Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHONHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

DREIUNDZWANZIGSTER UND VIERUNDZWANZIGSTER BAND MIT 89 ABBILDUNGEN IM TEXT UND 3 TAFELN

4973 Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Programme And the Programme And Andrews Control of the Control of	APPLICATION OF THE PROPERTY OF	B TAGETTE DOWN TAPET	
Pinale Jane . Commencet	Dand 99 194	Caisa 1 440	Ohringen/Württ., 15. Oktober 1973
Eiszeitaiter u. Gegenwart	Dana 20/24	Sette 1-440	Ontingen wurte, 13. Oktober 1973
THE WAY DESCRIPTION OF THE PROPERTY OF		A THE RESERVE OF THE PERSON OF	

Deutsche Quartärvereinigung

3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus

Postscheckkonto Hannover 453 03

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

Vorstand

1. Vorsitzender: Prof. Dr. A. SEMMEL, Frankfurt/M.

2. Vorsitzender: Direktor Dr. J. Niedermayer, Hamburg

1. Schriftführer: Prof. Dr. W. Pfeffer, Frankfurt

2. Schriftführer: Dr. F. GRUBE, Hamburg

Schriftleiter : Prof. Dr. E. SCHÖNHALS, Gießen

Prof. Dr. R. HUCKRIEDE, Marburg

Schatzmeister: Dr. H. SCHNEEKLOTH, Hannover

Archivar : Dr. L. Benda, Hannover

Beirat

Reg.-Dir. Dr. G. v. D. Brelie,

Krefeld

MEDICAL STREET

Prof. Dr. B. FRENZEL,

Hohenheim

Prof. Dr. H. GRAUL,

Heidelberg

Prof. Dr. R. HANTKE,

Zürich

Dr. V. Ložek,

Prag

Prof. Dr. W. MENSCHING,

Hannover

Prof. Dr. R. SCHÜTRUMPF,

Käln

Dr. K. PICARD,

Kiel

Doz. Dr. W. TAUTE,

Tübingen

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 40.—DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20.— 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

DREIUNDZWANZIGSTER UND VIERUNDZWANZIGSTER BAND MIT 89 ABBILDUNGEN IM TEXT UND 3 TAFELN

1973 Verlag Hohenlohe's che Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 23/24	Seite 1-448	Öhringen/Württ., 15. Oktober 1973

INHALT

A. Aufsätze	Seite
GERMAN, R.:	Seite
Sedimente und Formen der glazialen Serie	5— 15
GRIMMEL, E.:	
Bemerkungen zum Geschiebedecksand	16— 25
VAN REES VELLINGA, E. u. DE RIDDER, N. A.:	
Notes on the Tertiary and Pleistocene Geology of East Gelderland, The Netherlands	26— 45
HEINE, K.:	
Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche- Vulkan, Mexiko	46— 62
TEUNISSEN, D. u. SCHONEN, J. M. C. P.:	
Vegetations- und sedimentationsgeschichtliche Untersuchungen am Grand Étang bei Gérardmer (Vogesen)	63— 75
GRIMMEL, E.:	
Überlegungen zur Morphogenese des Norddeutschen Flachlandes, dargestellt am Beispiel des unteren Elbtales	76— 88
BRUNNACKER, K.:	
Einiges über Löß-Vorkommen in Tunesien	89— 99
HANNSS, CH.:	
Das Ausmaß der würmzeitlichen Isèretalvergletscherung im Lichte neuer Datierungen	100—106
ŠEGOTA, T.:	
Radiocarbon Measurements and the Holocene and Late Würm Sealevel Rise	107—115
SERAPHIM, E. TH.:	
Eine saaleeiszeitliche Mittelmoräne zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge	116—129
SPÄTH, HJ.:	
Postglaziale Strände an der Nordküste Sutherlands/Schottland	130—140
KELLETAT, D.:	
Quartärmorphologische Untersuchungen an den Küsten der M.Poro-Halb- insel, Westkalabrien	141—153
SCHEUENPFLUG, L.:	
Zur Problematik der Weißjuragesteine in der östlichen Iller-Lech-Platte	154—158
3 X	
v. KOENIGSWALD, W.: Veränderungen in der Kleinsäugerfauna von Mitteleuropa zwischen	
Cromer und Eem (Pleistozän)	159—167
SCHAEFER, I.:	
Das Grönenbacher Feld	168-200

	Seite
HEINE, K. u. SCHÖNHALS, E.:	201 215
Entstehung und Alter der "toba"-Sedimente in Mexiko	201—215
PÉCSI, M.:	
Lithologische und chronologische Gliederung der Lösse in Ungarn	216—218
BEHRE, KE., DUPHORN, K., FRENZEL, B., GRAUL, H., GRUBE, F., LÜNING, J., MENKE, B., MEYER, KD., REMY, H., SCHIRMER, W., SCHWABEDISSEN, H., SEMMEL, A., STREIF, H. u. VINKEN, R.:	219
State of Research on the Quarternary of the Federal Republic of Germany	222 —370
GLÜCKERT, G.:	
14C-Alter eines interstadialen Torfes in der postglazialen Hammerau- Terrasse und eines Moores unter Kalktuff bei Tittmoning an der Salzach (Oberbayern)	371—376
B. Mitteilungen	
DREIMANIS, A.:	
Mid-Wisconsin of the Eastern Great Lakes and St. Lawrence Region, North America	377—379
PAEPE, R. u. SOUCHEZ, R.:	
Spätglaziale Tiefenerosion und Kalktuffbildung in Süd-Belgien	380—383
SCHMIDT-THOMÉ, P.:	
Neue, niedrig gelegene Zeugen einer würmzeitlichen Vergletscherung im Nordteil der Iberischen Halbinsel	384—389
C. D. Lillian T.	
C. Berichte - Tagungen	
FRENZEL, #= u. Autoren-Ref.:	
Die 16. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 23. 9.—30. 9. 1972 in Stuttgart-Hohenheim	390—400
FRENZEL, B.:	
Bericht über die im Anschluß an die DEUQUA-Tagung 1972 durchge- führte mehrtägige quartärgeologische Exkursion in das bayerisch-schwä- bische Alpenvorland	401—409
REIFF, W.:	
Bericht über die von der DEUQUA-Tagung 1972 durchgeführte Ex- kursion zu den Travertinen von Stuttgart	410—412
ZEESE, R.: Bericht über die am 23. 9. 1972 durchgeführte geomorphologische Exkursion in die Umgebung von Aalen	414 413— :426
FINK, J.: Internationale Lößforschungen	415—426
D. Buchbesprechungen	427—433
	427 440

A. Aufsätze

Sedimente und Formen der glazialen Serie

Von Rüdiger German, Tübingen

Mit 1 Tabelle

Zusammenfassung. Der Begriff der glazialen Serie, welcher seit seiner Bildung weitgehend nur geomorphologisch verstanden und weiterentwickelt wurde, wird kritisch überprüft. Die Grundlagen dazu lieferten eingehende Kartierungen glazigener und glazialer Sedimente im württembergischen Alpenvorland (Oberschwaben) und Übersichtsbegehungen im bayerischen Alpenvorland und im Schweizer Mittelland. Sedimentologisch müssen bei der glazialen Serie weitere Schichten ausgesondert werden, als dies bisher üblich war. An Stelle der bisher kartierten teilweise recht mächtigen Grundmoräne im Rückland des Maximalwalles, kommen weitgehend nur Schmelzwassersedimente vor.

Eine sedimentologische Bearbeitung der verschiedenen Schichten der glazialen Serie erlaubt es, für die einzelnen Schichten charakteristische Kennzeichen herauszustellen (Tab. 1). Mit Hilfe dieser geologisch-sedimentologischen Kriterien folgt: Die bisherige geomorphologische Ansprache der Formen in der bisherigen "Jungmoränenlandschaft" und der bisherigen "Altmoränenlandschaft" hält den Kriterien einer modernen und auf rezenten Beispielen begründeten Sedimentansprache nicht mehr stand.

An Stelle des bisher üblichen morphologischen Landschaftsbegriffs der "kuppigen Grundmoränenlandschaft" ist jetzt derjenige der "kuppigen Schmelzwasserlandschaft" zu setzen. Beim Abschmelzen erfolgte in der Nähe des häufig oszillierenden Eisrandes ein lebhafter Wechsel zwischen der schwemmkegelartigen Akkumulation von Schmelzwassersedimenten und deren Umlagerung durch kurze Zeit später eintretende Erosion.

Nachdem das Schmelzwasser als das entscheidende Agens für die Gestaltung des Raumes im Hinterland der jeweiligen Maximalmoräne einer Eiszeit erkannt ist, treffen die alteingeführten Begriffe "Jung"- und "Altmoränenlandschaft" sinngemäß nicht mehr zu. Diese deuten ja auf die Genese der Landschaft durch das Eis. Es ist in diesem Fall wohl besser, von der "würmeiszeitlichen kuppigen Schmelzwasserlandschaft" bzw. von der "jüngeren kuppigen Schmelzwasserlandschaft" und der "rißeiszeitlichen kuppigen Schmelzwasserlandschaft" bzw. der "alten (kuppigen) Schmelzwasserlandschaft" zu sprechen. Als Abkürzungen für diese langen Worte wird vorgeschlagen "jüngere Eisrandlandschaft" und "ältere Eisrandlandschaft" zu verwenden.

Summary. The glacial series, analysed only morphologically up to now, is now being investigated again. This new investigation has been based on careful mapping of glacigenious and glacial sediments in the pre-alpine highland of Baden-Württemberg (Oberschwaben) on the one hand and on several excursions to the Bavarian part of the pre-alpine highland as well as to the Swiss midland on the other hand. From a sedimentological point of view more layers have to be examined for themselves than before. Examination of meltwater sediments will on a very large scale replace the description of the enormous ground moraine behind the outermost wall of formerly glacial areas.

A sedimentological investigation of the various layers of the glacial series will allow a closer examination of the characteristic features of those layers and will bring about more accurate results than a description which has so for been only morphological.

The new term "hilly ground moraine landscape" will now have to replace the term "hilly ground moraine landscape". In the process of shrinking a lively alteration between accumulated cone shaped meltwater sediments and the material, which had been resedimentated by erosion shortly after, took place near the frequently oscillating ice border.

After meltwater has been discovered as the decisive agent which formed the region behind the respective outermost walls, the traditional terms "Jungmoränenlandschaft" and "Altmoränenlandschaft" cannot be applied any longer, as they would indicate a genesis by ice. Therefore the following new terms should be chosen: "würmeiszeitliche kuppige Schmelzwasserlandschaft" or "jüngere kuppige Schmelzwasserlandschaft" and "rißeiszeitliche kuppige Schmelzwasserlandschaft" or "ältere kuppige Schmelzwasserlandschaft". The terms "jüngere Eisrandlandschaft" and "ältere Eisrandlandschaft" could be used as abbreviations.

1. Einleitung

Hervorgerufen durch meine Ausführungen (GERMAN 1970a) ist besonders von geomorphologischer Seite die Frage aufgeworfen worden: Ist die dort vorgenommene Ausdeutung glazialer und glazigener Sedimente in dem angeführten Maße notwendig? Können nicht doch gewisse Hügelformen zu den Moränen gerechnet werden, selbst wenn diese Hügel Schmelzwassersedimente enthalten? Das hier aufgeworfene Problem zeigt die recht alte Dualität quartärgeologischer Forschung zwischen Sedimenten und Formen (PENCK & BRÜCKNER 1909, 19, Petit).

Welche Kriterien sind für eine Zuordnung oder Deutung entscheidend, Sediment oder Form? Eine Antwort darauf muß zunächst die wissenschaftliche Grundlage, die bisher übliche Methode und die Fortschritte der Forschung bis zur Gegenwart berücksichtigen.

2. Der Ursprung des Begriffs Moräne

In diesem Zusammenhang ist zunächst an die Anfänge der ganzen Forschungsrichtung zu erinnern. Wie in German (1968) ausgeführt, können wir Moränen, den wohl am längsten bekannten Teil der glazialen Serie, unter zwei verschiedenen Gesichtspunkten betrachten. Unter Moränen verstehen wir sowohl Formen als auch Sedimente. Diese doppelte Bedeutung quartärgeologischer Begriffe war auch PENCK & BRÜCKNER (1909) geläufig.

Im Zusammenhang mit der Darstellung der glazialen Serie heißt es S. 19 in Kleindruck, letzter Satz: "Da die fluvioglazialen und glazialen Ablagerungen jeweils bestimmte Oberflächenformen haben, so verwenden wir die Ausdrücke Komplex und Serie sowohl zur Benennung von Ablagerungen wie auch der zugehörigen Formen." Mit der Herausstellung dieser doppelten Bedeutung glazialer Begriffe befand sich jener Verfasser in voller Übereinstimmung mit der ursprünglichen Bedeutung z. B. des Wortes Moräne. Dieses stammt aus den Westalpen (Savoyer und Walliser Alpen). Dort versteht man darunter seit dem ausgehenden 18. Jahrhundert sowohl die Form eines Hügels (oder Geröllhaufens) als auch das Geröll, welches diese Hügel bildet. Damit hat das Wort Moräne schon ursprünglich nicht nur geomorphologische, sondern auch sedimentologische Bedeutung. Entsprechend hat sich auch FLINT (1957, 108) geäußert: "Drift can be classified in two different ways: in terms of sediments, specifically the arrangement of the pieces of rock of wich it is composed, or in terms of its form or topographic expression."

In diesem Sinne und um jahrzehntelange Schwierigkeiten in der Moränenbenennung zu beheben, habe ich daher vorgeschlagen: "Die Einteilung der Moränen kann sowohl nach dem Sediment, als auch nach der Morphologie erfolgen. Es sind daher je nach der örtlichen Ausbildung alle denkbaren Kombinationen zwischen beiden Einteilungen möglich." (GERMAN 1968, 710 [4]). Im einzelnen habe ich dort folgende Einteilung angeführt:

a) Sedimentologische Klassifikation:

Obermoräne
 Grundmoräne

3) Randmoräne

b) geomorphologische Klassifikation:

1) Wallmoräne

2) Deckmoräne.

3. Abgrenzung und Kenzeichen der Sedimente

Diese Moränenbegriffe sind in ihrer Bedeutung, wie auch in ihrer Zusammensetzung klar zu unterscheiden. Um alle Zweideutigkeiten zu beheben, die eventuell doch noch dem Wort Moräne anhaften, erscheint es zweckmäßig, für (a) nur den Begriff "Moränensedimente" und für (b) nur den Begriff "Moränenformen" zu benützen. Da die Ausdrücke bei (a) und bei (b) verschieden sind, muß bei den 3 bzw. 2 Unterbegriffen nicht unbedingt das Wort "-sediment" bzw. "-form" angehängt werden. Im Zweifelsfalle trägt es jedoch zweifellos zur präziseren Ausdrucksweise bei (z. B. Grundmoränensediment bzw. Wallmoränenform).

Schwierigkeiten in der Benennung können eventuell eher in Grenzfällen bei Übergängen von einer Sedimentart in eine andere auftreten, wie z. B. bei der Frage: Wann ist eine Stauchmoräne schon Moränensediment und nicht mehr das ursprüngliche Schmelzwasser-

sediment? D. h., reicht die Stauchung eines Schmelzwassersediments, bei welchem z. B. eine Verschiebung von 10 cm eingetreten ist (Faltung oder Aufschiebung), um bereits von einer Stauchmoräne zu sprechen? (Wie aus Tab. 1 ersichtlich, werden die Stauchmoränen zur Gruppe der Randmoränen gerechnet.) Oder: Gehört eine Kalksteinscholle, welche z. B. 10 cm aus ihrem Verband durch das Eis herausgehoben ist und von eiszeitlichen Lockersedimenten, auch auf der Unterseite, umhüllt ist, bereits zum Moränensediment?

