

Außerdem kommen zumindest in der Toteislandschaft zwischen dem mittelpommerschen Hauptstaumoränenzug und der Satzendmoräne des Pommerschen Stadiums noch weitere Bändertone vor, in denen die Unterscheidung von Sommer-, Winter- und Tageslagen äußerst schwierig bzw. unmöglich ist. Aus Ostpommern erwähnt M. VIERKE (1937) einen solchen von Damsdorf bei Bütow. Ich selbst fand diesen Typus nicht weit von den im Pyritzer Weizacker sonst überwiegend verbreiteten Bändertonen, die klare Sommer- und Winterlagen enthalten, außerdem bei Fürstensee. Auch unweit Neukalen in Mecklenburg, war der unklare Typus 1936 aufgeschlossen. Wir haben also in Norddeutschland in jeweils spezifischer glazigener Position mindestens 4 Typen von Bändertonen, die offenbar unter verschiedenartigen klimatischen Bedingungen gebildet wurden.

Von den morphologischen Formen des norddeutschen Vereisungsgebietes weisen auch einige auf unterschiedliche Klimabedingungen hin. Bei der Ablagerung von Satzendmoränen herrschte offenbar relativ feucht-milde Witterung mit starker Schmelzwasserproduktion, Aufschüttung von Sandern und breiten Spalten — und Tunneltälern im Rückland. Dagegen war während der Bildung von Staumoränen der Boden vor dem vorrückenden und auch unter stationärem Eis gefroren, so daß kaum ein großer Festigkeitsunterschied zwischen der an dirt-bands reichen Basis der Gletscher und dem gefrorenen Untergrund bestand. So kam es beim Vorrücken der Gletscher zum Mitreißen von Detraktionsschollen des Untergrundes und zur Bildung von Stau- bzw. Stauchmoränen. Da ein solches Vorrücken der Gletscher unter besonders kalten und trockenen, also ernährungsfeindlichen Bedingungen oft nicht ausreichte, die Inlandeismassen bis zum äußersten Rand zu aktivieren, bildeten sich Stauchmoränen an der Aktivierungsgrenze gegen ein Toteisgebiet. Dafür seien zwei Beispiele gebracht: Aus dem Jungmoränengebiet sei der Mittelpommersche Hauptstaumoränenzug genannt, der in Vorpommern am Südrand des Pommerschen Urstromtales liegt. In diesem flossen die verhältnismäßig geringen Schmelzwässer dieser mehr trockenen kalten Zeit anschließend nach Westen. Ein Beispiel aus dem Altmoränengebiet sind die Dammer- und Fürstenaauer Berge des Rehburger Stadiums. An der Grenze zwischen aktiviertem und totem Eisgürtel kam es natürlich gelegentlich zu lokalen Überfahrten, die von manchen Autoren (G. KELLER 1953) sicher überschätzt wurden. Der Mittelpommersche Hauptstaumoränenzug ist z. B. in Vorpommern nicht, bei Stettin wenig, in Ostpommern (Glockenberge) dagegen stärker überfahren. Die Reaktivierung des Oder-Gletschers war in der Westflanke offenbar geringer als in der Ostflanke. Entsprechend ist das sogenannte Pommersche Urstromtal im Zuge der Schwächezone zwischen schwach aktiviertem Toteisgürtel und reaktiviertem Eis in Hinterpommern als System von nacheinander entleerten Staubecken (z. B. W. HARTNACK 1926), in Vorpommern dagegen als Stromtal mit stellenweise umfangreichen Geröllbänken entwickelt. Auch das Land nördlich des Pommerschen Urstromtales wurde in der Zeit der vorgenannten Staubecken wieder Toteisgebiet. Besonders in Vorpommern hatten sich gleichzeitig mit der Satzendmoränenbildung des Pommerschen Stadiums breite Radialtäler entwickelt. Sie sind oft so breit, daß sie in Anbetracht der wahrscheinlich nicht sehr großen Eismächtigkeit zumeist nicht als Tunnel-, sondern als Spaltentäler anzusprechen sind, wie ja auch der grönländische heutige Eisrand streckenweise breite und lange offene Spalten zeigt (s. Abb. 247 in VIETE-WAGENBRETH-HUNGER-REICHERT 1960). In der darauffolgenden Toteisphase konnte bei dem kälteren Klima die geringere Schmelzwasserproduktion nicht mehr die ganze Talbreite offen halten. Infolge gewisser Plastizität des Eises und in Anbetracht der Dicke der Eismasse hatten die Spalten eine Tendenz sich zu schließen bzw. zu verengen. Als es wieder feuchter und — wie gelegentliche Lebensspuren (Unionen) zeigen — auch wärmer wurde, bildeten sich in den Restspalten und -tunneln Oser (K. RICHTER, 1937).

Daß die Dammer- und Fürstenaauer-Berge als Stauchmoräne an der Grenze von reaktiviertem gegen Toteis entstanden, wurde schon 1961 von mir vor allem mit dem Feh-

len einer Grundmoräne auf dem aufgeschuppten Gebiet begründet. Auch die Oberflächenformen des südlichen Vorlandes scheinen mir dafür zu sprechen. Während die Stauchmoränen selbst aus einer großen Anzahl eisrandparalleler Rücken bestehen, die im Kern eine Detraktionsscholle von meist tertiären Tonen enthalten (Bundesautobahnaufschlüsse 1967), verlaufen die Höhenrücken im südlichen Vorland in der Bewegungsrichtung des Eises. Sowohl vor den Fürstener- wie vor den Dammer-Bergen ist je ein solcher etwas kuppiger Rücken besonders gut entwickelt. Vor den Fürstener-Bergen in und südlich Sierhausen ein morphologisch sehr gleichartiger Rücken, der im Frühjahr 1968 leidlich aufgeschlossen war. Noch kurz nördlich des Dingerberges waren schöne eisrandparallele Stauchungen zu sehen. Die Aufschlüsse im Rücken bei Sierhausen zeigten keinerlei Stauchungen, sondern horizontalschichtige Sande und Kiese mit 1 cm dicken Schlufflagen. Im südlichen Abschnitt kamen randnah in den Sanden kleine durch Toteis verursachte Verwerfungen vor. Man könnte in beiden Fällen an in Eisspalten gebildete Oser denken. Die Rücken erinnern aber mehr an die Kames, welche J. ELBERT (1904) besonders vom Südrand des Mittelpommerschen Hauptstaumoränenzuges aus Vorpommern und Mecklenburg beschrieb. Die morphologische Ausbildung und die morphologische Gesamtsituation insbesondere der Weltziner Kames-Gruppen und der Rücken südlich der Dammer-Fürstener-Berge sind sehr ähnlich. Noch deutlicher als bei Weltzin ist der Kame bei Kierhausen keine Spaltenfüllung durch ein viele Kilometer langfließendes Gewässer, sondern die lokale Füllung einer Kurzspalte, die im Zuge der Stauchmoränenaufschuppung im südlich davor gelegenen Toteisgebiet aufriß. Eine Grundmoränenbedeckung fehlt.

Aufgrund der vorstehend angeführten klimatischen Deutungen könnte man versuchen, die Ereignisse der periglaziären und glazialen Ablagerungsräume zu parallelisieren und tabellarisch darzustellen. Dabei würden sich noch einige Unklarheiten zeigen, zumal Sedimentationszyklen in der Erdgeschichte sehr oft nicht vollständig entwickelt sind und vielfach Teilzyklen einander folgen.

Es sei daher zusammenfassend auf einige wahrscheinliche Parallelisierungsmöglichkeiten hingewiesen, wobei die gesamten Zyklusfolgen in ihren Grundzügen wahrscheinlich noch nicht voll erfaßt sind:

1. Fließerden, Schwemmlösser und Bodenhorizonte der Lößgebiete entsprechen nach der klimatischen Genese mehr oder weniger den interstadialen Torfen, z. B. des Bölling und Alleröd, z. T. auch der Steinsohlenbildung in den Flugsandgebieten sowie den Satzendoränen, Sandern, breiten Spaltentälern und Bändertonen mit jeweils 30 bis 80 Tageswarmen und z. T. auch wohl Osern des vergletschert gewesenen Gebietes. Geschiebekundlich sind die letzteren Gebiete westskandinavisch geprägt. Das Eis des westskandinavischen Eiszentrums wurde also durch viel Feuchtigkeit gut ernährt und konnte daher in den norddeutschen Raum vorstoßen.
2. Das Klima bleibt danach noch feucht, wenn auch wohl trockener als vorher. Es wird aber sicher kälter, so daß sich in den periglaziären Gebieten sowohl Kryoturbationen in älteren glazialen Sedimenten als auch in den Torfen der Flugsandgebiete und in den Lössen entwickeln konnten. Die vergletscherten Gebiete entwickelten Toteismassen und Eiskarstphänomene, da der Nachschub aus dem westskandinavischen Eiszentrum nachließ. Die Spaltentäler wurden infolge der Eisplastizität und des geringen Schmelzwasseranfalles enger. Die Bändertonbildung beschränkte sich auf kleinere Gebiete, war aber besonders reich an Tageswarven. Das erscheint widersprüchlich. Vielleicht ist es aber durch geringere Bewölkung zu erklären, so daß zwar häufig ein mittägliches Schmelzen eintrat, die Schmelzwässer aber wegen der bald wieder einsetzenden täglichen Abkühlung nicht weit transportiert wurden. Geschiebekundlich liegen die Heimatgebiete jetzt östlicher als unter Ziffer 1.

3. Das Klima wurde allmählich trockener und kälter. In den Periglazialgebieten bildeten sich Eisspalten, welche oft die wiedergefrorenen Kryoturbationszonen auch in den Lössen durchsetzten. In den vergletscherten Gebieten erlahmte der Nachschub des Westeises so stark, daß vom ostskandinavischen Eiszentrum her die Eismassen der Ostseedepression folgen und somit in Norddeutschland vorstoßen konnten. Es gelang diesem Eis aber nicht mehr, die Toteismassen in Norddeutschland bis zum derzeitigen äußersten Rand zu aktivieren. Der Boden war wegen der hohen Kälte unter dem schon durch Ablation dünner gewordenen Eis gefroren. Es kam unter dem aktiven Eis zum Losreißen von großen Detraktionsschollen und an der Grenze zum Toteissaum zu Stau- bzw. Stauchmoränenaufschüppungen. Die Schmelzwasserentwicklung war bei der großen Kälte sehr gering, so daß Sanderbildungen fehlen. Immerhin war, wie schon unter Ziffer 2 angenommen, der Bewölkungsschirm wahrscheinlich noch geringer und lokale mittägliche Schmelzwässer bildeten sehr selten räumlich begrenzte Bänder-tone, in denen Winter-, Sommer- und Tageslagen kaum zu identifizieren sind. Ob die Bildung der Oser in den verengten Spaltentälern schon jetzt einsetzte oder, worauf Unionenfunde hindeuten, erst im Übergang zu der normalerweise wieder folgenden Phase 1, wage ich noch nicht zu entscheiden. Die Geschiebeführung des „Ostseegletschers“ wurde nunmehr überwiegend vom ostskandinavischen Eiszentrum geprägt und enthält sehr viele Gesteine von den Åland-Inseln und aus Finnland. Ein Teil der westskandinavischen Geschiebe dieses Eisstromes ist sicher als Reprise zu erklären, da Exarationen und in noch stärkerem Maße Detraktionen zu dieser Zeit besonders intensiv waren.

Ich bin mir im klaren darüber, daß die vorstehenden Parallelisierungsversuche weder vollständig, noch voll befriedigend sind. Die grundsätzlichen Gesichtspunkte dürften aber eine weitere Durcharbeitung anregen.

Literatur

- ELBERT, J.: Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen, sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. - Jahresber. d. Geogr. Ges. zu Greifswald, **VIII**, 141-243, Greifswald 1904.
- GRAHMANN, R.: Form und Entwässerung des nordeuropäischen Inlandeises. Mitt. d. Ges. f. Erdk. zu Leipzig **54**, 48-70, Leipzig 1937.
- GRIPP, K.: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster 1964.
- HARTNACK, W.: Die Küste Hinterpommerns. II. Beiheft z. Jahrb. d. Geogr. Ges. **43-44**, Greifswald 1926.
- HECK, H.-L.: Glaziale und glaziäre Zyklen. Geologie **10**, 378-395, Berlin 1961.
- HEINEMANN, B.: Die Böden der Drenthe-Grundmoräne im Hümmling. Diss. Hannover 1964.
- KELLER, G.: Die Beziehung des Rehburger Stadiums südlich Anklam (Kr. Bersenbrück) zur saaleiszeitlichen Grundmoräne. Eiszeitalt. u. Gegenw. **3**, 58-64, Öhringen 1953.
- LORENTZEN, E.: Die Oberflächenformen der Landschaft Angeln und ihre Abhängigkeit vom Klima-wechsel während der jüngsten Vereisung. Schrift. d. Nat.wiss. Ver. für Schleswig-Holstein **22**, Kiel 1938.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. **1**, Leipzig 1909.
- REINHARD, H. & RICHTER, G.: Zur Genese der Gletscherzungenbecken Norddeutschlands. Z. Geomorph. **2**, 55-75, Berlin 1958.
- RICHTER, K.: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. Abh. Geol.-Pal. Inst. Greifswald 1-63, Greifswald 1933. - - Die Eiszeit in Norddeutschland Verl. Bornträger, Berlin 1937. - - Klimatische Verschiedenartigkeit glazialer Vorstoßphasen in Norddeutschland. Act. **IV**, Congr. intern. Quaternaire, Roma 1955. - - Aufpressungs-artige Gletscherbruchrücken südlich Cloppenburg in Oldenburg. Z. deutsch. geol. Ges. **112**, 369-377, Hannover 1961.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an süd-niedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. Mitt. d. Deutsch. Bodenkundl. Ges. **5**, 1-137, Göttingen 1966.

- ROHDENBURG, H.: Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. Mitt. d. Deutsch. Bodenk. Ges. **5**, 137-170, Göttingen 1966.
- SCHNEIDER, O.: Was uns Pommerns Berge erzählen. Unser Pommerland **9**, Stettin 1924. - - Überblick über den geologischen Bau Pommerns. Das Pommersche Heimatbuch, 1-70, Berlin 1926.
- VIERHUFF, H.: Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. Mitt. Geol. Inst. T.H. Hannover, Heft **5**, Hannover 1967.
- VIERKE, M.: Die ostpommerschen Bändertone als Zeitmarken und Klimazeugen. Diss. Greifswald 1937.
- G. VIETE - O. WAGENBRETH - R. HUNGER - H. REICHERT: Geologie **1**, Bergakademie Freiberg, Fernstudium, Freiberg i. Sa. 1960.
- WOLDSTEDT, P.: Über Vorstoß und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. Geol. Rundsch. **29**, Stuttgart 1938.

Manusk. eingeg. 2. 9. 1968.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Konrad Richter, Hannover, Welfengarten 1, Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Hannover.

Ein Magdalénien-Fundplatz in Feldkirchen-Gönnersdorf, Kreis Neuwied¹⁾

Von G. BOSINSKI, Köln

Im März 1968 entdeckte der Architekt K. RICHTER, Neuwied, in der Baugrube eines Einfamilienhauses in Feldkirchen-Gönnersdorf, Rheinhöhenstraße, einen altsteinzeitlichen Fundplatz. Die neue Fundstelle liegt auf der Mittelterrasse des Rheins gegenüber von Andernach. Auf dem Martinsberg in Andernach war bereits im vorigen Jahrhundert ein vergleichbarer Platz gefunden und 1883 unter der Leitung von H. SCHAAFFHAUSEN ausgegraben worden.

Das Profil in Gönnersdorf ist folgendermaßen aufgebaut:

- | | | |
|---|-------------|---|
| a | 0,30 m | Humus |
| b | 1,00—1,50 m | Bims mit einer Britzbank, an günstigen Stellen sind auch zwei bis drei Britz-
bänke ausgebildet |
| c | 0,10 m | Humoser Lößlehm |
| d | 0,20—0,30 m | Brauner Lößlehm mit welliger Untergrenze |
| e | 0,40—0,50 m | Gelber Löß |
| f | ca. 0,05 m | Steinige Zone mit kleinen Schieferstückchen und Bimsbröckchen |
| g | 0,10—0,20 m | Grauer Löß |
| h | 0,60—0,80 m | Horizontal-streifiger, geschichteter Basalt-Tuff, abwechselnd mit dünnen Löß-
lagen. Von der Unterseite der Schicht g ausgehend, reichen Eiskeile in den Tuff. |

In der Sickergrube waren darunter folgende Sedimente kurze Zeit aufgeschlossen, so daß sie nur flüchtig beobachtet werden konnten:

- | | |
|-------------|--|
| 0,40—0,50 m | Lößsedimente, teilweise verlehmt |
| 0,05 m | Lößkindel-Lage |
| 1,50—1,60 m | Folge von Lößsedimenten und Tuffen, zuunterst verlehmt |
| 0,10 m | Massive Lößkindel-Lage |
| 2,00 m | Folge von Lössen bzw. Lößlehm und Tuffen |
| 2,00 m | Toniges und sandiges Material |
| — | Mittelterrassenschotter. |

Die Fundschicht liegt 0,25—0,30 m unter der Bims-Unterkante. Da sie eine andere Neigung als die allerödzeitliche Oberfläche unter dem Bims hat, liegt die Fundschicht teilweise im braunen Lößlehm, teilweise im gelben Löß. Die Magdalénienfunde gehören in die Zeit der Lößanwehung vor dem Beginn des Alleröd.

Der den Fundplatz überdeckende allerödzeitliche Bims hat die Fundschicht vor Abtragung und Verwitterung bzw. Entkalkung geschützt, so daß das Knochenmaterial erhalten blieb; außerdem wurde die Zerstörung der Siedlungsreste durch den Pflug verhindert.

Im Mai/Juni 1968 wurde westlich des Neubaus eine 30 m² große Fläche untersucht, die durch den Bau einer Begrenzungsmauer akut gefährdet war. Z. Z. (Oktober 1968) sind wir dabei, eine im Juli begonnene Untersuchung eines 66 m² großen Areals südlich des Hauses im Bereich des zukünftigen Vorgartens abzuschließen.

Der Siedlungsplatz war mit einer Plattenlage bedeckt. Die Platten sind in erster Linie aus Schiefer, der in der näheren Umgebung ansteht. Daneben kommen Quarzit- und Quarzgerölle, die aus Rheinschottern stammen, und Basaltlava vor. Zwischen den Steinen der Plattenlage wurden zahlreiche Tierknochen gefunden. In erster Linie — etwa 90% —

¹⁾ Kurzfassung eines Vortrags, gehalten auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung am 7. 8. 1968 in Biberach a. d. Riß.

handelt es sich um Wildpferdreste. Ferner sind vor allem Mammut, Ren und Rind sowie eine größere Anzahl von Vogelknochen (Schneehuhn ?) vorhanden. (Vorläufig an der Grabungsstelle bestimmt.)

Die Plattenlage stellt den eigentlichen Siedlungshorizont der altsteinzeitlichen Jäger dar. Nach dem Abräumen der Platten und Tieferlegen der Fläche um 0,10 m kam ein breitovaler Grundriß einer Behausung mit einem größten Durchmesser von etwa 6 m zum Vorschein. Im Innern dieser Behausung — wohl eines Zeltes — fanden wir zahlreiche Gruben. Die Grubeninhalte waren unterschiedlich. In einigen Gruben lagen lediglich Artefakte und Tierknochen; in einer Grube lag eine Perlenkette aus fast 40 Holzperlen sowie mehreren durchbohrten Tierzähnen. Die Perlen der Kette befanden sich teilweise noch im ursprünglichen Verband.

Auf dem Boden einer anderen Grube lagen angebrannte Tierknochen und eine größere, aus Rengeweih geschnitzte „Venus“-Figur. Außer den Gruben kamen zwei Feuerstellen, die größere sorgfältig aus Quarzgeröll in einer schüsselförmigen Einfassung aus Basaltlava gesetzt, zum Vorschein. Die von I. PETERS durchgeführte Holzbestimmung ergab Birke und Kiefer.

Steinwerkzeuge wurden sehr reichlich gefunden. Neben dem örtlich vorkommenden Süßwasserquarzit wurde auch der ortsfremde Feuerstein, der über eine größere Entfernung eingetauscht worden sein muß, verarbeitet. Unter den Werkzeugen dominieren deutlich die Stichel. Gut vertreten sind Rückenmesserchen und Bohrer. Kratzer treten dagegen auffällig zurück.

Geräte aus Elfenbein und Knochen sind gut belegt. Die Knochenspitzen haben eine ein- oder beidseitig abgeschrägte Basis und manchmal eine „Blutrille“. Während Knochennadeln gut belegt sind, sind Harpunen bisher nur durch einen abgebrochenen Widerhaken vertreten. Steinwerkzeuge und Knochengeräte verweisen den Fundplatz Gönnersdorf in das Spätmagdalénien.

Unter den Schmuckgegenständen sind an erster Stelle — weil sonst kaum erhalten — Holzperlen zu nennen. Die meisten Stücke gehören zu der bereits erwähnten Perlenkette. Die Holzperlen sind kugelig, scheibenförmig, zylindrisch, schuhleistenförmig oder annähernd rechteckig. Zu den Schmuckgegenständen gehören ferner zahlreiche durchbohrte Zähne — meist von Fuchs oder Wolf — sowie Anhänger aus Elfenbein.

Eine Überraschung war das Auffinden zahlreicher Kunstwerke. Am häufigsten sind „Venus“-Figuren, die bisher zehnmal als Schnitzereien aus Elfenbein, Geweih oder Knochen und mehr als 100 Mal als Gravierungen auf Schieferplatten gefunden wurden. Stets sind die Figuren in der schematisch-stilisierenden Art des späten Jungpaläolithikums ausgeführt. Meist sind die Gestalten einzeln dargestellt, doch kommen auch Paarungsszenen und Szenen mit zwei Frauen vor. Zahlenmäßig geringer vertreten sind Gravierungen von Tieren. In erster Linie handelt es sich um Ritzungen von Mammut und Wildpferd. Selten sind Darstellungen von Wildrind, Wollnashorn und Rentier.

Manusk. eingeg. 9. 10. 1968.

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

Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial¹⁾

Eine chronologische Übersicht

Von HELMUT HEUBERGER, Innsbruck

Die folgende Gliederung bezieht sich sachlich ausschließlich auf Gletscherstände und deren unmittelbare Auswirkungen, räumlich hauptsächlich auf das inneralpine Gebiet des eiszeitlichen Inngletschers, aus dem die meisten allgemeiner verwendeten Bezeichnungen stammen. Da die international gültige Grenze Spätglazial/Postglazial (Ende der jüngeren Dryas, 10 250 Jahre vor heute (1950) = 8300 v. Chr.) in den Alpen schwer erkennbar ist, geht die vorgeschlagene Hauptgliederung von der postglazialen Wärmezeit aus (übliche Abgrenzung in Mitteleuropa ca. 8700/8450 bis 2850 v. h. = ca. 6750/6500 bis 900 v. Chr.). Die neuzeitlichen Gletschervorstöße werden nur noch andeutungsweise behandelt. Das Literaturverzeichnis bezieht sich nur auf den Nachweis hier verwendeter Begriffe, Vorstellungen und Datierungen; vorwärmzeitliche Gletschervorstöße vor allem nach MAYR-HEUBERGER 1968 (INQUA-Kongreß 1965). Fett gedruckt sind die Bezeichnungen, deren allgemeiner Gebrauch in den Alpen empfohlen wird; gesperrt jene, die allgemeinere Verwendung gefunden haben oder beanspruchen.

1. Vorwärmzeitliche Gletschervorstöße

a) Spätglazial

Bühl (PENCK-BRÜCKNER 1909).

locus typicus: Kirchbichl oberhalb Kufstein (Inngletscher).

Vorgang: Vorstoß des noch aktiven Inn-Eisstromes.

Schneegrenzsenkung gegenüber heute (im Sinne von KLEBELSBERG 1947): 900—1000 m.

Gültigkeit: Nach Widerlegung der A c h e n s c h w a n k u n g (PENCK-BRÜCKNER 1909: vorheriger Rückzug des Inngletschers bis etwa Imst) und Einwänden gegen die Original-B.-Moränen durch AMPFERER (1907) weitgehend aufgegeben (PENCK 1921, KLEBELSBERG 1949), teilweise dem A m m e r s e e - S t a d i u m TROLLS (1925) im Alpenvorland zugeordnet. — Von MAYR-HEUBERGER (1968) im wesentlichen neu bestätigt und ergänzt (ohne Achenschwankung; 3 Vorstöße bzw. Halte; Bodenbildung zwischen 1 und 2).

Zerfall des Eisstromnetzes. Dabei noch kleine Halte oder Vorstöße, die letzten der losgelösten Lokalgletscher mit tieferer Schneegrenzsenkung als 600—700 m (Inngletscher: Bereich Brixlegg; Bereich Innsbruck (S c h ö n b e r g - P h a s e n) (MAYR-HEUBERGER 1968).

Steinach (KLEBELSBERG 1950, SENARCLENS-GRANCY 1958, MAYR-HEUBERGER 1968).

locus typicus: Steinach am Brenner (Gschnitztalgletscher).

Vorgang: Vorstoß der Lokalgletscher, stellenweise über letzte inaktive Toteisreste des Eisstromnetzes.

Schneegrenzsenkung: 600—700 m.

Zeit: Ältere Dryas.

Stratigraphisches, Morphologisches: Unter der St.-Grundmoräne des Ötztal-gletschers Reste eines verschütteten Frostgley (nach J. FINK, mündlich) erhalten (HEUBERGER 1966, 1968: B o d e n v o n H a i m i n g). — St.-Moränen während Gschnitz stark verformt und abgetragen.

¹⁾ Ergänztes Kurzfassung eines Vortrages, gehalten auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung am 6. 8. 1968 in Biberach a. d. Riß.

Gschnitz (PENCK-BRÜCKNER 1909).

locus typicus: Trins im Gschnitztal, Brennergebiet (Gschnitztalgletscher). Erneut bestätigt durch MAYR-HEUBERGER 1968.

Vorgang: Vorstoß der Lokalgletscher; diese nur wenig kleiner als Steinach. Toteis des Eisstromnetzes restlos verschwunden.

Schneegrenzensenkung: 600 m.

Radiokarbondaten: 70 cm mächtige Block- und Lehmbank (wohl Moräne) im Hopshensee (2017 m), 1 km westlich der Simplon-Paßhöhe. Eingegabelt durch Lehm-Gyttja darunter (12580 ± 200 v. h. = 10630 v. Chr.) und Gyttja 5 m darüber (9530 ± 200 v. h. = 7580 v. Chr.). Alleröd fehlt. (WELTEN 1966).

Zeit: Jüngere Dryas.

Stratigraphisches, Morphologisches: Unter G.-Ufermoräne des Ötztaligletschers verschütteter Waldboden (Boden von Roppen; HEUBERGER, unveröff.), wahrscheinlich Alleröd. Außerhalb der G.-Moränen Reste dieses Bodens unter Löß; beides noch während G. stark abgetragen (MAYR-HEUBERGER 1968, HEUBERGER 1966). — G.-Moränen markant, gut erhalten.

Schlern (KLEBELSBERG 1927) und Schlußvereisung (AMPFERER 1925, 1928, 1929; wie Schlern, dazu noch Gschnitz, Daun, Egesen).

locus typicus: Schlern östlich Bozen (kleine Lokalgletscher). — Verschiedene Seitengletscher des Inntales usw.

Vorgang: Vorstoß der Lokalgletscher (viel tiefer als Gschnitz) nach Verschwinden oder Inaktivwerden des Eisstromnetzes.

Schneegrenzensenkung: 900 m (im Gegensatz zu Gschnitz!)

Zeit: Etwa wie Gschnitz: Jüngere Dryas.

Gültigkeit: Ersetzte im Inngbiet weitgehend PENCKs Gschnitz (auch Original-Gschnitzmoräne wurde Schlernmoräne. HEISSEL 1932, KLEBELSBERG 1936). — Von MAYR-HEUBERGER 1968, HEUBERGER 1966 fallengelassen, nicht mit Steinach gleichgesetzt. Gründe:

1. Original-Schlerngletscher noch mit aktivem Eisack-Eisstrom verbunden (also eher Bühlsituation).
2. Auch AMPFERERS Typlokalitäten für den 1. Vorstoß der Schlußvereisung nicht haltbar.
3. Seit Inaktivwerden des Eisstromnetzes im Inntal keine Schneegrenzensenkung mehr bis zu 900 m.
4. Original-Gschnitz im Sinne PENCKs bestätigt.
5. Steinach entspricht nicht der Schlern-Hypothese, ist aber morphologisch und stratigraphisch besser erfaßt als Schlern.

b) Postglazial**Daun** (PENCK-BRÜCKNER 1909).

locus typicus: Stubaital bei und innerhalb Ranalt (Stubai- und Langentalgletscher). Neuaufnahme MAYR-HEUBERGER 1968.

Vorgang: Vorstöße der viel kleiner gewordenen Lokalgletscher.

Schneegrenzensenkung: 300—400 m.

Zeit: Wohl erst nach der Jüngeren Dryas (ZOLLER 1966).

Gültigkeit: Zahlreiche Gliederungsversuche. HEUBERGER (1966) versteht darunter nur PENCKs älteres Daun. Dem entspricht etwa SENARCLENS-GRANCYS (1958 usw.) D/g.

Egesen (KINZL 1929, 1932).

locus typicus: Egesengrat und Glamergrube, Stubaital nahe Dresdner Hütte. Siehe auch HEUBERGER-BESCHEL 1958, MAYR-HEUBERGER 1968.

Vorgang: Letzter vorwärmezeitlicher Gletschervorstoß weit über die neuzeitlichen Hochstände hinaus. Kleinere Gletscher nicht viel kürzer als Daun.

Schneegrenzensenkung: KINZL 1929: 100—120 m. HEUBERGER 1966: 300—400 m.

Zeit: Zwischen Jüngerer Dryas und postglazialer Wärmezeit (ZOLLER 1966).

Gültigkeit: Mehr als KINZL sieht darin HEUBERGER 1966 einen eigenen starken Vorstoß mit zahlreichen Folgemoränen unter Neubildung kleiner Gletscher und stärkster Blockschuttbildung. Moränen formfrischer als die des älteren Daun. — Dem entspricht etwa SENARCLENS-GRANCYS (1958) D/d.

Beginn der postglazialen Wärmezeit:

Gletscher nicht mehr wesentlich größer als in der Neuzeit; auch später nie mehr.

Radiokarbondaten: Holzfund 1½ km vor den neuzeitlichen Moränen des Dammagletschers (Göschenenalp, Gotthardgebiet): 8800 ± 150 v. h. (1950) = 6850 v. Chr. (ZOLLER 1966).

Holzfund 2½ km vor den neuzeitlichen Moränen des Frisalgletschers (Vorderrheintal): 8520 ± 150 v. h. = 6570 v. Chr. (ZOLLER 1966).

Holzfund 200 m vor den neuzeitlichen Moränen des Simonygletschers (2270 m !), Venedigergruppe: 8720 ± 150 v. h. = 6770 v. Chr. (PATZELT 1967).

2. Innerwärmezeitliche Gletschervorstöße

Venedigergbiet: 3 Vorstöße der großen Gletscher im Ausmaß der neuzeitlichen Hochstände oder wenig darüber hinaus (PATZELT 1967).

Radiokarbondaten (PATZELT 1967): Vom Gletscher erfaßtes Holz unter der Endmoräne des 1. innerwärmezeitlichen Vorstoßes des Dorfergletschers: 7570 ± 140 v. h. = 5620 v. Chr.

Holzfund auf Aufschüttungen des 2. innerwärmezeitlichen Vorstoßes des Simonygletschers: 7220 ± 140 v. h. = 5270 v. Chr. (Mindestalter der unmittelbar dahinterliegenden Moräne des 2. Vorstoßes. Höchstalter dieser und der Moräne des 1. Vorstoßes stratigraphisch und mit einem älteren Radiokarbondatum (siehe Beginn der postglazialen Wärmezeit) eingegrenzt).

Holzfund unter Verschüttung vermutlich vom 3. Hochstand des Frosnitzgletschers her: 6130 ± 130 v. h. = 4180 v. Chr. (vgl. Larstig).

Hochstuba: Stratigraphische Beweise und vergleichbare Radiokarbondaten für entsprechende Gletscherhochstände (MAYR 1964, 1968).

Radiokarbondaten: Holzfund an der Basis eines Moores vor dem Vorfeld des Grünau-gletschers (Beginn der Wiederbesiedlung nach vermutetem Gletscherhochstand): 7350 ± 130 v. h. = 5400 v. Chr.

Durch Eislawinen eines kleinen Kargletschers (damit Hochstand bewiesen) begrabenes Holz im Bunten Moor, nahe Dresdner Hütte: 6220 ± 110 v. h., 6220 ± 150 v. h. = 4270 v. Chr.

L a r s t i g (HEUBERGER 1954, 1966).

locus typicus: Larstigtal bei Umhausen, Ötztal.

Vorgang: Gletschervorstöße etwa wie neuzeitliche Hochstände; vor allem extreme Neubildung kleinster Gletscher und Blockgletscher, Blockschuttbildung, Solifluktion usw.

Schneegrenzsenkung: 200 m.

Stratigraphisches, Morphologisches: Ortstein an bzw. über der heutigen Waldgrenze zwischen Egesen- und Larstigmoränen (= frühe Wärmezeit) und auf Larstigmoränen (= späte Wärmezeit), jedoch auf keinen jüngeren Moränen mehr (HEUBERGER 1966, MAYR 1964, PATZELT 1967).

Zeit: HEUBERGER 1954: Ende der postglazialen Wärmezeit. MAYR 1964 und HEUBERGER 1966: Innerhalb der Wärmezeit.

Gültigkeit: Noch ungeklärt, ob Larstig den Hochständen des 6. Jahrtausends v. Chr. oder dem Hochstand Ende des 5. Jahrtausends v. Chr. entspricht oder beiden.

Misoxer Kaltphasen (ZOLLER 1958, 1966), durch Radiokarbonaten belegte Waldauflichtung (vor 7500 bis nach 6500 v. h. = vor 5500 bis nach 4500 v. Chr.) in der Südschweiz entsprechen Larstig und PATZELTS innerwärmezeitlichen Gletschervorstößen im Venedigergebiet.

Oberaargletscher, Berner Oberland: Vorstoß im Ausmaß neuzeitlicher Hochstände.

Radiokarbonaten: Gut erhaltene *Pinus-cembra*-Stämme in der Endmoräne: 4600 ± 80 v. h. = 2650 v. Chr. (Radiocarbon 1961, S. 19). Zeitlich entsprechen dem in Grindelwald in Moräne gefundene Baumstämme (ebenda, S. 16), doch sind die Fundumstände zu wenig bekannt.

Piora-Kaltphase (ZOLLER 1960, 1966), durch Radiokarbonaten in der Süd- und Zentralschweiz belegte Waldauflichtung (nach 5500 bis vor 4000 v. h. = nach 3500 bis vor 2000 v. Chr.), fällt zeitlich mit dem Vorstoß des Oberaargletschers zusammen.

In der postglazialen Wärmezeit dürften somit wohl nur kleine Gletscher ganz verschwunden sein.

3. Spät- und nachwärmezeitliche Gletschervorstöße

Gletschervorstöße von 3350 bis 1200 v. h. = 1400 v. Chr. bis 750 n. Chr. Erster stratigraphischer Nachweis durch AARIO 1944 im Bunten Moor bei der Dresdner Hütte, Stubaier Alpen. Dort und in den Nachbartälern Ergänzung und Erweiterung zu umfassender Gliederung (Simming-Serie) durch MAYR (1966) im Gotthard- und Vorderrheingebiet und von PATZELT (1967) im Venedigergebiet. HEUBERGER (1966) grenzte rein morphologisch diese Moränengruppe usw. in den nördlichen Stubaier Alpen gegen Larstig und Neuzeit ab als subatlantische (besser: subboreale und altsubatlantische) Gletschervorstöße (auch starke Blockgletscher- und Blockschuttbildung). In den folgenden 3 Zeitabschnitten erreichten die Gletscherhochstände ähnliche, z. T. etwas größere Ausdehnung als die neuzeitlichen. Dabei wurden stellenweise Boden- und Torfbildungen und Vegetation überfahren. Aus Raumgründen Beschränkung auf C¹⁴-Daten.

1. 3350—3150 v. h. = 1400—1200 v. Chr.

Radiokarbonaten: Holzfund unter Verschüttung von Hochstand des Frosnitzgletschers her (Venedigergebiet): 3340 ± 60 v. h. = 1390 v. Chr. (PATZELT 1967).

Abgeschwemmtes Holz auf „Moorstauchmoräne“ des Fernaugletschers, Stubai, Dresdner Hütte: 3150 ± 120 v. h. = 1200 v. Chr. (Mindestalter der Moräne. MAYR 1964, 1968).

2. 2850—1250 v. h. = 900—300 v. Chr.

Radiokarbonaten: aus einer mächtigen gletschernahen Verschüttungsserie des Bunten Moores vor dem Vorfeld des Fernaugletschers (Stubaier Alpen): Beginn 2820 ± 120 v. h. = 870 v. Chr.

Unterbrechung (Gletscherrückgang, Kräutermaximum nach AARIOS (1944) Pollenprofil): 2640 ± 110 v. h. = 690 v. Chr.

Ende: 2280 ± 120 v. h. = 330 v. Chr. (MAYR 1968).

Göscheneralp-Vorstoß (Göschener Kaltphase 1; ZOLLER 1966): Vor allem pollenstratigraphisch (mit Radiokarbonaten) im Gotthardgebiet nachgewiesen: vor 2830 bis nach 2270 v. h. = 880—320 v. Chr. Dazugehörig vielleicht noch der außergewöhnliche Vorstoß des Chelengletschers (Göschener Alp), eingegrenzt durch Radiokarbonaten zwischen 2270 und 1640 v. h. = 320 v. Chr. und 310 n. Chr.

3. 1850—1200 v. h. = 100—750 n. Chr.

Von MAYR (1964, 1968) und PATZELT (1967) stratigraphisch abgegrenzt; noch keine gesicherten Radiokarbonaten. Der erwähnte (siehe 2.) außergewöhnliche Vorstoß des Chelengletschers auch hier noch möglich. G ö s c h e n e r K a l t - p h a s e 2 (ZOLLER 1966).

Radiokarbonaten: Letztes dünnes Torfband vor Bildung der jüngeren „Moorstauchmoräne“ des Fernaugletschers im Bunten Moor, Stubai Alpen:

1890 ± 120 v. h. = 60 n. Chr. (Abgrenzung des Höchstalters der Moräne). (MAYR 1968).

Mittelalterliche Gletschervorstöße (neuzeitliche Hochstände viel größer).

Historische Nachrichten: KINZL 1932, 1958.

Radiokarbonaten: Noch verwurzelte, vom Aletschgletscher (Wallis) überfahrene Holzreste auf zwei verschiedenen, seit etwa 1935 bzw. viel später eisfrei gewordenen Felsstandorten: 720 ± 100 v. h. = 1230 n. Chr.; 800 ± 100 v. h. = 1150 n. Chr. (OESCHGER-RÖTHLISBERGEER 1961). Nach Holzart und Jahringen hier vorher wohl nur rund 150 Jahre lang kein Eis.

Neuzeitliche Gletschervorstöße

Zahlreiche historische Daten, Bilder, Karten, gute Abgrenzungsmöglichkeiten durch Dendrochronologie, Lichenometrie, Successionsforschung usw. Umfangreiche Literatur. RICHTER 1891; KINZL 1929, 1932, 1949; HEUBERGER-BESCHEL 1958, MAYR 1964.

Wichtigste Hochstände:

17. Jahrhundert: F e r n a u (Fernaugletscher, Dresdner Hütte, Stubai, KINZL 1929). Vor allem 1600 n. Chr., auch 1640, 1680. Vielfach Boden- und Torfbildungen und Vegetation überfahren und zusammengestaucht.

18. Jahrhundert: Vor allem 1770/80.

19. Jahrhundert: 1820, 1850.

Schneegrenzsenkung: KLEBELSBERG (1949): 50—80 m. HEUBERGER (1966) und andere: über 100 m.

Kleinere Vorstöße und Halte seit 1850:

1875: Vorstoß in den Westalpen, geringfügige Stillstände oder schwache Vorstöße in den Ostalpen.

1890/1900: Vorstoß, vor allem in den Ostalpen.

1920: Letzter allgemeiner Vorstoß.

Morphologisches: Blockgletscher- und Blockschuttbildung in der Neuzeit verhältnismäßig schwach (HEUBERGER 1966).

Literaturverzeichnis

- AARIO, L.: Ein nachwärmezeitlicher Gletschervorstoß in Oberfernau in den Stubai Alpen. - Acta Geogr. 9/2, 1-31, Helsinki 1944.
- AMPFERER, O.: Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale. Z. Gletscherkunde 2, 29-54 u. 112-127, Berlin 1907. - - Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. Die Eiszeit 2, 41-49, Leipzig 1925. - - u. KLEBELSBERG, R. v.: „Rückzugsstadien“ oder „Schlußeiszeit“? Z. Gletscherkunde 17, 381-386, Berlin 1929. - - Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jb. Geol. Bundesanst. 79, 307-332, Wien 1929.
- HEISSEL, W.: Quartärgeologie des Silltales. Jb. Geol. Bundesanst. 82, 429-468, Wien 1932.

- HEUBERGER, H.: Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernaustadium in den nördlichen Stubai Alpen (Tirol). *Z. Gletscherkunde u. Glazialgeol.* **3**, 91-98, Innsbruck 1954. - - u. BESCHEL, R.: Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubaier (Tirol). *Schlern-Schriften* **190**, 73-100, Innsbruck 1958. - - Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. *Wiss. Alpenvereinshefte* **20**, 125 S., Innsbruck 1966. - - Die Ötztalmündung (Inntal, Tirol). *Alpenkundl. Studien* **1** (Veröff. d. Univ. Innsbruck II), 53-90, Innsbruck 1968.
- KINZL, H.: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. *Z. Gletscherkunde* **17**, 66-121, Berlin 1929. - - Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Montblancgruppe. *Z. Gletscherkunde* **20**, 269-397, Berlin 1932. - - Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. *Veröff. Mus. Ferdinandeum* **26/29**, 61-82, Innsbruck 1949. - - Die Gletscher als Klimazeugen. *Verhandl. Deutscher Geographentag* **31**, 222-231, Wiesbaden 1958.
- KLEBELSBERG, R. v.: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. 1. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitenältern. *Z. Dt. Geol. Ges.* **79**, 280-337, Berlin 1927. - - Die „Stadien“ der Gletscher in den Alpen. *Verhandl. III. Int. Quartär-Konf.* **1**, 1-4, Wien 1936. - - Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. *Ber. Naturwiss.-Med. Ver.* **47** (1939/46), 9-32, Innsbruck 1947. - - Handbuch für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 2 Bd., Wien 1949. - - Das Silltal bei Matrei. *Schlern-Schriften* **84**, 76-86, Innsbruck 1950.
- MAYR, F.: Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. *Z. Geomorph. N.F.* **8**, 257-285, Berlin 1964. - - Postglacial Glacier Fluctuations and Correlative Phenomena in the Stubai Mountains, Eastern Alps, Tyrol. In: *Glaciation of the Alps* (ed. G. M. Richmond), INQUA U.S.A. 1965, Proceedings of the VII Congress, Volume 14. University of Colorado Studies, Series in Earth Sciences No. 7, Boulder Col. 1968, pp. 143-165.
- MAYR, F. & HEUBERGER, H.: Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. ebd. pp. 167-177.
- OESCHGER, H. & RÖTHLISBERGER, H.: Datierung eines ehemaligen Standes des Aletschgletschers durch Radioaktivitätsmessung an Holzproben und Bemerkungen zu Holzfunden an weiteren Gletschern. *Z. Gletscherkunde u. Glazialgeol.* **4**, 191-205, Innsbruck 1961.
- PATZELT, G.: Die Gletscher der Venedigergruppe. *Geograph. Diss.*, ungedruckt, Innsbruck 1967.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. - - Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich Innsbruck. *Abh. Preuß. Ak. d. Wiss.* 1920, phys.-math. Kl. **2**, 136 S., Berlin 1921.
- Radiocarbon, **3**, New Haven 1961.
- RICHTER, E.: Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. *Z. Dt. u. Öst. Alpenver.* **22**, 1-74, Wien 1891.
- SENARCLENS-GRANCY, W. v.: Zur Glazialgeologie des Ötztales und seiner Umgebung. *Mitt. Geol. Ges. Wien* **49** (1956), 257-314, Wien 1958.
- TROLL, K.: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. *Mitt. Geogr. Ges. München* **18**, 281-292, München 1925.
- WELTEN, M.: Simplon - Hopschensee. *Radiocarbon* **8**, New Haven 1966.
- ZOLLER, H.: Pollenanalytische Untersuchungen im unteren Misox mit den ersten Radiocarbon-Datierungen in der Südschweiz. *Veröff. geobot. Inst.* **34**, Zürich 1958. - - Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. *Denkschr. d. Schweizer Naturforsch. Ges.* **83**, Abh. 2, 156 S., Zürich 1960. - - u. SCHINDLER, C., u. RÖTHLISBERGER, H.: Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gott-hardmassiv und Vorderrheingebiet. *Verhandl. Naturforsch. Ges. Basel* **77**, Nr. 2, 97-164, Basel 1966.

Anschrift des Verf.: Dozent Dr. H. Heuberger, A-6020 Innsbruck, Geographisches Institut und Institut für Alpengeographie der Universität Innsbruck, Innrain 52.

B. Mitteilungen

Zur quartären Entwicklung des Stirnhanges am Kleinen Fallstein (nördliches Harzvorland)

Von RUDOLF LÜDERS, Hannover

Mit 1 Abbildung

Die Hangentwicklung in der Schichtkammlandschaft Niedersachsens ist in den vergangenen Jahren mehrfach Gegenstand von Untersuchungen gewesen (z. B. SPÖNEMANN 1966, dortselbst weitere Literatur). Es galt dabei, insbesondere die wechselseitigen Beziehungen zwischen Klima und Gestein aufzuzeigen und eine Ordnung in die verschiedenen Hangformen auf der Grundlage der kambildenden Gesteine zu bringen. Genauere Aussagen über Zusammensetzung und Altersgliederung der Hangsedimente sind nur selten zu finden (z. B. bei ROHDENBURG 1965).

In diesem Beitrag wird nun am Beispiel des Kleinen Fallsteins versucht, einige Wechselwirkungen zwischen Klima und Gestein in ihrem Einfluß auf die Zusammensetzung der Hangsedimente darzulegen und Zeitmarken für die Entwicklung des Stirnhanges zu setzen. Außerdem ist der Kleine Fallstein ein besonders interessantes Studienobjekt, weil der Kambildner im Laufe des Quartärs infolge von Verwitterung und Abtragung gewechselt hat.

Der Kleine Fallstein ist ein herzynisch streichender Schichtkamm im nördlichen Teil der subherzynen Kreidemulde. Seine Erosionsbasis bildet das W-E gerichtete Tal des Großen Bruches nördlich davon. Mit diesem vereinigen sich der Zieselbach und die vom Harz kommende Ilse, die jeweils im NE bzw. im SW den Hangfuß des Kleinen Fallsteins begleiten. Den First des Schichtkammes bilden Sandsteine der Unterkreide. Am Stirnhang (NE-Hang) streichen die nach SW einfallenden Tone der Unterkreide aus. Sie sind z. T. von Hangschuttbildungen unterschiedlichen Alters verhüllt. Der Rückhang besteht aus Kalken der Oberkreide.

Die Wechselwirkungen zwischen Gestein (unter Einschluß der Schichtmächtigkeit) und Klima sind vielfältiger Natur. Einerseits weist das Gestein Resistenzunterschiede auf, andererseits liefert das Klima unterschiedliche Abtragsbedingungen. Weitere Wechselwirkungen, die bislang kaum ausreichend durchdacht sind, bestehen darin, daß ein unterschiedliches Klima auf Verwitterung und Bodenbildung in unterschiedlichem Grade einwirkt und somit für die Abtragung wechselnd anfälliges Ausgangsmaterial bereitstellt. Am Beispiel des Kleinen Fallsteins kann dies ein wenig erläutert werden. Die Ergebnisse stammen von einer bodenkundlichen Kartierung i. M. 1 : 5 000 aus dem Jahre 1965 (LÜDERS 1968).

Die Schuttbildungen am Stirnhang haben sich zum großen Teil zu einer Zeit gebildet, als Kalke der Oberkreide und nicht wie jetzt Sandsteine der Unterkreide den Firstträger stellten. (Eine ähnliche Abnahme der Oberkreide-Verbreitung hat KUKLA [1957] festgestellt.) Daher bestehen die Hangsedimente zu einem wesentlichen Teil aus Produkten der Verwitterung und Bodenbildung von Kalkgestein. Diese Verwitterung und Bodenbildung läuft in Abhängigkeit vom Klima (wenn man von verschiedener Festigkeit und Zusammensetzung der Kalke absieht) nach folgenden Grundsätzen ab:

1. Im Tertiär (vielleicht auch in frühen Warmzeiten des Pleistozäns) war die vorherrschende Bodenbildung die Terra rossa (SMOLIKOVÁ & LOŽEK 1962). Die älteste Hangbildung am Kleinen Fallstein ist daher eine umgelagerte Terra rossa (Abb. 1), ein intensiv roter, schwach kalkhaltiger, tonreicher Boden.
2. In den pleistozänen Kaltzeiten ist der Kalk überwiegend in Schluffkorngröße zerteilt worden (heteroklastische Abspaltung; ROHDENBURG & MEYER 1963; vgl. auch HURDIG 1964). Dieses Material wird sehr leicht hangabwärts bewegt, besonders dann, wenn Entkalkung und Bodenbildung einsetzen. Der entsprechende Hangschutt besteht somit aus lößähnlichem Material, dem einzelne Kalksteinbrocken beigemengt sind (Abb. 1). In der mikropaläontologischen Analyse wurde der lößähnliche Anteil als „Quartär mit aufgearbeitetem Turon“ angesprochen (HILTERMANN & GRAMANN 1968, Mikro-Nr. 51853)*; die Kalksteinbrocken gehören dem Unter-Turon an (HILTERMANN & KOCH 1967, Mikro-Nr. 50240, 50241)*).

*) Nicht veröffentlichte Ergebnisse, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover.

Schrifttum

- HURTIG, Th.: Eine Naturkatastrophe am Kreidesteilufer von Rügen. *Natur u. Museum* **94**, 331-342, Frankfurt/M. 1964.
- KUKLA, J., in PROŠEK, F.: Die Erforschung der Drei-Ochsen-Höhle am Kotýs-Berg bei Koněprusy. *Anthropozoikum* **7**, 47-78 (1957), Praha 1958.
- LÜDERS, R.: Entstehung und Eigenschaften von Böden in Hanglagen — ein Beispiel aus der Kreide-Löß-Landschaft des nördlichen Harzvorlandes. *Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges.*, im Druck 1968.
- ROHDENBURG, H.: Die Muschelkalk-Schichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes. *Göttinger Geogr. Abh.*, H. **33**, 91 S., Göttingen 1965.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B.: Rezente Mikroformung in Kalkgebieten durch inneren Abtrag und die Rolle der periglazialen Gesteinsverwitterung. *Z. Geomorph.* **7**, 120-146, Berlin 1963.
- SMOLÍKOVÁ, L. & LOŽEK, V.: Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* **13**, 157-177, Ohringen/Württ. 1962.
- SPÖNEMANN, J.: Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen des niedersächsischen Berglandes. *Göttinger Geogr. Abh.*, H. **36**, 167 S., Göttingen 1966.
- v. ZEJSCHWITZ, E., LOHMEYER, W. & HERMANN, H.-O.: Bodenkundlich-pflanzensoziologisch-forstökologische Ganztagesexkursion auf der Paderborner Hochfläche am 10. Juni 1965. *Decheniana* **118**, 222-234, Bonn 1967.

Manusk. eingeg. 27. 4. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. R. Lüders, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Rezente Strukturböden in Gießen

VON HEINRICH ROHDENBURG und DIERK WALTHER, Gießen

Mit 3 Abbildungen

Auch unterhalb des eigentlichen Periglazialbereichs konnte gelegentlich die Entstehung „typischer“ Periglazialformen festgestellt werden: So berichteten WASHBURN, SMITH und GODDARD (1963) über „frost cracking in a middle-latitude climate“ (Hanover, New Hampshire) in einem besonders schneearmen kalten Winter mit außergewöhnlich großer Frosteindringtiefe. Sehr schöne spitzenartige Aufpressungen, die in den letzten Jahren entstanden sein müssen, wurden den Teilnehmern des Symposium of the Commission on the Evolution of Slopes and of the Commission on Periglacial Geomorphology of the International Geographical Union im Herbst 1967 in Myslenice südlich von Krakow von M. KLIMASZEWSKI und L. STARKEL gezeigt. Über das verbreitete Vorkommen von rezenten „Erdkegeln“ im Saarland berichteten SELZER (1959) und HARD (1964); HÖHL (1955) beobachtete Miniatursteinringe in den Gurktaler- und Seetaler Alpen unterhalb der klimatischen Strukturbodengrenze. Von ganz ähnlichen, durch Feinerdeaufpressung im Winter 1963/64 im Göttinger Wald entstandenen Formen, berichteten uns Dr. H. STINGL und Dr. G. BARTELS, Göttingen. In dieser Mitteilung soll nun über Strukturböden berichtet werden, die im Januar/Februar 1968 auf einem Weg vor dem Zeughaus in Gießen entstanden sind.

Dieser Weg war im Frühwinter 1967/68 zur Verlegung eines Abwasserrohres aufgerissen und erst im Januar 1968 wiederhergestellt worden, so daß ein eindeutiger terminus post quem für die Datierung gegeben ist. Der Rohrgraben wurde mit dem in der Umgebung des Zeughauses verbreiteten Wiesack¹⁾-Auenlehm, allerdings infolge der Bauarbeiten etwas steinvermischt, wieder-



Abb. 1.

¹⁾ Nebenfluß der Lahn.



Abb. 2.

angefüllt und darüber wurde eine dünne, aber vollkommen geschlossene Basaltsplitt-Lage gebreitet. Ende Februar beobachteten die Verfasser, daß fast überall, besonders aber in konkaven Wegabschnitten, Bodenstrukturen entstanden waren. Es überwogen isolierte „Feinerdeinseln“ (Abb. 1, Mittelfeld), aber an zwei Stellen war über mehrere Quadratmeter hinweg auch ein geschlossenes Polygonmuster ausgebildet (Abb. 2). Beide Formen sind eng vergesellschaftet (Abb. 1) und nach weiteren Beobachtungen ganz offensichtlich durch Feinerdeaufpressung entstanden und somit genetisch verwandt. Die Feinerdeinseln sind „Initialformen“, bei denen erst das Aufwölbungszentrum die Schuttdecke durchstoßen hat, während bei den weiterentwickelten Formen der gesamte Aufwölbungsbereich²⁾ jeder Einzelform oberflächlich sichtbar wurde. Es kann folglich angenommen werden, daß nicht nur im Falle der Abb. 2, sondern auch bei den Feinerdeinseln ein hier nur verborgenes dichtes Aneinanderschließen der Aufwölbungsbereiche in einem polygonalen System vorliegt.

Aufgrabungen bestätigen die Vorstellung der Formentstehung durch Feinerdeaufpressung, ergaben aber zu unserer Überraschung, daß die Vertikalbewegungen nur wenige Zentimeter (3—5 cm) betragen haben. Aus Abb. 3 geht anhand der im Vordergrund eingezeichneten Linie die Deformation der ursprünglich horizontalen Grenze Feinerde—Schuttdecke deutlich hervor: Aufpressung in den Feinerdezentren, Absinken im Steinring, während am rechten Bildrand dagegen nahezu ungestörte Verhältnisse herrschen. Ein weiterer, etwa parallel dazu gelegener Schnitt ist im Mittelgrund von Abb. 3 zu sehen. Dieser zeigt im Prinzip dieselben Erscheinungen, jedoch lassen der schmalere Absinkbereich des Steinrahmens und die randlichen Überschiebungen des Feinerdefeldes die Relativbewegungen noch deutlicher werden.³⁾

Die durch die Aufgrabungen ermittelten überraschend niedrigen Vertikalbewegungsbeträge erklären, daß nur bei sehr dünner Schuttdecke diese durchstoßen wurde und damit oberflächlich sichtbare Strukturen entstanden, während Wegabschnitte mit dickerer Schuttüberdeckung keinerlei Strukturen aufwiesen. Dies weist wie schon die Beziehung zwischen „Feinerdeinseln“ und „Stein-

²⁾ Die ursprünglich gut sichtbare Aufwölbung in der Mitte des Feinerdefeldes ist zerstört worden, als der Weg wieder für die Benutzung freigegeben worden war. Durch Tritteinwirkungen erklärt sich auch die teilweise Verwischung der vorher noch deutlich sichtbaren Formen am rechten und unteren Bildrand von Abb. 2.

³⁾ Zur besseren Unterscheidung wurde der Schutt angefeuchtet; er erscheint deshalb in Abb. 3 dunkel.

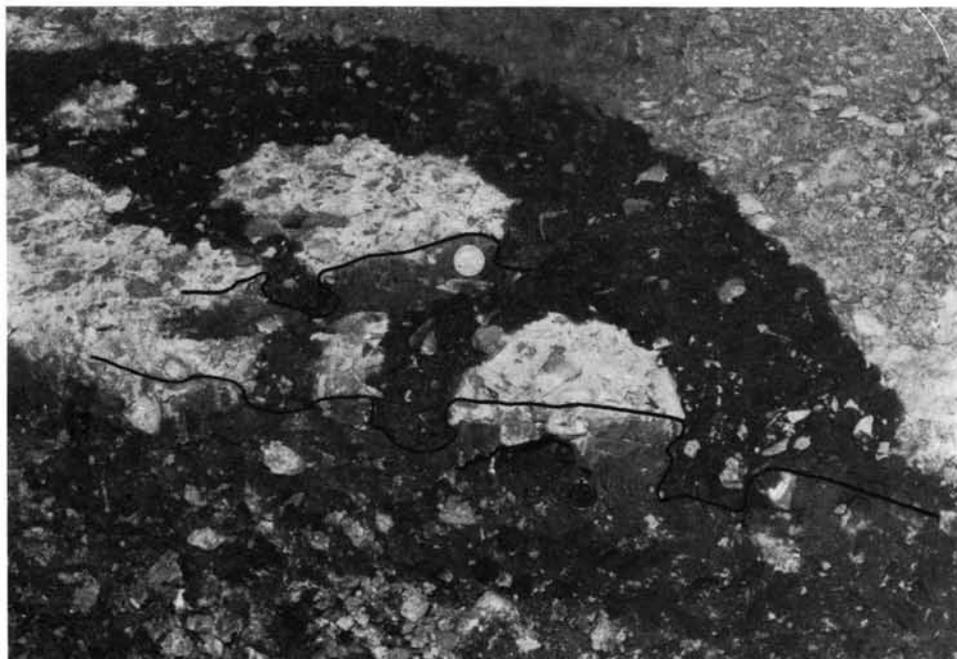


Abb. 3.

netzwerk“ ebenfalls darauf hin, daß in Wirklichkeit die oberflächlich entstandenen Strukturen erst in zweiter Linie wichtig sind, denn sie hängen vor allem von der Art und Dicke der Schuttdecke bzw. der ursprünglichen Grobmaterialverteilung ab; wesentlich sind nur die Bewegungen des Feinbodens. Böden mit einer differenzierten Grobmaterialverteilung sind allerdings besonders geeignet, die Feinboden-Bewegungen oberflächlich erkennbar zu machen und darin ist die besondere Gunst der im Gießener Beispiel gegebenen „Versuchsanordnung“ Schuttdecke über Feinboden zu sehen.

MEINARDUS (1912, S. 16) hat die Sortierung, also eine stetige Differenzierung von Grob- und Feinmaterial, für so wichtig gehalten, daß er sie als wesentliches Merkmal für die Strukturboden-Definition herangezogen hat, worin ihm viele Autoren gefolgt sind. Aufschlußbeobachtungen an vielen pleistozänen Bodenstrukturen in Mitteleuropa zeigten dagegen, daß in keinem Falle eine Sortierung erfolgt ist, sondern daß eine Grobmaterial-Feinmaterial-Differenzierung stets primär sedimentologisch oder abtragungsbedingt (Steinpflasterbildung durch selektive Feinmaterialabtragung) war, wie auch im hier geschilderten Beispiel keine ursächliche Verknüpfung von Korngrößendifferenzierung und Strukturbildung vorgelegen hat. Befunde aus der Arktis (SØRENSEN 1935; BÜDEL 1961; SEMMEL, Kolloquiumsvortrag Gießen, 14. 12. 1967) und eigene Beobachtungen in den Alpen deuten darauf hin, daß dasselbe auch für den rezenten Periglazialbereich der Fall ist und somit die Strukturböden vor dem Gießener Zeughaus nur hinsichtlich der Entstehung des Steinpflasters, aber nicht bezüglich seiner Funktion für die Strukturbildung eine Sonderstellung einnehmen.