Verwenden wir die gleiche Genauigkeit, wie sie z.B. in der Tektonik oder in der Meeresgeologie bei irgendwelchen Veränderungen (Kleintektonik, Umlagerung) angewandt werden, so kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die beiden angeführten Beispiele keine ungestörte normale Lagerung zeigen und daß sie zu den Stauchmoränen bzw. zu den Moränensedimenten gerechnet werden müssen. Solche Fälle bilden jedoch die Ausnahme. Bei der Aufnahme quartärer Sedimente im württembergischen Allgäu (German 1970a) wurden trotz der großen bearbeiteten Fläche wenig Veränderungen der normalen Lagerung durch Stauchmoränen und Toteissackungen festgestellt. Es ist daher nicht zu fürchten, daß bald nur noch gestörte Lagerungsformen aufzufinden sein werden.

Immerhin müssen wir beachten: Selbst noch so geringe Schichtenverbiegungen sind doch Marken des bewegten Eises. Hier zeigt sich seine Wirkung eindeutig am gestörten Sedimentverband. Damit haben wir eine ganz klare und geologisch begründete Aussage gewonnen. Die ursprünglich z. B. als Schmelzwassersediment abgelagerten Schichten wurden durch seitlichen Druck, durch vorstoßendes Eis gestört. Die tektonischen Einengungsstrukturen lassen keine andere Deutung zu. Außerdem erlauben die differenzierten geologischen Methoden häufig eine recht genaue Deutung der Bildungsumstände. Mit der Schichtenlagerung (Struktur), der Zusammensetzung der Sedimente (bes. der Korngröße), ihrer Textur (Einregelung der Einzelbestandteile), der Beschaffenheit der Einzelkomponenten besitzen wir Kriterien, welche innerhalb der verschiedenen Glieder der glazialen Serie eine brauchbare Unterscheidung ermöglichen (Tab. 1). Diese reichhaltige Unterscheidung ist im Rahmen der Formen trotz allen Wohlwollens für die geomorphologische Methode einfach nicht möglich, sofern man sich nicht der in Tab. 1 genannten typisch geologischen Arbeitsweisen im Rahmen der Geomorphologie bedient.

Es ist das eine Ziel dieser Arbeit, die Bedeutung geologischer Arbeitsweisen für die Bearbeitung quartärer Sedimente aufzuzeigen. Damit soll der geologische Nethoden bei der Arbeit im Quartär angewandt werden können. Das andere Ziel liegt darin, der geomorphologische norphologischen Seite zu zeigen, welche große Bedeutung die sachgemäße Bearbeitung des Gesteins unter der Erdoberfäche besitzt und welch ins einzelne gehende neue Ergebnisse dabei auftreten können. Allerdings bedarf es ohne Zweifel erheblich größerer Mühe und größeren Zeitaufwandes, den oft schlecht aufgeschlossenen Sedimentinhalt nach allen Regeln der geologischen Wissenschaft zu bearbeiten, als aus den meist gut überblickbaren Formen Schlüsse zu ziehen. Wenn das Ergebnis mit wesentlich größerer Sicherheit zu erzielen ist (und damit der erdgeschichtlichen Entstehung näher kommt), dann ist der Mehraufwand durch ausführliche Untersuchungen am Gestein zweifellos gerechtferigt. Dies bedeutet: Die quartären Sedimente sind nach allen geeigneten geologischen Arbeitsmethoden zu untersuchen. Dabei erscheint es mir am wichtigsten und gleichzeitig meist auch am einfachsten, wenn zuerst einmal das Bildungsmedium, bzw. die bei der Entstehung wirksamen geologischen Kräfte (z. B. Schmelzwasser oder Eis) bestimmt werden. Gerade in diesem Punkt sind bisher die meisten Fehldeutungen vorgekommen. Nach meinen Erfahrungen reichen für Gebirgsvergletscherungen die oben angeführten Begriffe in der Sediment- und Formansprache aus, um das quartäre Inventar zu gliedern. Die geschilderte geologische Arbeitsweise wird im Grunde genommen auch schon von Penck & Brückner (1909, 11) vertreten: "Hier muß Specialforschung einsetzen, welche die einzelnen Glacialablagerungen ganz ebenso als geologische Körper zu verfolgen und auszuscheiden hat, wie irgend eine geologische Specialaufnahme."

Die örtlich stark wechselnden Ablagerungsverhältnisse scheinen bisher so verwirrend, daß es kaum möglich war, eine detaillierte Landschaftsgeschichte im Rückland des würmeiszeitlichen voralpinen Maximalwalles aufzustellen. Unter Berücksichtigung der örtlich sehr differenzierten Bildungsbedingungen am ehemaligen Eisrand (s. u.) ist dies jetzt eher

Tabelle 1: Allgemeine Methoden für die Bearbeitung der

	Korngröße (Sortierung)	Schichtenaufbau (Lagerung)
Arbeits- gerät Sedi- mentschicht	Sieb, Waage	Geländebuch, Photo, Kompaß
Rand- und Obermoräne	sämtliche Korngrößen können vertreten sein, müssen es aber nicht. Vorherrschend Sand und Kies. Blockwerk tritt in jeder Größe auf. Sortierung meist schlecht.	Meist wirre, ungeschichtete und im Gegensatz zur Grundmoräne lockere Lagerung (Ausnahme Stauchmoräne). Beckenwärts (zentripetal) Übergang in Grundmoräne und basal Übergang in Vorstoßschotter bzw. Sandersediment, zentrifugal in Sandersediment. — Bei Stauchmoränen ist die primäre Schichtenlagerung gestört (Einengungsstrukturen). Messen der Bewegungsrichtung aus Strukturen der Stauchmoräne.
Grundmoräne	Schluff (und tlw. auch Sand) vor- herrschend, einzelne Geschiebe von Kies- und Blockgröße. Sortierung mäßig.	meist homogene, sehr kompakte Schicht mit unregelmäßig verteilten Geschieben. Häu- fig unscharfe Grenze gegen Vorstoßschot- ter, scharfe Grenze gegen das Hangende.
Sander- sediment (Übergangs- sediment)	Kies, Sand und Blockwerk in gleichmäßiger Vermengung, gute Sortierung.	Schwemmkegelförmige Schüttungen in Längs- und Querprofil (Linsenform) auf- geschlossen. Zentrifugal Übergang in Schotterkörper, zentripetal tlw. in Vor- stoßschotter bzw. Randmoränensediment.
Schotter- körper	Kies und Sand in gleichmäßiger Vermengung, sehr gute Sortierung.	Meist einheitlicher Schichtenaufbau durch die ganze Aufschlußwand. Meist keine reinen Sandschichten. Durchgehende Schich- tung in Transportrichtung, quer dazu lin- senförmige Lagerung (s. Sandersediment).
Vorstoß- schotter		
serbildungen der Ab- schmelzzeit len Einzelschichten einheitlicher Korngröße. Die Einzelschichten sind meist gut sortiert. Die Vermengung der Komponenten in Verbindung mit gestörter Lagerung kann auf nachträgliches Ausschmelzen über kie		In vielen Fällen Kames- und Eiskontakt- sedimente in 10—40 cm mächtigen vielen Einzelschichten mit jeweils verschiedener Korngröße, tlw. Schüttungen in Hohlfor- men mit Delta-, Überguß- und Sohlschich- ten. Deltaschichten meist in sandreiche bzw. kiesreiche Schichten gut unterscheidbar ge-

ehemals unterlagerndem Toteis zurückgeführt werden.

gliedert, Übergußschichten meist homogen, Sohlschichten vielfach als Bänderton ausgebildet. Bei ebener Lage Ausbildung eines Schotterkörpers von einigen Metern Mäch-tigkeit. Gestörte Lagerung mit Ausdeh-nungsstrukturen oder starker Vermischung der Komponenten deutet auf ausgeschmolzenes Toteis bzw. auf Nachsacken der Sedimente am abschmelzenden Eisrand.

Schichten der glazialen Serie (vgl. GERMAN 1968, Fig. 3, S. 715)

Textur Einzelkomponente		Mächtigkeit	
Kompaß	Kompaß, Lupe.	Maßstab, Maßband	
Keine Einregelung der Ge- schiebe, im Normalfall wirre Anordnung der Komponen- ten. Ausnahme: Stauchmo- räne.	Kies und Blockwerk kantengerun- det, Geschiebe wenig gekritzt, krit- zen oft nur wenige Millimeter lang und meist ohne bevorzugte Rich- tung infolge wiederholter Umlage- rung durch Eisschub.	meist bis 15—20 m, in Ausnahmefällen über 100 m Höhe (z. B. Gardasee, Mono Lake).	
horizontale Einregelung der Geschiebe.	Geschiebe zeigen oft mehrere Zenti- meter lange Kritzen, sind gut ge- rundet. Die Geschiebeorientierung (Kompaß) zeigt ehemalige Strö- mungsrichtung des Eises.	meist einige wenige Meter, gelegentlich 10 m.	
dachziegelartige Lagerung der Gerölle. Einregelungs- richtung örtlich stark wech- selnd.	Gerölle gut gerundet und mit Punktierung versehen (Lupe). Kritzen nehmen mit zunehmender Entfernung vom Schmelzwassertor auf einige hundert Meter Entfernung sehr schnell ab.	Am Schmelzwassertor bis ca. 100 m, meist um 30—40 m.	
dachziegelartige Lagerung, gute Einregelung in Abfluß- richtung.	Gerölle gut gerundet, zeigen Punktierung.	meist um 20 m.	
dachziegelartige Lagerung d. Gerölle. Die scheinbar wirre Lagerung wird durch sekun- däre Zementation vorge- täuscht.	gerundetes Einzelkorn, tlw. von Kalkkruste umhüllt und mit ande- ren Komponenten zementartig ver- bunden. Viele Hohlräume zwischen den einzelnen Körnern.	ähnlich wie bei den Sander- sedimenten zwischen 0 und 40 m Rinnen.	
dachziegelartige Lagerung d. Gerölle, Gerölleinregelung örtlich und zeitlich stark wechselnd. Bei Sedimenten der Eisrandschwemmkegel Komponenten fast immer ungerundet und ohne Krit- zen.	Gerölle meist gut gerundet und punktiert, Kritzen selten noch er- halten. Einzelgerölle oft in Sand gebettet.	in Beckenlage bis über 60 m, jedoch gelegentlich durch zwischengeschaltete Grund- moränenschichten einzelner Oszillationen unterbrochen. In ebener Lage Schotterfel- der von einigen Metern Mächtigkeit.	

möglich geworden. Nach den bisherigen geologischen und geomorphologischen Aufnahmen im deutschen Alpenvorland, liegt an der Oberfläche des ehemals von Eis bedeckten Gebiets weitgehend Grundmoräne. Dies war eine Fehldeutung. Diese Fläche wird weitgehend von Schmelzwassersedimenten, den glazifluvialen Ablagerungen der Abschmelzzeit eingenommen. Die eben fertiggestellten Diplomarbeiten von Holzmann (1970), Mader (1970) und Schiftah (1970) zeigen dies. Daß diese Ergebnisse keine Fehlinterpretation der Geländebefunde und auch keine methodischen Fehler der Sedimentansprache sind, zeigen sowohl Beobachtungen am Rande alpiner Gletscher (German 1962 und 1970) und am grönländischen Inlandeis (German 1971) als auch das theoretische Überdenken des Abschmelzvorganges einer Eisdecke.

4. Das Abschmelzen von Eismassen

Überlegen wir einmal: Was passiert, wenn eine größere Eismasse wie etwa eine Gletscherzunge, z. B. am Rheinvorlandgletscher oder Teile eines Inlandeises abschmelzen? Die große Eismasse wird in Wasser verwandelt. Dieses fließt jedoch nicht nur in einigen wenigen Schmelzwasserströmen weg. Der ganze Eisrand ist von vielen Schmelzwasserfäden durchzogen, die aus den Schmelzwassertoren heraustreten. Außerdem fließen zahllose Rinnen mit weiterem Schmelzwasser von der Eisoberfläche herab. Wenn wir bedenken, daß allein im Würmspätglazial die vorausgegangene Meeresspiegelabsenkung um ca. 80 m wieder rückgängig gemacht wurde, werden die Dimensionen der Schmelzwässer deutlich, welche von den Eisrändern abgeflossen sein müssen. Dabei ist zu bedenken, daß es sich dabei sowohl um den Teil des Eises, welcher aus dem Nährgebiet hergeschoben wurde, als auch um die Niederschläge, welche im Bereich des Eisrandes (und seines Vorlandes) neu gefallen sind, handelt. Die Wassermenge im damaligen Gewässernetz war somit ungleich größer als heute.

Diese Wassermassen gestalteten das unmittelbare Eisrandgebiet erheblich um. Die unter dem Eis ausgetaute Grundmoräne, die niedergetaute Obermoräne und oft auch die Randmoräne werden von Schmelzwasser durchspült und ausgespült. Das Feinmaterial, oft aber auch das Grobmaterial (German, 1971) werden umgelagert. Alles Lockersediment im Eisrandbereich wird von den Schmelzwässern ergriffen und umgearbeitet. Durch Flüsse, Seen, das Entstehen von Eisrandschwemmkegeln, Sandern usw. wird dieses Gebiet lebhaft umgestaltet. In den seltensten Fällen kann dabei die Grundmoräne unverändert erhalten bleiben (German 1970 b, 1971).

Wie selten beobachten wir heute im Vorland rezenter Gletscher und von Eisgebieten das Zutagetreten von Grundmoränensediment! Nachdem seit über 100 Jahren der Eisrand fast auf der ganzen Erde zurückgewichen ist, muß diese Beobachtung doch zu denken geben. Auf weiten Flächen werden dort nur Schmelzwassersedimente und Randmoränen (im obigen Sinne) beschrieben (GRIPP 1929, TODTMANN 1960 und GERMAN 1970 b und 1971). Ähnlich war es in der Abschmelzphase des Spätglazials. Es erhebt sich daher die Frage: Wo gibt es dann im Umkreis der Alpen überhaupt noch Grundmoränensediment? Wie in GERMAN (1970 a) angeführt, tritt sie z.B. im württembergischen Allgäu fast nur unter mächtiger, stellenweise bis zu 70 m mächtiger Bedeckung durch Schmelzwassersedimente des Würmspätglazials auf. Nur in den tief eingeschnittenen Tälern finden wir sie, häufig unmittelbar über der Molasse. Darüber spiegeln aber die vielen Meter, ja Dekameter mächtigen Sedimente das recht lebhafte Geschehen am abschmelzenden Eisrand in dieser Beckenlage wider. Hier, ebenso wie an den rezenten, abschmelzenden Eiszungen, beobachten wir Grundmoränensediment oft nur unter mächtigen glazifluvialen Sedimenten begraben. Unter günstigeren Abflußverhältnissen als bei der Beckenlandschaft im Allgäu, also bei normalem Flußgefälle ins Vorland wie im Westen der Schussen am Bodensee, wird die glazifluviale Sedimentdecke geringer und die Grundmoräne tritt häufiger an der Oberfläche auf. Bedenken wir, daß beim pleistozänen Rheinvorlandgletscher auf fast jedem Kilometer Eisrand ein Schmelzwassertor liegt, dann wird die mögliche Umgestaltung des Vorlandes durch Schmelzwässer verständlich. Die Schmelzwässer dürften dann einen Wirkungsbereich ihres Schwemmfächers von einigen hundert Metern vom Schmelzwassertor aus nach beiden Seiten gehabt haben. Nachdem beim Maximalstand der Abstand der einzelnen Schmelzwassertore im Mittel 1 km beträgt, heißt das, daß sich die Schmelzwassertätigkeit am gesamten Eisrand entlang erstreckte. Damit bleibt aber kaum mehr Platz für Grundmoränensediment an der Erdoberfläche. Dieses hat sich daher meist auch auf den Höhen zwischen Schmelzwassertoren erhalten, wo es nicht zugeschüttet werden konnte.