Nach den hier mitgeteilten Beobachtungen erscheint es wahrscheinlich, daß so geringe Vertikalbewegungen, wie sie hier zur Strukturbodenbildung führten, häufiger auftreten, aber nicht ohne weiteres erkannt werden können, wenn entweder kein oder ein zu mächtiges Steinpflaster vorhanden ist, um sie „abzubilden“.

Literatur

- BÜDEL, J.: Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentssee aufgrund der Stauerland-Expedition. Tagungsberichte und wissenschaftliche Abhandlungen des Deutschen Geographentages, Köln, 337-375, Wiesbaden 1961.
- HARD, G.: Noch einmal: „Erdkegel“. Eiszeitalt. u. Gegenw. **15**, (1964), 102-107, Öhringen 1964.

- HÖHL, G.: Die untere Grenze von Strukturbodenformen in den Gurktaler und Seetaler Alpen. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* **6** (1955), 125-132, Öhringen 1955.
- MEINARDUS, W.: Über einige charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen. *Sitzungsbericht der medizinisch-naturwissenschaftlichen Gesellschaft Münster/W.*, Bonn 1912.
- SELZER, G.: „Erdkegel“ als heutige Frostboden-Bildungen an Rutschhängen im Saarland. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* **10** (1959), 117-223, Öhringen 1959.
- SØRENSEN, Th.: Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. *Middelelser om Grønland*, Bd. **93**, Nr. 4, Kopenhagen 1935.
- WASHBURN, A. L., SMITH, D. D. & GODDARD, R. H.: Frost cracking in a middle-latitude climate. *Biuletyn Periglacialny* **12**, 175-189, Łodz 1963.

Manusk. eingeg. 10. 7. 1968.

Anschrift der Verf.: Dr. H. Rohdenburg und D. Walther, 63 Gießen, Landgraf-Philipp-Platz 2, Neues Schloß, Geographisches Institut, Justus-Liebig-Universität.

C. Berichte – Tagungen

Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA

(Berichte der SEQS 2.)

Von GERD LÜTTIG, Hannover

Inhalt. Als besonders akut darf in der Quartärstratigraphie das Bedürfnis gelten, mehrere international gebräuchliche Definitionen stratigraphischer Einheiten auf modernsten Stand zu bringen. Dazu sind Berücksichtigung der Mehrleisigkeit der Einteilungen, Entwicklung eindeutiger Prinzipien, einer klareren Bezeichnungswiese wie einer internationalen Empfehlung vom Stile einer Lex Stratigraphica Quaternariae notwendig. Die SEQS beschloß, die Vermengung von Begriffen aus verschiedenen Vereisungsgebieten für unzulässig zu erklären und die Großgliederung des Quartärs des nordeuropäischen Vereisungsgebietes zur Standardgliederung zu erheben.

Abstract. In Quaternary stratigraphy the need to bring internationally accepted definitions of stratigraphic units up to date may be regarded as particularly urgent. To this end it is necessary to consider the complexity of classifications, to develop unequivocal principles, a more distinct way of designation as well as an international recommendation after the manner of a Lex Stratigraphica Quaternariae. The SEQS decided that it be inadmissible to mingle concepts from different areas of glaciations, and that the major division of the Quaternary of the North European glacial area be taken over as standard division.

0.

Über die Zielsetzungen der anlässlich des letzten INQUA-Kongresses in Boulder (Colorado) 1965 ins Leben gerufenen Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie ist bereits in einer kurzen Notiz (LÜTTIG 1966) berichtet worden. Im Mai 1967 trat die Subkommission erstmals in Hannover zusammen. Über die aus der dort gehaltenen Erörterung hervorgehenden Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse wird hiermit kurze Rechenschaft abgelegt.

1.

Die Frage 1:

Sind die Definitionen der hauptsächlich stratigraphischen Begriffe des europäischen Quartärs als den heutigen Anforderungen und den internationalen Nomenklatur-Regeln angepaßt zu betrachten?

bedurfte vor allem deswegen der Erörterung, weil die Subkommission als Tochter der Stratigraphischen Kommission der INQUA gleichzeitig eingebettet ist in die Stratigraphische Kommission der IUGS, und weil daher die Quartärstratigraphie nicht als vollkommen selbständig, sondern als Teil der „großen“ Stratigraphie betrachtet werden muß. Sie muß daher auf internationale Gepflogenheiten der allgemeinen Stratigraphie Rücksicht nehmen.

Die Subkommission kam bezüglich der Frage 1 zu folgender Ansicht (mit 100 % Ja-Stimmen):¹⁾

Die Definitionen der hauptsächlichlichen und wichtigen Begriffe des europäischen Quartärs können nicht als heutigen Anforderungen genügend betrachtet werden. Die Begriffe sind in der Frühzeit der Quartärforschung, als die Unterschiedlichkeit der einzelnen Stratigraphien noch nicht bekannt war, aufgestellt worden. Die Definitionen sind meist recht vage. In vielen Fällen gibt es kein Typusprofil. Die Besonderheit der lithostratigraphischen Verhältnisse im Quartär, die Lückenhaftigkeit der überlieferten Sedimente und die Tatsache, daß die für bestimmte chronostratigraphische Einheiten signifikanten Horizonte — wie z. B. ein für eine Eiszeit typischer Geschiebelehm — nur kleine Abschnitte der betreffenden Zeiteinheit repräsentieren, haben meist keine glückliche Auswahl bei der Wahl eines stratum typicum bedingt (falls ein solches überhaupt benannt wurde). Selbst eine Typusregion ist in vielen Fällen nicht ausgewiesen worden.

Das hat dazu geführt, daß eine exakte Überprüfung der Frage, ob die Übertragung eines bestimmten Begriffes in eine andere Region — die quartärstratigraphische Literatur ist voll von solchen Versuchen — statthaft ist, nur in seltenen Fällen möglich ist. In aller Deutlichkeit muß

¹⁾ Die auf der Sitzung nicht anwesenden Mitglieder wurden durch ein Circular der Subkommission schriftlich nach ihrer Meinung gefragt.

festgestellt werden, daß dadurch eine bemerkenswerte und sogar bedenkliche Erschwernis der Forschung entstanden ist.

Aus dem Blickwinkel der sogenannten echten Stratigraphie, d. h. der Stratigraphie des Präquartärs erscheint daher die Quartärstratigraphie als unexakt und — die Orthostratigraphen sind weitgehend dieser Auffassung — unlogisch und widerspruchsvoll.

Über die Notwendigkeit der Belebung dieses Zustandes erbrachte die Diskussion in Hannover Einhelligkeit der Meinungen.

2.

Frage 2 lautete:

Was müssen wir tun, um in der Quartärstratigraphie die Mehrgleisigkeit der stratigraphischen Einteilungen (Litho-, Bio- und Chronostratigraphie) stärker als bisher zu berücksichtigen?

Auch in diesem Punkt wird an die Beschlüsse der Stratigraphischen Kommission der IUGS, speziell an die Arbeiten der Subkommission für stratigraphische Klassifikation (vgl. H. D. HEDBERG 1961, 1967) angeknüpft. Die Subkommission kam zu folgendem Beschluß (mit 100 % Ja-Stimmen):

Die Mehrgleisigkeit der stratigraphischen Einteilungen sollte auch in der Quartärstratigraphie grundsätzlich berücksichtigt werden. Wie kann man das erreichen? Zunächst dadurch, daß die Sprache der Autoren geschärft wird. Wenn z. B. ein Forscher eine Eiszeit, das heißt, eine zeitstratigraphische Einheit meint, so sollte er nicht von Vereisung, also einem Vorgang sprechen. Wer über eine bestimmte Schicht, z. B. einen marinen Ingressionshorizont, z. B. die Litorina-Schicht, d. h. eine lithostratigraphische Einheit spricht, sollte bei zeitstratigraphischen Vergleichen mit anderen Gebieten bedenken, daß die Ingression am Ort B zu einer anderen Zeit angekommen sein kann als am Ort A. Deswegen kann in diesem Falle von der Litorina-Schicht nicht in dem Sinne gesprochen werden, daß sie chronostratigraphisch an beiden Orten ident ist. Ähnliches gilt selbstverständlich für biostratigraphische Einheiten. Zu dieser Klärung der wissenschaftlichen Formulierung kommt die Notwendigkeit, in jedem quartärgeologischen Untersuchungsfeld, mit der lithostratigraphischen Inventarisierung beginnend über die Erfassung des biostratigraphischen Inhaltes der betreffenden Schichten fortschreitend, zu einer Einpassung der beiden Schemata in die absolute Zeitskala vorzustoßen. In keinem System der Erdgeschichte kann man übrigens besser als im Quartär-System auf die absolute Zeit als feste Skala für die Einstufung der vielfältigen Litho- und Biofazies-Entwicklungen zurückgreifen. Bedienen wir uns aber auch dieser Möglichkeit! Trennen wir uns von dem Verfahren der Einstufung einer schwankenden Skala durch eine andere, das z. B. in der Holozän-Stratigraphie noch heute im Schwange ist!

3.

Auch über den dritten Problemkreis, formuliert in der Frage:

Welche stratigraphischen Prinzipien soll man in der Quartärstratigraphie anwenden und als verbindlich betrachten?

bestand Einmütigkeit der Auffassungen (100 % Ja-Stimmen). Wer nämlich in der Literatur über das Quartär nach stratigraphischen Prinzipien sucht, stellt fest, daß von einheitlichen und allgemein verbindlichen Prinzipien dort nicht gesprochen werden kann. Die meisten litho- und biostratigraphischen Regeln sind aus der Orthostratigraphie übernommen, viele davon gut, andere schlecht anwendbar. Das Quartär-System würde, wollte man es den strengen Regeln der Chronostratigraphie des Präquartärs unterwerfen, als System nicht aufrechterhalten werden können. Es stellt nur einen winzigen Abschnitt der Erdgeschichte dar. Allein hier haben Überlegungen anzusetzen, die entgegen den Ansprüchen der stratigraphischen Philosophie im Sinne der praktischen Stratigraphie Berücksichtigung der Besonderheiten des Quartärs, verglichen mit dem Präquartär, verlangen. Diese Besonderheiten drücken sich z. B. in der guten Überlieferung und Informationsdichte, in der weiten Verbreitung und z. T. bedeutsamen Mächtigkeit und in der geokartographischen und geotechnischen Bedeutsamkeit quartärer Schichten aus. Auch die Nähe der menschenhistorischen Zeitabschnitte gibt zur Forderung Anlaß, dem Quartär in stratigraphischer Hinsicht eine Sonderstellung einzuräumen.

Will man dieser Forderung aber Gewicht verschaffen, so muß man die Prinzipien der Quartärstratigraphie in moderner Sicht erläutern und in einem Codex für die Quartärstratigraphen herausstellen.

Aus diesem Grunde beschloß die Subkommission, einen besonderen Redaktionsausschuß, der sich aus den Mitgliedern Sv. ANDERSEN, G. LÜTTIG, R. PAEPE, F. M. SYNGE und W. H. ZAGWIJN zusammensetzt, mit der Ausarbeitung einer Lex Stratigraphica Quaternariae zu beauftragen. Dieser Code soll zunächst in englischer und deutscher Sprache an die Mitglieder der Subkommission sowie unter der gesamten stratigraphischen Kommission verteilt, nach Einarbeitung der Abänderungswünsche und Ergänzungen vervollständigt und dann in andere Sprachen übersetzt werden.

4.

Der vierte Fragenkomplex gipfelt in der Frage:

In welcher Weise kann man die Gliederungen in den einzelnen Regionen Europas zum Zwecke einer international verbindlichen Gliederung korrelieren?

Dazu ist zu bemerken, daß die stratigraphische Korrelation letzten Endes Ziel der Bestrebungen eines solchen internationalen Gremiums sein soll.

Die Korrelation der stratigraphischen Schemata der einzelnen Regionen Europas untereinander sollte aber nicht dem Schubfach-Denken Vorschub leisten. Unter Schubfach-Denken verstehen wir jene verhängnisvolle Verfahrensweise, bei der ein Forscher die in einer Region A untermauerte Gliederung in die Einheiten 1-2-3-4-5 nur deshalb in seine Region übernimmt, weil er dort (u. U. zufällig) auch 5 Einheiten festgestellt hat. Solches Vorgehen, vor allem die vielenorts bedenkenlos erfolgte Übernahme der PENCK-BRÜCKNER-Terminologie, hat der Quartärstratigraphie mehr geschadet als genützt.

Eine kritische Durchleuchtung vor allem der älteren Abschnitte des Quartärs hat uns in der Überzeugung bestärkt, daß die Korrelation **behutsam** mit den **jüngsten** Abschnitten des Quartärs beginnen sollte, wobei man sich vor Augen halten muß, daß auch dort bereits einige Termini wie z. B. „Paudorfer Interstadial“ und „Brörup-Interstadial“ nur dann außerhalb der Typusregion verwendet werden sollten, wenn die Korrelation wirklich gesichert ist. Daß dazu ein einziges Radiokarbon-Datum nicht ausreicht, dürfte jeder Einsichtige wissen. Die Subkommission kam daher (bei 100 %iger Zustimmung) überein, daß die für jedes Teilgebiet Europas aufzustellende Korrelationstabelle im Hinblick auf das jüngere Quartär möglichst detailliert, auf die älteren Abschnitte des Pleistozäns nur im Sinne einer Grobgliederung abgefaßt werden sollte.

5.

Die fünfte Frage, mit der sich die Quartärstratigraphen beschäftigten, galt der **Hilfe, welche die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA-Kommission für die Internationale Quartärkarte von Europa zuteil werden lassen soll.**

An der von K. DUPHORN, dem 2. Sekretär der Kartenkommission vorgelegten Generallegende der Internationalen Quartärkarte zeigte sich eklatant das Fehlen einer einleuchtenden und logisch klaren stratigraphischen Terminologie des Quartärs. Die Stratigraphen müssen auf der anderen Seite bedenken, daß eine Kartenredaktion nicht, unter Umständen mehrere Jahre, warten kann, bis die von der Stratigraphischen Kommission erarbeitete Terminologie vorliegt. Die Redaktion ist, vor allem aus praktischen Gründen, gezwungen, die Karte fertigzustellen. Insofern kommt der Beschluß der INQUA zur Ingangsetzung der SEQS reichlich spät. Die SEQS hinwiederum ist aber der Ansicht, daß die Kartenkommission beachten solle, daß sie nicht durch Anwendung eines unvollkommenen Prinzips den Weg zu einer späteren Klarlegung verbauen sollte, vor allem in den Fällen, in denen die Richtung schon erkennbar ist, die die Stratigraphie einschlagen wird. Deshalb wurde auf Voranstellung des geokartographischen Prinzips in der Karte und auch dafür plädiert, daß die Karte bei Einheiten unklarer Abgrenzung und unsicheren stratigraphischen Ranges einen Weg vorsieht, solche Einheiten einmal für sich allein, zum zweiten in einer Darstellung, in der sie mit anderen zu einer Großeinheit zusammengefaßt sind, in der Karte niederzulegen.

Die Aufgabe der Karten-Kommission kann es nicht sein, zu entscheiden, wohin die Grenze „Altpleistozän“/„Mittelpleistozän“ gelegt wird oder was man unter „Mittelpleistozän“ überhaupt verstehen soll. Das ist Sache der Stratigraphischen Kommission. Die Karten-Kommission kann aber nicht darauf warten, bis die Stratigraphische Kommission in dieser gewiß sehr schwierigen Frage eine Entscheidung gefällt hat. Sie kann diese offene Frage nach Ansicht der SEQS aber am besten dadurch umgehen, daß sie die kartierbaren und darstellbaren Einheiten in Form von geokartographischen Komplexen in einer im stratigraphischen Sinne **offenen** Terminologie wiedergibt. Die Andersartigkeit dieser Terminologie im Vergleich zur orthostratigraphischen muß in diesem Falle aber durch die Wortbildung erkennbar sein.

In bezug auf diesen Punkt der Erörterung stimmten die Mitglieder mit 100 % der Stimmen dem aufgezeigten Weg zu.

6.

Als wichtigste **Ergebnisse** der Tagung können folgende festgehalten werden:

- 1) Die SEQS plädiert für eine Neudefinition der wichtigsten stratigraphischen Begriffe, die eine Neubeschreibung von stratum typicum und locus typicus mit einschließt.
- 2) Dabei und bei allen anderen quartärstratigraphischen Arbeiten soll die Mehrgleisigkeit der stratigraphischen Einteilungen strenge Beachtung finden.
- 3) Eine Aufstellung der stratigraphischen Prinzipien für das Quartär wird für einen entsprechenden Code durch eine Gruppe von Forschern vorbereitet.

- 4) Für die Korrelation der wichtigsten stratigraphischen Einheiten sollen, beginnend mit den jüngeren Abschnitten des Quartärs, von den einzelnen Ländervertretern Tabellen angefertigt und an die Subkommission eingesandt werden.
- 5) Die Beratung der Kommission 5 ist aufgenommen und wird durch ständige Fühlungnahme fortgesetzt.

7.

Für den unter Punkt 1 angegebenen Plan ist wichtig, daß die in Hannover anwesenden Forscher einstimmig, die Gesamtheit nach schriftlicher Befragung mit 90 % Ja-Stimmen gegen 5 % Nein-Stimmen (bei 5 % Enthaltungen) beschlossen hat, **daß für eine Standardgliederung eine Verquickung von stratigraphischen Bezeichnungen aus dem Alpengebiet (für die Glaziale) mit solchen aus dem nordischen Vereisungsgebiet (für die Interglaziale) nicht zulässig ist. Die Standardgliederung muß auf ein Vereisungsgebiet bezogen sein. Da im nordeuropäischen eine Korrelation zwischen glaziärem und marinem Faziesgebiet möglich und damit eine Ausgangsbasis für transkontinentale Korrelationen geschaffen ist, wurde beschlossen, die nordeuropäische Pleistozängliederung als Standardgliederung für die europäische Quartärstratigraphie zu verwenden.**

8.

Interessant sind einige Erörterungen, die über die stratigraphische Großgliederung des Quartärs gepflogen wurden. Als ein offenes Geheimnis kann gelten, daß in der Quartärstratigraphie die Definition der Einheiten Alt-, Mittel- und Jungpleistozän nicht in einheitlicher Weise vorgenommen wird. Das kommt auch in zahlreichen Publikationen der jüngsten Zeit zum Ausdruck, in denen die unterschiedlichsten Auffassungen ausgesprochen werden.

Wenn man versucht, auf der Basis objektiver Diskussion Gliederungs-Ansatzpunkte herauszuschälen, so stellt man folgendes fest:

- 1) Als in der praktischen Stratigraphie verwertbare Trennstriche bieten sich die „Grenzen“ zwischen Warm- und Kaltzeiten (größeren stratigraphischen Ranges, also Kryomere und Thermomere 1. Ordnung im Sinne von LÜTTIG 1965) an.

- 2) Benachbartes Kryomer und Thermomer bilden einen Zyklus.

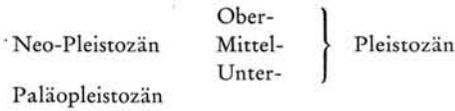
- 3) Man kann diesen sowohl mit einer Kaltzeit als auch mit einer Warmzeit anfangen lassen oder auch, einer bestimmten Konzeption folgend, die Anfänge an verschiedene Punkte legen. Da das Quartär konventionell mit einer Kaltzeit beginnt, plädiert WOLDSTEDT (1966) dafür, jeweils Kalt- und Warmzeit zu einem Zyklus zu vereinigen. Das führt aber dazu, daß man dann Letzte Eiszeit und Holozän zu einem Zyklus vereinigen muß. Die Gefahr, daß das Holozän dann eingezogen wird, liegt nahe, und dieser Vorstellung können die meisten, v. a. die biostratigraphisch orientierten Forscher nicht folgen. (Auch auf dem letzten INQUA-Kongreß wurde dafür in der Subkommission für Holozänstratigraphie und in der Stratigraphischen Kommission keine Zustimmung gefunden.) Beginnt man mit einer Warmzeit, dann schafft man eine logische Parallele zu den Vorgängen im marinen Faziesraum; der Beginn einer Warmzeit entspricht weitgehend dem Beginn einer Ingression. Da marine Schichten sich für großregionale Korrelationen gut eignen, würde also ein brauchbares geologisches Ereignis für die Gliederung benutzt. Leider beginnt aber das Quartär mit einer Kaltzeit, und die Konsequenz ist, daß der Stratigraph inkonsequent sein muß, wenn er sich nicht im selbstgewollten Schematismus verstricken will. Offensichtlich halten viele Stratigraphen den Stilbruch, der mit einer derartigen Regelung einhergeht, nicht für tragbar; ein vom Verfasser (1958) geäußelter Vorschlag fand daher geteilte Aufnahme.

- 4) Neben der Gliederung in Zyklen sind für die Großgliederung des Quartärs weitere Marken bedeutsam. Zum ersten ist erkennbar, und vor allem von paläobotanischen Forschern wurde immer wieder darauf aufmerksam gemacht, daß im Pleistozän eine Biofaziesgrenze deutlich ist, die ungefähr am Beginn oder Ende des Komplexes „Cromer“ liegt; vorher sind die Floren noch den tertiären verwandt; die Faunen erhalten erst ab „Cromer“ deutlich pleistozänen Habitus. Die Geokartographie stellt ebenfalls vor dem nordischen Elster-Komplex erst eindeutig glaziäre Serien fest, was davor liegt, ist im großen Vereisungsgebiet nicht euglaziär.

Eine zweite schärfere Grenze ist dort erkennbar, wo die Altvorderen der Quartärstratigraphie die Grenze zwischen Alt- und Jungmoränen legten. Hier erhebt sich aber die Frage, ob das Eem-Interglazial, wie es bereits im Jahre 1932 vom 2. INQUA-Kongreß in Leningrad vorgeschlagen wurde (vgl. WOLDSTEDT 1962) mit zum Jung-Pleistozän geschlagen werden muß, oder ob man die Grenze an den Beginn des Letzten Glazials legen soll.

Die Diskussion über die angeschnittenen Fragen erbrachte, was zu erwarten war und sich (siehe oben) in der Literatur abbildet, keine Einhelligkeit der Meinungen. Die Erörterung eines Vorschlages, der in Tab. 1 wiedergegeben ist, ergab, daß die Zweigliederung des Pleistozäns von der größeren Anzahl der Mitglieder wohl begrüßt wird, auch daß die Mehrzahl für Verlegung der entsprechenden Grenze an die Basis des „Cromer“-Komplexes plädiert. Wie man aber beide Teile des Pleistozäns nennen will, darüber ergab sich keine Einigung. Nennt man den ersten

Abschnitt Eo-Pleistozän, was die bei der Wahl des Namens Paläo-Pleistozän hervorgerufene Verwechslungsmöglichkeit ausschließt, so muß man hinwiederum eine begriffliche Beeinträchtigung durch die u. a. in der russischen Literatur übliche Verwendung des Namens Eopleistozän befürchten. Daher wäre wohl eine Lösung wie z. B.



vorzuziehen, obwohl sie ebenfalls nicht ideal ist. Man sollte nach Auffassung des Autors derartige Erörterungen vorerst nicht mit der Prononciertheit betreiben, die das geschriebene Wort in der Fachwelt (leider oft) hervorruft. Ich halte es für viel wichtiger, die wissenschaftlichen Grundlagen, die vor Aufstellung einer solchen Gliederung studiert sein müssen, weiter zu untersuchen, da ich der Meinung bin, daß einige der Begriffe bei weitem noch nicht so gefestigt sind, wie sie bei Auführung in einer stratigraphischen Tabelle erscheinen.

Tabelle 1

Holozän		T	
Neo-Pleistozän (oder Eu-Pleistozän)	Utrecht-Stufe	Weichsel K	++++
	(oder Jung- oder Oberpleistozän)	----- Eem T	++
	Oldenburg-Stufe (oder Mittel-Pleistozän)	Saale K ----- K ----- T ----- K ----- Holstein T ----- T	+++ ++
	Erfurt-Stufe (oder Alt- oder Unterpleistozän)	----- Elster K ----- K ----- T ----- „Cromer“ T ----- K ----- T	+++ ++
	Aachen-Stufe	Menap K ----- Waal T ----- Eburon K ----- Tegelen T ----- Praetegelen K	++++ ++ ++ ++

Vorschlag, der auf der Sitzung der SEQS 1967 in Hannover zur Diskussion stand, über die Großeinteilung des Quartärs. K = Kryomer, T = Thermomer, Rechts (Kreuz) = Stratigraphische Grenzen höherer Signifikanz.

Schriftenverzeichnis

- HEDBERG, D.: Stratigraphic classification and terminology. Rep. 21st Sess. Norden intern. geol. Congr. **25**, 1-38, Kopenhagen 1961. - - Status of Stratigraphic Classification and Terminology. Geol. Newsletter **1967**, 3, 16-29, Antwerpen 1967.
- LÜTTIG, G.: Eiszeit - Stadium - Phase - Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. Geol. Jb. **76**, 235-260, Hannover 1958. - - Interglacial and interstadial period. Journ. Geol. **73**, 4, 579-591, 4 Abb., Chicago 1965. - - Die Subkommission für europäische Quartärstratigraphie der INQUA und ihre aktuellen Aufgaben (Berichte der SEQS 1.). Eiszeitalt. u. Gegenw. **17**, 227-228, Öhringen (Württ.) 1966.
- WOLDSTEDT, P.: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. Eiszeitalt. u. Gegenw. **13**, 115-124, Öhringen (Württ.) 1962. - - Der Ablauf des Eiszeitalters. Eiszeitalt. u. Gegenw. **17**, 152-158, Öhringen (Württ.) 1966.

Manusk. eingeg. 5. 5. 1968.

Anschrift des Verf.: Dr. G. Lüttig, Leitender Regierungsdirektor im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung

Von J. FINK, Wien

Mit 5 Abbildungen

Der nachfolgende Bericht gibt einen gedrängten Überblick von der Tätigkeit der genannten Subkommission in der Zeit vom Sommer 1965 bis Sommer 1968. Er schließt demnach an die beiden in dieser Zeitschrift erschienenen Berichte an, nämlich jenen in Band 15, Seite 229—235 und jenen im Band 16, Seite 264—275.

Der dazwischen verstrichene längere Zeitraum läßt es zweckmäßig erscheinen, kurz die ganze bisherige Tätigkeit in die Betrachtung einzubeziehen, weil in letzter Zeit verschiedentlich Diskussionen über Umfang, Ziel und Aktivität von INQUA-Kommissionen geführt wurden und manche der zur Annahme vorgeschlagenen Statuten wohl bürokratisch klar abgefaßt, der Arbeit in Kommissionen jedoch hinderlich sind. So ist insbesondere das Verlangen, die Zahl der Mitglieder von (Sub)kommissionen stark zu reduzieren, äußerst problematisch; es kann am Beispiel unserer Arbeit gezeigt werden, daß dies sogar unmöglich ist. Es wäre vielmehr vom Exekutiv-Komitee der INQUA bzw. der Vollversammlung des nächsten Kongresses zu prüfen, ob in manchen Kommissionen überhaupt eine produktive Arbeit möglich ist, wenn etwa für jeden Kontinent nur ein Vertreter nominiert ist, der kaum mit seinen kontinentalen Kollegen Kontakt halten kann. Hier wäre eine andere, neue Form der wissenschaftlichen Zusammenarbeit anzustreben.

Die fachliche und räumliche Zielsetzung der „Subkommission für Stratigraphie des Lösses in Europa“, wie der offizielle Titel heißt, ist klar umrissen und bildet die Voraussetzung für eine produktive internationale Zusammenarbeit, deren erstes Ziel eben ist, die Lößprofile der verschiedenen europäischen Räume zu korrelieren. Dennoch ist unsere Arbeit nur so zu bewältigen, daß

1. gemeinsame Begehungen der verschiedenen Typuslokalitäten stattfinden und
2. eine große Zahl von Forschern zur Mitarbeit herangezogen werden.

Jede unserer Veranstaltungen war für das betreffende Gastland mit umfangreichen Vorbereitungen, meist auch der Herausgabe eines eigenen Exkursionsführers, verbunden. Nicht nur große zeitliche Opfer wurden von dem jeweiligen Führer gefordert, sondern meist auch beträchtliche Mittel für Vorbereitungen und Durchführung vom Gastland getragen. Akademien, Geologische Dienste und Hochschul-Institute halfen hier in hervorragender Weise. Es ist mir als dem Vorsitzenden ein wirkliches Bedürfnis, diese Unterstützung besonders hervorzuheben. Es muß aber gleichzeitig mitgeteilt werden, daß bisher von Seiten der INQUA nicht der kleinste finanzielle Zuschuß erfolgte, obwohl mehrere diesbezügliche Anträge an die offiziellen Stellen gerichtet worden waren! Wir wollen hoffen, daß nunmehr, nach Umwandlung der INQUA in eine Union, diese Art Privatinitiative überflüssig und eine der Aktivität und dem fachlichen Erfolg entsprechende Aufschlüsselung der Gelder an die (Sub)kommissionen erfolgen wird.

Fortschritte in der Zusammenarbeit

Daß unsere jährlichen Zusammenkünfte eine echte Propaganda des INQUA-Gedankens darstellen, liegt auf der Hand; daß sie auch fachlich entsprechen, beweist die Tatsache, daß nunmehr auch andere (Sub)kommissionen, wie etwa die für das Holozän, solche Treffen veranstalten.

Unsere Zusammenkünfte waren:

- 31. 5. — 3. 6. 1962 in Österreich
- 22. 8. — 28. 8. 1963 in ČSSR (vergleiche hierzu Bericht in EuG 15)
- 1. 4. — 4. 4. 1964 in DDR (vergleiche hierzu Bericht in EuG 16)
- 21. 4. — 24. 4. 1965 in Ungarn
- 6. 9. — 10. 9. 1966 in Jugoslawien (siehe unten)
- 29. 8. — 3. 9. 1967 in Belgien (siehe unten).

Für Herbst 1968 war eine Zusammenkunft in Bulgarien vorgesehen gewesen, die auf das kommende Frühjahr verschoben wurde.

Diese Zusammenkünfte stellen nur das grobe Gerüst dar, eine Reihe von Exkursionen, die der Korrelation von Lößprofilen dienen, fanden mit kleineren oder fachlich zum Teil anders interessierten Gruppen statt. So darf hier an erster Stelle die Tätigkeit einer Arbeitsgemeinschaft erwähnt werden, die sich auf Grund der Initiative des Direktors des Geographischen Institutes der

Akademie der Wissenschaften in Moskau, Herrn Akademiker GERASIMOV, unter dem Titel „Löß, Paläolithikum und Periglazial“ etablierte. Auf einer zweiwöchigen Exkursion im Juni 1967, die von Moskau an die Desna und den mittleren Dnjepr führte, waren neben russischen und ukrainischen Kollegen Forscher aus den Staaten des östlichen Mitteleuropa beteiligt; dem Vorsitzenden der Lößkommission war ebenfalls die Teilnahme ermöglicht worden, was die Möglichkeit eines intensiven Gedankenaustausches bot. Diese Arbeitsgemeinschaft, die in ihrer Zielsetzung ganz auf die osteuropäischen (Wald)Steppen abgestimmt ist, wo das Paläolithikum stets innerhalb der Löss liegt und auch die periglazialen Erscheinungen vorwiegend den Löß und seine Derivate betreffen, hat nun auf ihrer zweiten, gleich langen Exkursion durch die DDR, die ČSSR und Ungarn im Juni 1968 erkennen müssen, daß in Mitteleuropa diese Kombination nur mehr teilweise entspricht. Liegen doch bedeutende Paläolithstationen hier in Höhlen, im Travertin oder irgendwo an der Oberfläche weitab vom Löß, und auch die periglazialen Erscheinungen sind weitaus vielfältiger als in der osteuropäischen Lößlandschaft. Trotzdem brachte auch diese Exkursion einen Erfolg, da die sowjetischen Kollegen meist zum ersten Mal wichtige Typuslokalitäten, wie Dolni Vestonice oder Paks, kennenlernen konnten und damit die Lößstratigraphie Mitteleuropas an eindrucksvollen Beispielen demonstriert erhielten.

Große Bedeutung kam auch einer Exkursion zu, die von B. MEYER und H. ROHDENBURG anläßlich der DEUQUA-Tagung in Göttingen im Sommer 1966 geführt wurde und die die Demonstration von Lößprofilen der niederrheinischen Senke zum Gegenstand hatte (vgl. hierzu EuG 17, Seite 216). Am heißesten Tag dieses Jahres — was den persönlichen Einsatz der beiden Führenden unterstreichen möge — wurde eine bis ins Detail gehende Stratigraphie der Würmlössse vorgeführt und damit ein wichtiger Beobachtungsraum einem weiten Kreis von Quartärforschern vorgestellt. Fachliche Details brauchen nicht mitgeteilt zu werden, weil von den beiden Genannten einschlägige Arbeiten vorliegen. Ihre stratigraphische Konzeption wird durch den im benachbarten Rhein-Main-Gebiet arbeitenden A. SEMMEL bestätigt.

Eine wichtige Ergänzung unserer Kommissionsarbeit stellen Arbeiten einzelner Kollegen im Mittelmeergebiet dar. K. BRUNNACKER hat Höhlen- und Lößstudien in Dalmatien, Griechenland und Spanien durchgeführt. R. PAEPE hatte Gelegenheit, die Quartärstratigraphie Griechenlands zu studieren und dabei für das Jungpleistozän jene Abfolge bestätigt, die dem Gros der Lößforscher als Basis ihrer internationalen Zusammenarbeit dient. Zusammen mit den (schon länger bekannten) Beobachtungen von O. FRÄNZLE aus dem oberitalienischen Raum ergeben sich nunmehr für das Mittelmeergebiet neue Perspektiven, durch die manche alte Vorstellung über das Paläoklima revidiert werden muß.

Auch andere Gebiete konnten erschlossen werden, so der für unsere Arbeit besonders wichtige rumänische Raum, von dem zwar viele Einzelbeschreibungen, die vor allem zur Zeit des Internationalen Bodenkundlichen Kongresses 1964 in Bukarest angefertigt worden waren, vorliegen, der jedoch bisher ohne Kontakt mit der INQUA-Lößkommission stand. Anläßlich einer Vortragseinladung im Juni 1968 ergab sich für mich die Gelegenheit einer Exkursion in die Dobrogea (Dobrutscha). Unter Führung von Frau Dr. CONEA und Dr. FLOREA wurden die wichtigsten Profile sowohl an der Küste des Schwarzen Meeres (von Constanța bis Magnalia) als auch am Abfall zur Donau (Cernovoda) demonstriert. Es handelt sich jeweils um reich gegliederte Lößprofile, die festen Gesteinen aufliegen. Besonders überrascht ist man von der starken typologischen Ausprägung der Paläoböden, was eine stratigraphische Zuordnung nicht leicht macht, obwohl die Profile feld- und labormäßig bestens durchgearbeitet sind. Durch die nun einsetzende Zusammenarbeit wird aber sicher eine weitgehende Korrelierung möglich werden. Von rumänischer Seite wurde die Mitarbeit zugesagt und Frau Dr. CONEA hat bereits mehrere Profile für die gemeinsame Publikation zum Pariser Kongreß beigesteuert. Auch die Mitarbeit an der Lößkarte von Europa (s. u.) ist gesichert. Diese Kontakte mit Rumänien sind nicht nur wegen der besonders aussagefähigen Lößprofile dieses Landes wichtig, sondern auch deshalb, weil dieser Raum die Brücke zur Ukraine bildet, die bekanntlich durch besonders reich gegliederte Lößprofile ausgezeichnet ist. Anläßlich der oben genannten Exkursion in die UdSSR wurden einige dieser Profile besichtigt und erste Kontakte mit den dortigen Bearbeitern, vor allem M. F. WEKLITSCH, aufgenommen. In Bulgarien wird der Gedankenaustausch fortgesetzt werden, die Verbindung ist allerdings zu kurz, als daß sein spezieller Beitrag für den gemeinsamen Bericht zum Pariser Kongreß mit den übrigen korreliert werden könnte.

Der ost- und südosteuropäische Raum ist somit — zumindest in groben Zügen — erfaßt. Im zentraleuropäischen Bereich ist bereits jede Detaillandschaft bearbeitet und die Ergebnisse der Lößkommission bekannt. Auch der nordwesteuropäische Bereich ist nunmehr weitgehend korreliert. Anläßlich einer Exkursion in den Niederlanden konnte ich besonders aussagefähige Lößprofile in Südlimburg, nämlich jenes von Sittard und jenes von Maastricht (vgl. Abb. 4) unter Führung von O. S. KUYL besichtigen. Auf der Tagung in Belgien wurden diese Profile diskutiert und ihre gute Vergleichbarkeit mit belgischen und nordfranzösischen (aus dem Raum von Lille) hervorgehoben. In diesem Zusammenhang darf auf die gute (schon längere Zeit bestehende)

Zusammenarbeit zwischen belgischen und (nord)französischen Kollegen hingewiesen werden, was anlässlich der letzten Veranstaltung überzeugend demonstriert wurde.

Der übrige französische Raum — und das soll hier offen mitgeteilt werden — bildet allerdings noch das (einzige) Loch in unserem sehr engmaschigen Netz von Beobachtungspunkten. Dafür sind mehrere Ursachen zu nennen: Zum ersten lag der räumliche Schwerpunkt unserer Kommissionsarbeit anfangs im östlichen Mitteleuropa, wie dies auch aus unseren Zusammenkünften ersichtlich ist. Und dies nicht nur darum, weil sehr aussagekräftige Profile hier liegen, sondern vor allem deshalb, weil viele unserer Mitarbeiter nur innerhalb dieser Staaten reisen konnten. Zum zweiten — und das war für mich der Hauptpunkt — hängt das Gros der französischen Kollegen noch einem alten, längst überholten stratigraphischen System an, das aus der Hochblüte der prähistorischen Forschung stammt und heute von der Feldforschung überwunden ist. Hätten wir also in diesen Räumen begonnen, wäre bald eine theoretische Diskussion die Folge gewesen und unsere Arbeit hätte sich totgefahren. Im übrigen wird der 1968 in Frankreich stattfindende INQUA-Kongreß Gelegenheit geben, mit den französischen Kollegen in engstem Kontakt zu treten und unser stratigraphisches Konzept ihnen vorzulegen. Wir sind überzeugt, daß unsere Anregungen aufgegriffen werden, wie dies schon jetzt von einigen französischen Forschern getan wird.

Fachliche Ergebnisse

Wenn bisher von Erfolgen bei der internationalen Korrelation gesprochen wurde, so betreffen diese vornehmlich die letzte Eiszeit (Waldai, Weichsel, Würm). Für diesen Zeitraum, einschließlich des letzten Interglazials (Mikulino, Eem, Riß/Würm) sind bestenfalls noch Detailfragen offen. Die Abfolge in den einzelnen Faziesgebieten (Paläoklimaprovinzen) ist so exakt und an so vielen Stellen Europas studiert, daß die einzelnen Profile zur Eichung neuer oder noch nicht völlig erprobter Untersuchungsmethoden verwendet werden können. (Aus diesem Grund wäre es unzweckmäßig, wenn die neu gegründete Subkommission für Quartärstratigraphie in Europa wieder bei diesem Zeitabschnitt mit ihrer Arbeit begänne. Diese Arbeitsgruppe muß sich vorerst mit der Großgliederung, d. h. den wichtigsten Abschnitten und den sie trennenden Zäsuren des Pleistozäns befassen und so versuchen, eine echte Korrelation zu erreichen.)

Kurz werden nachfolgend die Ergebnisse unserer Arbeit, sofern sie das Jungpleistozän betreffen, wiederholt. Der letztinterglaziale Boden kann fast überall in Europa mit großer Sicherheit fixiert werden. Er erscheint als der letzte ausgeprägte Waldboden innerhalb eines Lössprofils. Sogar für Räume, die heute von Steppenböden eingenommen werden, trifft dies zu. So etwa liegt noch an der Desna und am mittleren Dnjepr ein kräftig entwickelter brauner (Unter-)Boden. Erst südlich Kiew scheint — allerdings sind die eigenen Beobachtungen hierfür zu lückenhaft — die Intensität abzunehmen, so daß noch weiter im Süden vielleicht der Übergang in die (letz)tinterglazialen Steppen liegen könnte. Doch ist das vorläufig noch eine Arbeitshypothese, die nach der Besichtigung der Profile der Dobrogea wieder problematisch wird. Die Lössprofile an der Küste des Schwarzen Meeres zeigen nämlich sehr kräftige Paläoböden im letzten Interglazial, obwohl dort die heutigen Böden Tschernoseme sind, die bei weniger als 400 mm Jahresniederschlag entstanden. Ansonst ist stets eine sehr interessante Beziehung zwischen heutigem und letztinterglazialen Boden festzustellen: Letzterer zeigt eine typologische Differenzierung je nach Paläoklimaraum, wobei diese Paläoklimaräume in ihren Grenzen, nicht aber in ihrem Charakter mit den heutigen gut korrespondieren. So finden sich Unterböden von Pseudogleyen, Parabraunerden, aber auch rotbraun gefärbte Horizonte, die an der Unterkante zum C-Horizont eine Kalkanreicherung in Form von Biologlaska (Weißäuglein) zeigen und damit auf wechselfeuchte, sommertrockene Bildungsbedingungen hinweisen, wie sie bei den zimtfarbenen Waldböden Südosteuropas gegeben sind. Diese letztinterglazialen (Unter)böden sind im östlichen Österreich und in der angrenzenden Slowakei besonders häufig. Podsole fehlen fast immer, aber das hat seine Ursache darin, daß das Ausgangsmaterial meist Löß ist und auf bindigem Material bekanntlich die Degradation in der Richtung der Lessivierung (Illimerisation) verläuft.

Über dem letztinterglazialen Boden(rest) folgt eine Serie von Böden bzw. in feuchteren Paläoklimaräumen Bodensedimenten, die voneinander durch äolische oder deluviale Ablagerungen getrennt sind. Diese Böden oder Bodensedimente entsprechen zeitlich den verschiedenen Interstadialen, vielleicht besser benannt „Oszillationen“, nach Beginn der letzten Kaltzeit, deren bekannteste Amersfoort und Brörup sind. Sie bilden mit dem (Unter)boden des letzten Interglazials stets einen Komplex, der immer wieder die gleiche Abfolge zeigt, selbst wenn deluviale Verlagerungen im Profil vorhanden sind. Dieser Komplex, der in der trockenen Lösslandschaft Österreichs als Stillfrieder Komplex bezeichnet wird, hat im Laufe der Erforschung anderer Länder und Faziesräume viele lokale Namen als stratigraphische Synonyma erhalten. Nachdem fast jede Typuslokalität eines Paläoklimaraumes ihre spezielle Modifikation gegenüber dem allgemeinen Schema aufweist, erscheint es zweckmäßig, die im Umlauf befindlichen Namen beizubehalten, zumal sie ja stratigraphisch fixiert sind. In Abb. 1 ist der locus typicus für den Stillfrieder Komplex dargestellt, wobei diese Darstellung der von der Lösskommission erarbeiteten Norm entspricht.

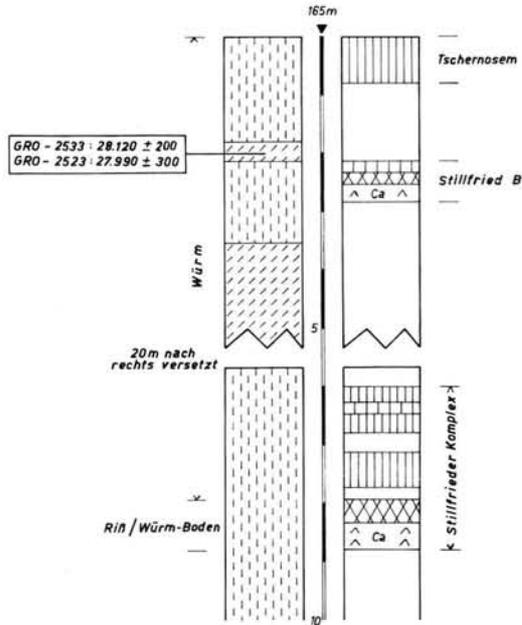


Abb. 1. Das Lößprofil von Stillfried an der March, Niederösterreich, als Prototyp für die Gliederung des letzten Glazials. Die zeichnerische Darstellung entspricht der von der Subkommission für Lößstratigraphie ausgearbeiteten Norm. Vergleiche hierzu auch den Text.

Schon im letzten Bericht über unsere Kommissionsarbeit in EuG 16 wurde auf Seite 274 auf die Prinzipien der schematischen Zeichnung hingewiesen: kurze Ergänzungen finden sich am Ende dieses Berichtes.

Immer zeigt sich somit über dem letztinterglazialen Boden eine Zeit des Wechsels von Lößakkumulation und Bodenbildung, wobei gegen oben immer mehr die Lößbildung die Oberhand gewinnt. (Die Lössen können in feuchten Paläoklimaräumen durch andere äolische Sedimente oder deluviale Bildungen ersetzt sein.) Der ganze Zeitabschnitt wird beendet mit einem in den meisten Profilen typologisch schwer definierbaren Boden, der in der trockenen Lößlandschaft Österreichs die Arbeitsbezeichnung „Stillfried B“ erhalten hatte. Wenige cm über seiner Oberkante finden sich Holzkohlen, zum Teil im verschwemmten Zustand, welche die in Abb. 1 angegebenen Werte lieferten. ((Diese C-14 Bestimmung ist u. a. bemerkenswert, weil sie eine der letzten von Prof. DE VRIES war, dem das Verdienst zukommt, entscheidende Beiträge zur absoluten Chronologie des Jungpleistozäns geleistet zu haben.) Auch für Stillfried B sind sehr viele analoge lokale Bezeichnungen vorhanden, deren Zeitgleichheit zum Teil bereits durch Radiokarbonaten erhärtet werden kann — wengleich hier keinem Primat der absoluten Zahl das Wort geredet werden soll. Starke typologische Unterschiede liegen wieder entsprechend den verschiedenen Paläoklimaräumen vor: Gleyflecken in der feuchten Lößlandschaft Österreichs, enge kryoturbate Fältelung im belgischen und nordfranzösischen Raum, blasse Steppenböden im östlichen Österreich und ausgeprägte Steppenböden in Nordserbien — um nur einige Beispiele zu nennen.

Darüber folgt nun in allen Profilen, auch in solchen aus feuchten Paläoklimaräumen, ein typischer Löß, der anzeigt, daß nunmehr überall im periglazialen Raum trocken-kalte Bedingungen eingetreten sind, weil die Gletscher ihren Maximalstand erreicht hatten. Diesem Löß ist der heutige Boden — dessen Bildung vielfach schon im Spätglazial begann — aufgeprägt. Nur in südosteuropäischen Profilen erscheint zwischen dem heutigen Boden und Stillfried B noch ein Paläoboden, der allerdings sehr schwach ausgebildet und deshalb oft nicht auffindbar ist. Er muß einer spätglazialen Schwankung entsprechen (vgl. nachfolgenden Bericht über Jugoslawien).

Für die älteren Zeitabschnitte (tiefer als R/W) ist die Aussagekraft von Lößprofilen nicht mehr so zwingend, es sei denn, die morphologische Position läßt eine klare Einordnung der Deckschichten zu. Ältere Lössen sind naturgemäß seltener, auch sind sie meist von der (früh)würmzeitlichen Solifluktion erfaßt worden. Dennoch ist auch bei solchen Profilen eine weit-

gehende Übereinstimmung zustande gekommen. Es ist verständlich, daß im Folgenden nur wenige Bemerkungen hierzu gemacht werden können, weil die entsprechenden Arbeiten noch nicht abgeschlossen sind. Auf eine Stellungnahme von K. BRUNNACKER in EuG 15 sei verwiesen. Im zirkumalpinen Raum sind die Terrassen die beste Möglichkeit für die Stratifizierung der Löss- und Paläoböden und vice versa können durch letztere die Terrassen eingestuft werden. Von dieser Möglichkeit haben bekanntlich schon vor 70 Jahren A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909) Gebrauch gemacht. Die kräftige Verwitterung an der Oberkante der Deckenschotter, auch Ferrettisierung genannt, bestätigt sich immer wieder. Schwieriger ist es in den nord- und osteuropäischen Moränen- und Terrassengebieten, wo wir im Zuge unserer gemeinsamen Exkursionen sehr aufmerksam die Bodenbildungen unterhalb des Eem- bzw. Mikulinobodens studiert hatten. Dabei zeigte sich etwa bei der schon zitierten Exkursion an die Desna und den mittleren Dnjepr, daß in allen Profilen über der Dnjeprmoräne stets nur der Boden der letzten Warmzeit (Mikulino) zu finden ist. Nirgends waren auch nur Spuren einer Bodenbildung zwischen Dnjepr- und Moskaurmoräne zu erkennen. Auch im sächsisch-thüringischen Raum waren es nur äußerst problematische Bodensedimente, die vielleicht die Fuge zwischen Warthe und Saale repräsentieren könnten. Hier ist ein Ansatz für die stratigraphische Kommission vorhanden, der für die internationale Korrelation ausgenützt werden muß! Weit problematischer ist es im südosteuropäischen Bereich, der durch besonders reich gegliederte Lößprofile gekennzeichnet ist. Selbstverständlich sind auch in Mitteleuropa, z. B. im Oberrheintal, in Südmähren — südlich von Brünn liegt am Roten Berg das größte Lößprofil, das bisher bekannt wurde — und Niederösterreich einzelne reich gegliederte Profile vorhanden, in Südosteuropa sind sie aber die Regel. Daß ihre stratigraphische Ausdeutung sehr viele Möglichkeiten offen läßt, ist verständlich. Die exakte Zuordnung jedes einzelnen Paläobodens wird hier sicher nie möglich sein, wohl aber können bei Berücksichtigung der Verwitterungsintensität, Überprägungen usw. gewisse Gruppierungen vorgenommen werden. Dies ergab auch die Exkursion nach Jugoslawien, aber auch jene des Verfassers zu den Profilen der Dobrogea.

Tagung 1966 in Jugoslawien

Die Veranstaltung begann am 6. 9. 1966 im Haus der Serbischen Akademie der Wissenschaft und der Kunst in Belgrad. Der Vorsitzende eröffnete und gab einen kurzen Überblick der die Lößforschung betreffenden Ergebnisse des INQUA-Kongresses in Boulder/U.S.A. Der Sekretär der Geologischen Gesellschaft Jugoslawiens begrüßte als Hausherr und anschließend folgte das Einführungsreferat in die Exkursionsräume von Frau Dr. MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ, die sich um die Vorbereitung und Durchführung der Veranstaltung sehr verdient gemacht hatte.

Bei der Darstellung der Forschungsgeschichte erwähnte sie an erster Stelle S. V. LASKAREV, dessen geologische Arbeiten im wahrsten Sinn des Wortes die Basis für die Lößprofile dieses Raumes bilden. Seiner Auffassung nach sind die unterhalb der Löss- oftmals zutage tretenden Sedimente mit *Corbicula fluminalis* in das Große Interglazial, also Mindel/Riß, zu stellen und geben Zeugnis eines großen Sees, der zu dieser Zeit noch im südlichen pannonischen Becken bestanden haben soll. Die Brauchbarkeit dieses Fossils als Leitform ist aber anzuzweifeln, da es etwa im belgischen Raum als typisch für das letzte Interglazial, Riß/Würm, angesehen wird. Auch zeigen einige Lößprofile auf Grund der Zahl ihrer Paläoböden, daß sie mit ihren unteren Teilen noch weit vor das Große Interglazial zurückreichen. Da S. V. LASKAREV die Lößbildung nicht mit periglazialen Vorgängen verband, ist auch seine chronologische Einstufung der Lößprofile überholt. J. MARKOVIĆ beschränkte sich bei ihrer Schilderung auf die typischen Löss- ließ also die gesamten Staublehmen des nordkroatischen Raumes außer Betracht. (Diese sind in letzter Zeit durch G. JANEKOVIĆ, D. BASLER und auch K. BRUNNACKER intensiv bearbeitet worden.) Für die trockenen Lößgebiete Nordserbiens und der Vojwodina (Batschka und Banat) liegen durch sie viele neue Ergebnisse vor. Auch die oasenförmig auftretenden Lößinseln in den Flußtälern der Morava und Bosna sowie im Becken von Skopje sind von ihr entdeckt worden.

Diesem Referat folgten interessante Berichte über die Quartärflora und Vegetation Jugoslawiens (Dr. GIGOV), über mikropaläontologische Untersuchungen (Frau Dr. GAGIĆ) und über jungtektonische Verstellungen im N von Belgrad (Dr. ZERENSKI).

Am Nachmittag begann die Exkursion mit der Besichtigung eines Profiles am südwestlichen Stadtrand von Belgrad beim Hippodrom. Die Serie meist sehr kräftig entwickelter Paläoböden war sehr schwer zu stratifizieren, da in den unterlagernden Terrassenkiesen zwar ein Zahn von *Mastodon arvernensis* gefunden wurde, dieser aber jede pleistozäne Altersstellung der Deckschichten zuläßt.

Die Weiterfahrt nach Smederovo über das nordserbische Hügelland bot ein eindrucksvolles morphologisches Bild, indem die vermutlich oberpliozäne, das Hügelland krönende Pedimentfläche noch von dem Härtling Avala, einem kretazischen Lakkolith, überragt wird. In Smederovo (Nr. 1 auf Abb. 2 und 3) liegt nach Darstellung von J. MARKOVIĆ in Vol. 12, Proceed. VII INQUA-Congress, pg 264 ein reich gegliedertes Lößprofil vor. Anlässlich unserer Exkursion zeigten die Auf-

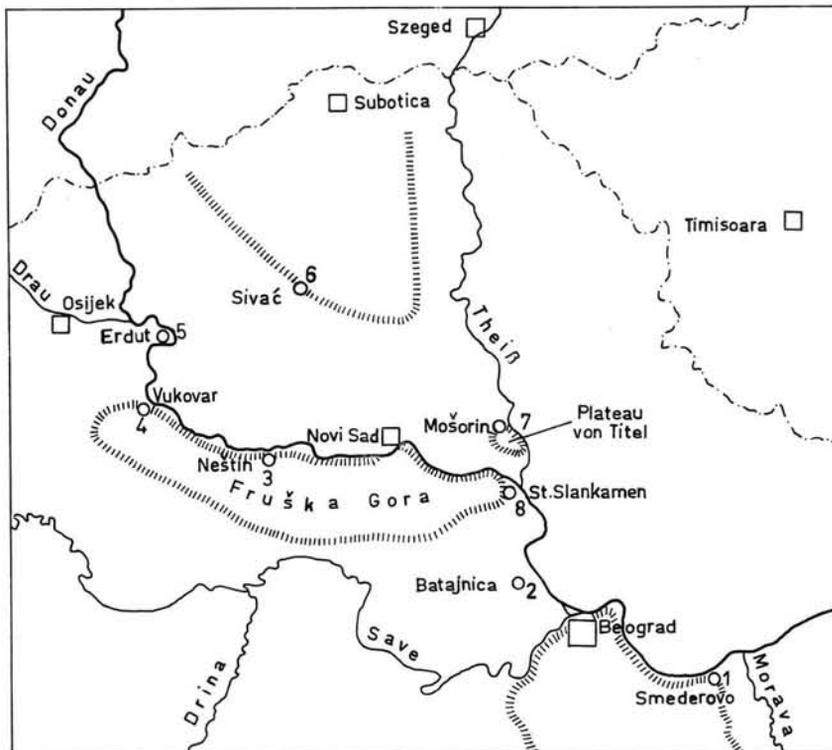


Abb. 2. Position der auf der Exkursion besuchten Lößprofile Jugoslawiens.

schlüsse am Abfall des nordserbischen Hügellandes gegen die Flußebene von Donau und Morava hingegen nur einen einzigen, äußerst kräftigen Steppenboden, der in gleicher Ausbildung und Position in allen übrigen Profilen gefunden wurde. Er wird von J. MARKOVIĆ als „PK II“ bezeichnet, was aus mehreren Gründen nicht sehr glücklich ist:

1. darf prinzipiell der Begriff „Komplex“ nur dann angewendet werden, wenn tatsächlich eine Übereinanderfolge von zeitlich verschiedenen Böden vorliegt, wobei kleine Veränderungen, wie frühkaltzeitliche Überprägungen, leichte Solifluktionerscheinungen usw. toleriert werden sollen.
2. ist der Begriff „PK“ in der ČSSR eingeführt worden, wobei gleichzeitig Nummern die stratigraphische Position angeben. Der von J. MARKOVIĆ als „PK II“ bezeichnete Paläosol entspricht aber — nach Auffassung der meisten Teilnehmer — dem PK I in der ČSSR, d. h. also Stillfried B.
3. ist aus Abb. 3, die links das Standardprofil und daneben die stratigraphische Auffassung von J. MARKOVIĆ enthält, unter anderem ersichtlich, daß die Bezeichnung „PK“ sehr willkürlich angewendet wird, da sie beispielsweise beim „PK IV“ und „PK V“ zwei voneinander getrennte Paläoböden umfaßt, während die oberen Paläoböden für sich allein stehen. Es kann auch schwerlich der ganze „PK IV“ das letzte Interglazial repräsentieren, wie dies J. MARKOVIĆ annimmt.

Der von J. MARKOVIĆ als „PK I“ bezeichnete Boden liegt nahe der Unterkante zum heutigen. Er ist so schwach ausgebildet, daß er kaum erkennbar ist. Er hat in Mitteleuropa kein Analogon, könnte aber im südosteuropäischen Raum überall dort, wo an großen Gerinnen noch bis in das Spätglazial Lößakkumulation möglich war, eine gewisse gesetzmäßige Bedeutung haben. Nach einer mündlichen Mitteilung von B. FRENZEL, dem eine Probe aus einem Profil nahe Neštin (s. u.) zur Untersuchung vorgelegt worden war, scheint sich der palynologische Befund dieses Bodens kaum von dem des liegenden und hangenden Lösses zu unterscheiden. In Smederovo wurde der kaum entwickelte Paläoboden angezweifelt, der ausgeprägte Tschernosem hingegen war in beiden Aufschlüssen gut zu erkennen. Er liegt über einer Serie geschichteter Feinsedimente, die von J. MARKOVIĆ als lakustrin gedeutet werden.

Im Folgenden sind Teile eines Berichtes wiedergegeben, den A. BRONGER-Kiel für die DFG verfaßte. Sie sind jeweils unter Anführungszeichen gesetzt. Der Bericht ist deshalb wertvoll, weil A. BRONGER nach unserer Exkursion mehrere Profile noch einmal besuchte und Proben für Dünn-
schliffuntersuchungen entnahm. Sein Bericht enthält also auch spätere Beobachtungen.