Beim Abschmelzen der Eismassen waren diese Schmelzwassertore aber immer noch tätig, allerdings weiter im Beckeninnern. Der Abstand zwischen den einzelnen Toren wurde kleiner, da der gesamte Eisrand mit Annäherung an das Alpentor ständig schmäler wurde. Die maximale Randmoräne des würmeiszeitlichen Rheinvorlandgletschers ist ca. 180 km lang. Der Rheinvorlandgletscher war am Alpentor auf der Strecke St. Gallen-Bregenz noch etwa 80 km breit. Das bedeutet, daß der Eisrand in der Gegend des heutigen Bodensees etwa die halbe Länge wie während der Maximallage besaß. Damit kamen etwa 2 Schmelzwassertore auf 1 km Eisrand. Bedenken wir außerdem (vgl. PENCK & BRÜCKNER 1909, 16), daß im Spätglazial, also während der Abschmelzzeit des Eises noch mehr Wasser als im Hochglazial vom Eis weggeflossen sein mußte, dann hatte diese riesige Wassermenge doch zweifellos noch bedeutendere Wirkungen als im Hochglazial. Damit werden die großen Veränderungen an der Stirn der abschmelzenden pleistozänen Eiszungen voll und ganz verständlich. Berücksichtigen wir schließlich noch, daß der Eisrand zu dieser Zeit, besonders im württembergischen Allgäu in Beckenlage verharrte (Zungenbecken), und daß diese Becken durch das verminderte Flußgefälle zur Donau als ausgezeichnete Sedimentfallen wirkten, dann wird die abgelagerte beachtliche Sedimentmenge (GERMAN 1970 a) vollends verständlich. Hierbei sind nicht nur die längst bekannten und vom Geologischen Landesamt kartierten Stauseesedimente der Eisstauseen oder die spätglazialen Flußschotter entlang den Hauptabflußwegen gemeint (z. B. Argenschotter), sondern große Mengen von neu herausgearbeiteten Eisrandsedimenten. Diese Eisrandsedimente wurden bisher von allen Bearbeitern für Moräne gehalten (s. geol. Spezialkarten und geol.-morphol. Darstellungen). Es handelt sich dabei um örtliche Ablagerungen vor den vielen Schmelzwassertoren. Dabei haben sich zahllose Schwemmkegel gebildet. Die zeitlich wie örtlich lebhaft wechselnden Schmelzwasserflüsse sind durch ein Gebiet geflossen, welches in dieser Zeit niedertaute und aufgeschüttet wurde.

Es erscheint mir notwendig, diese Zone im unmittelbaren Vorland des Eises, in welcher in Seen und Flüssen, häufig noch unter gewissem Eiseinfluß akkumuliert, erodiert und umgelagert wird, besonders auszuscheiden. Von den Bildungen des Maximalstandes mit dem Sander unterscheiden sich diejenigen der Abschmelzzeit durch einen unfertigen Zustand, weil das Eis laufend abgeschmolzen ist, während es nach bisherigen Unterlagen am Maximalwall der Würmeiszeit zumindest einige hundert Jahre gelegen haben dürfte (GERMAN et al. 1965). Als Name für dieses großflächige Gebiet der Ausschmelzerscheinungen und lebhafter Sedimentumlagerung und als Ersatz für die unzutreffende "Moränenlandschaft" erscheint der Ausdruck "Eisrandlandschaft" geeignet. Namen wie "Ausschmelzbereich" oder "Umlagerungszone" bringen nur einen Teilaspekt des reichhaltigen Geschehens zum Ausdruck. Außerdem zeigt der Begriff "Eisrandlandschaft" enge Verwandtschaft mit den in diesem Gebiet häufig auftretenden "Eiskontakt-" bzw. "Eisrandsedimenten" an.

Die starke Sediment-Umlagerung in der Eisrandlandschaft wird noch durch eine weitere Beobachtung unterstrichen. Im Bodenseebecken flossen viele Schmelzwasserzuflüsse in einem schmalen Streifen zwischen Eisrand und den davor aufgeschütteten Sedimenten. Viele Erosionskanten an diesen glazifluvialen Eisrandschüttungen beweisen, daß bald nach der Akkumulation auch schon wieder die Zerstörung dieser unmittelbar zuvor aufgeschütteten Gebilde begann. Das Schmelzwasser suchte sich nach erfolgter Akkumulation sofort neue Wege und erodierte. Unter Berücksichtigung dieser Ereignisse muß man sich fragen: Wie soll sich in Beckenlage bei so viel Schmelzwassertätigkeit und Umlagerung der Sedimente noch eine Grundmoräne an der Landoberfläche erhalten haben? Diese muß ja mächtig zugeschüttet sein.

5. Die glaziale Serie in verschiedenen Vereisungsgebieten

Den dargestellten Ergebnissen liegen in erster Linie Übersichtskartierungen auf etwa 20 Meßtischblättern in Oberschwaben zugrunde. Im Raum zwischen dem Bodensee von Lindau bis Friedrichshafen und der Linie Wilhelmsdorf-Rot a. d. Rot wurden Schmelzwassersedimente aus der Abschmelzzeit der Riß- und Würmeiszeit in großer Verbreitung gefunden. Zusammen mit den großen Becken und den darin enthaltenen Sedimenten (GERMAN et. al 1967 a und b) bilden sie genetisch eine Einheit, die glaziale Serie.

Die in Oberschwaben aufgefundenen Verhältnisse sind aber keine Ausnahme. Sie kommen im ganzen nördlichen Alpenvorland vor, soweit es einmal von Eis bedeckt gewesen ist. Bei Übersichtsbegehungen habe ich sie im bisherigen "Jung-" wie "Altmoränengebiet", also in der jüngeren und älteren Eisrandlandschaft beobachtet. Allerdings treten die Schmelzwasserbildungen der Abschmelzzeit in den übrigen Landschaften nicht so stark in Erscheinung wie in der Beckenlandschaft des württembergischen Allgäu. Bei einfacheren Abflußverhältnissen, wie im Bodenseegebiet z. B. westlich der Schussen, ist die Überlagerung mit Schmelzwassersedimenten nicht so groß wie im Allgäu. Abflußverhältnisse in geregelten Talzügen sorgen, wie z. B. auch in Bayern oder in der Schweiz dafür, daß dort stellenweise die mächtigen Vorstoßschotter nur von geringmächtigen Moränensedimenten überlagert wurden.

Den relativ geringen Anteil der Moränensedimente an den Beckenfüllungen haben in Oberschwaben schon die ausgewerteten Bohrkerne der wissenschaftlichen Kern-Bohrungen Ur-Federsee 1 und 2 bzw. Wurzacher Becken 1 gezeigt (German et al. 1965, 1967 a und 1968). Aufgrund der Übersichtskartierungen wird der Anteil der Moränensedimente, wie angeführt, auch in der Nähe der Erdoberfläche gegenüber den bisherigen Anschauungen, stark vermindert. Damit erhalten die Berechnungen der Volumina qartärer Sedimente (German et al. 1967 b) eine neue Perspektive. Die dort ermittelte durchschnittliche Mächtigkeit quartärer Sedimente im Gebiet der Würmeiszeit von ca. 50 m (ohne die extremen Becken des Ur-Federsees und des Wurzacher Beckens) wird durch die Befunde der Übersichtskartierung in diesem Raum bestätigt. In allen angeführten Fällen sind erstaunlich wenig Moränensedimente sowohl in Bohrprofilen wie an der Erdoberfläche vertreten. Damit erkennen wir:

Quartäre Sedimente bestehen selbst in ehemals vereisten Gebieten zum weitaus überwiegenden Teil aus Schmelzwassersedimenten. Früher wurde der größte Teil der Schmelzwasserablagerungen in den extramarginalen Schotterfeldern außerhalb der Maximalmoräne der jeweiligen Eiszeit gesehen. Diese Schotterfelder sind meist aber nur ca. 20 m mächtig. Innerhalb der maximalen Randmoränenwälle lagern aber noch weitere, umfangreichere Schmelzwassersedimente, die intramarginalen lagern aber noch weitere, umfangreichere Schmelzwassersedimente, die intramarginalen Vorlandes stellen die intramarginalen Schmelzwassersedimente beim Rheinvorlandgletscher sogar den Hauptteil. Dieses Vorherrschen der Flußarbeit ist auf das Abschmelzen der riesigen Eismassen zurückzuführen und ist daher ganz normal. Die Wirkung der Eisarbeit ist dagegen nur indirekt aus den Sedimenten (Umlagerung), direkt jedoch am Eisschuf, dem geringmächtigen Grundmoränensediment und teilweise an der Beckenbildung zu erkennen. Darüber wird an anderer Stelle berichtet.

6. Revision der glazialen Serie

Nach der Einordnung der Eisrandsedimente zum Schmelzwasserbereich erhebt sich die Frage: Warum wurden diese Eisrandsedimente bisher als Moräne gedeutet? Eine der verschiedenen Ursachen ist wohl die Darstellung der glazialen Serie bei PENCK & BRÜCKNER (1909, 16, Fig. 1). Die eingezeichneten eiszeitlichen Sedimente im Zungenbecken sind die gleichen wie im Moränengürtel (jetzt besser Randmoränenwall). Nachdem in der glazialen Serie in Penck & Brückner (1909) nur zwei verschiedene eiszeitliche Sedimente außer dem festen Untergrund zeichnerisch unterschieden wurden (sie sind in der Abbildung nicht ausdrücklich benannt), nämlich Schotterkörper und Moräne, kann es sich nur um die letzte handeln. Diese Vorstellung geht auch aus dem Text (PENCK & BRÜCKNER 1909, 406) hervor: "Das Grund- und Oberflächenmaterial der abgeschmolzenen Zunge bleibt als eine Decke über dem eisfrei gewordenen Gletscherboden liegen..." Aus dem nunmehr vorliegenden Beobachtungsmaterial folgt damit zwingend, daß die glaziale Serie sedimentologisch neu und differenzierter gegliedert werden muß. Dies ist aufgrund des Forschungsstandes des Jahres 1964 in GERMAN (1968) erfolgt. Seither sind durch die Übersichtskartierung noch weitere Einzelheiten hinzugekommen. Gegenüber der glazialen Serie in GERMAN (1968) müssen die Beckensedimente im Rückland der Randmoräne für manche Gebiete noch erheblich mächtiger eingezeichnet werden (bis ca. 70 m).

Diese Bedeckung mit Schmelzwassersedimenten war PENCK & BRÜCKNER (1909, 15) durchaus geläufig, denn es heißt dort, in teilweisem Gegensatz zu dem oben angeführten Zitat aus PENCK & BRÜCKNER (1909, 406): "Breitete der vorschreitende Gletscher seine Moränen über seine Schotter, so erfolgt beim rückwärtsgehenden die Schotterablagerung auf den Moränen." Ebenso ist der grundsätzliche Unterschied zwischen Moränen- und Schmelzwassersedimenten bekannt, da es bei Penck & Brückner (1909, 13) heißt: "Die Ablagerungen der Grund- und Endmoränen ist dort möglich, wo die entstehenden Schmelzwässer nicht kräftig genug sind, um den herbeigeführten Schutt wegzunehmen." Neben dem großen Wurf der heute noch gültigen Gliederung des Eiszeitalters rund um die Alpen und der Herausstellung der gleichfalls noch heute aktuellen Serie mag die nicht ganz zutreffende Darstellung der "Moränenlandschaft" von geringerer Bedeutung erscheinen. Die früher intensiv gepflegte und offenbar auch heute noch notwendige Vorherrschaft der geologisch-sedimentologischen Arbeitsweise gegenüber der geomorphologischen für die Bearbeitung eiszeitlicher Ablagerungen geht aus PENCK & BRÜCKNER 1909, 15) einwandfrei hervor: "Das Lagerungsverhältnis von Schottern und Moränen, nicht aber bestimmte Formen und Formationskomplexe geben uns Aufschluß über vorwärtsschreitende oder sich zurückziehende Gletscher."

Es ist unklar, warum PENCK im Gebiet der "Moränenlandschaft" die Tätigkeit der Schmelzwässer nicht namengebend zum Ausdruck brachte. Schreibt er doch (PENCK & BRÜCKNER 1909, 13): "Aller jener Schutt, welcher von Gletschern auf ihrer Oberfläche, in ihrem Innern oder an ihrer Sohle als Ober-, Innen- oder Untermoräne herbeigeschleppt worden ist, und welcher dort liegen geblieben ist, wo das verfrachtende Eis abschmolz, bildet die Gesamtheit der Glacialformation." Weiter wird dann auf der gleichen Seite der Unterschied zwischen Moränen und Schmelzwasserbildungen herausgestellt: "Diese vom Wasser verschleppten Massen gehören nicht zur Glacialformation; nur diejenigen, welche in unmittelbarer Nähe der letzteren und in Verknüpfung mit derselben abgelagert werden, lassen ihren Ursprung aus den Moränen erkennen, sie werden als fluvioglacit der Ursprung (!), die Herkunft der Schmelzwassersedimente von der Moräne läßt sich erkennen. Weder im Material noch in der Form liegt aber in den meisten der zahllosen Kuppen im Rückland der Maximalmoränen eine Moräne vor.

Ergebnisse: Die Grundlage moderner Quartärforschung in ehemals vom Eis bedeckten Gebieten ist, wie neue Arbeiten gezeigt haben, eine Sedimentkartierung. Die Ansprache der Sedimente ist nach den Grundsätzen der jeweils vorherrschenden geologischen Faktoren vorzunehmen. Aufgrund dieser Voraussetzungen können die Ablagerungen der glazialen Serie bei Gebirgsvergletscherung differenzierter dargestellt werden als dies bisher üblich war.

Schon bisher lagen Arbeiten zur Weiterentwicklung des Begriffs der glazialen Serie vor. Troll (1926) führt die Zerschneidung des Stirnbereichs durch Trompetentäler ein. SCHAEFER (1950) berichtigt die Schichtenfolge, welche bei Penck & Brückner (1909, Abb. 1) falsch dargestellt ist. Moser (1958) bringt aufgrund seiner geomorphologischen Kartierung ein neues Modell. Dieses faßt den geomorphologischen Fortschritt zusammen, zeigt aber in der Sedimentausdeutung Mängel (Moränendecke vor der Wallmoräne und Grundmoränendecke an der Oberfläche im Zungenbecken). Diese Arbeiten, wie auch die geomorphologischen Untersuchungen von Bugmann (1958), Leemann (1958) und Eichler (1970) beschäftigten sich nicht mit den "Moränenlandschaften", sondern mit dem traditionellen Bereich glazifluvialer Erscheinungen. Für das nordeuropäische Vereisungsgebiet gelten etwas andere Verhältnisse.

Die Tatsache, daß weite Gebiete, die im Quartär vom Eis bedeckt waren, von Schmelzwasser geprägt sind, hat zur Folge, daß wir alle diese Gebiete unter dem Faktor Schmelzwasserarbeit überprüfen müssen. Das bedeutet viel Kartierarbeit unter neuen Gesichtspunkten. Eine bloße Untersuchung der Oberflächenform führt demgegenüber häufig zu Fehlschlüssen. Nur die ständige Einbeziehung des Sediments führt in Eisrandgebieten zum Erfolg.

Aufgrund der genannten Kriterien müssen, wie in der Zusammenfassung angegeben, bisher übliche Landschaftsbegriffe durch neue ersetzt werden.

7. Schrifttum

Bugmann, E.: Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. — Mitt. Aarg. naturf. Ges., 25, 1—94, Aarau

EICHLER, H.: Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Riß und oberer Rottum. — Heidelb. geogr. Arb., 30, 128 S., Heidelberg 1970.

FLINT, R. F.: Glacial and Pleistocene Geology. — 553 p. New York (J. Wiley & Sons), 1957. GERMAN, R.: Zur Geologie des Lechvorlandgletschers. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 44, 61-83, Stuttgart 1962. —: Moraines. — In: Fairbridge, R. W.: Encyclopedia of Geomorphology, 710—717. New York.

(Reinhold Book Corporation). 1968.

-: Zur Unterscheidung von Grundmoräne und Schmelzwasser-Sedimenten am Beispiel des württembergischen Allgäus. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1970, 69-76, Stuttgart 1970 (1970a). -: Rand und Vorland von Bernina-Gletschern und ihre Bedeutung für Oberschwaben. - Jh.

Ges. Naturk. Württ., 125, 76-87, Stuttgart 1970 (1970b).

- : Die wichtigsten Sedimente am Rande des Eises. Ein aktuogeologischer Bericht von der Stirn des Kiagtut sermia bei Narssarssuaq (Südgrönland). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 138, 1-14, Stuttgart 1971.

GERMAN, R., DEHM, R., ERNST, W., FILZER, P., KÄSS, W., MÜLLER, G. & WITT, W.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Ur-Federsee 1. — Oberrhein. geol. Abh., 14, 97—139. Karls-

GERMAN, R., BORNEFF, J., BRUNNACKER, K., DEHM, R., FILZER, P., Käss, W., KUNTE, H., MÜLLER, G. & Witt, W.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Ur-Federsee 2. - Oberrhein. geol. Abh., 16, 45—110. Karlsruhe 1967 (1967a). German, R., Lohr, P., Wittmann, D. & Brosse, P.: Die Höhenlage der Schichtengrenze Tertiär-

Ouartär im mittleren Oberschwaben. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 18, 104-109. Öhringen

GERMAN, R., FILZER, P., DEHM, R., FREUDE, H., JUNG, W. & WITT, W.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Wurzacher Becken 1 (DFG). - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 123, 33-68, Stuttgart 1968.

GRIPP, K.: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. naturwiss. Ver. Hamburg, 22, 145—249, Hamburg 1929.

Holzmann, H.: Geologische Kartierung im Wurzacher und Arnacher Becken. — 93 + 7 S., Diplomarbeit Tübingen 1970.

LEEMANN, A.: Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. — Geogr. Helvet., 13, 89—173. Bern 1958.

MADER, M.: Das Quartär zwischen Adelegg und Hochgelände. — 126 S., Diplomarbeit Tübingen 1970.

Moser, S.: Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. — Mitt. Geogr.-ethnol. Ges. Basel, 10, 1—98. Basel 1958.

Penck, A. & Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — 3. Bd., Leipzig (Tauchnitz) 1909.

Schaefer, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation. — Forsch. z. dt. Landesk., 49, 154 S., Landshut 1950.

Schiftah, S.: Quartärgeologische Untersuchungen auf Blatt Kißlegg Nr. 8225 (Württembergisches Allgäu). 67 S., Diplomarbeit München 1970.

TODTMANN, E. M.: Gletscherforschung auf Island (Vatnajökull). — Abh. Gebiet Auslandskunde Univ. Hamburg, 65, Reihe C, Bd. 19, 95 S., Hamburg 1960.

TROLL, K.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — Forsch. dt. Landesk., 24, H. 4. Stuttgart 1926.

Manuskr. eingeg. 28. 10. 1970.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Rüdiger German, Geol.-Paläont. Inst. Univ., 74 Tübingen, Sigwartstraße 10 und Bezirksstelle für Naturschutz und Landschaftspflege Südwürttemberg-Hohenzollern, 74 Tübingen, Nauklerstraße 58.

Bemerkungen zum Geschiebedecksand

Von Eckhard Grimmel, Hamburg

Zusammensetzung und Alter unterschiedlichen kryogenen, solifluidalen, fluvialen, äolischen, pedogenen und biogenen Umwandlungsprozessen ausgesetzt war, so daß die ursprünglichen Merkmale der Moräne mehr oder weniger verlorengegangen sind.

Summary. "Geschiebedecksand" is defined as a non-stratified, clayey or hardly clayey cover of sand containing stones and about two or three feet thick; it covers bouldery till or sand free from stones and is distributed in northern Germany and adjoining areas. Geomorphological investigations in the Luneburg Heath have shown that the opinions about the origin of the "Geschiebedecksand" have a one-sided character, but that they are complementary to each other: The "Geschiebedecksand" has originated from ground moraine. Depending on its position, thickness, composition and age the moraine has been exposed to different cryogene, solifluidal, fluvial, aeolian, pedogene and biogene processes so that the original features of the moraine are more or less lost.

Unter Geschiebedecksand wird im folgenden die ungeschichtete, 50—100 cm mächtige, anlehmige bis lehmige, geschiebeführende Sandschicht verstanden, die im norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten Geschiebemergel bzw. -lehm oder geschiebefreie Schmelzwassersande deckenförmig überzieht.

Seitdem diese Decke in den sechziger Jahren des letzten Jahrhunderts zuerst beschrieben wurde (Berendt 1863, Focke 1868), ist eine Fülle von Literatur erschienen, in der mehr oder weniger ausführlich zum Geschiebedecksand Stellung genommen wird, ohne daß man sich bisher über seine Entstehung einig geworden wäre.

Von den Auffassungen über die Entstehung des Geschiebedecksandes seien hier nur die wichtigsten erwähnt.

Penck (1879) hielt den Geschiebedecksand für eine ehemalige Innenmoräne, d. h. für ehemals im Eis eingeschlossenes Schuttmaterial, das beim Abtauen des Eises zurückgeblieben ist.

SCHRÖDER und STOLLER (1907) wiesen in den Gebieten westlich von Hamburg nach, daß die obere Grundmoräne in Form eines sandigen Geschiebemergels unmittelbar in ungeschichteten Geschiebesand übergeht. Sie erklärten deshalb den Geschiebedecksand als eine extrem sandige Fazies der Grundmoräne. Auch in der Lüneburger Heide stellte STOLLER (1914) fest, daß die obere Grundmoräne teils als Geschiebemergel bzw. -lehm, teils als Geschiebesand entwickelt sei. "Beide Grundmoränenarten vertreten sich gegenseitig und gehen sowohl vertikal als auch horizontal ineinander über" (STOLLER 1914, S. 217).

Ähnlich äußert sich Wahnschaffe (1909, 1910), der die Beobachtungen Stollers in der Lüneburger Heide bestätigt (1909, S. 146). Er hebt hervor, daß der Geschiebedecksand ausgedehnte Decken über der oberen Grundmoräne bilde, häufiger noch über geschichteten Sanden und Kiesen, von denen er sich durch seine Blockführung deutlich abhebe. Diese Fazies der Grundmoräne sei durch besonders starke Mitwirkung von Schmelzwässern gebildet worden (1910, S. 24/25). Geinitz (1911) sah als erster Beziehungen zwischen der Solifluktion und der Entstehung des Geschiebedecksandes.

Eingehend hat sich Dewers (1930) mit dem Geschiebedecksand befaßt. Er weist darauf hin, daß in den vorwiegend sandigen Böden Nordwestdeutschlands die Hauptmasse des Wurzelwerks der Bäume kaum 1 m tief in den Boden hineinreicht (S. 300). Er meint, durch das Wachstum der Wurzeln würden die Sandkörner beiseite gedrängt, wodurch der Schichtverband im Laufe der Zeit gänzlich zerstört werde; denn nach dem Absterben und Zerfall der Wurzeln könnten die Sandkörner niemals in die alte Stellung zurückkehren (S. 302). Ein wichtiges Argument dafür, daß die Schichtungslosigkeit durch Pflanzenwurzeln verursacht werde, ist für Dewers die Tatsache, daß sie nicht nur auf pleistozäne Schichten beschränkt ist, sondern in genau der gleichen Weise auf Dünen auftritt, deren Bildung in die frühe Postglazialzeit fallen dürfte. Deshalb könne Solifluktion nicht als Ursache für die Schichtungslosigkeit angesehen werden (S. 306). Er bildet ein Profil ab (S. 307), das eine Verzahnung zwischen den geschichteten Sanden im Untergrund und den ungeschichteten in der Durchwurzelungszone zeigt. Derartige Verhältnisse lägen sowohl bei pleistozänen als auch bei Dünensanden vor und könnten wohl nur auf Wurzelwirkung zurückgeführt werden. In den meisten Fällen sei ein allmählicher Übergang zwischen der geschichteten und schichtungslosen Zone festzustellen. Manchmal kämen auch Inseln geschichteten Sandes in schichtungsloser Umgebung vor, alles Tatsachen, die für Wurzelwirkung sprächen. Deshalb könne das Merkmal der Schichtungslosigkeit des Geschiebedecksandes für die Erklärung seiner Herkunft nur mit äußerster Vorsicht herangezogen werden (S. 317): "Die Schichtungslosigkeit, welche bei allen oberflächlichen Bildungen von genügendem Alter ausnahmslos vorhanden ist, hat eine scheinbare Uniformität hervorgerufen, welche dann wiederum Veranlassung gewesen ist, für diese scheinbar gleichmäßige Bildung eine einheitliche Herkunft anzunehmen" (S. 318). Dewers lehnt eine einzige Entstehungsursache des Geschiebedecksandes ab. Er unterscheidet folgende Geschiebedecksandgruppen (S. 327):

- Geschiebedecksand, entstanden durch vorwiegend chemische oder kolloidchemische Einflüsse eines humiden Klimas aus ursprünglich ungeschichteten, steinführenden, unmittelbaren Eisabsätzen (Grundmoräne und Innenmoräne),
 - a) aus Geschiebelehm,
 - b) aus Geschiebesand (sandiger Geschiebelehm),
 - c) aus lehmigen, steinführenden Fließerden.
- II. Geschiebedecksand, entstanden infolge mechanischer Entschichtung durch Pflanzenwurzeln und wühlende Tiere,
 - a) aus Kiesen und kiesigen Sanden.
- III. Geschiebedecksand, entstanden aus geschichteten Kiesen und fluvioglazialen Blockpackungen durch Solifluktion unter Aufnahme fluvioglazialer Sande aus dem überkrochenen Hang (Abb. S. 322).
- IV. Steinsohlen, entstanden durch Deflation oder Erosion aller steinführenden glazialen Schichten.

Im Gegensatz zu Dewers, macht Dücker (1934) die Schichtungslosigkeit zur Grundlage seiner Klassifikation der Decksande (S. 507). Er bezeichnet ausnahmslos "jede oberflächlich auftretende, ungeschichtete, ± sandige Bildung schlechthin als Decksand i.w.S." (S. 504). Er weist darauf hin, daß die heutige winterliche Frostbodentiefe, die im norddeutschen Flachlande ca. 0,68 m beträgt, mit der durchschnittlichen Mächtigkeit der Decksandzone übereinstimmt (S. 513). Neben der schichtenzerstörenden Tätigkeit der Pflanzenwurzeln und der im Boden lebenden Tierwelt (vgl. Dewers) hält er deshalb die Einwirkung des Frostes für das wichtigste Agens der Umgestaltung des Bodens (S. 509): "Die Decksandwerdung ist ein noch heute wirksamer exokinetischer Vorgang" (S. 508). Der

eigentliche Geschiebedecksand — im Sinne der am Anfang gegebenen Definition — wird von Dücker als "Moränen-Decksand" (S. 504) bezeichnet, wenn er über Geschiebelehm auftritt. Genetisch sei er in diesem Fall aus dem im Liegenden anstehenden Geschiebelehm entweder durch Enttonung entstanden oder durch eine ehemals leichte Übersandung des Geschiebelehms mit nachfolgender Durchmischung. Im letzten Fall spricht er von einem "Flugsand-Moränen-Decksand" (S. 506). Tritt der Geschiebedecksand dagegen über steinfreien Sanden auf, dann führt Dücker seine Entstehung auf eine Durchmischung von Dünensand mit einem darunter folgenden "Brodelpflaster" (= Steinsohle) zurück und bezeichnet ihn als "Sand-Brodelpflaster-Decksand" (S. 506).

SCHULZ (1956) kommt aufgrund von Einregelungsmessungen der Steine des Geschiebedecksandes im brandenburgischen Alt- und Jungmoränengebiet zu dem Ergebnis, daß der Geschiebedecksand das Zeugnis einer solifluidalen Massenbewegung ist (S. 24). Der Geschiebedecksand habe eine sandige oder sandig-lehmige Grundmasse, die aus dem während der Massenbewegung zerfallenen Gesteinsmaterial sowie aus den feinkörnigen Bestandteilen des aufgenommenen und verfrachteten Anstehenden zusammengesetzt sei (S. 25). Eine glaziäre Entstehung (Innen- oder Grundmoräne) komme aus folgenden Gründen nicht in Frage (S. 25/26):

- Der Geschiebedecksand liege nicht nur auf Geschiebemergel, sondern auch auf peri- und spätglazialen Bildungen (spätbaltische Oderschotter, Sanderflächen, Sohlen und z. T. auch Hänge sowie Schwemmkegel spätglazialer Trockentäler).
- Wäre der Geschiebedecksand eine ehemalige Innen- oder Grundmoräne, dann müßten die frischen Formen der Trockentäler und Schwemmkegel bereits vor der Eisbedeckung vorhanden gewesen sein — eine Annahme, die sehr unwahrscheinlich und durch keine treffenden Argumente zu stützen sei.
- 3. Auch die Decke auf Geschiebemergel könne keine ehemalige Innenmoräne sein, da durch Solifluktion eine sicher nicht unbeträchtliche Abtragung erfolgt sei, der auch eine Bedeckung des Geschiebemergels in Form einer angenommenen Innenmoräne zum Opfer gefallen sein müßte.

Auch eine primäre Bedeutung der entschichtenden Tätigkeit von Pflanzen und Tieren im Sinne von Dewers lehnt er ab, weil nicht alle Reliefteile mit dieser Decke überzogen seien (S. 26). Ebenfalls schließe der fossile Charakter der Decke die Annahme einer Bildung durch rezente Frosteinwirkung nach DÜCKER aus (S. 26).

Solger prägte 1908 den Begriff "Deckmoräne" für den Geschiebedecksand und brachte damit zugleich seine Auffassung von der Entstehung zum Ausdruck. Wie Penck, hält Solger die Deckmoräne für eine ausgetaute Innenmoräne (1965, S. 732). Diese Auffassung hat Solger in seinen späteren Schriften von 1931 und 1935 wiederholt und noch einmal 1965 neu formuliert und veröffentlicht. Seiner Auffassung liegen folgende Überlegungen und Beobachtungen zugrunde (1965, S. 728/29):

- Während eine Gletscherdecke Grundmoräne nur an Stellen der Übersättigung absetzen könne, müsse sie bei ihrem Forttauen eine Deckmoräne in allgemeiner Verbreitung hinterlassen.
- 2. Wenn dem Geschiebedecksand eine einheitliche Entstehung zukomme, dann könne er nach Zusammensetzung und Gefüge nur entweder eine Ablagerung aus dem Eise sein oder ein Gehängeschutt (wozu er auch Fließerden rechnet). Die Deutung als Fließerde scheide aus, da der Geschiebedecksand geschlossen über flache Höhen fortgehe. Folglich sei der Geschiebedecksand als Ablagerung aus dem Eise anzusehen.

Eine spätere periglaziale Umlagerung lehnt Solger ab (S. 733).

Nebe, Altermann und Fiedler (1962) stellten bei ihren bodenkundlichen Untersuchungen des Geschiebedecksandes im Jung- und Altmoränengebiet der DDR folgendes fest:

- 1. Der Geschiebedecksand überzieht deckenartig die anstehenden Sedimente des Pleistozäns und Tertiärs auf allen Geländeformen (S. 148).
- Auch bei lehm- und steinfreiem Untergrund enthält die Deckschicht immer sowohl Lehmanteile als auch Geschiebe (S. 148).
- 3. Im Geschiebedecksand ist im Vergleich zum Liegenden die Staubkomponente stärker vertreten (S. 148).
- 4. Die Hauptkorngrößenkomponenten des Liegenden haben entscheidenden Einfluß auf die Zusammensetzung des Geschiebedecksandes (S. 149/150).
- 5. Der steinfreie Sandlöß im Fläming wird in seinen Randgebieten gröber und wechselt auf kurze Entfernung (1000 m) in typischen Geschiebedecksand über (S. 147).