„Am 7. 9. führte die Exkursion von Belgrad nach Zemun, wo nach einem kurzen Landschafts-
überblick die Weiterfahrt nach B a t a j n i c a (Nr. 2 auf Abb. 2 und 3) erfolgte. Reich gegliederte
Lößprofile liegen am Steilabfall gegen die Donau. Zuunterst war ein aus sandigem Löß gebildeter
Waldboden(rest), überlagert von rotgefärbtem sandigem Material, aufgeschlossen („PK V“ nach
J. MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ). Darüber liegen, durch jeweils mehrere Meter Löß getrennt, noch vier
fossile Böden. Während der untere als Waldboden typisiert werden kann, stellt der nächsthöhere

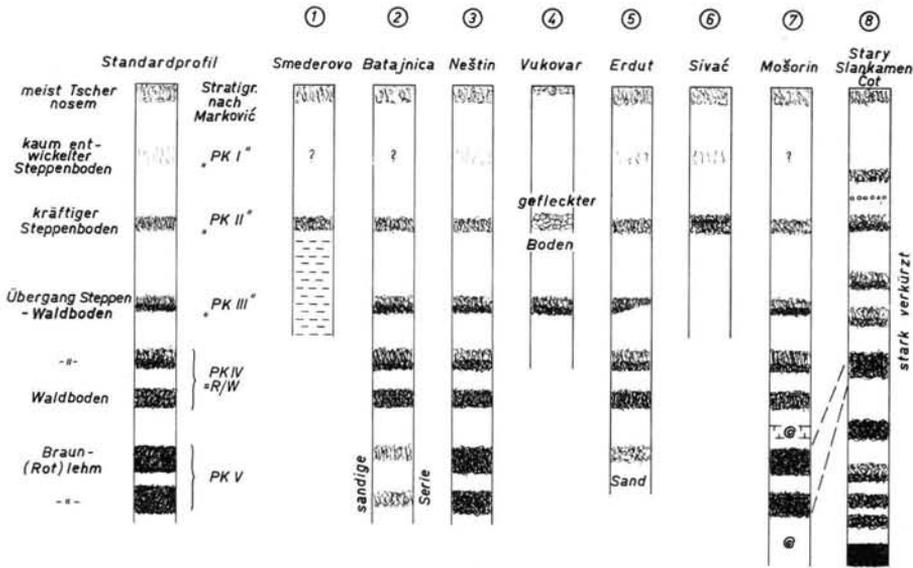


Abb. 3. Skizze der in Abb. 2 eingetragenen jugoslawischen Lößprofile. Die Profile sind auf das Standardprofil bezogen und daher nicht maßstäblich gezeichnet.

einen Übergangstypus zwischen Wald- und Steppenboden dar. Diese beiden Böden, obwohl durch fast zwei Meter Löß getrennt, werden von J. MARKOVIĆ als „PK IV“ zusammengefaßt und insgesamt ins R/W-Interglazial gestellt! Der zweitoberste fossile Boden, „PK III“ genannt, stellt makroskopisch ebenfalls einen Übergangstypus von Wald- zu Steppenboden dar, während der oberste fossile Boden, „PK II“, einen kräftigen Steppenboden darstellt. Einige hundert Meter weiter donauaufwärts bei Kapella liegt nur wenig über dem Strom im sandigen Löß ein mächtiger rotbrauner, stark pseudovergleyter Boden, der von J. MARKOVIĆ als „PK VI“ bezeichnet wird.“ Seine stratigraphische Stellung ist sehr problematisch und auch die Pseudogleyerscheinung ist in allen übrigen Profilen nicht wieder gefunden worden. Es hat daher wenig Zweck, auf ihn näher einzugehen.

„Leider erst gegen Abend wurde bei Neštin (3) am Steilabfall zur Donau eine Abfolge von Lössen und fossilen Böden angetroffen, die im oberen Teil — „PK IV“ bis „PK II“ — der bei Batajnica stark ähnelt. Sehr interessant waren die Ausführungen von B. FRENZEL, der von Proben dieses Profils Pollenuntersuchungen durchführte. Danach enthält der obere Boden des „PK IV“ Pollen der Kiefer und beide Fichtenarten, ähnlich wie in „PK II“, wo die Flora jedoch ähnlicher ist, mit geringerem Baumpollenanteil. Der „PK III“ war leider pollenfrei. Nach B. FRENZEL reicht das Untersuchungsmaterial für weitgehende Schlußfolgerungen nicht aus. Unter dieser Löß-Bodenabfolge liegt durch 6—7 m Löß getrennt ein mächtiger roter, toniger Boden, vielleicht dem „Kremser Rotlehm“ im loc. typ. Schießstätte vergleichbar. Mikromorphologische Untersuchungen an Dünnschliffen von zwei Proben dieses Bodens, die im folgenden Jahr genommen wurden, ergaben jedoch einen starken Anteil von Braunlehm-Teilplasma. Darunter folgt ein Rest eines braun-gelb-rötlichen Waldsteppenbodens. Beide Böden, jeweils von einem kräftigen Ca-Horizont unterlagert, werden von J. MARKOVIĆ zum „PK V“ zusammengefaßt, obwohl sie bodentypologisch mit dem des „PK V“ in Batajnica nicht vergleichbar sind.“

Am folgenden Tag, am 8. 9., wurde bei Vukovar (4) wiederum die Abfolge von Lössen und fossilen Böden vorgeführt. Für kurze Zeit nahm auch G. JANEKOVIĆ an der Exkursion teil, der dieses und weiter westlich liegende Lößprofile (die aber nicht mehr vorgeführt wurden) analysiert hatte. Leider waren die tieferen Paläoböden von Vukovar durch das Hochwasser der Donau kaum studierbar. Der oberste Paläoboden dieses Profiles ist als „gefleckter Horizont“ ausgebildet und typologisch völlig gleich dem „Paudorfer Boden“ am locus typicus. Interessanterweise parallelisiert J. MARKOVIĆ ihn auch mit dem „Paudorfer Boden“, bezeichnet ihn jedoch als „PK I“.

Zwei Bemerkungen allgemeiner Natur sind hier einzufügen:

1. Der fachkundige Leser wird bemerkt haben, daß in diesem Bericht keine Erwähnung über die „Paudorfer Bodenbildung“ gemacht wurde. Das hat seinen Grund darin, daß das Alter der Paudorfer Bodenbildung (am locus typicus und im benachbarten Hohlweg Aigen) von einigen Forschern in Zweifel gezogen wird. Derzeit laufen umfassende Untersuchungen, die nach ihrem Abschluß veröffentlicht werden.
2. Zur Genese der gefleckten Horizonte liegt eine mündliche Mitteilung von Prof. STEFANOVIĆ/Budapest vor, wonach die Entstehung biologischer Natur sei. Bakterielle Umsetzungen sind die Ursache der braunen Flecken im humosen Boden und führen zu dem interessanten pantherfellartigen Aussehen.

Von besonderer Wichtigkeit wäre das Profil von Erdut (5), das auf dem rechten Donauufer knapp unterhalb der Einmündung der Drau liegt. Auf einer tektonisch leicht geneigten Scholle aus tertiären Sedimenten liegt eine Serie von Lössen und Paläoböden, leider sind aber die Aufschlüsse bereits fast ganz verwachsen. Die Zeichnung in Abb. 3 gibt einen ungefähren Überblick.

In zwei Aufschlüssen nördlich und südlich von Sivač nahe Kula (6) liegt jeweils der blasse „PK I“ über dem kräftigen „PK II“. Diese Abfolge scheint typisch für den Lößrücken der nördlichen Batschka, welcher in den südungarischen Raum fortsetzt. Südlich dieser NW—SE verlaufenden Schwelle finden sich zwar mächtige lößähnliche alluviale Feinsedimente, aber keine Paläoböden. Diese lößähnlichen Sedimente sind für den mittleren und unteren Donauabschnitt typisch: sie setzen im österreichischen Raum auf der Praterterrasse ein und sind durch ganz Ungarn (auf der Terrasse IIa nach M. PÉCSI) zu verfolgen. Es handelt sich meist um feinkörnige Alluvionen, die nach ihrer Ablagerung zum Teil ortsnah äolisch verlagert wurden. In der Textur sind sie dem Löß ähnlich. J. MARKOVIĆ bezeichnet sie — im Gegensatz zum typischen Löß, der von ihr „Loess continental“ genannt wird — als „Loess paludéen“.

„Am letzten Exkursionstag (9. 9.) ging es von Novi Sad zunächst zum Titeler Lößplateau, einer isolierten Lößinsel nahe dem Zusammenfluß von Donau und Theiß, die sich bis 50 m scharf abgesetzt über der Ebene der Donau erhebt. Eine mehrere fossile Böden enthaltende Abfolge unweit Mošorin (7) am Theißufer war nur teilweise zugänglich, da die Theiß Hochwasser führte. Eine Untersuchung im Herbst des folgenden Jahres ergab im oberen Teil wieder die gleiche Abfolge: der „PK IV“ aus zwei Böden bestehend, die aber hier durch 2,5—3 m Löß getrennt sind. Sie stellen wie der „PK III“ typologische Übergangsbildungen zwischen Wald- und Steppenböden dar, wogegen der „PK II“ wie in Neštin oder Batajnica ein ausgeprägter Steppenboden ist, hier aber 1,80 m mächtig, mit der Andeutung eines (B)-Horizontes. Darüber liegen noch fast 10 m Löß. Der von J. MARKOVIĆ unter dieser Abfolge ausgeschiedene „PK V“ besteht aus zwei roten, tonigen (mediterranen Varianten?) Waldböden, die durch eine wenige dm mächtige, pedogen überprägte Lößzwischenlage getrennt sind. Im liegenden Löß, unmittelbar über der Theiß, wurde *Corbicula fluminalis* gefunden, was nach S. V. LASKAREV für M/R sprechen soll.“ A. BRONGER bemerkt hierzu ganz richtig, daß sicherlich die untersten Böden schon dieses Alter haben, wenn sie nicht sogar älter sind. Zu ergänzen wäre, daß der „PK III“ nur undeutlich zu erkennen war und zwischen „PK IV“ und „PK V“ eine Süßwasserkalkbank aufgeschlossen ist, die *Planorbis* führt. Eine paläontologische Durcharbeitung dieses Profils erscheint somit erfolgversprechend.

Leider wurde erst kurz vor Einbruch der Dunkelheit Stari Slankamen erreicht. Entlang der zur Donau herabführenden Straße konnte eine Abfolge von Böden und Lössen studiert werden, der „klassische“ Aufschluß von Stari Slankamen Čot konnte aber nur mehr aus einiger Entfernung besichtigt werden. Auf Grund von Untersuchungen von A. BRONGER im folgenden Jahre können einige vorläufige Bemerkungen gemacht werden: „Auch hier sind die vier fossilen Böden des „PK IV“ bis „PK II“ in sehr ähnlicher typologischer Ausbildung wie bei den vorher skizzierten Lößprofilen in einem senkrecht zum Hauptprofil vorhandenen Hohlweg aufgeschlossen, wobei eine 5—20 cm mächtige Kies-Grobsandlage unter dem „PK II“ die Korrelierung mit dem Hauptprofil sichert. Unter dieser wohl jungpleistozänen Abfolge sind hier noch weitere sechs fossile Böden aufgeschlossen! Zuunterst liegt über pliozänen (pannonischen?) Sanden und sandig-lössigem (?) Material (sehr schlecht aufgeschlossen) ein mächtiger „Rotlehm“, der sowohl stratigraphisch als auch nach seinem mikromorphologischen Bild dem Basalboden von Kules (vgl. Bericht von J. FINK in Bd. 16 dieser Zeitschrift S. 272 ff.) entsprechen dürfte und die Plio-Pleistozängrenze markiert. Darüber folgen zunächst zwei rote tonige Bodenreste (rotlehmähnliche Waldböden?),

darüber, durch einen Löß-Ca-Horizont getrennt, ein Waldboden von geringerer Verwitterungsintensität, dann wieder ein roter toniger Boden, der dem zweit- und drittuntersten auch mikro-morphologisch sehr ähnelt, schließlich ein mächtiger rotlehmartiger Boden. Stratigraphisch könnte dieser dem stark tonhaltigen, rötlichen Boden unterhalb der Löß-Boden-Serie „PK IV“ — „PK II“ in Neštín entsprechen, aber er unterscheidet sich bodentypologisch von diesem dadurch, daß er kein Braunlehm-Teilplasma (i. S. KUBIENA'S) enthält.“

Zusammenfassend darf gesagt werden, daß es Frau Dr. MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ bei ihren feldgeologischen Arbeiten — welche ein hohes Maß an physischer Leistungsfähigkeit erforderten — gelungen ist, eine Korrelation innerhalb ihrer Lößprofile herzustellen. Für eine allgemeine Stratifizierung der demonstrierten Profile sind aber noch eingehende Untersuchungen erforderlich. Diese Meinung wird auch von A. BRONGER vertreten, wenn er in seinem Bericht abschließend feststellt: „Die Löß-Bodenabfolge von „PK IV“ bis „PK II“ (nach der Nomenklatur von J. MARKOVIĆ) stellt nach Meinung aller Kommissionsteilnehmer eine sichere Beobachtungsgrundlage dar. Über die stratigraphische Korrelierung einzelner Paläoböden etwa mit österreichischen Typuslokalitäten gingen die Meinungen jedoch auseinander; auch die Festlegung des letztinterglazialen Bodens innerhalb der jugoslawischen Lößprofile ist schwierig, da sich die drei Paläoböden des „PK III“ und „PK IV“ nicht sehr unterscheiden.“

Für die Stratigraphie des gesamten Pleistozäns erscheint mir das Auftreten der beiden als „PK V“ bezeichneten Paläoböden besonders wichtig. Wenn sie auch bodentypologisch (noch) nicht genau erfaßt werden können — visuell-morphologisch liegen sie zwischen Braunlehm, Rotlehm und extremer Parabraunerde — so sind sie doch auf Grund ihrer Mächtigkeit, Struktur und dem überaus kräftigen Ca-Horizont sehr markant. Sie sind auch in den Profilen am Schwarzen Meer in ebensolcher Ausbildung anzutreffen und (lt. Diskussionsbemerkung von Frau Dr. FOTAKIEWA) auch im (nord)bulgarischen Raum häufig zu finden. Ich möchte sie ferner mit den beiden Paläoböden in Paks parallelisieren, die in den Wänden unmittelbar gegenüber dem Bahnhof bei meiner ersten Besichtigung 1957 noch deutlich aufgeschlossen waren.

Vom Standpunkt der gesamten Quartärforschung aus kommt der Bearbeitung der Lößprofile in Südosteuropa eine große Bedeutung zu. Mit Recht stellt J. MARKOVIĆ im Exkursionsführer fest: „Die Lößprofile Jugoslawiens zeigen, daß unser Land, obwohl es während der Eiszeit weit vom Inlandeis entfernt war, sämtliche klimatischen Einflüsse und Schwankungen erduldet. In Jugoslawien sind die Lössе meist viel reicher gegliedert als in einigen zentraleuropäischen Ländern. Die Lössе und die sie trennenden Paläoböden haben daher für die Stratigraphie unseres Gebietes dieselbe Bedeutung wie die Moränen für die nord- und zirkumpalpinen Räume.“

Tagung 1967 in Belgien

29. 8. 67 Einführungsvortrag R. PAEPE, anschließend Exkursion Brüssel—Tongrinne (NW Namur) — Tubize (S, Brüssel) — Brüssel.
30. 8. 67 Exkursion Brüssel — Melle (E Gent) — Gent — Brügge — Ostende — Rumbeke (S Roeselare) — Poperinge (E Ypern) — Ypern.
31. 8. 67 Exkursion Ypern — Kimmel — Prêmesques (SE Armentières, Frankreich) — Lambersart (westl. Stadtrand von Lille) — Kimmel — Warneton (S Ypern) — Volkegem (E Oudenaarde) — Brüssel — Löwen.
1. 9. 67 Exkursion Löwen — Ans (W Lüttich) — Rocourt (W Lüttich) — Kesselt (W Maastricht) — Löwen.
2. 9. 67 Exkursion Löwen — Hasselt — Opgrimby (W Mechelen) — Waterschei (NE Genk) — Hasselt — Löwen.
3. 9. 67 Abschlußdiskussion in Löwen.

Die Tagung war von Dr. R. PAEPE, Geologischer Dienst von Belgien, mustergültig vorbereitet worden. Zu danken ist deshalb auch Herrn Direktor DELMER und seinen Mitarbeitern vom Geologischen Dienst für die vielseitige Unterstützung bei der Vorbereitung und Durchführung. Auch die finanzielle Hilfe seitens der einladenden Stelle sei dankbar vermerkt.

Die viereinhalb Tage umfassenden Exkursionen standen, sofern sie den südlichen und westlichen Teil Belgiens betrafen, ebenfalls unter der Leitung von R. PAEPE, der im nordfranzösischen Raum von J. SOMMÉ vom Geographischen Institut der Universität Lille bestens unterstützt wurde. Von palynologischer Seite erfolgte die Betreuung in diesen Räumen durch R. VAN HOORNE und B. BASTIN, von geologischer half G. DE MOOR. Im östlichen Teil Belgiens führte F. GULLENTOPS, dem wieder B. BASTIN und andere palynologisch assistierten.

Erstmals nahmen an unserer Kommissionsarbeit Kollegen aus den Niederlanden teil, ebenso Lößspezialisten aus dem französischen Raum, die durch eine schon bestehende Zusammenarbeit mit Kollegen PAEPE für unsere Kommissionsarbeit interessiert wurden. Zum ersten Male war auch Großbritannien durch einen Interessenten vertreten.

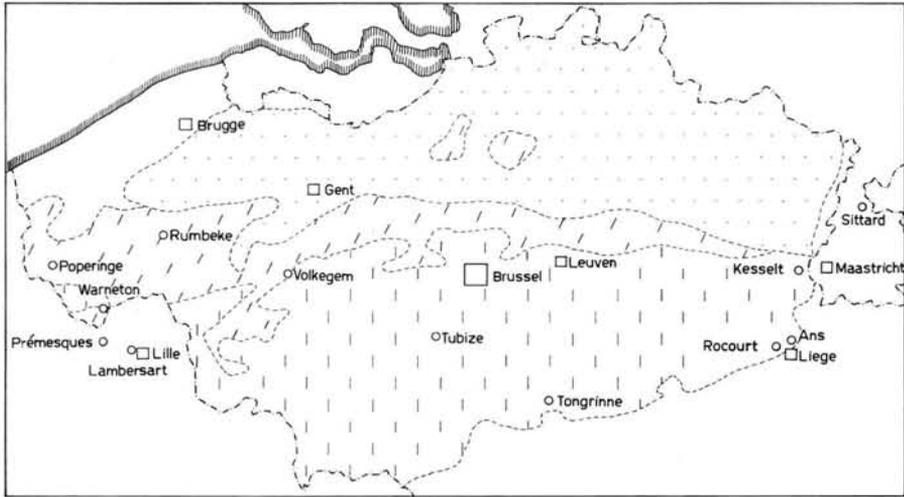


Abb. 4. Position der auf der Exkursion in Belgien (und Nordfrankreich) besuchten Lößprofile. Faziesräume der äolischen Sedimente nach R. PÆPE, 1968: Punktiert ... Decksandgebiet, schräg strichliert ... Übergangsbereich, senkrecht strichliert ... Lößgebiet.

Der Bericht über die Exkursion kann hier in gedrängter Form erfolgen, weil mittlerweile von R. PÆPE eine spezielle Darstellung „Séquences lithostratigraphiques du Pléistocène supérieur - Datations au C-14“ in Bull. Soc. Belge de Géol. LXXXVI, 3, 1967, 171-182, erschienen ist. In dieser Arbeit ist sowohl eine stratigraphische Tabelle als auch ein Kärtchen über die Verteilung der äolischen Sedimente Belgiens enthalten, so daß hier eine zeichnerische Darstellung der Profile unterbleiben kann. Zur allgemeinen Orientierung ist lediglich die Position der besuchten und diskutierten Aufschlüsse in Abb. 4 eingetragen. H. RICHTER und G. HAASE/Leipzig haben für die Quartärforscher ihres Landes einen Bericht verfaßt, der für uns deshalb interessant ist, weil die beiden mit den Problemen an der nördlichen Lößgrenze bestens vertraut sind, so z. B. dem Fazieswechsel zwischen Löß, Sandlöß und Flugsand. Ihre Bemerkungen sind wieder unter Anführungszeichen gesetzt.

„Nach Eröffnung und Begrüßung durch den Vorsitzenden der Subkommission gibt R. PÆPE einen Überblick über die Stratigraphie der jungpleistozänen Löss- und Decksande in Belgien. Er unterscheidet drei Textur-Fazies-Bereiche: das Lößgebiet, das Decksandgebiet und ein Übergangsbereich. Es wird erstmalig eine Korrelation der eem- und weichselzeitlichen Sedimente dieser Faziesbereiche vorgelegt. Die Quartärsedimente liegen im Decksand- und Übergangsbereich in geringer Mächtigkeit auf einem Tertiärsockel und erreichen nur in Rinnen und Senken größere Mächtigkeit. Als Standardprofil gilt das Profil Zelzate (NE Gent), das bei Kanalbauten freigelegt war, z. Z. leider nicht mehr besichtigt werden kann. Unterlage des Weichsellösses sind sowohl sandiges oder toniges Tertiär als auch ältere pleistozäne Sedimente (Rißlöß, Terrassen), nach Süden z. T. Mesozoikum und Paläozoikum. Das Lößgebiet endet nach N mit einer meist deutlichen Lößrandstufe, nach S verzahnt sich der Löß bei zunehmender Höhenlage mit pleistozänen Schuttdecken.“

Während von F. GULLENTOPS für das Lößgebiet bereits seit 1954 eine Stratigraphie auf lithologisch-pedologischer Grundlage vorliegt, wurde von R. PÆPE für das äußerst schwierig gebaute Decksand- und Übergangsbereich, in dem überwiegend nur Bodensedimente vorliegen, eine lithologisch fundierte Stratigraphie in jüngster Zeit erarbeitet. Diese wird durch palynologische Untersuchungen von R. VAN HOORNE und B. BASTIN sowie C-14 Datierungen gestützt.

Als Ergebnis der Diskussion an den Profilen kann festgehalten werden: Im Decksand- und Übergangsbereich wurde bei den Profilen Melle, Rumbeke, Poperinge, Warneton und den beiden nordfranzösischen Profilen (vgl. Abb. 4, in der die Position der besuchten Profile eingetragen ist) vor allem die Grundlagen der lithostratigraphischen Gliederung in diesen Gebieten herausgestellt. Kein Profil zeigte die volle Abfolge, was bei Sandlöß und Bodensedimenten verständlich ist, so daß nur regionale Kenntnisse stratigraphische Aussagen ermöglichen. Nach anfänglichen Zweifeln wurden die Teilnehmer von der Zweckmäßigkeit und Richtigkeit der von R. PÆPE vorgeschlagenen Stratigraphie überzeugt:

Der Eem-Boden (Sol de Rocourt) ist zumeist als semihydromorphe bis vollhydromorphe Bildung entwickelt. In Dellen, die eine vollständige Schichtenfolge zeigen, ist er als Anmoorgley und Naßgley (in Antwerpen: Podsolgley) ausgebildet.

Die mittel- und altweichselzeitliche Folge enthält einige meist verlagerte humose Einlagerungen, die anmoorigen und torfigen Charakter haben. Die stratigraphische Einordnung erfolgt vornehmlich auf Grund pollenanalytischer Befunde (R. VAN HOORNE). Einige C¹⁴-Datierungen dieser humosen Schichten liegen vor. Die Sedimente dieses Schichtpakets bestehen aus verschiedenen schluffig-sandigen Lagen, die von (schwach ausgebildeten) Steinsohlen, Eiskeilhorizonten und Kryoturbationshorizonten gegliedert werden. Die Bedeutung dieser Erscheinungen als Diskordanzen ist größer als in kontinentalen Bereichen, weil die gesamte Schichtfolge in der Regel weniger gestört ist. Nach oben bildet den Abschluß stets ein Kryoturbationshorizont, z. T. mit Frostgleyflecken kombiniert. Er wird als Äquivalent des Sol de Kesselt (= Stillfried B) angesehen.

Im Hangenden ist ein geringmächtiges, primär äolisch abgelagertes Sediment weit verbreitet, das sowohl ehemalige Hohlformen als auch Plateaus gleichmäßig überzieht. Im Decksandgebiet treten zunehmend sandige Sedimente an dessen Stelle.

Im Lößgebiet zeigt die Schichtenfolge überraschende Ähnlichkeit mit den Lößprofilen des feuchten Faziesbereiches in der DDR. Der Sol de Rocourt ist vorwiegend auf saalezeitlichen Lößderivaten als Parabraunerde bis Pseudogley entwickelt. Seine Datierung erfolgt durch Analogieschlüsse bzw. Pollenanalyse der hangenden Schichten. Der Sol de Rocourt am locus typicus weist einen deutlichen B_t-Horizont ohne Pseudovergleichungsmerkmale auf, der von einem schwachen A_e- und Resten des A_h-Horizontes überlagert ist. An anderen Stellen ist die Diskordanz zwischen A_e und Weichselsedimenten durch einzelne Steinfunde und Kryoturbationen belegt.

Die Weichselserie wird z. T. von schwach humosen und darüber frostgleyigen Lößderivaten eingeleitet. In den humosen Schichten konnte B. BASTIN im Profil Rocourt zwei Interstadiale palynologisch nachweisen, die mit Amersfoort und Brørup parallelisierbar sind (Bestätigung durch W. H. ZAGWIJN). Die mittelweichselzeitliche Schichtserie ist vor allem im Profil Kesselt ein mächtiger schwach geschichteter Schwemmlöß, der von 4—5 Frostgleyhorizonten gegliedert ist. Diesen wurde keine stratigraphische Bedeutung beigemessen. Den Abschluß bildet ein rostfarbiger, oft gestriemter Boden (Sol de Kesselt nach F. GULLENTOPS), der auffallende Ähnlichkeit mit dem Gleinaer Boden besitzt. Er wird mit Stillfried B parallelisiert. Auch im Lößgebiet markiert er die bedeutendste weichselzeitliche lithostratigraphische Grenze, indem er der rezenten Oberfläche weitgehend parallel läuft, älteres Relief ausgleicht und von kalkhaltigem Löß bedeckt wird. Die Grenzzone des Sol de Kesselt zum Jungweichsellöß ist meist durch eine braune, tonigere und kryoturbierte Schicht gekennzeichnet.

Der heutige Boden ist eine Parabraunerde, die in den trockeneren Bereichen sowohl mächtige Humusakkumulation als auch eine zweite Generation dunkelgefärbter Tonbeläge aufweist (analog dem Lommatsch-Altenburger Gebiet). Lamellenfleckenzonen sind mehrfach zu beobachten.

Überrascht waren die Exkursionsteilnehmer von der Aussagefähigkeit der beiden nordfranzösischen Aufschlüsse, insbesondere dem Profil von Lambersart, in dem eine minuziöse Gliederung der würmeiszeitlichen Sedimente möglich ist. Die vorgetragene stratigraphische Interpretation fand volle Anerkennung. Die Forschungsergebnisse, die bei unserer Exkursion in Belgien (und Nordfrankreich) überzeugend demonstriert wurden, sind als gültig für größere Räume anzusehen. Hierbei darf in Erinnerung gebracht werden, daß F. GULLENTOPS schon 1954 grundlegende Ergebnisse (über die Profile von Rocourt, Kesselt und andere Orte) publiziert hatte und auch die langjährigen Geländearbeiten von R. PAEPE in großen Zügen schon seit 1964 bekannt sind. Dennoch zeigt sich, daß erst durch eine gemeinsame Begehung und Diskussion am Objekt eine internationale Resonanz erzielt werden kann. Auch dies spricht für die Beibehaltung der bisherigen Art unserer Kommissionsarbeit, nämlich die eigenen Forschungsergebnisse mit den Fachkollegen anderer Länder am Objekt zu diskutieren.

Den Abschluß der Veranstaltung in Belgien bildete die Diskussion in Löwen, in der einerseits die besichtigten Profile, andererseits organisatorische Fragen, insbesondere die Vorbereitung des Kommissionsberichtes für den INQUA-Kongreß in Paris, behandelt wurden.

Publikationen

Für den INQUA-Kongreß 1965 war von der Subkommission eine gemeinsame Publikation vorbereitet worden. Sie umfaßte die schematische Darstellung von Profilen aus den verschiedenen Lößprovinzen Europas und eine kurze textliche Beschreibung, der ein nach Möglichkeit vollständiges Literaturverzeichnis angeschlossen war. Das Manuskript war auf dem INQUA-Kongreß Prof. SCHULTZ/Nebbraska übergeben worden, konnte aber infolge technischer und finanzieller Schwierigkeiten erst sehr spät in Druck gehen und erschien erst Mitte 1968 in dem Sammelband Vol. 12 Proceed. VII INQUA Congress „Loess and Related Eolian Deposits of the World“, herausgegeben von C. B. SCHULTZ und J. C. FRYE. Im Kommissionsbericht, der rund 80 Seiten umfaßt, wurde erstmals versucht, die zeichnerische Darstellung der Lößprofile zu normieren. Ungefähr in der Art, wie dies in Abb. 1 erfolgt, wurde in eine geologische und eine pedologische Profilsäule unterschieden, nachdem sich herausgestellt hatte, daß eine Verschmelzung beider Angaben keine

übersichtliche Darstellung ergibt. Die genetische Stellung der Sedimente — wichtig für die Möglichkeit der Stratifizierung — ist aus Abb. 5 abzulesen. Es wird prinzipiell in äolische, deluviale und alluviale Sedimente unterschieden; diese wieder werden nach der Textur weitergegliedert. Für die Darstellung der pedologischen Verhältnisse sind verschiedene Vorschläge gemacht worden, die bald publiziert werden.

Aus methodischen Gründen wurde bei dieser ersten Gemeinschaftsarbeit auf eine exakte stratigraphische Zuordnung größtenteils verzichtet. Für den nächsten INQUA-Kongress ist jedoch eine ähnliche gemeinsame Arbeit vorgesehen, die bereits stratigraphische Angaben enthalten soll. Es ist verständlich, daß hierbei streng zwischen der Auffassung des einzelnen Bearbeiters und einer in der Kommission erarbeiteten Gesamtschau unterschieden werden muß — wie dies etwa bei den oben beschriebenen jugoslawischen Lößprofilen der Fall sein wird. Des weiteren soll die neue Gemeinschaftsarbeit einen größeren Kreis von Mitarbeitern aufweisen und somit alle einleitend erwähnten Räume Europas erfassen.

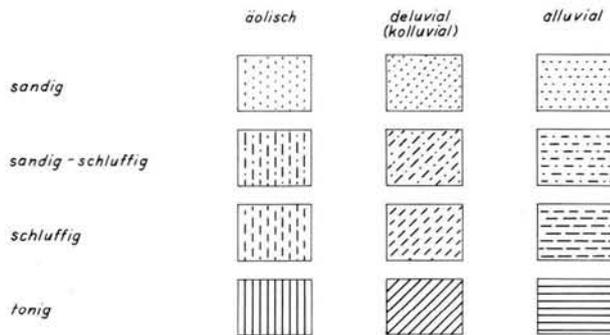


Abb. 5. Signaturschlüssel für Feinsedimente. Vgl. linke Profilsäule in Abb. 1 und Text.

Die schematische Darstellung der Lößprofile bringt es mit sich, daß die Benennung von Sedimenten und Paläoböden nach einer bestimmten Norm erfolgen muß. Diese Normierung, insbesondere hinsichtlich der Sedimente, liefert der INQUA-Kommission für Genese und Lithologie quartärer Sedimente vermutlich brauchbare Unterlagen. Für die äolischen Sedimente ergibt sich eine Differenzierung nach drei Gesichtspunkten, nämlich

1. textuell, d. h. eine Reihe vom typischen Löß über Sandlöß zu Flugsand
2. faziell-klimatisch, d. h. als Ausdruck der Paläoklimaräume eine Reihe vom typischen Löß über den (kalkfreien) „Braunlöß“ zum Staublehm,
3. faziell-topogen, d. h. entsprechend dem Relief eine Reihe vom typischen Löß zum Solifluktionlöß und Schwemmlöß.

Diese sehr diffizile Gliederung kann natürlich nicht in allen Ländern gleich angewendet werden und wird auch nicht lokalen Gegebenheiten und Benennungen gerecht. Es kann daher nur bis zu einer gewissen Ordnungshöhe eine gemeinsame Linie gefunden werden. Dies gilt als Richtschnur bei der Erstellung einer Lößkarte von Europa, die ebenfalls im Rahmen unserer Kommissionsarbeit angefertigt werden soll. Auf ihr soll lediglich — ein Vorschlag von Dr. HAASE/Leipzig, der die kartographische Redaktion übernommen hat — in Löß, Sandlöß, Flugsand und Lößderivate unterschieden werden, ferner die Mächtigkeit der äolischen Sedimente in zwei Abstufungen aufscheinen. Wenn man die kartographisch ausnützbaren Materialien der einzelnen Länder Europas überschaut, muß man feststellen, daß z. T. heterogene, von manchen Räumen oft nur spärliche Angaben vorhanden sind. Es kann daher diese Arbeit — wichtig für die INQUA-Subkommission für die Quartärkarte Europas — nicht in Bälde abgeschlossen sein, wenn man mit der neuen Karte, wie dies G. HAASE formuliert — „einen deutlichen Fortschritt gegenüber der von R. GRAHMANN bereits 1932 publizierten Kartenskizze aufzeigen will.“

Die Arbeit der Subkommission für Lößstratigraphie ist somit noch in vollem Gang und wird auch nach dem Kongreß in Paris fortgesetzt werden. Der nächste Tätigkeitsbericht wird eingangs die Veranstaltung in Bulgarien enthalten.

Manusk. eingeg. 27. 8. 1968.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. J. Fink, Lehrkanzel für Geologie der Hochschule für Bodenkultur, 1180 Wien, Gregor-Mendel-Straße 33.

Die 14. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 5.–10. August 1968 in Biberach a. d. Riß

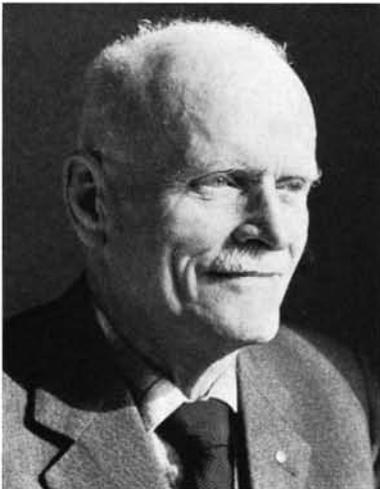
Bei der Ankunft bekam jeder Teilnehmer eine reichhaltige Tagungs-Mappe, die WENKS reizende „Naturkundliche Spaziergänge rund um Biberach“ und den detaillierten Führer zu den Exkursionsorten enthielt. Dieser schildert und deutet nicht nur die Landschaftsformen und die Aufschlüsse des Exkursionsgebietes, sondern bietet auch wichtige Original-Aufsätze: FILZER & GERMAN legen ihre Ergebnisse über den Ur-Federsee und das Wurzacher Becken vor. LÖSCHER untersucht die Schotter des Rottumtals und FRITZ beschreibt die Steigzeitmethoden zur Datierung von Paläoböden. Der Führer wird daher noch lange seinen Wert behalten (Heidelb. Geogr. Arb. H. 20, 124 S., 12 DM, zu beziehen durch das Geogr. Inst. Heidelberg).

In der Aula des Wieland-Gymnasiums konnte Prof. GRAUL 170 Teilnehmer aus dem In- und Ausland, darunter Herrn RICHMOND, den Präsidenten der INQUA, begrüßen. Er erinnerte an die Gründung der Deuqua vor 20 Jahren, ferner an den Biberacher Pfarrer PROBST, an FORSCHNER und WENK, die sich um die geologische, archäologische und kunstgeschichtliche Erforschung Oberschwabens verdient gemacht haben. Auch A. PENCK weilte lange hier und hat vor 70 Jahren aufgrund der glazialen Serie nördlich von Biberach die vorletzte Eiszeit „Riß“ genannt. An seinem 100. Geburtstag wurde ihm ein Findling aus dieser Moräne auf sein Stuttgarter Grab gesetzt.

Ehrungen unserer Vereinigung

Die elfte ALBRECHT-PENCK-Medaille wurde Prof. KARL GRIPP verliehen. Schon in seiner ersten Quartärarbeit über die Grenze der letzten Vereisung hat er neue Methoden angewandt, 1927 folgte die Spitzbergen-Expedition, deren Erkenntnisse er für die weitere Erforschung Schleswig-Holsteins und Dänemarks ausgenützt und mit der „Erdgeschichte Schleswig-Holsteins“ gekrönt hat. Forschungen über Kryoturbation, Salzaufstieg und Küsten runden sein Tätigkeitsfeld ab.

Die zwölfte ALBRECHT-PENCK-Medaille konnte Herr GRAUL an Prof. BÜDEL überreichen. Er hat sich nach seiner Arbeit über die periglazialen Akkumulationen im Wiener Becken noch mit manch anderen geographischen Problemen beschäftigt, ist aber immer wieder auf die Quartärforschung zurückgekommen. Erinnert sei nur an „Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Gebiet“ und die „Klimagliederung der Würmeiszeit“. Seine Forschungen über die Frostschutt- und Tundrenzonen, vor allem die Ergebnisse der drei Stauferland-Expeditionen (SE-Spitzbergen 1959/60/67), lehrten uns die eiszeitliche Formung unserer nichtvereisten Gebiete verstehen.



K. Gripp



Wilhelm Büdel

Die Ehrenmitgliedschaft erhielt Dr. FRITZ WEIDENBACH, langjähriger Leiter des Württembergischen Geologischen Landesamts. Er hat die 1936 bis 1940 erschienenen und noch heute durch ihre Aussagekraft und Klarheit bestechenden Blätter Biberach, Ochsenhausen und Waldsee der geologischen Karte 1 : 25 000 aufgenommen und die hervorragenden, weit verbreiteten Karten 1 : 100 000 und 1 : 200 000 seines Wirkungsgebietes geschaffen. Seine Arbeiten über die Paläogeographie Oberschwabens, Ablagerung und Verwitterung von Schottern, Talasymmetrie, Löß und Verkarstung werden die Forschung noch lange befruchten.



F. Weidenbach

Herr BÜDEL hielt nach den Ehrungen den Festvortrag: **Hang- und Talbildung in Südost-Spitzbergen.** (Siehe diesen Band S. 240).

Kurzfassungen der Vorträge

6. August

KLAER, W.: **Grundzüge der Quartärmorphologie von Hochgebirgen subtropischer Breiten.** Die Schneegrenze wurde an Beispielen aus dem Bereich der Hochgebirge Vorderasiens als geomorphologische Grenzlinie herausgestellt. Die Gebirge zeigen im obersten Gebirgsstockwerk oberhalb der Schneegrenze eine auffällige N—S Formungsasymmetrie. Das Klimatelement „Strahlung“ wurde hierfür als steuernder Faktor verantwortlich gemacht.

Diskussion: TROLL, BÜDEL, WICHE, HÖLLERMANN, MENSCHING.

HASERODT, K.: **Zur quartären Vergletscherung des pakistanischen Hindukusch (Chitral).** Bei einer rezenten klimatischen Schneegrenze von etwa 5000 m NN in Mittel- und Nord-Chitral und 4800 m NN in Süd-Chitral kann in diesem bisher noch nicht durchforschtem Gebiet aufgrund von umfangreichen eindeutigen Moränenablagerungen und Exarationsformen (Kare, Rundhöckerfluren etc.) eine jungpleistozäne Schneegrenzdepression von 1100—1250 m angenommen werden. Drei größere Talgletscher (Tirich, Turkho und Yarkhun) müssen existiert, die beiden ersteren davon sich vereinigt haben. Eindeutige Endmoränen sind nicht erhalten. Der jungpleistozäne Yarkhun-Gletscher mit einer Gesamtlänge von etwa 120 km muß etwa 15 km unterhalb Mastuj in ca. 2200 m NN geendet haben. Für das von v. WISSMANN für die letzte Eiszeit für das Gebiet angenommene „Riesige Eisstromnetz“ konnten keine Beweise erbracht werden. Die Moränenablagerungen der genannten jungpleistozänen Haupttalgletscher sind über weite Strecken zu Erdpyramiden umgebildet worden, entsprechend SCHNEIDERS „Erdpyramidenserie“ aus dem Hunza-Karakorum. — Für den jungpleistozän gletscherfreien Mastuj-Haupttalabschnitt Mittel-Chitrals zwischen Mastuj und Golen Gol lassen sich aufgrund von weit am Gehang hinaufreichenden Moränenablagerungen und von See-Sedimenten jungpleistozäne in das eisfreie Haupttal vorgestoßene NW-exponierte Seitentalgletscher mit Eisstauseebildungen nachweisen. — Spuren einer oder zweier älterer Vergletscherungen finden sich an der Mündung des Tirich- und Turkhohtales auf hochgelegenen Zwischentalscheiden und Verebnungsresten älterer Reliefgenerationen,

außerhalb des Bereiches der jungpleistozänen Talgletscher und mehrere hundert Meter höher gelegen als diese. Es sind zumeist lehmige Grundmoränenmassen mit stark verwitterten ein- und auflagernden geschrammten Erratika (kantengerundete bis kugelige Blöcke von Kopf- bis Zimmergröße) sowie stärker verwitterte Rundhöckerfluren mit Nunatakkern. Mächtige, jeweils mehrfach ineinandergeschachtelte Talverschüttungen (Schwemmkegel, Terrassensysteme und Hangschuttsedimente in den pleistozänen nicht vergletscherten Haupttälern Mittel- und Süd-Chitral) könnten der vorgenannten Mehrgliederigkeit des Pleistozäns entsprechen.

Diskussion: BÜDEL, GRAUL, HEUBERGER, KLAER, WICHE.

GRÖTZBACH, E.: **Die heutige und die jungpleistozäne Vergletscherung des afghanischen Hindukusch.** Die Untersuchungen des Vortragenden und von C. RATHJENS (Saarbrücken) lassen einen ersten generalisierenden Überblick über die rezente und die würmkaltzeitliche Vergletscherung dieses Gebirges zu. Die heutige klimatische Schneegrenze erreicht im E und W ihre Maxima mit 5200 bzw. 5100 m; dazwischen sinkt sie am Salang-Paß auf 4700—4800 m ab. Die würmkaltzeitliche Schneegrenz-Depression betrug im Mittel 1000 m. Im mittleren Hindukusch, der heute zahlreiche kurze Gletscher (meist unter 5 km Länge) aufweist, waren damals bis 40 km lange Talgletscher entwickelt, die aber nirgends den Gebirgsrand erreichten. Eindeutige Spuren älterer Vereisungen konnten nicht festgestellt werden.

Diskussion: WICHE, GRAUL, HEUBERGER.

HEUBERGER, H.: **Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial.** (Vgl. Kurzfassung des Vortrages in diesem Band S. 270).

Diskussion: GRAUL, TROLL, BÜDEL, FINK, WICHE, KAISER, ZIENERT.

HANTKE, R.: **Zur Diffluenz des würmzeitlichen Gletschers bei Sargans.** (Siehe diesen Band S. 219).

Diskussion: BÜDEL, GRAUL, GERMAN.

HÖLLERMANN, P.: **Zur Quartärmorphologie der Pyrenäen.** Die rezenten Gletscher der westlichen Zentralpyrenäen, deren Gesamtfläche wohl nur gegen 15 km² beträgt, zeigen einen Rückgang seit etwa 1850/60 und Flächenverluste bis zu 50%. Die zahlreich vorhandenen Blockgletscher sind — jedenfalls in den östlichen Pyrenäen — inaktiv. Zusammen mit manchen Moränen und Schuttanhäufungen der Hochlagen werden sie der nachwärmezeitlichen Klimaverschlechterung („Néoglaciale“) zugeschrieben.

Abweichend von neueren französischen Untersuchungen wird am Vorhandensein zweier pleistozäner Vergletscherungen festgehalten. In den spätglazialen Gletscherrückgang waren 2—3 größere Oszillationen stadialen Charakters eingeschaltet.

Die rezente „periglaziale“ Höhenstufe setzt wenig oberhalb der oberen Waldgrenze ein. Der pleistozäne Periglazialbereich erstreckte sich bis ins nördliche Vorland hinab. An der Südabdachung der Zentralpyrenäen lassen sich Schichtstörungen nach Art der Kryoturbationen, Profile mit Hakenschlagen, geschichteter Hangschutt („éboulis ordonnés“) und einzelne asymmetrische Täler bis zum Gebirgsrand bei 400—500 m, z. T. noch darüber hinaus, nachweisen. Sichere Kriterien für eine so tiefgreifende Depression des pleistozänen Periglazialbereichs werden darin aber nicht gesehen. Die pleistozänen Formen der Südpynäen erfordern kein generell feuchteres, „pluviales“ Klima.

Diskussion: WICHE, TROLL, KAISER, MENSCHING, KINZL.

PFEFFER, K. H.: **Spuren zweier Vereisungen im Hochapennin.** Im Monte Velino-Gebiet fand H. LEHMANN 1959 Moränen, die er als eine Seitenmoräne und Reste eines nahezu völlig zerstörten Endmoränenbogens deutete. Diese Vorkommen, die bisher unbekannt waren, gaben den Anlaß zu einer erneuten morphologischen Untersuchung dieses Gebietes.

Am Beispiel der großen Karstbecken Piano di Pezza, Campo di Rovere, Piano di Ovindoli wurde ein Teil der Ergebnisse dieser Untersuchungen dargelegt. Die Lage der einzelnen glazialen und glazifluviatilen Ablagerungen wurde dargestellt, und es zeigte sich, daß die Moränen im Piano di Pezza nahezu erhalten geblieben sind, während die Moränen am Rande des Campo di Rovere zerstört sind, auf bis zu 10 m herauspräparierten Sockeln liegen und teilweise tektonische Verstellungen erfahren haben.

Auf Grund dieser Fakten und durch Aufschlüsse (am Rande des Campo di Rovere und des Piano di Ovindoli), die auf Moränen und Schottermaterial warmzeitliche Bodenbildungen, fossilisiert von kaltzeitlichen Sedimenten, zeigten, konnten die Moränenreste am Rande des Campo di Rovere der Rißeiszeit, die Moränen im Piano di Pezza der Würmeiszeit zugeordnet werden. Damit gelang es erstmals im Monte Velino-Gebiet zwei Vereisungen nachzuweisen.

Diskussion: MENSCHING, FINK, FEZER, TROLL, GRAUL.

GROSCOPF, P.: **Zur Verkarstung der Schwäbischen Alb im Quartär.** Aus Spaltenfüllungen mit oligozäner Fauna kann auf eine zu jener Zeit schon weit fortgeschrittene Verkarstung geschlossen werden. Die bei Bohrungen am Alb-Südrand und im Molassebecken in Tiefen von 150—300 m gefundenen Hohlräume werden auf diese Verkarstung zurückgeführt. Der dazu gehörige Vorfluter muß weit im Süden, im Molassebecken, gesucht werden. Durch die pliozäne und altpleistozäne Eintiefung der Donau setzt eine zweite Phase ein. Die Karst-Schläuche liefen aber stets tiefer als das Talnetz, jedoch etwas höher als der Karstwasserspiegel. Zu Beginn des Quartärs hatte ein großer Teil der Hohlräume schon die heutige Größe erreicht, in den Kaltzeiten wurden sie durch den Frost plombiert. Als Maß für die interglaziale Verkarstung dienen Dolinen, die später mit Fließerden verfüllt wurden, und Kalktuffe. Von diesen sind allerdings nur Spuren übriggeblieben, während im Postglazial in knapp 5000 Jahren (Pollen-Analyse, ^{14}C -Datierungen) in den Tälern bis zu 20 m mächtige Tufflager abgesetzt wurden. Stärker als vom Klima wird die Verkarstung von der Gesteinsbeschaffenheit modifiziert; besonders geeignet sind die Lochkalke, Zuckerkorn und Dolomit des oberen Weißen Jura.

Diskussion: BARSCH, EINSELE, WEIDENBACH.

BLEICH, K. & MÜLLER-BECK, H.: **Jungpleistozäne und altholozäne Archäologie im Raume Eichstätt—Neuburg/Donau.** Es wurden 5 jungpleistozäne und altholozäne Abfolgen vorgeführt.

1. Plateau Speckberg (Gmk. Meilenhofen): Flache Muldenfüllung über kreidezeitlichem Karstschot mit Jurakalk. Liegendes ist Kaolinit, Fundsediment lehmiger Sand bis Sand, zutiefst in Kryoturmbatonskesseln bis zu 3 m Durchmesser mit Eiskeilen 2 Artefaktenhorizonte. Im älteren eine sehr stark verwitterte Faustkeilindustrie (1), im jüngeren ein micoquoides Inventar (2), kaum patiniert. Darüber in einer ersten Solifluktsdecke eine stark frostsprengte, moustéroide Industrie (micoquoider Tradition) (3) und in einer zweiten unabhängigen Solifluktsdecke ein älteres, aurignacoides Inventar (5) mit Spuren einer anschließenden Tonverlagerung. Tonverarmter Oberboden durch „Dünensand“ aufgehöhht, darunter vereinzelt Spätpaläolithika (7), in ihm Endpaläolithikum (8) und Mesolithgemenge (9/10).

2. Nordmulde Speckberg: An der Basis umgelagerter Tonanreicherungshorizont mit vereinzelt, moustéroiden-micoquoiden und aurignacoiden (5) Artefakten. Darüber äolisches Sandsediment mit eingelagertem, aufeinanderfolgenden Endpaläolithikum (8), unterem (9) und oberem (10) Mesolithikum noch unter dem A_p .

3. Südhang Speckberg: Blockreiche Fließerde über Kriechsediment mit Artefaktengemenge micoquoiden-moustéroiden (3), aurignacoiden (5) und paulovien-artigen (6) Charakters. Überlagert von Splitterschutt mit lössig-sandigem Bindemittel mit „bayrischem Magdalénien (7) im höheren Bereich. Von der oberen Grenzfläche her ist Kalk infiltriert, darüber diskordant äolischer Sand mit Grobschutt und holozäne Bodenbildung mit Ca-Horizont unter Steinbruchschutt.

4. Vorplatz Weinberghöhlen (Gmk. Mauern): Kreidezeitliche Spaltsedimente, darüber Fließerdehorizonte, in ihnen moustéroide-micoquoiden Artefakte (? 2, 3), darüber humoses lockeres Bodensediment mit echten späten Blattspitzen (4). Anschließend Lößlehmfließerde und darüber verflössener B-Horizont mit Paulovien-Variante (6), überlagert von steinigem Löß mit weiteren Paulovien-Varianten (6). Am Hang Splitter- und humoser Grobschutt.

5. Bohrung Mauern I: Über Malm-Dolomit sehr grobe Schotter, durch Sandschichten vom hangenden Schotter getrennt, abschließend Auelehm. Darüber torfige Mudden durch wechselnd mächtige Auelehmschichten untergliedert. Hangend Schwemm- (Sumpf-) Löß und Kolluvium.

Korrelation und Chronologie: Basisschotter in Mauern I sicher mittelpleistozän (Riß-Komplex). In den Kaltphasen folgen offenbar Fließerde, Löß, Splitterschutt und Grobschutt aufeinander, in den Fließerden häufig Bodensedimente aus dem vorhergehenden Thermal-Komplex (Eem, Amersfoort, Broerup bzw. Hengelo u. Denekamp). In der unteren, stratigraphisch erst teilweise untersuchten Kaltphase des Jungpleistozäns werden die anthropostratigraphischen Horizonte (1) bis (3) sedimentiert, in Hengelo-Denekamp plus Übergängen die Horizonte (4) bis (6). In der zweiten Kaltphase die Horizonte (6)–(7) am Übergang zum Postglazial (8), darin (9) u. (10) und noch weitere postneolithische Horizonte (11)–(21). Schwemmlöß in Mauern I wohl frühholozän, Kolluvium ackerbauzeitlich (Einbettung von Hallstattgrabhügeln).

Diskussion: TAUTE, SEMMEL, SESSLER, BRUNNACKER, SCHWABEDISSEN.

BARSCH, D.: **Periglaziale Seen im Schweizer Jura.** In den heute oberirdisch abflußlosen Karstwannen des Faltenjuras finden sich unter den bekannten holozänen Mooren sehr feinkörnige, wasserundurchlässige Ablagerungen, die nur als See-Sedimente gedeutet werden können. Auf ehemalige Seen weist auch ein häufig allerdings schlecht erhaltener lakustriner Formenschatz hin. Da sich die See-Sedimente mit wärmzeitlichen Moränen kleiner Lokalgletscher sowie an den randlichen Hängen mit wärmzeitlichem Frostschutt verzahnen, ist auch das Alter dieser Seen in den

nicht vom Würm-Eis erfüllten Wannen (z. B. Becken von Bellelay, Vallée des Ponts) als würmzeitlich anzunehmen. Als allgemeine Ursache für die Bildung dieser würmzeitlichen Seen kann nur ein kaltzeitlich durch Permafrost blockierter Karst angesehen werden. Wir bezeichnen daher diese Seen als „periglaziale Seen“.

Aus dieser Interpretation folgt, daß wir für die Würmeiszeit im Jura dicht unter der damaligen Schneegrenze mit einem lückenlosen Permafrost zu rechnen haben, wie er heute im nördlichen Alaska mit einer Temperatur von -5°C in 10 bis 15 m Tiefe auftritt. Das bedeutet, daß zur Würmkaltzeit in den betreffenden Regionen die Jahresmitteltemperatur um $10-12^{\circ}\text{C}$ niedriger gewesen sein muß als heute.

Die Arbeit erscheint in *Regio Basilensis* 1968, Festschrift Hans Annaheim.

D i s k u s s i o n : HANTKE, KEMPF.

W. PAUL: **Neue Befunde zum Pleistozän der Wutach-Donau am Ostschwarzwald.** Die Wutach hat vor ihrem Überlaufen zum Hochtal (es ist wahrscheinlich um die Zeit des Würm-Hochstandes erfolgt) über der Sohle des Bonndorfer Grabens zwischen Schwarzwald und Schwabenalb mächtig ($\pm 25\text{ m}$) aufgeschottert. Diese bisher als Wutachterrassenschotter bekannten und stratigraphisch der Niederterrasse zugeordneten Kiese aus Grundgebirgskristallin, wenig Buntsandstein und spärlichem Paläozoikum entstammen offensichtlich zwei Kaltzeiten. Ein mächtiger liegender Komplex aus typischen Vorstoßschottern und — darüber — ebenso typischen Hochstandschottern ist durchweg nicht mehr ganz frisch und überdies durchschnittlich 3 m tief bis zur Verlehmung des Feinkornanteils verwittert. Ein schwächerer hangender Komplex aus wiederum typischen Vorstoßschottern ohne eine Decke eigentlicher Hochstandschotter ist auffallend frisch und — von der holozänen Verwitterungszone abgesehen — ohne jegliche Verlehmung seines Feinkornanteils. Die beiden Komplexe sind meist durch eine Aufarbeitungsfläche gegeneinander abgegrenzt, im Bereich der größten Breite der damaligen Talau (2 km) aber stellenweise durch maximal 2 m sandigen Auelehm, der über seither fossil gewordenen Dolinen (über Gips von km 1) auf 4 m anschwillt und oben durch eine Diskordanz begrenzt ist und entlang dieser auskeilt. Der Liegendkomplex wird der (jüngeren) Rißkaltzeit zugeordnet, seine Verwitterungszone und der Auelehm der Eemwarmzeit, der Hangendkomplex der Würmkaltzeit; letzterer ist unvollständig, weil mit dem Überlaufen der Wutach zum Hochtal die Aufschotterung eingestellt und von der (zunächst sehr) linienhaften Erosion abgelöst wurde. Die hier mit allen Kautelen vorgetragene Deutung der berichteten Stratigraphie läßt einen rißkaltzeitlichen Maximalstand des Wutach (=Bärental-)Gletschers nur wenige Kilometer talab von dem späteren würmkaltzeitlichen postulieren und erweist erneut die Vorstellung einer rißkaltzeitlichen Vorlandvereisung zwischen Schwarzwald und Schwabenwald (PFANNENSTIEL & RAHM 1963) als unhaltbar.

D i s k u s s i o n : HANTKE, KEMPF. REICHEL, TROLL.

BUGMANN, E.: **Würmzeitliche Gletscherrandbildungen im westschweizerischen Mittelland.** Angesichts der großen Flächenausdehnung des würmzeitlichen Rhonegletschers sind die aus diesem Raum für die Würm-Gliederung gewonnenen Ergebnisse gering. Würmzeitliche jungpleistozäne Schichten wurden konsequent ins letzte Interglazial gestellt, und Parallelisierungsversuche mit den Gletscherständen im zentralen schweizerischen Mittelland durch W. STAUB konnten nicht überzeugen. Es wurde bei diesen Arbeiten wie auch bei den aktuogeologischen Untersuchungen von JAYET zu wenig in Rechnung gestellt, daß Vergleiche von eiszeitlichen oder rezenten Zungen-gletschern mit dem großflächigen würmzeitlichen Rhone-Vorlandgletscher zu fehlerhaften Schlüssen führen können. An Eiskörpern dieser Größe (vergleichbar ist die Mc Gill-Eismasse auf Axel Heiberg-Insel) sind randglaziale Rinnen und Gletscherrandstauseen hervorstechende Merkmale, die bei der am Jura-Rand gestauten würmzeitlichen Rhone-Eismasse noch ausgeprägter waren. Ganze Abfolgen fossiler Gletscherrandtäler konnte der Vortragende bei einer großräumigen morphologischen Feldkartierung zwischen Genfersee und Neuenburgersee feststellen. In einem dieser Talläufe wird ein vermutlich vorallerödzeitlicher Boden nachgewiesen, während die nach der Totlegung dieser Talrinne entstandene Moore schon früher als boreal und jünger datiert waren. Funde weiterer alter Böden in diesen Randglazialtälern würden die zeitliche Einstufung solcher Randglazialphasen mit Hilfe von absoluten Altersbestimmungen innerhalb der Würmzeit ermöglichen, wobei die Datierung einer morphologisch nachgewiesenen glazialen Bifurkation bei Longirod (840 m ü. M.) besonders interessant wäre.

D i s k u s s i o n : TROLL, HANTKE.

SCHREINER, A.: **Eiszeitliche Rinnen- und Beckenfüllungen im Hegau und westlichen Bodenseegebiet.** Durch geophysikalische Messungen und zahlreiche Bohrungen wurde im westlichen Bodenseegebiet und Hegau ein System von 50 bis 100 m tiefen Rinnen, die mit Schottern, Seesedimenten und Moränen verfüllt sind, erkundet. Die Rinnen sind mit der bekannten Rheinfalldrinne bei Schaffhausen zu verbinden. Die von Würmmoräne bedeckten Rinnenschotter werden

als würmeiszeitliche Vorstoßschotter gedeutet. An den nordwestlichen Enden des heutigen Bodensees wurden bis 200 m mächtige, aus spätglazialen Seeablagerungen und aus Moränen bestehende Beckenfüllungen erhoben. Ausführliche Veröffentlichung in den Jahreshaften 1968 des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg.

Diskussion: GRAUL, FINK, HANTKE, TROLL, WEIDENBACH.

GERMAN, R.: **Altquartäre Beckensedimente und die Entstehung des Bodensees.** Die wissenschaftliche Kern-Bohrung Ur-Federsee 2 hat an der Basis in etwa 436 m Mh. alt- bis ältestquartäre Beckensedimente geliefert (Bodensee 396 m). Zur Zeit der Ablagerung dieser Schichten ist keine Entwässerung ihres Sedimentationsraumes zur Donau hin möglich (Ulm 467 m). Die Entwässerung muß damals schon zum Bodensee hin gerichtet gewesen sein. Damit entfallen Vermutungen von A. PENCK bzw. A. HEIM über frühere Rheinläufe zwischen Alpenrand und Donau.

Unter Berücksichtigung der Topographie Oberschwabens und der petrographischen Zusammensetzung der Schotter der Iller-Riß-Platte (GRAUL 1962) wird ein Weg des Rheins über das Gebiet des heutigen Bodensees zur Ablach und Donau über den heutigen Paß beim Bahnhof Schwackenreute zur Diskussion gestellt. Das württembergische Allgäu mit seiner jungen und starken zentripetalen Erosion ist erst im Laufe des Eiszeitalters durch Flußanzapfung an das Bodenseebecken angeschlossen worden.

Die Längsachse des Bodensees ist damit auch die Hauptstoßrichtung des Rheingletschers. Dessen Stirn lag im Hegau und nicht wie vielfach angenommen am Nordende der Federsee-Schussen-Rinne. Unter den dargelegten Gesichtspunkten dürfte nicht der Eisschurf den Hauptanteil an der Herausbildung des Bodenseebeckens besitzen. Der fluvialen Erosion ist ein wesentlich größerer Anteil als bisher einzuräumen.

Diskussion: SCHREINER, FINK, HANTKE, WEIDENBACH.

7. August

KOHL, H.: **Neue Ergebnisse zur Quartärforschung im oberösterreichisch-salzburgischen Alpenvorland.** Nach Hinweisen und Untersuchungen V. JANIKS im Löß Oberösterreichs und Bekanntgabe von Daten und Ergebnissen einer vor der Publikation stehenden Arbeit des Referenten über den Aufbau der Donautalsole bei Linz und deren Entwicklung im Spät- und Postglazial wird, anknüpfend an die grundlegenden Erkenntnisse L. WEINBERGERS im Gebiet des Salzach-Vorlandgletschers, die Altmoränengliederung des salzburgisch-oberösterreichischen Alpenvorlandes in den Vordergrund gestellt. Diese nach einmal erarbeiteten Grundsätzen ohne Schwierigkeit durchführbare Gliederung baut auf möglichst vollständigen glazialen Serien auf, die in diesem Bereich des Vorlandes bis einschließlich Günzzeit des Weges so gut erhalten sind, weil die Eisausdehnung vor allem im Würmglazial gegen Osten hin viel rascher abgenommen hat als in den älteren Glazialzeiten, weshalb sich auch dieser Raum für Untersuchungen des älteren Quartärs besonders eignet. Abgesehen vom Salzach-Vorlandgletscher sind Günzmoränen an allen am Aufbau der Traun-Enns-Platte beteiligten Gletschern mit Ausnahme des Ennstalgletschers nachgewiesen worden. Sie ermöglichen die Abgrenzung flacher Vorlandzungenbecken, die z. T. eine ganz andere Eisströmungsrichtung erkennen lassen als die nachfolgenden Vereisungen. Die Mindelmoränen erweisen sich durchwegs als außerordentlich mächtige Wälle auf hohem Tertiärsockel und mit Günzsedimenten im Liegenden, die Rißmoränen als merklich bescheidenere, in die mindelzeitlichen Zungenbecken nach einer tiefgreifenden Erosionsphase eingelagerte Wälle, wobei im Kremstal auch erstmals spätrißzeitliche (vielleicht Jungriß) Moränen kartiert werden konnten. Eine besondere Rolle für die Stratigraphie des älteren Quartärs spielt dabei das Quartärprofil von Kremsmünster, in dem die „Weiße Kremsmünster Nagelfluh“ eine kleinere kaltzeitliche Schwankung innerhalb des Günz/Mindel-Interglazials zu erkennen gibt.