Aufgrund dieser Beobachtungen entwickeln Fiedler und seine Mitarbeiter eine neue Theorie über die Entstehung des Geschiebedecksandes (1963):

- 1. Da Löß, Sandlöß und Geschiebedecksand ineinander übergingen und sich stratigraphisch ausschlössen, müßten sie in einem Prozeß entstanden sein, und zwar als Periglazialbildungen (S. 755).
- Eine starke Deflation im Periglazialgebiet der letzten Eiszeit habe die eeminterglazialen Bodenbildungen auf den pleistozänen Ablagerungen weitgehend vernichtet (S. 755).
- 3. Im Periglazialgebiet sei durch Deflation eine Steinsohle entstanden. (Die Deutung der Steinsohle als Brodelpflaster DÜCKER sei nicht möglich, da im Liegenden oft ungestörtes, geschichtetes Material folge, S. 755).
- Das aus dem Periglazialgebiet verblasene feinere Material sei vom Winde gesaigert
 — im Süden in den pflanzenbesiedelten Lößgebieten, das größere Material bereits nach
 kürzeren T. ansportstrecken wieder abgelagert worden (S. 755).
- 5. Mit dem Rückschmelzen des Eises sei auch die Periglazialzone nach Norden gewandert. Im südlichen Periglazialbereich seien durch den Wechsel von Bodenfrost und Auftauen die verwehten Sande, der abgesetzte Staub sowie Steine aus der Deflationssohle vermischt und örtlich die Deckschicht bewegt worden (S. 755).
- 6. Der Sandlöß sei eine lokal bedingte Abwandlung des Geschiebedecksandes. Nach weiterem Rückschmelzen des Eises sei er weniger gut gesaigert als der südliche Löß an Windnindernissen (Endmoränenketten) abgelagert worden (S. 755/56).

Wie SCHULZ (1956) kommt auch HAGEDORN (1964) bei seinen geomorphologischen Untersuchungen im Uelzener Becken (Lüneburger Heide) zu dem Ergebnis, daß der Geschiebedecksand als Solifluktionsdecke anzusehen ist. Als Liefergebiet für die im Geschiebedecksand auftretenden Geschiebe hätten die Grundmoräne und steinig-kiesige Lagen der Endmoränen gedient (S. 172).

KOPP (1965) hat den Geschiebedecksand, den er als "periglaziale Deckzone" bezeichnet, im nordostdeutschen Tiefland mit bodenkundlichen Methoden untersucht. Seine Analysenergebnisse wertet er folgendermaßen aus:

- 1. Der Grobkiesgehalt sei in der Deckzone höher als im Liegenden (S. 741).
- Das Mittelsand/Feinsand-Verhältnis zwischen Deckzone und Liegendem sei in der überwiegenden Mehrzahl der Profile so unterschiedlich, daß man von Zweischichtigkeit sprechen müsse (S. 742).

- 3. Im Mittel sei der Schluffgehalt der Deckzone höher als der des Liegenden (S. 743).
- Aber je höher der Schluffgehalt des Liegenden sei, desto höher sei er auch in der Deckzone (S. 754).
- Je höher der Grobsandgehalt im Liegenden sei, desto höher sei er auch in der Deckzone (S. 754).
- 6. Auch im Stein- und Kiesgehalt bestehe eine lose Verwandtschaft zwischen Deckzone und Liegendem. Im groben Durchschnitt sei die Deckzone über einem stein- und kiesarmen Untergrund ebenfalls stein- und kiesarm. Und über stein- und kiesreichem Liegenden sei meistens auch die Deckzone stein- und kiesreicher. Von dieser Regel gebe es jedoch nicht selten überraschende Abweichungen. So kämen mitunter auf größeren Ebenen, Platten oder gar Kuppen steinreiche Deckzonen über stein- und kiesfreiem oder sehr -armem Liegenden vor (S. 755).
- Die Substratverwandtschaft zwischen Deckzone und Liegendem werde auch durch den Vergleich der Silikatzahlen bezeugt (S. 755).

KOPP folgert daraus, daß die Deckzone vorwiegend durch Umwandlung aus dem Material des Liegenden an Ort und Stelle oder in der Umgebung entstanden ist (S. 754).

Ferner beschreibt Kopp einen Geschiebedecksand mit tertiärer Grundmasse, in der aber nordische Geschiebe enthalten sind; unter dem Geschiebedecksand folge das anstehende Tertiär. Dieser Geschiebedecksand komme auch dort vor, wo eine solifluidale Anlieferung ausscheide (auf Ebenen und Kuppen) (S. 758).

Gegen die Deutung des Geschiebedecksandes als Fließerde erhebt Kopp folgende Einwände (S. 759):

Sie könne nicht die Steinanreicherung auf Kuppen und größeren Ebenen erklären, bei denen ein Antransport von benachbarten höheren Geländepartien nicht in Frage komme, besonders dort, wo auf erhöhten Geländepartien ein steinreicher Geschiebedecksand über einem steinfreien Untergrund lagere, oder wo die Deckzone Steine enthalte, die in ihrer Herkunft der Grundmasse des Geschiebedecksandes und dem Material im Liegenden fremd seien (nordische Geschiebe über steinfreiem Tertiär). Kopp meint, die mit Hilfe von Einregelungsmessungen als Fließerden nachgewiesenen Geschiebedecksande seien als nachträgliche oder zeitlich einhergehende Veränderungen eines auf andere Weise entstandenen Geschiebedecksandes anzusehen. Solch nachträgliches Fließen scheine aber nicht sehr intensiv gewesen zu sein, da sonst seine gleiche Mächtigkeit selbst über ein stark bewegtes Relief hinweg nicht zu erklären sei. Auch die Steine im Geschiebedecksand auf Kuppen hätten sonst solifluidal hangabwärts transportiert worden sein müssen.

Die gegen die Fließerde-Deutung erhobenen Einwände ließen sich gegen die Deckmoränen-Deutung zwar nicht anführen (S. 760), aber

- könne man sich schwer vorstellen, daß eine Eisablagerung selbst über stark bewegte Geländeformen hinweg — so gleichmäßig mächtig sei wie der Geschiebedecksand;
- sei die enge Verwandtschaft zwischen dem Geschiebedecksand und dem Liegenden nur schwer zu erklären.

Gegen die Deutung einer zweiphasigen Entstehung aus einem Denudationssteinpflaster und einer Flugsand- oder Sandlößhaut spräche (S. 760/761):

 die Substratverwandtschaft zwischen der Grundmasse der Deckzone und dem Liegenden, besonders dort, wo über inselweise auftretendem tertiärem Sand die Grundmasse des Geschiebedecksandes sich ebenfalls aus dem tertiären Material des Liegenden zusammensetze, während die Geschiebe nordischen Ursprungs seien;

- die gleichmäßige Mächtigkeit der Deckzone, besonders in stark reliefiertem Gelände. Denn wo man eindeutig ansprechbare Flugsand- oder Sandlößschichten finde, wechsle doch die Mächtigkeit dieser äolischen Decken bereits auf kurze Entfernung ziemlich stark;
- die mangelnde Sortierung des Deckzonenmaterials. Denn man könne sich keine Deckzone vorstellen, die Anteile aus allen Korngruppen vom Schluff bis zur Steingröße enthalte und noch gar über sortiertem Sand liege und als ein Vermischungsprodukt aus einer Denudationssteinsohle und einer äolischen Decke entstanden sei.

In einem eigenen Deutungsversuch zerlegt KOPP (S. 761—764) die Entstehung des Geschiebedecksandes in zwei Teilvorgänge:

- 1. die Entstehung des Ausgangsmaterials,
- 2. den Umwandlungsprozeß.

Er meint, beide Prozesse könnten nacheinander oder vielleicht auch gleichzeitig abgelaufen sein.

Die Umwandlung könne nur auf die Vorgänge in der Frostwechselzone der Dauerfrostböden im Periglazialbereich zurückgeführt werden.

Das Ausgangsmaterial für den periglazialen Umwandlungsvorgang sei das von einer Denudationssteinschicht bedeckte, heute im Liegenden vorhandene Material gewesen. Während des Umwandlungsvorganges sei dann dieses Substrat, infolge Kryoturbation, bis zur Grenze der Auftauzone mit den hangenden Steinen vermischt worden. Seitliche Materialverfrachtung, vor und während des Durchmischungsvorganges, sei an Hängen auch durch Solifluktion bedingt. Dort, wo die Deckzone schluffreicher als ihr Liegendes sei, habe zum Ausgangsmaterial des periglazialen Umwandlungsvorganges auch ein Sandlößschleier gehört. Die Denudationssteinsohle und deren Liegendes sei aber nur dann in den Durchmischungsvorgang einbezogen worden, wenn der Sandlößschleier nicht mehr als 70 cm Mächtigkeit gehabt habe. Entsprechendes gelte für eine Flugsandbedeckung. Die gleichmäßige Mächtigkeit und die Schichtungslosigkeit des Geschiebedecksandes sei allein auf den Frostwechsel zurückzuführen.

ALTERMANN (1968) führt, ähnlich wie KOPP, Korngrößen- und Mineralzusammensetzungsvergleiche zwischen Deckschichten und Liegendsedimenten durch, kommt aber zu einer anderen Interpretation:

In der graphischen Darstellung der Mittelsand/Feinsand-Quotienten treten bei allen Deckschichten sowohl Unterschiede als auch Gemeinsamkeiten im Vergleich zum Liegenden auf (Abb. 46, S. 159). Noch deutlicher wird der Unterschied beim Feinsand/Grobsand-Quotienten (Abb. 47, S. 160). Auch bei der Gegenüberstellung der Sand/Schluff-Quotienten werden die gleichen Verhältnisse sichtbar (Abb. 48, S. 161). Die gleichen Ergebnisse lieferten auch die Vergleiche der Epidot/Granat-Quotienten (Abb. 49, S. 161) und der Epidot/(Zirkon+Rutil+Turmalin)-Quotienten (Abb. 50, S. 162).

Aus den Analysenergebnissen folgert Altermann, daß der Geschiebedecksand als selbständiges, durch geologische Prozesse gebildetes Decksediment zu deuten ist (S. 162).

Im Gegensatz zu KOPP, beschreibt ALTERMANN einen Geschiebedecksand über tertiären Sanden, der sich in der Korngrößenzusammensetzung deutlich vom Liegenden unterscheidet (S. 163).

ALTERMANN kommt zu dem Ergebnis, daß in den Decken sowohl eine lokale als auch eine fremde Komponente enthalten ist: Der gröbere Anteil (Grobsand, Mittelsand und z. T. auch Feinsand) entstamme dem Liegenden bzw. in unmittelbarer Nähe anstehenden

Sedimenten; doch seien Grobschluff und z. T. auch Feinsand größere Strecken transportiert worden (S. 166/167). In geringmächtigen Decken sei der Lokalanteil höher als in mächtigen (S. 167). ALTERMANN ist der Meinung, daß äolische Vorgänge für die Entstehung des Geschiebedecksandes die größte Bedeutung gehabt, daß daneben auch Solifluktion und Kryoturbation eine wichtige Rolle gespielt haben (S. 166/167). Gegenüber seiner und seiner Mitarbeiter früheren Meinung bezieht er jetzt auch einen möglichen Materialaustausch zwischen Geschiebedecksand und Liegendsedimenten — nicht nur mit der Steinsohle — infolge Kryoturbation während oder nach der äolischen Sedimentation in seine Deutung ein. Die Vermischung sei aber um so geringer, je mächtiger die Decken seien (S. 167/168).

Überblickt man die Arbeiten über den Geschiebedecksand, so stellt man fest, daß im Laufe der Zeit zahlreiche wichtige Beobachtungen gesammelt worden sind, daß die Autoren aber zu den unterschiedlichsten genetischen Folgerungen gelangt sind, weil sie die eigenen Beobachtungen überbewertet und frühere ignoriert oder als irrelevant abgetan haben.

Dücker (1934) meint, daß der "Sand-Brodelpflaster-Decksand", also Geschiebedecksand über steinfreiem Sand, dadurch entstanden ist, daß eine äolische Sanddecke mit einer liegenden Steinsohle durch Kryoturbation vermischt wurde. Wenn diese Deutung auch nicht falsch zu sein braucht, so ist sie sicher unvollständig und nur lokal, d. h. auf Flugsandgebiete, anwendbar. Unbeantwortet bleibt vor allem die Frage nach der Herkunft der Geschiebe. Die Aussage, daß sie vor ihrer Vermischung mit dem Dünensand in Form einer Steinsohle gelagert haben, ist von sekundärer Bedeutung, denn hiermit wird nichts über die primäre Art des Sedimentes gesagt, in dem sich die Geschiebe ursprünglich befunden haben. Die Steinsohle kann also durchaus ein Relikt einer ehemals vielleicht nur geringmächtigen Grundmoräne gewesen sein, die durch das Zusammenwirken von Kryoturbation und Deflation alle feineren Kornfraktionen verloren hat. Dort, wo eine Deflation nicht oder nur in geringem Maße stattgefunden hat und wo es später nicht zu einer Ablagerung von Flugsand gekommen ist, kann der Geschiebedecksand durchaus eine "extrem sandige Fazies der Grundmoräne" (Schröder und Stoller 1907) sein, sandig wahrscheinlich nicht primär, sondern sekundär infolge Tondurchschlämmung.

Die Beobachtungen von SCHULZ (1956), daß der Geschiebedecksand auch auf peri- und spätglazialen Bildungen (z.B. Hänge und Schwemmkegel von Trockentälern) liegt, sind wichtig und zeigen, daß der Geschiebedecksand auch als Solifluktionsdecke in Erscheinung treten kann. Nicht zwingend dagegen ist seine Folgerung, daß eine glaziäre Entstehung (Innen- oder Grundmoräne) nicht in Frage kommt. Denn auch gegen die Deutung des Geschiebedecksandes nur als Fließerde sind die von KOPP (1965) erhobenen Einwände zu unterstreichen.

HAGEDORN (1964) vertritt ebenfalls die Fließerde-Deutung, hebt allerdings klar hervor, daß die Geschiebe des Geschiebedecksandes von Grund- oder Endmoränen geliefert sein müßten.

Ebensowenig wie die Fließerde-Deutung, kann auch die Deutung als Deckmoräne (SOLGER) Allgemeingültigkeit beanspruchen.

Gegen die Deutung einer zweiphasigen Entstehung aus einer Steinsohle und einer Flugsand- oder Sandlößhaut (Altermann, Fiedler und Nebe) sprechen insbesondere die von Kopp unter Punkt 2. und 3. erhobenen Bedenken.

Seinerseits versucht KOPP (1965) bei der Auswertung seiner Analysen eine Substratverwandtschaft zwischen Geschiebedecksand und Liegendem nachzuweisen, um daraus seine Deutung abzuleiten, daß der Geschiebedecksand durch periglaziäre Durchmischung einer hangenden Denudationssteinschicht mit einem heute im Liegenden des Geschiebedecksandes

vorhandenen Material entstanden sei. Allerdings fällt es einem schwer, aus den Diagrammen, die Kopp abbildet, eine vorherrschende Substratverwandtschaft abzuleiten. Und so kommt Altermann (1968) bei seinen Analysen auch zu einer angemesseneren Auswertung, indem er feststellt, daß es zwischen Geschiebedecksand und Liegendem nicht mehr Gemeinsamkeiten als Unterschiede gebe. Ferner bleibt Kopp die Erklärung schuldig, wie er sich die ehemals steinführende Schicht vorstellt, aus der die Denudationssteinsohle entstanden sein soll, die gleiche Erklärung, die auch Dücker schuldig geblieben ist.

Abschließend möchte ich meine eigenen Beobachtungen mitteilen, die ich bei einer geomorphologischen Geländeaufnahme im Nordosten der Lüneburger Heide im Gebiet zwischen Elbe, Katemin- und Harlinger Bach gemacht habe (vgl. GRIMMEL 1969, 1971). Dort besteht der Untergrund weitestgehend aus glazifluvialen Sanden, wird aber an der Oberfläche von einer lückenhaften Geschiebemergel- bzw. -lehmdecke verhüllt. Besonders dort, wo Trockentäler das Gelände durchziehen, ist die Geschiebemergeldecke regelmäßig unterbrochen. Doch auch auf Flächen setzt die Decke häufig aus, und die sonst sie unterlagernden Sande kommen an die Oberfläche. Diese Sande sind praktisch immer steinfrei, aber in Oberflächennähe sind sie mit Grobkiesen, Steinen und Blöcken durchsetzt.

Der Geschiebemergel kann nur vom Inlandeis abgelagert worden sein und da er, wenn auch lückenhaft, so doch allenthalben auftritt, muß auch das Gelände — von den Trockentaleinschnitten abgesehen — flächenhaft vom Eis bedeckt gewesen sein. Daraus folgt weiter, daß die Steine und Blöcke über stein- und blockfreiem Untergrund als "Geschiebemergelvertreter" angesehen werden müssen. Eine solifluidale Anlieferung scheidet bei Flächenlage aus. Daß die Hänge und Sohlen der Trockentäler ebenfalls mit Steinen und Blöcken besetzt sein können, ist nicht überraschend; denn bei der Talbildung sind sie sicher solifluidal und fluvial in ihre heutige Position gelangt. Sie sind in diesem Fall zwar Teil einer Solifluktionsdecke, aber genetisch können sie nur mit der Grundmoräne in Verbindung gebracht werden. Also schließen sich die Auffassungen von Penck und Solger (Innenmoräne), Schröder, Stoller und Wahnschaffe (sandige Fazies der Grundmoräne) und Schulz (Solifluktionsschutt) nicht aus, sondern ergänzen sich. Daß die Schichtungslosigkeit zur Erklärung der Entstehung des Geschiebedecksandes nicht geeignet ist, hat schon Dewers klar erkannt.

Die Beobachtung von KOPP, FIEDLER u. a., daß im Geschiebedecksand die Staubkomponente stärker vertreten ist als im Liegenden, scheint mir bisher nicht erschöpfend erklärt zu sein. KOPP, FIEDLER u. a. führen die Schluffanreicherung auf Flugstaubeinwehung zurück. Die Möglichkeit, daß der Schluff Bestandteil einer ehemaligen Grundmoräne, die der Tondurchschlämmung unterlegen hat, sein kann, ist nicht in Betracht gezogen worden, obgleich die Geschiebe im Geschiebedecksand und die Tonausfällungszonen in liegenden Sanden bzw. der Bt-Horizont in liegendem Geschiebelehm diese Deutung nahelegen. Dafür spricht ebenfalls die Tatsache, daß bei lehmfreiem Untergrund der Geschiebedecksand immer lehmig ist. Damit soll keinesfalls die von Fiedler u. a. postulierte äolische Komponente zurückgewiesen werden. Ohne Zweifel kann ein Teil des Schluffes und Sandes im Geschiebedecksand allochthon vom Wind geliefert worden sein, aber sicher nicht in dem Umfang, der von ihnen postuliert wird. Andererseits dürfte es ja auch Gebiete geben, in denen feinkörnige Bestandteile des Geschiebedecksandes durch Deflation verlorengegangen sind.

Wichtig scheint mir die von Kopp geforderte, aber nicht durchgeführte Trennung der Entstehung des Geschiebedecksandes in zwei Teilvorgänge zu sein: 1. Entstehung des Ausgangsmaterials, 2. Umwandlung des Ausgangsmaterials. Die solifluidalen, kryogenen und äolischen Prozesse sind in den jüngeren Veröffentlichungen in einem Maße in den Vordergrund gestellt worden, das nicht mehr zu rechtfertigen ist. Denn die Frage nach der Entstehung des Geschiebedecksandes kann nur dann angemessen beantwortet werden, wenn man auch die Frage nach der Entstehung des eigentlichen Ausgangsmaterials nicht umgeht.

Aufgrund der Literaturauswertung und meiner eigenen Beobachtungen in der Lüneburger Heide bin ich zu der Überzeugung gelangt, daß der Geschiebedecksand nur aus Grundmoräne hervorgegangen sein kann. Diese war je nach Lage, Mächtigkeit, Zusammensetzung und Alter unterschiedlichen kryogenen, solifluidalen, fluvialen, äolischen, biogenen und pedogenen Umwandlungsprozessen ausgesetzt, so daß die ursprünglichen Merkmale der Grundmoräne, je nach dem Grad der Umwandlung, mehr oder weniger verlorengegangen sind.

Die unterschiedlichsten Auffassungen über die Entstehung des Geschiebedecksandes widersprechen sich also nicht, sondern sie lassen sich sogar vereinigen, wenn man alle wichtigen Beobachtungen berücksichtigt und sie als Ergebnis vielfältiger nacheinander und nebeneinander ablaufender Prozesse sieht.

Literaturverzeichnis

- ALTERMANN, M.: Quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen an weichseleiszeitlichen äolischen Deckschichten im Gebiet Sachsen-Anhalt. Tharandt 1968.
- Berendt, G.: Die Diluvialablagerungen in der Mark Brandenburg. Z. deutsch. geol. Ges., 15, Berlin 1863.
- Dewers, F.: Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. Abh. naturwiss. Ver. Bremen, 27, 299—330, Bremen 1930.
- DÜCKER, A.: Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. Jahrb. preuß. geol. Landesanst., **54**, 487—530, Berlin 1934.
- FIEDLER, H.-J., ALTERMANN, M. & NEBE, W.: Bemerkungen zum Geschiebedecksand II. Wiss. Z. Techn. Univ. Dresden, 12, 755—756, Dresden 1963.
- FOCKE, W. O.: Zur Kenntnis der Bodenverhältnisse bei Bremen. Abh. naturwiss. Ver. Bremen, 1, 80—84, Bremen 1868.
- GEINITZ, E.: Bemerkungen über das Eiszeitproblem. Arch. Ver. Naturk. Mecklenburg, 65, 1911. GRIMMEL, E.: Ist die nordöstliche Lüneburger Heide eine "Endmoränen"-Landschaft? Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 243—244, Öhringen 1969.
- —: Geomorphologische Untersuchungen in der nordöstlichen Lüneburger Heide. Hamburger geogr. Stud., 27, Hamburg 1971.
- HAGEDORN, J.: Geomorphologie des Uelzener Beckens. Göttinger geogr. Abh., 31, Göttingen 1964.
- Kopp, D.: Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. Ber. geol. Ges. DDR, 10, 739—771, Berlin 1965.
- Nebe, W., Altermann, M. & Fiedler, H.-J.: Bemerkungen zum Geschiebedecksand I. Jahrb. Staatl. Mus. Mineral. Geol., 147—155, Dresden 1962.
- Penck, A.: Die Geschiebeformation Norddeutschlands. Z. deutsch. geol. Ges., 31, 117—203, Berlin 1879.
- Schröder, H. & Stoller, J.: Diluviale, marine und Süßwasserschichten bei Ütersen-Schulau. Jahrb. preuß. geol. Landesanst., 27, 455—527, Berlin 1907.
- Schulz, H.: Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im Brandenburgischen Altund Jungmoränengebiet. — Peterm. geogr. Mitt., 100, 16—28, Gotha 1956.
- SOLGER, F.: Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus dem mittleren Norddeutschland. Z. deutsch. geol. Ges., 60, 215—228, Berlin 1908.
- Der Boden Niederdeutschlands nach seiner letzten Vereisung. Deutsche Urzeit, 2, Berlin 1931.
- —: Die Entstehung der nordostdeutschen Bodenformen während der Eiszeit. Deutsche Urzeit, 3, Berlin 1935.
- —: Zur methodischen Behandlung der Geschiebedecksandfrage. Ber. geol. Ges. DDR, 10, 727—738, Berlin 1965.
- Stoller, J.: Der jungdiluviale Lüneburger Eisvorstoß. Jahresber. niedersächs. geol. Ver., 7, 214—230, Hannover 1914.

WAHNSCHAFFE, F.: Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — 2. Aufl., Stuttgart 1901.

: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes.
: Die Eiszeit in Norddeutschland.
— Berlin 1910.

Probleme des Geschiebedecksandes im Jung- und Altmoränengebiet. — Arbeitstagung der Geo-graphischen Gesellschaft der DDR vom 18.—20. September 1964 in Berlin —. Ber. geol. Ges. DDR, 10, 721-726, Berlin 1965.

Manuskr. eingeg. 17. 8. 1971.

Anschrift des Verf.: Dr. E. Grimmel, Inst. f. Geographie und Wirtschaftsgeographie der Universität Hamburg, 2 Hamburg 13, Rothenbaumchaussee 21-23.

Notes on the Tertiary and Pleistocene geology of East Gelderland, The Netherlands

by E. van Rees Vellinga and N. A. de Ridder, Wageningen

With 13 figures

Zusammenfassung. Für den Raum des östlichen Teiles der Provinz Gelderland wurden, im Hinblick auf den für die Zukunft zu erwartenden starken Anstieg des Trink- und Industriewasserbedarfes, in den Jahren 1964 bis 1967 die hydrogeologischen und wasserwirtschaftlichen Verhältnisse eingehend untersucht. Einige der wichtigsten aus diesen Untersuchungen gewonnenen geologischen Ergebnisse werden kurz dargelegt.

Das rund 162 500 ha große Arbeitsgebiet zwischen der deutsch-niederländischen Grenze und dem Fluß IJssel kann vom morphologischen Standpunkt in zwei unterschiedliche Landschaften unterteilt werden: das ostniederländische Tertiär-Plateau, das von marinen tonführenden Sanden und schweren Tonen des Oligo-Miozän aufgebaut ist, und ein pleistozänes Becken, in dem vorwiegend grobkörnige Sande und Schotter des Rheines und schotterführende fluvioglazialen Sande abgelagert worden sind.

Auf der Grundlage von einigen älteren Einzelarbeiten, 400 älteren Bohrungen, 100 Explorations- und Produktionsbohrungen, die von der Wassergesellschaft "Ost Gelderland" in dieser Gegend abgesenkt wurden, und 130 neuen Explorationsbohrungen des Instituts für Kulturtechnik und Wasserwirtschaft in Wageningen sowie mehrerer geoelektrischer Einzelarbeiten wurde erstmals ein zusammenhängender und leicht faßbarer Einblick in die Untergrundverhältnisse des Arbeitsgebietes gewonnen.

Auf dem Tertiär-Plateau sowie in dem Pleistozän-Becken wurden mehrere begrabene Talsysteme verschiedenen Alters und unterschiedlicher Richtung nachgewiesen. Die Herkunft und die stratigraphische Lage der Talaufschüttungen wird kurz erörtert.

Bei einem dieser begrabenen Täler handelt es sich um einen Arm des Rheines, der vom Dorf Dinxperlo an der Staatsgrenze im Süden bis am Dorf Borculo im Norden des Arbeitsgebietes im Untergrund nachgewiesen werden konnte. Die in diesem Flußarm abgelagerten schotterreichen Grobsande weisen in ihrer Schwermineral-Zusammensetzung (mit besonders hohen Gehalten an vulkanischen Mineralen wie Augit) deutlich auf Rhein-Ablagerungen hin. An einer Stelle werden die Sande von saalezeitlichem Geschiebelehm bedeckt, womit erwiesen ist, daß der Rhein-Arm aus der frühen Saale-Eiszeit oder dem späten Holstein-Interglazial stammt.

Ein zweites begrabenes Talsystem, ebenfalls aus der Saale-Eiszeit, konnte nachgewiesen werden von der Stadt Vreden in Deutschland über Winterswijk und Aalten nach Dinxperlo, wo es wieder die Staatsgrenze überquert. Das Tal wurde vom Schmelzwasser im Hochglazial ausgeräumt und später mit glaziofluvialen Ablagerungen aufgefüllt. Das Schmelzwasser-Tal quert den genannten ehemaligen Rhein-Arm, ist also etwas jünger. Die Tiefe des Talbodens nimmt in südwestlicher Richtung beträchtlich zu, erreicht in der Nähe von Dinxperlo etwa 70 m unter Meeresspiegel. Hieraus geht hervor, daß während der Saale-Eiszeit der Meeresspiegel mindestens 100 m tiefer gelegen haben muß als heute.

Abstract. A detailed hydrogeological survey was carried out in the eastern part of the province of Gelderland from 1964 to 1967. The objective of this survey was to provide basic data required for the planning of a further extension of the present groundwater extraction, in order to meet the increasing demand for water for domestic and industrial use. In this paper some of the more interesting findings of the geological investigations are given.

The investigated area has two main geomorphological landscapes: part of the East-Netherlands Tertiary Plateau, consisting of fine-grained marine sediments, and a Pleistocene basin, filled with predominantly coarse grained sediments of fluvial and fluvioglacial origin.

The horizontal and vertical extension of the different geological formations in the subsurface could be indicated more precisely than had been the case. Based on the results of many, old as well as new, borings, geo-electrical surveys and heavy mineral analyses, a number of buried channel systems could be located. The various geological formations and buried channel systems are briefly discussed. One of these channels represents a former branch of the river Rhine. It could be traced in the subsurface from Dinxerlo near the Netherlands-German border in the south, to the village of Borculo in the north. The channel has been filled with Rhine sediments which are extremely

rich in volcanic minerals. Its age is Early Saalian or somewhat older. Another buried channel of Saalian age could be traced from Vreden (Germany), via Winterswijk and Aalten to Dinxperlo where it again crosses the border with Germany. Its depth increases in a downstream direction and near Dinxperlo the bottom of the channel is about 70 m below present sea level, a depth also reached in another channel near Zelhem, indicating that during the Saalian the sea level was at least 100 m lower than at present.

Introduction

The present demand for water for domestic and industrial use in the eastern part of the province of Gelderland is entirely met by the exploitation of groundwater. As this demand for water is rapidly increasing, and with a view to agricultural interests, it was necessary to investigate the problem of a further groundwater extraction, within the scope of a study of total water resources management.

For this purpose an extensive hydrogeological investigation has been carried out in this region over the last few years. Some of the results have already been published (DE RIDDER 1966; CSONKA 1967; ERNST, DE RIDDER & DE VRIES 1970). The principal aim of this paper is to summarize the newly opened aspects concerning the general subsurface geology and some geological findings as the depth and the relief of the surface of the Tertiary deposits and the occurrence, direction, depth and age of the different buried channel systems.

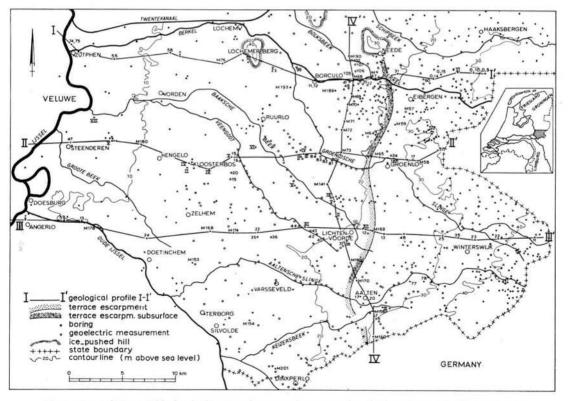


Fig. 1. Map of East Gelderland, showing the general topography, the location of the borings, geoelectrical measurements and geological sections.

Location of the Region

The investigated region is located between the Netherlands-German border and the river IJssel. It is bounded in the north by the line Zutphen-Lochem-Haaksbergen and in the south by the river Oude IJssel (fig. 1). Its area is about 1625 km².

Available Data

As a basis for this investigation the following data were available:

- · the well logs of 400 borings from the boring archives of the Geological Survey at Haarlem,
- the well logs of 100 exploration and production wells, drilled by the Water Supply Company 'Oostelijk Gelderland' N.V. at Doetinchem,
- the well logs of 130 new wells drilled by the Institute for Land and Water Management Research (ICW) at Wageningen for the purpose of this study,
- grain-size analyses (ICW) of the samples from 9 borings,
- heavy mineral analyses (ICW and Geological Survey) of the samples from 101 borings,
- macropalaeontological, respectively micropalaeontological and palaeobotanical analyses of the samples from respectively 9, 13 and 7 borings, carried out by the Geological Survey,
- the results of an extensive geo-electrical survey carried out by the Working Party Geo-electrical Research, T. N. O. at Voorburg.