Diskussion: FINK, GRAUL, TROLL, MAYR.

FILZER, P.: **Pollenanalytische Verhältnisse in einigen Pleistozän-Profilen des nördlichen Alpenvorlands.** An Hand der pollenanalytischen Profile von Großweil b. Murnau (H. REICH 1953), eines neu untersuchten Profils vom Pfefferbichl b. Füssen a. L. (FILZER 1968) und vom Wurzach Becken (FILZER & GERMAN 1968) wird die Vegetationsentwicklung in den Spätphasen des letzten Interglazials und in der Würmzeit vergleichend besprochen. In allen Profilen folgt auf den raschen Rückgang der wärmeliebenden Elemente ein Abschnitt mit mehrfachem Dominanzwechsel von Kiefer und Fichte, der von H. Reich als Waldzeit 10—13, vom Vortragen als Kiefern-Fichten-Kampfzeit bezeichnet wird. Während die Großweiler Diagramme nicht über diesen Abschnitt hinausreichen, konnten am Pfefferbichl im weiteren Vegetationsablauf zwei, in Wurzach drei ausgeprägte Interstadiale nachgewiesen werden. Der Klimacharakter der Kiefern-Fichten-Kampfzeit wird besprochen (Wechsel von kontinentalen, ariden, kieferngünstigen und ozeanischen, humiden, fichtengünstigen Klimaphasen) und das Für und Wider der Synchroni-

sierung dieses Zeitabschnitts mit dem Amersfoort-Brörup-Komplex einander gegenübergestellt: Besteht — trotz entgegenstehender Bedenken — diese Parallelisierung zurecht, so können im nördlichen Alpenvorland fünf wärmzeitliche Interstadiale als nachgewiesen gelten.

Abschließend wird in Kürze eine im Profil der Wurzacher Kernbohrung in 100—108 m Teufe auftretende Pollenzone besprochen, deren hervorstechende Kennzeichen: im Mittelabschnitt ausgeprägte Abies-Dominanz und sporadisches Auftreten des Pollens von *Pterocarya* die Zuordnung der Pollenzone zur Holstein-Warmzeit rechtfertigen. Die viel stärkere Vertretung des *Pterocarya*-Pollens in der Pollenzone Buchau 1 des Ur-Federsee-Profiles (GERMAN u. Mitarb. 1967) werden als Beweis für ein noch höheres Alter dieser Pollenzone bewertet.

Diskussion: Helmut MÜLLER, BENDA, TROLL, KEMPF, MÜLLER-BECK.

WENK, F.: **Quartärgeologie und Standortskunde im schwäbischen Oberland.** Bei der forstlichen Standortaufnahme wurde das nördliche Oberschwaben in Wuchsbezirke gegliedert, deren Grenzen quartärgeologischen und klimatischen Linien folgen. Auf den älteren Schottern und Moränen des nördlichen Oberschwabens stockte ursprünglich ein Buchen-Eichen-Wald. Im Südosten erhalten die hochgelegenen Altmoränen- und Schotterplatten um Bellamont und Bad Wurzach 900—1200 mm Niederschlag im Jahr, ihre Regionalwaldgesellschaft war daher ursprünglich ein Buchen-Tannen-Wald.

Auch das südliche Oberschwaben, das Jungmoränenland, wird durch eine klimatische Grenze zweigeteilt, die hier aber nordsüdlich verläuft. Im milden, niederschlagsreichen Schussenbecken wuchs ursprünglich ein submontaner Buchen-Tannen-Wald, im rauhen und sehr niederschlagsreichen West-Allgäu ein montaner Buchen-Tannen-Wald.

Diese vier Wuchsbezirksgruppen werden in elf Wuchsbezirke untergeteilt, von denen allein sieben auf die alteiszeitlichen Schotterterrassen und Moränegebiete entfallen. Für diese Einteilung sind waldbeschichtliche Ereignisse nicht ohne Einfluß gewesen. Die Wuchsbezirke werden in erster Linie durch Berücksichtigung ökologischer Artengruppen in Standortseinheiten weiter aufgegliedert.

Die große Mannigfaltigkeit der quartären Ablagerungen und der verschiedensten petrographischen Zusammensetzungen ließ unter dem Einfluß der stark wechselnden Klimafaktoren, der Geländeformen, Höhenlagen nicht zuletzt auch unter anthropogenen Einwirkungen (wiederholter Fichten-Reinanbau auf Staublehmen) eine große Anzahl verschiedener Böden entstehen. Jede Wuchsbezirksgruppe erforderte deshalb eine eigene Standortsgliederung, die ihrerseits die Zahl der Standortstypen, z. B. *Oxalis-Myrtillus*-Typ auf lehmigem Kiesboden oder bodensaurer Buchen-Eichen-Tannen-Wald als natürliche Waldgesellschaft auf demselben Standort, im Wuchsbezirk Wurzach-Zeil (Altmoränen und Schotterlandschaft) auf 15 bis 20 Standortseinheiten ansteigen ließ.

Die Querverbindungen zwischen den Quartärformationen mit ihren Böden und der Waldstandortseinteilung sind trotz vieler anderer Faktoren sehr zahlreich.

BOSINSKI, G.: **Der altsteinzeitliche Fundplatz Gönnersdorf bei Neuwied.** (Vgl. Kurzfassung des Vortrages in diesem Band S. 268).

Diskussion: TROLL, MÜLLER-BECK, SCHWABEDISSEN.

TAUTE, W.: **Grabungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Archäologie in der Schwäbischen Alb.** In den Jahren 1961—67 hat der Vortragende in Höhlen und unter Felsdächern der Schwäbischen Alb Grabungen mit dem Ziel durchgeführt, eine stratigraphische Gliederung für das in Süddeutschland von der prähistorischen Forschung bisher vernachlässigte Endpaläolithikum und Mesolithikum zu erarbeiten. Basierend auf der ungewöhnlich umfassenden Abfolge von 10 steinzeitlichen Kulturschichten in der Jägerhaus-Höhle bei Bronnen, Gem. Fridingen an der oberen Donau, kann die mittlere Steinzeit in vier Stufen (A—D) gegliedert werden. Diese Abfolge findet sich durch Teilstratigraphien bestätigt, die an fünf weiteren Lokalitäten festgestellt werden konnten. Mit Hilfe dieses Systems ist es nunmehr möglich, die unstratifizierten Sammel-funde von mehreren hundert Freilandplätzen in Süddeutschland chronologisch zu bestimmen — Voraussetzung für jede kultur- und siedlungsgeschichtliche Interpretation.

An der Auswertung der Grabungsbefunde sind mehrere naturwissenschaftliche Disziplinen beteiligt (Sedimentanalyse, Radiocarbon-Test, Paläobotanik und -zoologie).

Diskussion: SESSLER.

8. August

SCHWARZBACH, M.: **Neuere Eiszeithypothesen.** (Siehe diesen Band S. 250).

Diskussion: LÜTTIG, TROLL, KINZL, MÜLLER-BECK.

LÜTTIG, G.: **Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Stratigraphischen Kommission der INQUA.** (Siehe diesen Band S. 283).

Herr DUPHORN legte die General-Legende der **Internationalen Quartärkarte von Europa** und die ersten 4 Blätter (Nordwesteuropa) vor. Sie beruhen auf einem Kegeleutwurf im Maßstab 1 : 2 500 000.

FINK, J.: **Zwischenbericht über die Tätigkeit der Löß-Kommission der INQUA.** (Vgl. diesen Band S. 289).

BRUNNACKER, K.: **Die Pluvialphasen im nordmediterranen Würmlöß.** Auch im mediterranen Gebiet gibt es Löss, sie werden aber oft von Schwemmschutt unterbrochen. Die aus den mitteleuropäischen Lössen bekannten Feuchtphasen treten auch dort als Bodenbildungen auf, und zwar um so stärker, je weiter man nach Süden kommt (Beispiel Adria-Küste; in Griechenland dann kaum noch Löß). Die Wälder scheinen stark von Waldsteppen durchsetzt gewesen zu sein. Die Lößmollusken deuten auf ein rauheres Klima als das heutige.

Diskussion: Helmut MÜLLER, TROLL, Franz MAYR, MENSCHING, WICHE.

HABBE, K. A.: **Bodenbildung und Bodenumlagerung im Gardasee-Gebiet.** Auf dem Ostflügel des Gardasee-Amphitheaters lassen sich auf Moräne zwei Böden unterscheiden: 1. eine Pararendzina als verbreitetste und sicher jüngste Bodenbildung, 2. in ebenen und Hangfußlagen ein relativ mächtiger brauner Boden. Beide Böden haben Umlagerungsvorgängen unterlegen, die vielfach auch die liegende Moräne miterfaßt haben. Diese Umlagerungsvorgänge sind seit längerer Zeit bekannt (HABBE 1960), über ihre Datierung bestanden jedoch Zweifel (vgl. VENZO 1965).

Beide Bodenbildungen ebenso wie die nachfolgenden Umlagerungsvorgänge sind postglazial. Die Umlagerungen erfolgen — wie die Verschüttung der Moore des westlichen Gardasee-Gebiets mit ihren jungsteinzeitlichen bis eisenzeitlichen Pfahlbauresten zeigt — frühestens in, wahrscheinlich sogar erst nach der Eisenzeit. Sie sind also eine Folge der Waldrodung und Inkulturnahme des Gebiets in historischer Zeit. Die braunen Böden des Amphitheater-Ostflügels sind entsprechend als originäre postglaziale Bodenbildung unter Wald aufzufassen, die Pararendzinen als sekundäre Bildungen in der Zeit nach der Waldrodung im offenen Land.

Die postglazialen Umlagerungsvorgänge lassen sich im ganzen Gardasee-Gebiet feststellen. Sie müssen bei der Beurteilung mehrschichtiger Profile in Rechnung gestellt und dürfen nicht mit hochglazialen (solifluidalen) Umlagerungen verwechselt werden. Die Konsequenzen wurden an zwei Beispielen (S. Rocco-Mocasina (FRÄNZLE 1965) und Castello-Polpenazze (VENZO 1965) demonstriert: das Liegende der Verschüttung ist stets jünger als von den bisherigen Bearbeitern angenommen, insbesondere sind die von VENZO 1965 ins Riß datierten Moränenzüge des Amphitheaters großenteils ins Würm zu stellen.

Diskussion: ROESCHMANN, MAYR, FINK.

WORTMANN, H.: **Prinzipien der morphogenetischen Gliederung einer Quartärbasis-Karte aus dem nördlichen Wiehengebirgs-Vorland.** (Siehe diesen Band S. 227).

Diskussion: TROLL, KEMPF, MENSCHING, LÜTTIG.

FEZER, F.: **Zur Tiefenverwitterung quartärer Vorlandschotter.** Im C-Horizont von Schottern verwittern einzelne anfällige Gerölle um so stärker und tiefer hinab, je länger das Sediment der Luft und dem Wasser ausgesetzt ist. Man kann bereits in der Kiesgrube die vergrosten Dolomitgerölle nach unten abgrenzen und daraus das Alter abschätzen. Die Biotitgesteine vergrosten zu schnell und die Mergel sind nicht weit genug verbreitet, um bei der Datierung helfen zu können. Dagegen sind Feinstsand und Grobschluff (Fraktion 80—20 my) über große Strecken und durch lange Sedimentationszeiten hindurch so gleichmäßig zusammengesetzt, um verschiedenen alte Schotter oder Moränen vergleichen zu können. Mit zunehmendem Alter werden die runden Karbonatkörner immer mehr durch eckige und durch Quarz ersetzt. Eine Datierung gelingt aber nur, wenn man aus 5—7 Argumenten den Mittelwert nimmt und wenn die Oberfläche nicht zu stark abgetragen oder mit anderen Sedimenten überdeckt worden ist.

Diskussion: FINK, SCHREINER, MAYR, SEMMEL, KINZL, KOHL.

PETERS, I.: **Opalphytolite zur Charakterisierung von rezenten und fossilen Böden.** Wenn man die 6—63 my-Fraktion von Bodenproben entsprechend aufbereitet, lassen sich versteinerte Teile der Epidermis von Gräsern erkennen. Sie sind charakteristisch geformt und erlauben es, die Pflanzengesellschaft, unter der sich der Boden entwickelt hat, anzugeben.

Diskussion: FINK, TROLL, RÖSCHMANN.

SEMMEL, A.: **Über die Verwendbarkeit fossiler Böden als stratigraphische Leithorizonte im mitteleuropäischen Pleistozän.** Fossile Böden werden seit langem als stratigraphische Leithorizonte bei der Untergliederung des Pleistozäns verwendet. Diese Verwendungsmöglichkeit beruht vor allem darauf, daß Böden Klimaindikatoren sein können. Für solche Zwecke erlangten in Mitteleuropa Parabraunerden und Podsole besondere Bedeutung. Beide Bodentypen gelten in der Regel als Zeugen für ein Interglazial. Die hiergegen vereinzelt erhobenen Bedenken sind m. E. berechtigt. So ist beispielsweise gerade der Podsol ein Boden mit sehr großer klimatischer Variationsbreite. Eisen-Humus-Podsole mit Solumtiefen bis 1.50 m kommen noch im subarktischen Bereich unter *Betula nana* und *Empetrum nigrum* an der nordnorwegischen Küste in der Umgebung des Porsangerfjordes vor. Die Vegetationsdecke ist dort vielfach von Frostmusterböden unterbrochen. Solche Böden besitzen große Ähnlichkeit mit fossilen Podsolon in Mitteleuropa. Fossile Podsole können, aber müssen nicht interglaziale Bildungen sein.

Eine klimatische Wertung der Parabraunerde darf nicht außer acht lassen, daß die Entwicklung der heutigen mitteleuropäischen Böden dieses Types möglicherweise bereits im Spätwürm begonnen hat. Außerdem ist der Chernopodsol, eine pseudovergleyte Variante der Parabraunerde, gegenwärtig in Nordosteuropa und Sibirien in Gebieten mit sehr kalten Jahresmitteln verbreitet. Allerdings scheint dieser Boden nicht außerhalb der Waldgrenze und nur dort vorzukommen, wo die Juli-Isotherme 17—18° C erreicht. Es ist die Frage, ob während des Pleistozäns in Mitteleuropa so stark kontinental geprägte Klimaabschnitte auftraten. Den Beweis dafür könnten Lößprofile mit vielen (bisher maximal neun) fossilen Parabraunerderesten liefern. Als Alternative bleibt nur die Annahme, daß es mehr Interglaziale als bisher bekannt gegeben hat.

Diskussion: FINK, BRUNNACKER, BRONGER, ROESCHMANN, BREMER, DÜCKER, KESSLER.

METZGER, K.: **Fluoreszenz- und Chromatographiemethoden zur relativen Datierung von Vorlandsschottern.** Aus dem Alter einer Bodenbildung läßt sich häufig das Alter des Ausgangssediments bestimmen. Das hohe Alter eines Bodens wird etwa durch einen niederen pH-Wert (z. B. 4,5 im B_v) angezeigt. Löslichkeitskurven veranschaulichen den Zusammenhang von Wasserstoffionen-Konzentration, Temperatur und Sediment-Zusammensetzung. Ferner wird durch Lösung einzelner Ionenkomplexe und Umkristallisation auch die Stärke der Fluoreszenz verändert. Es wurde ein Meßgerät zusammengestellt und Proben von relikten und fossilen Böden aus dem Rhein-, Iller- und Salzach-Traun-Gletschergebiet damit untersucht. Die Ergebnisse stimmen mit den auf anderen Wegen gewonnenen Datierungen der Sedimente gut überein.

Hat ein benachbarter Gletscher andersartiges Gestein abgelagert, muß die Kurve an Proben von bekanntem Alter geeicht werden. Um die Vergleichbarkeit zweier Bodenhorizonte besser zu erkennen, werden zwei neue Methoden entwickelt. In Anlehnung an die Säulenchromatographie wird auf die Bodenprobe ein definierter Farbstoff aufgetragen und mit einem bekannten Lösungsmittel eluiert. Die Retentionsfaktoren charakterisieren die verschiedenen Böden. Ein Szintillationszähler mißt die Gamma-Strahlung und zeigt Unstetigkeiten in einem einheitlich erscheinenden Bodenhorizont.

Diskussion: FINK, SCHREINER, GRAUL, GERMAN.

EICHLER, H.: **Neue glazialgeologische Untersuchungen im Hochgeländ b. Biberach/Riß.** Das Ergebnis intensiver feldgeologischer Untersuchungen in dem durch steile Erosionsschluchten bis zu 120 m tief aufgeschlitzten, zwischen Riß und Umlach liegenden Hochgeländ und seinen Nachbargebieten (Meßtischblätter 7924, 7925, 8024, 8025) zeigt, daß auch der von K. SCHÄDEL (1950) als kristallinreiche „Hochgeländ-Rinne“ (Mindel II) aus den von A. PENCK (1893, 1901/09) und F. WEIDENBACH (1936—40) beschriebenen kristallinarmen „jüngeren Deckenschottern“ (Mindel) ausgesonderte fluvioglaziale Akkumulationskörper zwischen liegender Oberer Süßwassermolasse und hangender Altmoräne (bisher einheitlich „Riß“ genannt) keine genetische Einheit ist. Fossile Verwitterungshorizonte erlauben an mehreren Punkten des Hochgeländs eine stratigraphische Zweiteilung dieses Schotterkomplexes. Bei verschiedenen, bislang als mächtige Bodenbildungen des „Großen Interglazials“ (Mindel/Riß) angesehenen Resten entkalkter Schotterpakete (z. B. im Fischbacher Tobel) handelt es sich um Teile einer in den donauzeitlichen Heggbacher Schotterstrang eingesenkten fluviatil-periglazialen Rinne am W-Rand einer ehemals N—S verlaufenden Wasserscheide aus hochaufragendem Tertiär. Mit Hilfe von Laboruntersuchungen konnte außerdem der Nachweis erbracht werden, daß die an manchen Stellen bis zu 14 m mächtige Verwitterungsdecke der Altmoräne das Resultat einer Verwitterungssummutation aus liegendem prärißzeitlichem Boden und hangender, postrißzeitlich verwitterter Rißmoräne darstellt. Diese Verhältnisse lassen den Schluß zu, daß in bestimmten Gebieten des Hochgeländs ein vollständiges Quartärprofil erhalten ist.

Diskussion: WEIDENBACH.

KUHNE, U.: **Paläopedologische Relativdatierung im Quartär des Rhonegletschers.** (Wird ausführlich veröffentlicht werden.)

In einem abschließenden, öffentlichen Festvortrag schilderte KIMMIG die keltischen Fürstensitze Hohenasperg bei Stuttgart und Heuneburg bei Riedlingen und rekonstruierte aus den Grabungs- (vor allem Grab-)funden ihre Beziehungen zu den Mittelmeerlandern.

Aus der Mitgliederversammlung (6. August 1968)

Der 1. Vorsitzende, Herr GRAUL, berichtete über einen erfreulichen Zugang an Mitgliedern und bat um weitere Werbung. Die Mühe seiner Vorgänger, rückständige Beiträge einzutreiben, hat jetzt Früchte getragen, so daß vermutlich von diesem Band eine Anzahl Exemplare zusätzlich gedruckt werden können, um den Teilnehmern des INQUA-Kongresses in Paris überreicht zu werden. Als Leiter der deutschen Delegation in Paris wurde Herr MENSCHING vorgeschlagen.

Der neue Vorstand ab 1. Januar 1969:

1. Vorsitzender	:	Direktor Dr. A. DÜCKER, Kiel
2. Vorsitzender	:	Prof. Dr. B. FRENZEL, Stuttgart-Hohenheim
1. Schriftführer	:	Dr. K. PICARD, Kiel
2. Schriftführer	:	Dr. H. J. BEUG, Stuttgart-Hohenheim
Schriftleiter des Jahrbuches	:	Prof. Dr. E. SCHÖNHALS, Gießen Prof. Dr. R. HUCKRIEDE, Marburg
Schatzmeister	:	Dr. H. SCHNEEKLOTH, Hannover
Archivar	:	Dr. L. BENDA, Hannover
In den Beirat wurden gewählt :		Direktor Dr. G. VON DER BRELIE, Krefeld Prof. Dr. H. GRAUL, Heidelberg Dr. V. LOŽEK, Prag Prof. Dr. H. MENSCHING, Hannover

Die nächste Tagung soll 1970 in Kiel stattfinden; Herr DÜCKER hat die Vorbereitung übernommen.

Exkursionen

Eine ausführliche Beschreibung der Fahrtstrecke, Landschaft und der Aufschlüsse findet man im oben genannten Exkursionsführer.

5. August: Exkursion zur Heuneburg bei Riedlingen.

Führung: KIMMIG.

Durch die periglazial überformte Altmoränenlandschaft nordwestlich von Biberach führte der Weg an den Bussen. In einer kleinen tektonischen Senke hat sich hier die Obere Süßwassermolasse in Form eines Zeugenbergs erhalten, dieser hat den rißzeitlichen Rheingletscher gestaut und in 2 Loben gespalten. Im Riedlinger Zungenbecken wurde die Donau überquert und die Schwäbische Alb erklimmt. Hier wurden dann die Ausgrabungen des keltischen Fürstensitzes Heuneberg vorgeführt.

7. August, nachm.: Exkursion zur Schussenquelle und zum Federsee.

Führung: GERMAN, RIEK, im Bus außerdem WEIDENBACH und FEZER.

Einige Punkte wurden des Regens wegen nur vom Bus aus besichtigt, z. B. die weitgeschwungenen Mäander der obersten Riß (im Spätglazial angelegt, als ein großer Teil des restlichen Rheingletschers durch diese Pforte entwässerte) und die Schussenquelle. Dafür entschädigte aber der Blick von der Jungmoräne nördlich von Schussenried, von wo aus wir den Sander von Sattenbeuren und das weite Federseebecken überschauen konnten. Das neue Federseemuseum in Bad Buchau steht auf Pfählen im Moor, ein Flachbau, der sich mit Glaswänden zum Atrium, einem künstlichen See, öffnet. Den geologischen Teil hat Herr GERMAN eingerichtet, den urgeschichtlichen Herr RIEK, daneben ist besonders noch die Ornithologie vertreten. Alles wird in übersichtlicher, anschaulicher, einprägsamer Weise dargeboten, ein wirklich modernes Museum im besten Sinn.

9. August: Exkursion in die Altmoränen und ins Schottervorland des nördlichen Rheingletschers.

Führung: GRAUL.

Bei dieser Exkursion waren die Aussichtspunkte und Aufschlüsse weniger nach ihrer örtlichen Nachbarschaft oder nach der Chronologie der Sedimente angeordnet, sondern originellerweise nach der Forschungsgeschichte. Es fragt sich allerdings, ob ein der Sache ferner Stehender ohne weiteres folgen konnte und ob diese Methode nicht zuviel Fahrzeit verschlang. Vor den beiden Bussen fuhr eine Studentenmannschaft, die die Aufschlußwände freilegte und an die einzelnen Horizonte Nummerntafeln nagelte.

Am altbekannten Aufschluß Warthausen und von der Erlenmooser Hochfläche aus wurden die Anschauungen A. PENCKs und W. FORSTERS dargelegt. Die Punkte Rottum und Bellamont waren der Forschung der 30er-Jahre (K. KRAUSS, WEIDENBACH) gewidmet. Weil PENCKs Günzschotter nicht in einer Eiszeit entstanden sein konnten, wurde sein „Mindel“ von WEIDENBACH „Altriß“ genannt. An den Aufschlüssen Eichelsteig, Reinstetten (periglaziale Fazies), Laubachtal/Edenbächen (Terrassenkreuzung) und Weihungszell (Prägünz) wurden die Erkenntnisse der 50er-Jahre vorgeführt (SCHAEFER, GRAUL, SCHÄDEL, SCHREINER u. a.).

10. August

Dieser Tag war vor allem der Forschungsperiode seit 1960 gewidmet. Die damals gefundenen fossilen Böden bei Riedlingen (z. B. Kgr. Dieterskirch) hatten GRAUL gezwungen, WEIDENBACHs „Altriß“ wieder als „Mindel“ (PENCK) zu betrachten und die älteren Schotter in „Günz“ und „Donau“ zu schieben. Diese Gliederung konnte dann auch mit anderen Methoden bestätigt werden; die Stratigraphie scheint jetzt konsolidiert. Heftige Diskussionen, wie sie 1950 (zum Teil in den gleichen Aufschlüssen) immer wieder entbrannt waren, blieben diesmal aus.

Ein schönes Erlebnis war die Wanderung am Gänsberg (nordwestlich von Biberach, Halt 13), wo sich Mindel- und Rißmoränen kreuzen. Man sollte sich einmal Gedanken machen, wieso der Rheingletscher in der Mindeleiszeit nach NNE, in der Rißeiszeit nach N vorgestoßen ist, ein Problem, das sich in Oberösterreich in noch stärkerem Ausmaß stellt (vgl. Vortrag KOHL).

Neu und wohl einmalig für eine Deuqua-Tagung war das Bauernvesper im „Adler“ von Gutenzell — einschließlich eines Rundfunk-Interviews. Trotz angeschlagener Gesundheit hat sich Herr GRAUL voll und ganz bei der Tagung und bei der Exkursion eingesetzt und soll hiermit nochmals besonders bedankt sein, ebenso sein Assistent, Herr EICHLER. F. Fezer.

Die 35. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen vom 4.–7. Juni 1968 in Bad Harzburg

Vom 4.–7. Juni 1968 fand in Bad Harzburg die 35. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen statt. Die Tagung, die vom Nieders. Landesamt für Bodenforschung ausgerichtet wurde, stand unter dem Motto: Talsperrenbau sowie Quartär im Harz und im Harzvorland. Die Brücke zur weiten Welt wurde durch einen öffentlichen Vortrag von Herrn Prof. Dr. MARTINI, Hannover, über „Assuan und Abu Simbel“ geschlagen.

Auf der Tagung wurde eine Zwischenbilanz zur Erforschung der quartären Geschichte des Harzes und seines Vorlandes einschließlich des Elms gezogen. Zwei Exkursionen führten in den Harz und in den Elm. Dabei standen im Harz tertiäre Altflächen, Höhlenforschung und die pleistozäne Eigenvergletscherung auf dem Programm. Im Elm entzündete sich die Diskussion hauptsächlich am „Cromer“ und an der „Elbe-Eiszeit“. Während die pleistozäne Eigenvergletscherung des Harzes heute, nach genau hundertjährigem Meinungsstreit, als bewiesen gelten kann, wobei sich die Probleme auf spezielle Fragen, namentlich nach dem Alter, dem Umfang und dem Typ der Vergletscherungen, verlagert haben, ist die Weiterentwicklung der o. g. Diskussion im Elm z. Zt. noch nicht abzusehen. Klaus Duphorn.

D. Buchbesprechungen

Frühe Menschheit und Umwelt. Teil II, Naturwissenschaftliche Beiträge, herausgeg. von Karl GRIPP, Rudolf SCHÜTRUMPF und Hermann SCHWABEDISSEN. - Fundamenta, Monographien zur Urgeschichte, Reihe B, Bd. 2, 239 S. mit 28 Abb., 39 Taf. und 61 Tab., Böhlau Verlag Köln Graz 1967.

Es handelt sich um den ersten Teil der wahrhaft großzügigen Gabe zum 65. Geburtstag von Alfred RUST. Er enthält 22 Arbeiten, die mit wenigen Ausnahmen entweder mit der Heimat RUSTS, Schleswig-Holstein, oder mit seinen Forschungen zu tun haben. Rund die Hälfte der Arbeiten beschäftigt sich mit Schleswig-Holstein. Die wichtigste ist die von Alfred DÜCKER über „Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein.“ Der Verf. kommt zur Aufstellung von 6 Interstadialen in der Weichsel-Kaltzeit, von denen das Nordhastadt-Interglazial, das dritte von unten, neu ist. Mit diesem Interstadial läßt er das Alt-Weichsel oder Anaglazial aufhören. Es folgt das Mittel-Weichsel (oder Metaglazial), das durch das Ostrohe-Interstadial zweigeteilt wird. In ihm sieht er ein Äquivalent des Paudorf-Interstadials. Das Brandenburg-Frankfurter Stadium soll älter als dieses sein, das Pommersche Stadium jünger. Mit einer ausgeprägten Steinsohle endet dieses, und es schließt sich das Jungweichsel oder Kataglazial mit den bekannten zwei Interstadialen an, dem Bölling-I. und dem Alleröd-I., die in Schleswig-Holstein als Poggenwisch- und Rissen-I. bezeichnet werden.

Eine Reihe weiterer Arbeiten beschäftigt sich dann mit der Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale, so die Arbeit von F.-R. AVERDIECK über Odderade (Dithmarschen). Besonders wichtig ist hier das Zweite Frühweichsel-Interstadial, das sich durch das Vorkommen von *Picea omorikoides* auszeichnet und wahrscheinlich dem Brörup-Interstadial entspricht. B. MENKE behandelt die Klimageschichte des Profils von Ostrohe bei Heide (Holstein), d. h. hauptsächlich das Eem und den tiefsten Teil der Frühweichsel-Kaltzeit, R. SCHÜTRUMPF die Profile von Loopstedt und Geerthacht. An diesen beiden Punkten ist wieder das Vorkommen des 2. Interstadials (von unten), d. h. des Brörup-Interstadials, bemerkenswert.

Fr. GRUBE untersucht dann die Gliederung der Saale-Kaltzeit im Hamburger Raum, in der er drei durch 2 Interstadiale getrennte Vorstöße unterscheidet: den Drenthe-Vorstöß, das Wandsbecker Interstadial, den Niendorfer Vorstoß, das Borgfelder Interstadial und den Fuhsbütteler Vorstoß. In keinem der Interstadiale finden sich Anzeichen einer echten Warmzeit, im Wandsbecker Interstadial nur einzelne 10—20 m lange, dünne Holzspäne, die von H. SCHMITZ als *Juniperus* bestimmt wurden, und einzelne Moosreste, die zu *Calliargon* gehörten. Wenn in einem so genau untersuchten Gebiet, wie dem Hamburger Raum, keine Spur einer echten Treene-Warmzeit gefunden worden ist, dann wird sie wohl auch nicht vorhanden sein.

K. GRIPP gibt eine kleine Dünenkunde, die sich hauptsächlich auf die nordfriesischen Inseln bezieht, während R. KÖSTER den Wasseranstieg in der Gegend von Lübeck während der letzten sieben Jahrhunderte untersucht; er wird durch tektonische Senkung und gleichzeitigen eustatischen Wasseranstieg gedeutet. G. LÜTTIG behandelt Schleswig als Standardregion für die internationale Holozän-Stratigraphie; schließlich untersucht E. W. GUENTHER Hornscheiden nacheiszeitlicher Boviden aus Schleswig-Holstein.

Während sich die bisher besprochenen Arbeiten auf die schleswig-holsteinische Heimat des Jubilars beziehen, behandeln weitere andere Arbeitsgebiete RUSTS. So behandelt Gisela ASMUS die altsteinzeitlichen Menschenfunde von Palästina. Die Proto-Cromagniden von Skul, die als Träger des Prä-Aurignacien aufzufassen sind, gehen bis an das Letzte Interglazial, vielleicht sogar bis in dies hinein. H. J. MÜLLER-BECK behandelt die stratigraphische Stellung des *Homo heidelbergensis*, der nach ihm in eine echte Warmzeit Vor-Elster einzustufen ist und von ihm als eine der ältesten Formen der Hominiden-Entwicklung aufgefaßt werden. W. DOMCKE untersucht fossiles Eichenholz von der Fundstelle des *Homo heidelbergensis*.

Schließlich sind noch eine Reihe von Arbeiten zu nennen, die nicht unmittelbar mit RUSTS Forschungen zu tun haben, so K. KAISER über das Klima Europas im quartären Eiszeitalter, K. W. BUTZER über spätpleistozäne Ablagerungen der Kom-Ombo-Ebene in Ober-Ägypten, V. LOŽEK über die Bedeutung der Binnenmollusken für die Rekonstruktion der Umwelt des neuzeitlichen Menschen, G. NOBIS über pleistozäne Equiden und das Problem der Pferdedomestikation, G. HEBERER über den tool-maker in Oldoway und E. VLCEK über anthropologische Funde von Franzensbad.

So ist eine umfangreiche wertvolle Festschrift entstanden — der noch ein weiterer prähistorischer Teil folgen wird —, wie ihn nur wenige Forscher zu ihrem 65. Geburtstag erhalten und auf die A. RUST stolz sein kann.

Eins sei zum Schluß noch erwähnt: es ist schade, daß diese Festschrift so teuer geworden ist, daß nur verhältnismäßig wenige Privatleute sie kaufen können. Es hätten sich die Kosten vielleicht dadurch etwas vermindern lassen, wenn eine Reihe von Tafeln als einfach Strichätzungen in den Text aufgenommen worden wären. Dieser wäre dann auch leichter lesbar gewesen.

P. Woldstedt.

BEDERKE, ERICH & WUNDERLICH, HANS-GEORG: **Atlas zur Geologie**. B. I. - Hochschulatlanten 302 a—302 g, Bibliographisches Institut Mannheim, Kartographisches Inst. Meyer, XX + 75 S., Mannheim 1968. Preis: DM 25.—

Dieser von berufenen und im Geologie-Unterricht erfahrenen Forschern zusammengestellte und erarbeitete Atlas kann — wie die geologischen B. I. - Hochschultaschenbücher von WUNDERLICH — jedem Geologie- und Geographie-Studenten und auch den Erdkunde-Lehrern nur empfohlen werden. Zahlreiche Karten-, Profil- und Blockbilddarstellungen in Zwei- und Mehrfarbendruck, ergänzt von einem einführenden Text und recht ausführlichen Quellenangaben, vermitteln einen übersichtlichen und klaren Einblick in unser Wissen über die geologische und tektonische Gestaltung der Erde, lassen auch manche ungelöste Probleme deutlich werden. Zwar stehen die geologischen Übersichtskarten 1:25 Mill. aller Kontinente und zwei (leider nicht fehlerfreie) Karten 1:2,5 Mill. der Alpenländer und eines Teiles von Mitteleuropa im Mittelpunkt; am anregendsten sind aber doch wohl die tektonischen und strukturellen Übersichtskarten der Erde, der Kontinente, Polargebiete und Ozeane und wie die Autoren die Strukturen und Bewegungstendenzen der Erdkruste unter Heranziehung der modernsten Ergebnisse von Geophysik und Ozeanboden-Forschung als Werk großartigen subkrustalen Geschehens sehen.

Was die Quartärkunde anbelangt, so wird derjenige, der die Quartärgeologie innig mit der Gesamt-Geologie verbunden weiß, eigentlich fast alle Seiten nutzen können. Über das Paläoklima informieren die Abbildungen zum Klima und zu den Vereisungsspuren im Eokambrium, Devon und Permokarbon, zur Verlagerung der Salinar-Gürtel und zur Lage der Riffe seit dem Alt-Paläozoikum. Themen, die speziell das Quartär betreffen, sind im Atlas relativ gut vertreten. Kärtchen sind den marinen Sedimenten der heutigen Weltmeere, den äolischen Staubsedimenten auf den Kontinenten, der Tiefenlage der Quartär-Basis in den Senkungsgebieten der Niederlande und der Po-Ebene gewidmet; ferner sind die Dauerfrostböden Eurasiens, die Vereisungen der Nord- und Süderde, Europas und der Britischen Inseln, der Rückzug des nordischen Inlandeises und die nahezu zeitliche isostatische Hebung Skandinaviens dargestellt.

Die Autoren weisen im Vorwort eindringlich darauf hin, wie sehr sie die Herausgabe des Buches bei dem noch ungenügenden Erforschungsstand weiter Areale der Erde und der derzeitigen nahezu explosivartigen Vermehrung der Fakten auf gewissen Gebieten als Wagnis empfunden haben. Erfreulich, daß sie sich nicht von ihren Bedenken abschrecken ließen. R. Huckriede.

SCHNEIDER, HORST ERNST: **Zur quartärgeologischen Entwicklungsgeschichte Thessaliens (Griechenland)**. - Beitr. zur ur- und frühgeschichtl. Archäol. des Mittelmeer-Kulturraumes 6, 127 S., 65 Taf., 1 geol. Karte der thessalischen Beckenlandschaften 1 : 150 000, Bonn 1968. Preis: Lw. DM 150.—

In einem großzügig mit Tafelabbildungen ausgestatteten Buch werden die Ergebnisse der ersten wirklich systematischen Untersuchungen der beiden intramontanen Becken von Larisa und Trikkala und eine Geschichte des Pinios-Flusses, des antiken Peneios, vorgelegt. Anregung zur geologischen Aufnahme des thessalischen Beckenlandes waren Funde paläolithischer Geräte in den Steilufern des Pinios zwischen Larisa und Gunitsa, über die MILOJČIĆ in Germania 36, 1958 und MILOJČIĆ, BOESSNECK, JUNG & H. E. SCHNEIDER in den Beitr. zur ur- u. frühgeschichtl. Archäol. des Mittelmeer-Kulturraumes 1, 1965 berichtet haben. Es ist eine paläolithische Abschlagkultur, z. T. in Levallois-Technik. MILOJČIĆ vermochte sie nicht einer der klassischen paläolithischen Kultur Westeuropas zuzuweisen; er gebrauchte in Anlehnung an vergleichbare Funde der Balkanhalbinsel und des Vorderen Orients die Verlegenheitsbezeichnung „Levallois-Moustérien“, ja meinte sogar (1958), mancher Gerät-Typ könnte „vielleicht als Einfluß aus dem Bereich der Aurignac-Kultur angesprochen werden“. Eine geologische Klärung der Altersfrage wurde notwendig.

Die Artefakt-Funde sind nun in subtiler Arbeit in die dortige Stratigraphie eingehängt worden. Auch sonst bietet die Saarbrücker Habilitationsarbeit eine Fülle von stratigraphischen, tektonischen, geomorphologischen, sedimentologischen und paläontologischen Beobachtungen und Fakten, nicht nur zum Quartär, sondern auch aus der neogenen Beckenfüllung. Auch die Glazial- und Periglazialerscheinungen im Olymp-Massiv werden behandelt; schließlich trägt die Kartierung sogar zur Kenntnis des pelagonischen und osthellenischen Rahmens der Becken bei. Wenn manche Probleme nicht völlig gelöst sind, manches unerwähnt bleibt, so liegt das an den Schwierigkeiten, die Aufschluß- und Fossilarmut bereiten. Während bei den Forscher-Teams, denen die Becken von Ptolemais und Megalopolis zu untersuchen vergönnt war, Bohrtrupps zur Verfügung und wirt-

schaftliches Interesse im Hintergrund standen, war hier ein Geologe auf sich allein gestellt. Trotzdem ist die postmiozäne Entwicklungsgeschichte des Gebietes in großen Zügen klargelegt worden:

Im ob. Miozän und Pliozän Bruchtektonik und Entstehung der limnischen Becken; Tone, Sande, Schotter, auch Süßwasserkalke mit pontischer Säugerfauna = Pikerimi-Fauna von Alifaka mit *Hipparion*, *Tragoceras*, *Palaeoryx*, *Helladotherium*, *Hystrix*. Während des Altpleistozän bis „Cromer“ Hebung des Pindos und Aufschotterung in den thessalischen Becken (alte Schotter auf dem Neogen der Mittelthessalischen Schwelle mit *Archidiskodon meridionalis* cf. *cromerensis*. Im Mittelpleistozän im Zusammenhang mit der Zerstückelung der Kykladenmasse und des Niederbrechens der nördlichen Ägäis Einbruch der thessalischen Ebenen und Buchten.

Jungpleistozän ist durch limnisch-fluviatiles Auffüllungsmaterial vertreten, über das sich im ostthessal. Becken die weite ebene Fläche der „Niederterrasse des Pinios“ ausbreitet. Aufschlüsse bieten die Pinios-Ufer. Hier enthalten Tone Schmitzen unreiner Lignite, aus denen Prof. WEYLAND nur wenige deutbare Reste gewinnen konnte: Cyperaceen, Polypodiaceen, Eichen und *Tsuga*! Unmittelbar mit der Braunkohle zusammen fanden sich Mollusken, u. a. *Unio crassus crassus*, *U. crassus batavus*, *Corbicula fluminalis*, *Theodoxus danubialis*, *Fagotia acicularis* und *F. esperi*. Auf Mikrofaunen wurde leider nicht untersucht. An anderer Stelle wurde über dieser Molluskenfauna *Palaeoloxodon antiquus* und *Bos primigenius* geborgen, ja es entwickelt sich an anderer Stelle eine „Knochenbank“. Sie ist das Lager der Hauptmasse der oben erwähnten Artefakte aus rotem Radiolarit, künstlich zugespitzter Röhrenknochen und *Palaeoloxodon antiquus*, *antiquus italicus*, *Dicerorhinus* cf. *hemitoechus*, *Asinus hydruntinus*, *Equus* aff. *germanicus*, *Hippopotamus* cf. *antiquus*, *Megaceros*, *Cervus elaphus*, *Dama* sp.?, *Capreolus capreolus*, *Saiga tatarica*, *Bos primigenius*, *Bubalus* cf. *arnee*. Es handelt sich wohl um Beutereste des Menschen.

Ausführlich werden die (klima-) ökologischen und Altersaussagen der Fossilien diskutiert und mit bekannten Jungpleistozän-Lokalitäten des mediterranen Gebietes verglichen (wobei aber dem Rezensenten bei manchen ins Eem gestellten Vorkommen große Bedenken kommen, ja eine solche Datierung sich etwa bei Et-Tabun D u. C oder der Petralona-Fauna kaum halten läßt). Der Autor scheint sich der Stellung der „Knochenbank“-Vertebraten und Artefakte im Riß/Würm, bzw. im jüngeren Teil dieser Warmzeit, so sicher zu sein, daß unerwähnt bleibt, wie wenig man doch in diesen Gebieten über Klima und Faunen der wärmeren Abschnitte des Altwürm weiß.

Die über der „Knochenbank“ folgenden Niederterrassen-Sedimente, in die ein Teil der anfangs erwähnten Geräte gehört, werden ins Würm gestellt. Da sich gegenüber älteren Schottern ein Wechsel des Liefergebietes anzeigt und die Lignite verworfen sind, wird auf eine tektonische Phase zwischen Eem und Würm geschlossen, wie überhaupt sich hier Bruchtektonik ins Holozän fortsetzt. Eine andere Frage ist die nach dem Alter des Pinios-Durchbruches durch die Gebirgsschwelle Nieder Olymp—Ossa. Die Verbindung zum Meer durch das sicherlich tektonisch vorgezeichnete Tempe-Tal soll im Würm noch nicht bestanden haben. Das wird aus der für die beträchtliche Meeresspiegel-Absenkung zu geringe Erosion in die „Niederterrasse“ geschlossen. Das Ereignis wird ans Ende des Würm gelegt.

Schade, daß wegen des hohen Preises manches Institut dieses wichtige Werk nicht anschaffen kann — von Privatpersonen ganz zu schweigen. R. Huckriede.

DIETER GALAS: **Vergleichende geomorphologische Untersuchungen an den Riasküsten SW-Englands und der Bretagne**. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Technischen Hochschule Hannover, Sonderheft 2, 176 S., 3 Karten, 26 Figuren, 21 Abbildungen. Hannover 1968.

Nach einem Überblick über bisherige Ria-Definitionen kommt GALAS zu dem Schluß, der Riabegriff solle zweckmäßigerweise alle diejenigen Talbuchten umfassen, die im Wechselbereich zwischen fluviatiler und denudativer Talformung während kaltzeitlicher Meeresspiegeltiefstände einerseits und mariner Ingression während warmzeitlicher Meeresspiegelnhochstände andererseits an Gezeitensteilküsten entstanden sind. Anhand vieler Einzelbeispiele gibt GALAS eine Darstellung aller erschießbaren Entwicklungsschritte während des jüngeren Quartärs. Wegen des Fehlens entsprechender Sedimente — bei starker Abtragung verständlich — sind kaum Aussagen über die Formengeschichte im älteren Quartär möglich. Besonders eindrucksvoll ist, daß die holozäne Abrasion, die durch oft außerordentlich mächtige würmkaltzeitliche Hangschuttedecken fossilisierte eemzeitliche Riaform — gut belegt durch häufig auftretende Brandungsplattformen mit Geröllbedeckung, z. T. auch mit noch erkennbaren Kliffen — oft erst teilweise exhumiert hat. H. Rohdenburg.

SMOLIKOVÁ, L.: **Mikromorphologie und Mikromorphometrie der pleistozänen Bodenkomplexe** (Vergleichsuntersuchungen der Interglazialböden von Letky nad Vltavou). - Rozpravy Československé Akademie VED, Band 78, H 2, 47 S., 21 Abb. und 4 Tab. im Text, im Anhang 29 Abb. und 3 Diagramme; Prag 1968.

Die bei Prof. KUBIĚNA in Reinbek durchgeführten Untersuchungen ergaben, daß der im Eem entstandene Bodenkomplex (PK III) im oberen dunklen Abschnitt als tirsoider Pseudotschernosem (Prärieboden) anzusprechen ist. Der tiefere, braune Profilabschnitt gliedert sich in einen Ton-Auswaschungs- und einen Ton-Einwaschungshorizont; er hat daher die Merkmale einer Parabraunerde mit schwacher Pseudovergleyung.

Der obere Boden des zweiten untersuchten Bodenkomplexes (PK IV, vorletztes Interglazial? Treene? jüngerer Holstein) wird als Braunerde angesprochen. Aus dem Vorhandensein von braunlehmartigem Teilplasma, Konkretionen und stark verwittertem Biotit schließt die Verfasserin auf einen älteren, intensiveren pedogenetischen Prozeß vor der Braunerdebildung. Auch im unteren Boden wurden Merkmale von zwei Bodenbildungsvorgängen gefunden, nämlich eine starke Plasma-Granulierung und Vererdung, die vor allem am Braunlehm-Teilplasma zu beobachten sind. Dieser Boden wird daher als „stark granuliert bis vererdete Parabraunerde mit geringen Pseudovergleyungsspuren“ bezeichnet. Noch deutlicher tritt das granuliert Braunlehm-Teilplasma im Braunerde-Gefüge des Bodenkomplexes des PK V — drittletztes Interglazial (Holstein) — in Erscheinung. Wie in den beiden anderen fossilen Böden, sind auch hier Merkmale einer Pseudovergleyung (Konkretionen aus Goethit, Hämatit und Lepidokrokrit) und einer daran anschließenden sekundären Karbonatanreicherung vorhanden. Dieser älteste Boden ist am intensivsten verwittert; er wird daher als „stark granuliert und vererdete braunlehmplasmareiche Parabraunerde“ bezeichnet. Aus den zahlreichen Abbildungen von Strukturphotogrammen und Dünnschliffen lassen sich die durch verschiedenartige pedogenetische Prozesse entstandenen Gefügemerkmale der einzelnen Horizonte deutlich erkennen. Die Untersuchungen unterstreichen erneut die Brauchbarkeit der Bodenmikromorphologie bei der Erforschung fossiler Böden. E. Schönhals.

KOPP, E.: **Die stratigraphische Aussage rezenter und fossiler Bodenbildungen aus saale-zeitlichen Sedimenten in Norddeutschland.** Dissertation der Mathem.-naturw. Fakultät der Universität Bonn. 236 S., 42 Abb. und 14 Tab. im Text. Bonn 1968.

Das Ziel der Arbeit war, mit Hilfe bodenkundlicher Untersuchungen einen Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit zu leisten. Zu diesem Zweck wurden zunächst die vorliegenden geologischen und bodenkundlichen Karten ausgewertet, um festzustellen, welche Unterschiede und Gemeinsamkeiten die Böden in den Verbreitungsgebieten der einzelnen Stadien aufweisen. Es konnte nachgewiesen werden, daß die Bodenentwicklung in den einzelnen Stadien unterschiedlich verlaufen ist. Allerdings sind die regionalen Unterschiede nicht auf den Faktor Zeit, bzw. auf die Dauer der Bodenbildung zurückzuführen, sondern auf die „primären Qualitätsunterschiede des Ausgangsmaterials“. Substratumlagerungen durch Exaration, Deflation, Erosion, Überdeckung, Schichtung und Kryoturpation müssen als Hauptursache angesehen werden. Zur Kennzeichnung der „primären Qualitätsunterschiede“ wurde die Tonmineralzusammensetzung des Ausgangsmaterials (C- und D-Horizonte) der 3 Stadien der Saale-Kaltzeit und der Weichseleiszeit mit Hilfe der Röntgenanalyse und elektronenmikroskopischer Untersuchungen bestimmt. Die Untersuchungen ergaben, daß in fast allen Sedimenten (Ausgangsmaterial) die gleichen Tonmineralgruppen vorhanden sind und zwischen der Körnung (Sande, Lehme, Geschiebemergel), dem Alter der Substrate und den Tonmineralgesellschaften wohl gewisse Unterschiede, aber keine deutlichen Beziehungen bestehen.

Der Verfasser kommt zu folgenden Ergebnissen: Das Warthe-Stadium gehört nicht zur Weichsel-Kaltzeit; aufgrund des Ausgangsmaterials und der Bodenentwicklung ist dieses Stadium zwischen Drenthe- und Warthe-Bereich einzuordnen. Die Lamstedter-Phase zeigt hinsichtlich der lithologischen und pedogenetischen Merkmale eine engere Verwandtschaft mit dem Drenthe-Stadium als mit dem Warthe-Stadium, doch kann aus der spät- und postglazialen Bodenentwicklung die zeitliche Stellung nicht entschieden werden.

Beweise für eine „warmzeitliche Treene-Verwitterung“ des Drenthe-Materials und für ein langes und warmes Interglazial zwischen Drenthe- und Warthe-Stadium wurden nicht gefunden.

E. Schönhals.

MIOTKE, Fr.-D.: **Karstmorphologische Studien in der glazialüberformten Höhenstufe der „Picos de Europa“, Nordspanien.** Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover / Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Techn. Universität Hannover, Sonderheft 4, 161 S., 3 Karten, 49 Figuren und 4 Abbildungen, Hannover 1968.

Aus dem Vorwort des Herausgebers (H. MENSCHING) geht hervor, daß die Arbeit die Fortsetzung der seit 1958 in Spanien vom Geogr. Institut in Hannover durchgeführten karstmorphologischen Untersuchungen darstellt und außerdem Beobachtungen zur Frage der Höhenstufung von Dolinen und Karren sowie des Hochgebirgskarstes beisteuern will.

In einem ersten Abschnitt werden u. a. Geologie, Klima, Böden, Vegetation, die quartäre Vergletscherung, das Gewässernetz und die Frostverwitterung der „Picos de Europa“ im Hinblick auf

die für die Karstmorphologie wichtigen Vorgänge behandelt. Hervorzuheben ist, daß die quartären Vergletscherungen die Karstentwicklung (Groß- und Kleinformen) beeinflusst haben; vor der Würmvereisung waren jedoch wesentliche Großformen (Täler, Jous, Karsteinbrüche) bereits vorhanden.

Der zweite Abschnitt beschäftigt sich mit der Kalksteinlösung und den dadurch entstandenen Karstformen. Hier wird vor allem auf chemisch-physikalische Schriften eingegangen, die den Lösungsvorgang behandeln. Im dritten Abschnitt werden die Ergebnisse der in den „Picos de Europa“ durchgeführten chemisch-physikalischen Karstuntersuchungen mitgeteilt, so von Lösungsversuchen mit Schneeschmelzwasser, destilliertem Wasser und Regenwasser (Regenschauer und Sprühregen). Bestimmt wurde die Karbonathärte in Abhängigkeit von der Zeit. Die Karbonathärte des abfließenden Wassers wechselt mit der Regenintensität, der Temperatur und der Bodenbedeckung. Obgleich bei der Durchführung der Experimente im Gelände durch den kurzfristigen Wechsel der exogenen Bedingungen große Schwierigkeiten bestanden, können doch einige allgemeine Angaben über die Lösungsprozesse gemacht werden. So hatte das Regenwasser eine wesentlich höhere Lösungskraft als Schneewasser oder destilliertes Wasser. Wasser, das durch den Boden beeinflusst war, wies aufgrund seines höheren CO_2 -Gehalts und der gelösten Huminsäuren eine höhere Kalkhärte auf.

In weiteren Abschnitten geht der Autor auf die Bedeutung der Strömungsdynamik des Wassers für den Lösungsvorgang ein und untersucht diese Zusammenhänge an den Karstformen der Redemuña (Gerinne, Trittkarren, Karstwannen unterschiedlicher Größe) und den Karstkleinformen in den „Picos de Europa“.

Die straff gegliederte und durch zahlreiche Diagramme und ausgezeichnete Fotos illustrierte Arbeit stellt einen wertvollen Beitrag zur Entstehung der Karstformen dar. Die Untersuchungsmethoden sollten auch in anderen Gebieten angewendet werden. E. Schönhals.

GERMAN, R.: **Bad Wurzach**. Ein naturkundlicher und geschichtlicher Führer durch die Umgebung. 75 S., 9 Abb., 15 Tafeln und 1 Kartenbeilage. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1968. Preis: broschiert DM 5.60.

Wie die von anderen Kurorten und Heilbädern Oberschwabens bereits erschienenen Führer vermittelt auch dieses Bändchen einen Überblick über die heutige Landschaft, die Erdgeschichte und die Geschichte der Pflanzenwelt. In besonderen Abschnitten werden die Tier- und Pflanzenwelt des Wurzacher Riedes und die Geschichte des Wurzacher Beckens behandelt.

Für den quartärgeologisch interessierten Leser ist der von R. GERMAN und P. FILZER verfaßte Abschnitt über die „Entstehung des Wurzacher Beckens im Laufe der Erdgeschichte“ von Wichtigkeit. Darin wird das Schicksal des Wurzacher Beckens im Laufe des Eiszeitalters anhand von instruktiven Abbildungen und einer Zeittafel erläutert. Die geologischen Vorgänge während des Halozäns, insbesondere die Moorbildung im Wurzacher See, die nacheiszeitliche Entwicklung der Pflanzenwelt und die heute auf den einzelnen Moorarten des Wurzacher Riedes vorkommenden Pflanzengesellschaften werden geschildert. Es ist zu wünschen, daß der mit schönen Aufnahmen von Pflanzen und Tieren sowie mit Kartenskizzen und einer Umgebungskarte von Bad Wurzach gut ausgestattete Führer von recht vielen Besuchern des Moorbadbesuches erworben wird. Der niedrige Preis dürfte sicherlich hierzu beitragen. E. Schönhals.

E. Personennachrichten

Prof. Dr. P. Woldstedt 80 Jahre

Herr Prof. Dr. phil., Dr. rer. nat. h. c. PAUL WOLDSTEDT beging am 14. 10. 1968 seinen 80. Geburtstag. Aus diesem Anlaß hatten das Geologische Institut der Universität Bonn und die Fachschaft Geologie zu einem Festkolloquium eingeladen. Der Einladung waren zahlreiche Quartärforscher aus Deutschland und den Nachbarländern gefolgt, so daß Herr Prof. Dr. P. WURSTER, Direktor des Geologischen Instituts, eine große Zuhörerschaft begrüßen konnte. Sein besonderer Gruß galt dem Jubilar und Nestor der deutschen Quartärforscher, der seit 1952 als Honorarprofessor am Geologischen Institut wirkt. Im Namen des Rektors der Universität Bonn und des Dekans der Naturwissenschaftlichen Fakultät richtete der Prodekan, Herr Prof. Dr. H. FLOHN, Gruß- und Dankesworte an Prof. WOLDSTEDT und würdigte seine wissenschaftlichen Leistungen. Die Glückwünsche der Deutschen Akademie der Naturforscher „Leopoldina“ zu Halle/Saale überbrachte Herr Prof. Dr. A. NEUHAUS, Bonn. Die Deutsche Quartärvereinigung war durch Vorstands- und Beiratsmitglieder sowie zahlreiche Mitglieder vertreten. Der 1. Vorsitzende, Herr Prof. Dr. H. GRAUL, Heidelberg, überbrachte herzliche Glückwünsche und hob die Verdienste des Jubilars um die Quartärforschung und unsere Vereinigung hervor. Er wies vor allem auf die langjährige Tätigkeit von Prof. WOLDSTEDT als Herausgeber und Schriftleiter von „Eiszeitalter und Gegenwart“ hin. Grüße und Glückwünsche der INQUA-Kommission für die Quartärkarte von Europa, deren Vorsitzender Prof. WOLDSTEDT ist, übermittelte Herr Dr. S. VAN DER HEIDE, Haarlem/Niederlande. Für die Fachschaft Geologie sprach Herr cand. geol. E. WALLBRECHER herzliche Glückwünsche aus. Dann ergriff Herr Prof. Dr. H. J. MARTINI, Präsident der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, das Wort und schilderte den Lebensweg des Jubilars sowie sein Wirken und seine Persönlichkeit.

Im wissenschaftlichen Teil des Festkolloquiums wurden zwei Vorträge gehalten, und zwar sprachen Herr Prof. Dr. B. FRENZEL, Hohenheim, über „Das Problem der kaltzeitlichen Waldrefugien Nordeurasiens“ und Herr Dr. Kl. DUPHORN, Hannover, über „Die Eigenvergletscherungen des Harzes im Pleistozän“.

Nach einer kurzen Diskussion der beiden Vorträge und Dankesworten von Herrn Prof. WOLDSTEDT fand im Stucksaal des Poppelsdorfer Schlosses ein Empfang statt, zu dem der Jubilar eingeladen hatte.

E. Schönhals.

Ehrung

Herrn Professor Dr. M. SCHWARZBACH, Direktor des Geologischen Instituts der Universität Köln, wurde vom Bundespräsidenten das Große Bundesverdienstkreuz verliehen. Die hohe Auszeichnung wurde Herrn Professor SCHWARZBACH am 14. 10. 1968 durch den Staatssekretär im Kultusministerium von Nordrhein-Westfalen überreicht. Die anläßlich des Festkolloquiums für Herrn Prof. WOLDSTEDT in Bonn anwesenden Mitglieder des Vorstandes der Deutschen Quartärvereinigung beglückwünschten Herrn Prof. SCHWARZBACH zu dieser Ehrung.

Hugo Gross †

Kurz vor seinem 80. Geburtstag verstarb am 1. 11. 1968 in Bamberg Stud.-Professor i. R., Dr. phil., Dr. rer. nat. h. c. HUGO GROSS. Der um die Quartärforschung hochverdiente Wissenschaftler war ord. Mitglied der Deutschen Akademie der Naturforscher „Leopoldina“ zu Halle und der ehem. Königsberger Gelehrten Gesellschaft sowie Inhaber der „Medaille bene merenti“ in Silber der Bayerischen Akademie der Wissenschaften München und anderer hoher wissenschaftlicher Auszeichnungen.

Die Deutsche Quartärvereinigung hatte im Jahre 1968 den Verlust mehrerer Mitglieder zu beklagen, deren Andenken wir in Ehren halten wollen.

Prof. Dr. WILHELM AHRENS, Krefeld

Dr. HEDWIG FRENZEL, Dresden

JOHANN ITERMANN, Mitterfelden, über Freilassing

Prof. Dr. WERNER LÜDI, Zürich

Prof. Dr. HANNES MOHR, Wien

Prof. Dr. TIDELSKI, Kiel

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 Buchstabenanzahl annähernd dieselbe bleiben (es muß sonst unter Umständen ein ganzer Absatz neu gesetzt werden). Zusätzliche Änderungen des Textes nach erfolgtem Satz sind vom Autor zu bezahlen.

Sonderdrucke

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

In Neubearbeitung erschien in dritter Auflage:

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte
mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder
auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18 x 25 cm
Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband **DM 58,—**

Dieses geologische Standardwerk gilt gegenwärtig als das hervorragende Einführungsbuch
in die Erd- und Landschaftsgeschichte.

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln
Ganzleinen gebunden **DM 8.75**

... Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

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.