Geomorphological Setting

From a geomorphological point of view, two different landscapes can be distinguished in the investigated region: part of the East-Netherlands Tertiary Plateau and a Pleistocene basin. The boundary between these two landscapes is formed by the line from Aalten in the south, via Lichtenvoorde, Groenlo, Eibergen towards the Needse Berg in the north. East of this line, which at some places is marked by a terrace scarp several metres high, locally affected by land ice, Tertiary and Mesozoic deposits are found at shallow depth, or even at the land surface. West of this terrace scarp, the Tertiary layers dip steeply and are covered by Pleistocene sediments which fill the basin.

Although generally flat, the region has some higher parts, e.g. the Lochemer Berg (south of Lochem) and the Needse Berg (north of Neede), which are ice-pushed hills, made up of pre-Saalian sands and clays.

On the East-Netherlands Tertiary Plateau, as well as in the Pleistocene basin, a number of buried channels is present, filled with Middle-Pleistocene or fluvioglacial deposits (FABER 1960; CSONKA 1967; DE VRIES & VAN REES VELLINGA 1971).

Stratigraphic and Palaeogeographic Situation

Pre-Tertiary

In contrast with the major part of the Netherlands, Mesozoic rocks occur at shallow depth in the extreme south-eastern part of the investigated area, for example east of Winterswijk. They chiefly consist of shale, marl, limestone and sandstone. This area has strongly been affected by tectonic movements, an excellent review of which has been given by Harsveldt (1963).

Tertiary

Eocene

Deposits of the Eocene have not been found in East Gelderland, except in the northeast near the village of Haaksbergen where Eocene sands and clays occur at shallow depth.

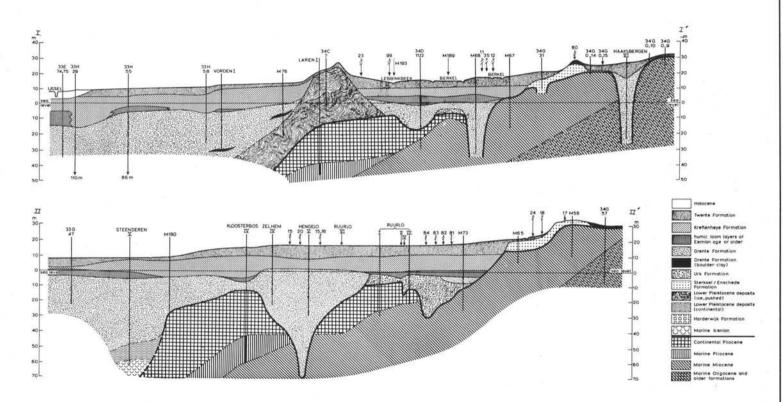


Fig. 2. Geological sections I and II, for location, see fig. 1.

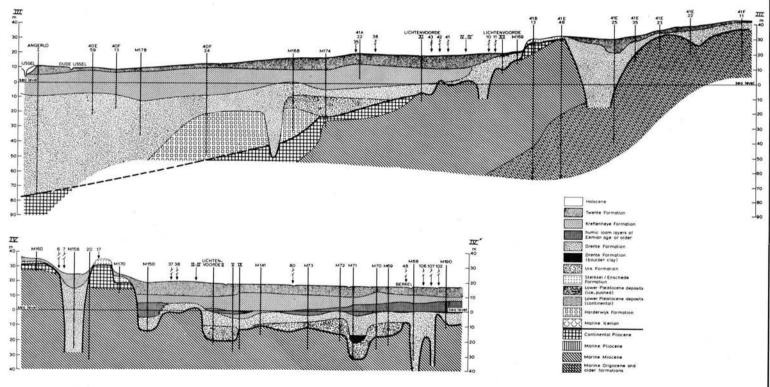


Fig. 3. Geological sections III and IV, for location, see fig. 1.

Oligocene

The oldest Tertiary deposits found in the region are of the Lower- and Middle-Oligocene. These layers, which consist of heavy clays, sandy clays and clayey sands, dip steeply from the terrace scarp in a westerly direction. The borings in the Pleistocene Basin have not struck the Oligocene because of its great depth. On the plateau the thickness of the Oligocene sediments could only be established in a few borings which showed about 5 to 30 m. In the geological sections and maps of this paper the above-mentioned deposits have been taken together as 'Oligocene and older deposits' (fig. 2, 3 and 4).

Miocene

Marine Middle-Miocene deposits occur nearly everywhere in the subsurface of East Gelderland, although in the western part of the basin their presence could not be demonstrated because of a lack of sufficiently deep borings in that area.

On the plateau thin layers of the Middle-Miocene, which consist of clays and clayey glauconite-bearing sands, are found at shallow depth. At some places these deposits are absent and the Oligocene clays are directly covered with Pleistocene sediments.

In the Pleistocene basin the Miocene deposits occur much deeper — at one place as much as 60 m below present sea level (Section II, Kloosterbos IV) — while their thickness increases westward (figs. 1—4). The actual thickness is not known because of a lack of deep borings.

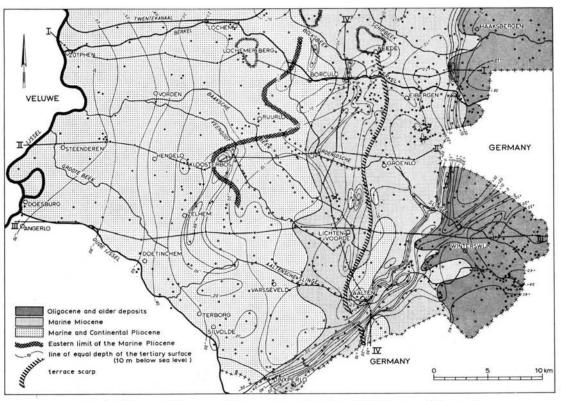


Fig. 4. Oligocene, Miocene and Pliocene deposits in East Gelderland, and the depth of their surface with respect to sea level.

Pliocene

Marine Lower-Pliocene has been found in the central part of the Pleistocene basin and in the neighbourhood of Lochem (figs. 2 and 4). These deposits consist of moderately fine sands, sometimes silty, with many remains of shells and foraminifera (VAN VOORTHUYSEN 1964; ZAGWIJN 1965). The heavy mineral composition is generally characterized by the presence of tourmaline, metamorphic minerals, zircon, and often a high percentage of hornblend (Kloosterbos IV, figs. 1 and 7). The thickness of the marine Pliocene could be established in the Kloosterbos IV boring only, where 18 m was found (Section II, fig. 2).

At many sites on the plateau and in the basin, Middle-Pliocene of continental facies has been perceived, though at different depths and in varying thicknesses, probably due to post-depositional erosion. On the plateau it occurs at shallow depth and in thin layers, especially near the terrace scarp, but also at some other places.

The continental Pliocene sediments consist of highly sorted, middle fine to moderately fine sands with little silt. At some places thin layers of clay and peat have been found. Heavy mineral analyses of the sands show the presence of tourmaline, metamorphic minerals, and a high percentage of zircon (M 154, Kloosterbos IV and M 201, fig. 6 and 7).

Pleistocene

Marine Icenian

Until recently, the presence of marine Icenian was unknown in East Gelderland. The most easterly borings in which it had been found, are west of the river IJssel, where Icenian occurs at a depth of respectively 102 m and 137 m below sea level (VAN VOORTHUYSEN 1954).

In the new boring V near the village of Steenderen, about 6 km east of the river IJssel, a sticky humic sandy loam with foraminifera was struck at a depth of 69 m below sea level (VAN REES VELLINGA & DE RIDDER 1965). The microfauna consisted of Elphidiella cf. arctica, Elphidium selseyensis, Streblus batavus, some specimen of Elphidium excavatum, 1 Elphidium pseudolessonii and 1 Elphidium crispum, a fauna typical of the marine Icenian (VAN VOORTHUYSEN 1965).

As far as is known to us, this is the first and most easterly finding of the marine Icenian in East Gelderland and it confirms VAN VOORTHUYSENS (1954) view that during the Icenian the coast line may have been located some 10 km east of the present course of the river IJssel (fig. 8).

Harderwijk Formation

In boring V near Steenderen the marine Icenian is overlain by a 10 m thick layer of middle fine, browngrey sand (figs. 1, and 2, Section II). This sand has a rather high content of light green glauconite and a high lime content. The most important heavy minerals in this sand are garnet, hornblend, staurolite, metamorphic minerals, tourmaline and zircon (22 per cent).

The microfauna of this sand consists of Asterigerina gürichi staeschei, Uvigerina hosiusi, Elphidium inflatum, Bulimina elongata, Pullenia bulloides, and Uvigerina tenuipustulata, a fauna indicating a Lower-Pleistocene position of the sand (VAN VOORTHUYSEN 1965). A more precise stratigraphic division was not possible.

At several sites in the south-western part of East Gelderland the continental Pliocene is overlain by white and light grey sands, mostly coarse and sometimes medium fine, which consist for the major part of transparent quartz (figs. 2, 3 and 8). The sands contain some silt, gravel, and glauconite is present. Heavy mineral analyses show a composition of

predominantly tourmaline, metamorphic minerals, zircon and some per cents of topaz. Such minerals as garnet, hornblend, epidote and saussurite are almost always entirely absent (fig. 6, M 153).

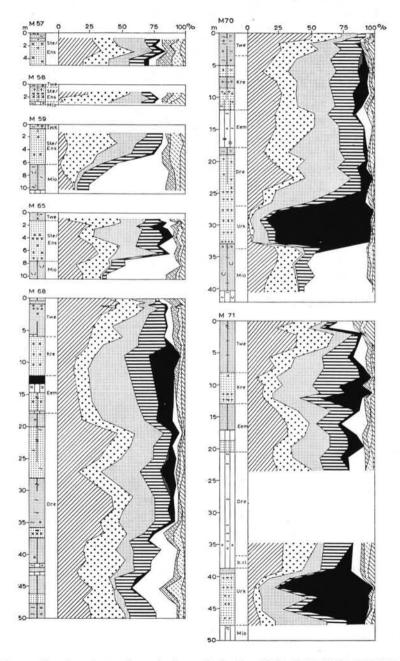


Fig. 5. Heavy mineral analyses of samples from the borings M 57, M 58, M 59, M 65, M 68, M 70 and M 71. For location of these borings, see fig. 1.

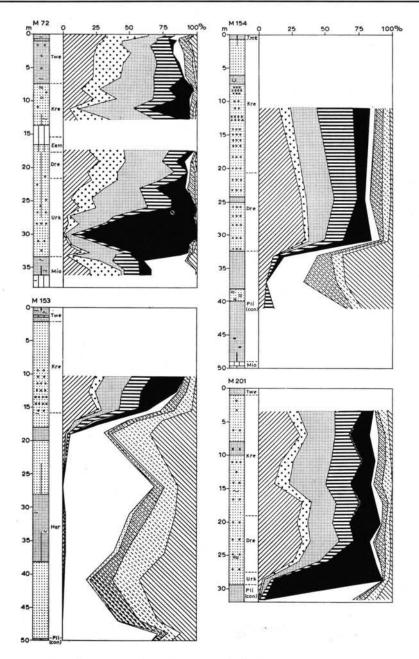


Fig. 6. Heavy mineral analyses of samples form the borings M72, M153, M154 and M201. For location of these borings, see fig. 1.

As to the stratigraphic position of these sands, one possibility could have been Pliocene. The glauconite and heavy mineral association would favor this assumption, although topaz is generally not present and the content of zircon is higher in the Pliocene deposits. In this connection, it is interesting to refer to a statement of the Netherlands Geological Survey

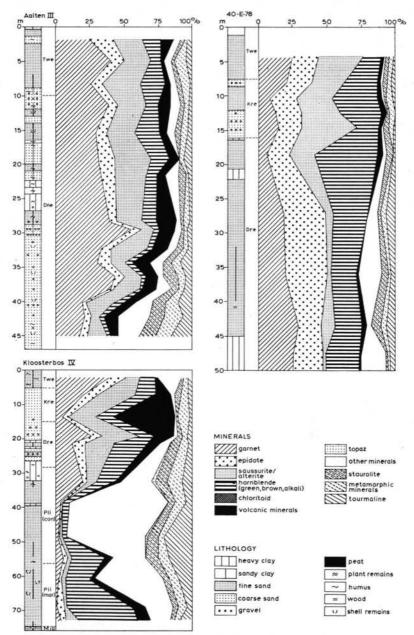


Fig. 7. Heavy mineral analyses of samples from the borings Aalten III, Kloosterbos IV and 40-E-78. For location of these borings, see fig. 1.

(1968) that palaeobotanical studies in the vicinity of Doetinchem have shown that deposits, hitherto named fluvioglacial (Drente Formation), should be placed in the Pliocene (Reuverian). The lithology of the sands under discussion, however, does not correspond with that of the Pliocene deposits occurring elsewhere in East Gelderland. The Pliocene deposits consist chiefly of highly sorted moderately fine to middle fine sands.

A fluvioglacial origin of the sands is unlikely. Some palaeobotanically clearly defined Drente deposits show a different heavy mineral composition and northern components among the scarce gravel in these sands have not been found.

Elsewhere in the Netherlands and in the adjacent German areas, these white sands also occur (Crommelin 1953; Maarleveld 1956; de Jong 1956; Zonneveld 1958; Anderson 1968). Apart from the question whether all these sands are of the same origin, there is still uncertainty as to their stratigraphic position, either Pliocene, or Lower-Pleistocene. In the opinion of the present authors, the lithology of the white sands in East Gelderland, the transparency of the sand grains, the high content of metamorphic minerals, the relatively low content of zircon and the presence of topaz, as well as the areal distribution of the sands, are in favour of the assumption that the white sands belong to the Lower-Pleistocene. After Edelman & Maarleveld (1958) and Zonneveld (1958) these continental Lower-Pleistocene sediments, for which an easterly and northeasterly origin is supposed, are in this paper named Harderwijk Formation (fig. 8).

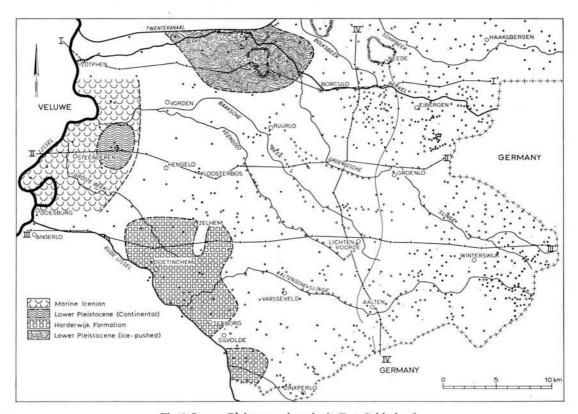


Fig. 8. Lower-Pleistocene deposits in East Gelderland.

Sterksel/Enschede Formation

This formation occurs in local patches on the East-Netherlands Plateau and there is, as yet, no evidence that it is also present in the Pleistocene basin. The brownish coarse sands of this formation, which are often rich in heterogeneous gravel, overlie the Tertiary deposits of the plateau.

Heavy mineral analyses have shown the presence of such minerals as garnet, epidote, saussurite and hornblend, an association characteristic of the Sterksel Formation, well-known from the southern part of the Netherlands (Zonneveld 1958; de Ridder, Hondius & Hellings 1967).

However, these typical Rhine sediments show minor admixtures of sediments provided by tributaries from the east or northeast, as is proved by the presence of small percentages of such heavy minerals as tourmaline, metamorphic minerals, zircon and sometimes topaz (figs. 5—7). This heavy mineral association is characteristic of the Enschede Formation, well-known in the northern and central parts of the Netherlands (Zonneveld 1958). Since the deposits seem to be a mixture of both formations, they are indicated as the Sterksel/Enschede Formation (fig. 9).

On the plateau the formation is found at shallow depth or at the land surface and its thickness varies from some metres to 12 m, depending on its occurrence as a remainder of a terrace (High terrace), or as a filling of a gully. At three sites on the plateau traces of buried channels have been found, which most likely have been filled by Sterksel/Enschede deposits (figs. 2, 3 and 10).

Initially, the formation was present throughout the investigated area but in a later stage of a dropping sea level, the river Rhine incised a valley into its own deposits. During this process most or all of the formation in the Pleistocene basin was eroded away and the remainder on the East-Netherlands Plateau became a terrace.

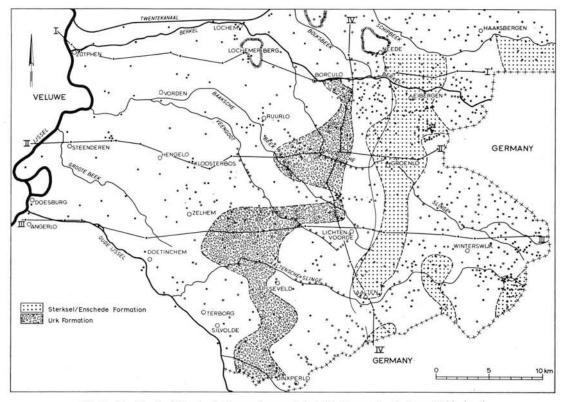


Fig. 9. The Sterksel/Enschede Formation and the Urk Formation in East Gelderland.

Urk Formation

The present investigations in the Pleistocene basin have revealed the presence of a buried valley which is fairly deeply incised into the Miocene and Pliocene surfaces. The first indications of this valley were obtained from some borings south-east of the village of Borculo (M 70, M 71 and M 72, fig. 1). The sediments that fill this valley consist of coarse, gravel-bearing sands whose heavy mineral composition is strikingly different from the other deposits of the region. Apart from the usual Rhine association of garnet, epidote, saussurite and hornblend, a high to very high content of volcanic minerals, especially augite, was found. Sediments so rich in augite were unknown to occur in East Gelderland (figs. 5—7).

In a later phase of the investigations, parts of this valley could also be located in the neighbourhood of Lichtenvoorde, Ruurlo, Zelhem and finally also near Dinxperlo, close to the Netherlands-German border (figs. 2, 3 and 9).

In several borings near these villages the augite-bearing sands were found at various depths and in different thicknesses, depending on the occurrence as a fill of a deep channel or the remainder of a terrace. Erosion during the Saalian Ice Age may also have reduced the initial thickness, which was found to vary from about 1 to almost 30 m.

It appears that this buried channel crosses the Netherlands-German border near Dinxperlo from where it could be traced to Borculo in the north. Although there is at present no evidence that it extends in north-western direction towards the former Zuiderzee, such an assumption seems probable and should be further investigated.

As to the age of this buried channel, it is noted that in boring M 71 (figs. 1, 5 and 3, Section IV) a layer of loam was found, covering the augite-bearing sands. This loam was grey-brown and had a silt plus clay (particles smaller than 0.016 mm) content of 21 per cent. Also, it contained some gravel components of northern origin. A palaeobotanical analysis of this loam revealed a fluvioglacial origin. On account of the high content of Hystrichosphaeridae, it appeared justified to conclude that the loam was a Saalian boulder clay (ZAGWIJN 1961). The underlying augite-bearing sands may, therefore, be early Saalian in age, or older. Nowhere else has any clay or layer been found intercalated within or overlying the augite-bearing sands, so a more precise stratigraphic position of the sands cannot be established at this moment.

Elsewhere in the Netherlands, for example in the Noordoostpolder (former Zuiderzee), augite-bearing sands have also been found (WIGGERS 1955). In this area these sands are covered by clays of Holsteinian age. The same applies to augite-bearing sands in the vicinity of Mook and Cuijk, south of Nijmegen (ZONNEVELD 1958). These augite-bearing sands are known as the Urk Formation.

Other Rhine deposits with a high content of augite have been found at various places in the north, the west and the south of the Netherlands. These deposits are younger than those of the Urk Formation and they are named Vianen Formation (ZONNEVELD 1958).

Investigations by TER WEE (1966) and recent discussions have led to the abandonment of the division into the Urk and Vianen Formations, and only one formation, the Urk Formation, has been retained, based as it is on a well-defined type area (VAN DER HEIDE & ZAGWIJN 1967).

Consequently, in the sections and maps of this paper the augite-bearing sands in East Gelderland have been indicated as Urk Formation (fig. 9).

Holsteinian

In the Needse Berg, north of the village of Neede, clay beds have been found from an interglacial phase before the area was covered by land ice (VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ

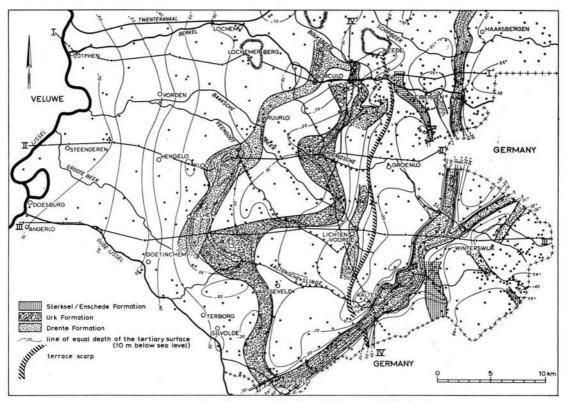


Fig. 10. Location of some buried channels in East Gelderland.

1950). These beds have been dated Holsteinian, based on the fossils which they contained and the disturbance by the advancing ice tongues.

Till now the presence of Holsteinian deposits in the subsurface of East Gelderland could not be proved. However, palaeobotanical analyses of the humic, sticky clays found in two borings (Kloosterbos II and IV, figs. 7 and 2, Section II) at a depth of about 20 m below the land surface, have shown that these clays had been deposited during an interglacial or interstadial, younger than 'Gromerian'. The choice was limited between Eemian and Holsteinian, the latter being thought preferable by ZAGWIJN (1964, 1965). However, taking into account the depth of the clay beds and the data from other borings in the vicinity, the present authors have, for the time being, assumed an Eemian age.

Drente Formation

The Drente Formation, which dates from the Saalian, has been deposited before, during and after the region was covered by Scandinavian land ice. It is present throughout the investigated area and consists of coarse and fine sands, clay and sometimes even peat. The heavy mineral composition shows garnet, saussurite, hornblend and volcanic minerals as the most important, while in the deeper layers sometimes metamorphic minerals occur in increasing quantities (borings M 68, Aalten III and 78, east of Aalten, figs. 1, 5 and 7). It is obvious that, in general, the heavy mineral composition is influenced by the reworked sediments of other underlying formations.

The thickness of the Drenthe Formation varies from a few metres at some sites on the East-Netherlands Plateau to 70 and 100 m in the western parts of the Pleistocene basin. On the plateau as well as in the basin, the thickness often depends on the occurrence of glacial channels in the subsurface.

The presence of buried glacial channel systems in East Gelderland was already demonstrated by Faber (1960), fig. 11. But the recent investigations have considerably improved our knowledge as to the location, depth and direction of these channels, fig. 10 (DE RIDDER 1966; CSONKA 1967; DE VRIES & VAN REES VELLINGA 1971). Some of these buried channels are probably former distributaries of the pre-Saalian Rhine. They were deepened by melt water and probably by land ice, and later filled with glacial outwash deposits.

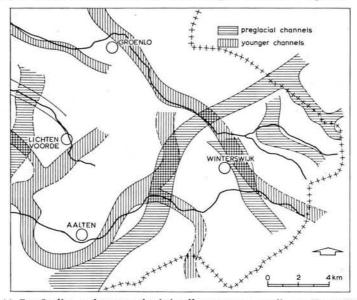


Fig. 11. Pre-Saalian and younger buried valley systems according to FABER (1960).

The most remarkable example is the channel which can be traced in the subsurface from Vreden (Germany) via Winterswijk and Aalten to Dinxperlo (figs. 10 and 3, Section III and IV). The channel deepens southwestward and near Dinxperlo its bottom lies deeper than 70 m below the present sea level, indicating that during the Saalian the sea level was at least 100 m lower than at present.

The sediments that fill this channel consist chiefly of coarse sands, although fine sands and clays also occur. The clay bed in boring Aalten III at a depth of 28 m below the land surface has been provisionally dated Saalian (Zagwijn 1964). Locally the sediments consist of reworked material of Tertiary and older deposits, e. g. in boring 77, east of the village of Aalten (fig. 1). This may have been caused by fluvioglacial transportation or solifluction (VAN VOORTHUYSEN 1967; ROMEIN 1967).

Another buried channel, extending from Haaksbergen southward (fig. 2, Section I), seems to be part of the Vreden-Aalten system.

Other traces of buried glacial channels were found in the neighbourhood of Lichtenvoorde, east of Borculo and between Borculo and Zelhem. At some sites the bottom of these channels were also reached at 70 m below sea level (CSONKA 1967). It is obvious that the various buried channels formed part of the Saalian system, whose direction differed completely from that of the present rivers and brooks in East Gelderland.

Eem Formation

Towards the end of the Saalian the land ice retreated to the north and left behind a landscape of which the land drainage was for a long time badly developed. In low lands and poorly drained depressions, layers of fine silty sands, clays and peat ware deposited. At several places in East Gelderland, e. g. in the borings M 64, M 68 and Vorden I (figs. 1 and 12) such layers have been found and palaeobotanically established as the Eem Formation (ZAGWIJN 1961, 1965). In other borings the humic clays, found at about sea level, have been assumed to belong to this formation.

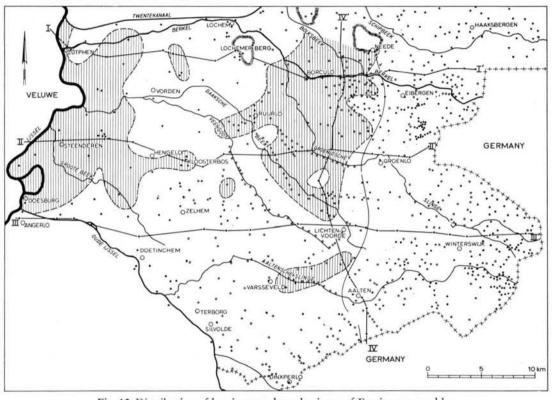


Fig. 12. Distribution of humic peaty loam horizons of Eemian age or older.

Most of the Eemian deposits appear to occur overlying the Drente Formation. Only in the neighbourhood of Lichtenvoorde were they found intercalated within the overlying Kreftenheye Formation.

In other parts of the Netherlands clays and peat layers found in the younger Pleistocene deposits, have been labelled as Eemian (BURCK 1949, 1951; ZONNEVELD 1958) and consequently the underlying Pleistocene sediments would be Saalian in age. However, ZAGWIJN (1961) found a different situation in Wanssum (North Limburg). Here clay layers overlying the Veghel Formation (Holsteinian-Saalian, fig. 13) have been dated palaeobotanically as Eemian. In the same area a clay bed covered with peat and gyttja found within the Kreftenheye Formation, was established as being a deposit from the Amersfoort Interstadial of the Weichselian.

In the opinion of the present authors, the clay and peat layers overlying the Drente Formation in East Gelderland generally belong to the Eem Formation. However, since palaeobotanical analyses of the clays intercalated within the Kreftenheye Formation were not available, a Weichsel interstadial age cannot be completely excluded.

CHRONOLOGY	GLACIGENOUS DEPOSITS	LARGE RIVERS		DEPOSITS OF LOCAL PROVENANCE N-NETH.		MARINE AND COASTAL DEPOSITS	
	N-NETH. S-NETH.					N-NETH.◀	→S-NETH
WEICHSELIAN		KREFTENHEYE FORMATION		TWENTE FORM. (P+O+B)			
EEMIAN		(R+M)		ASTEN FORMATION (O+B)		EEM SC FORM.	HOUWEN F.
SAALIAN	DRENTE F.		, ,	EINDHOVEN FORMATION (P+O+B)		101111	
HOLSTEINIAN		URK	VEGHEL FORM. (M)			HOLSTEIN FORM.	
ELSTERIAN	POICLAY F. FORM. (R)			FORMATION (P+O+B)			
CROMENIAN		STERKSEL FORMATION (R+M)					
MENAPIAN		ENSCHEDE FORM. (E)			KED.		
MAJJAAW		HARDERWIJK	KEDICHEM FORM.(R+M)		FORM.		
EBURONIAN		FORM.(E)			(P+O)		
TIGLIAN							
		TEG FORMATION WIESELOO KIESELOO FORMATION				ICENI DEPO	
PRAETIGLIAN			SELOOLITE IATION (R+M) in part)			MERI FORM (in	ATION



Fig. 13. Stratigraphic division after ZAGWIJN (1967).

Kreftenheye Formation

When the Saalian land ice was retreating, the Rhine again found its way across East Gelderland. Between the ice-pushed hills of the Veluwe (west of the river IJssel) and the terrace scarp in the east, the river incised slightly into the fluvioglacial subsurface. The sediments, which were laid down in this wide valley are known as the Kreftenheye Formation. It consists of brown-grey, heterogeneous coarse sands, which are gravel-bearing. The thickness of the formation varies from 10 to 20 m.

The boundary between the Kreftenheye Formation and the Drente Formation is often hard to notice, as the former partly consists of reworked fluvioglacial sediments and the formations pass into each other rather imperceptibly. At several places, however, humic clays of the Eem Formation occur between the Drente Formation and the Kreftenheye Formation.

In the upper layers of the Krestenheye Formation the heavy mineral composition shows a typical Rhine association of garnet, epidote, saussurite and hornblend, with 10 to 20 percent of volcanic minerals (M 72, M 201, fig. 6).

Although the Kreftenheye Formation is found almost everywhere in the Pleistocene basin, it is not present on the East-Netherlands Plateau and on the ice-pushed hills, as the Rhine did not overfill the Pleistocene basin and the deposits were not laid down on these hills (fig. 2 and 3).

Twente Formation

In the Weichsel (Würm) glacial time the sedimentation of coarse deposits of the Kreftenheye Formation ended because the Rhine took a more westerly course. During the later part of the Pleniglacial and the Late-Glacial, fine wind-blown sands covered the fluviatile sediments. These sands — with a few exceptions on the East-Netherlands Plateau and in the IJssel valleys — are found over the whole area of East Gelderland. The upper layers have been laid down in ridges, thus giving the landscape a slightly undulating relief.

The thickness of the Twente Formation generally varies from 0 to 12 m, the greatest thicknesses found directly west of the terrace scarp and as a valley fill near Haaksbergen.

The sediments of the formation consist of well-sorted, moderately fine sands, often humic and sometimes silty. In this paper the alluvial deposits on the valley bottoms of the rivers and brooks have been included in the Twente Formation.

Summary and Conclusions

In the investigated area two landscapes can be distinguished: the East-Netherlands Plateau and the Pleistocene basin. The boundary between these two landscapes is formed by a terrace scarp, which at some places is visible at the land surface and at other sites could be traced in the subsurface by means of borings. Locally, the terrace scarp has been affected by the land ice, whereas solifluction and melt water streams have also disturbed its initial form.

On the East-Netherlands Plateau Mesozoic rocks and Tertiary marine deposits are found at or very close to the land surface. They are covered by a veneer of Middle- and Young-Pleistocene sediments.

In the Pleistocene basin the Tertiary deposits are found at great depth and they are overlain by relatively thick layers of Lower- and especially Upper-Pleistocene sediments. There is clear evidence that during the Pliocene the sea gradually retreated from the investigated area. In the early Pleistocene, more specifically during the Icenian, east of the river IJssel the sea covered only a 5 to 10 km wide strip, as was proved in a boring near the village of Steenderen.

The white and light grey coarse and fine sands, overlying the sediments of the continental Pliocene in the western and south-western part of the investigated area, most likely belong to the Lower-Pleistocene Harderwijk Formation, rather than to the Pliocene.

On the East-Netherlands Plateau thin layers of the Sterksel/Enschede Formation are present as the remainder of a terrace and as a fill of relatively deep gullies.

Before the area was covered by the Scandinavian land ice, in the early Saalian or late Holsteinian, a rather narrow Rhine valley was present, running from Dinxperlo in the south to Ruurlo and Borculo in the north. The coarse gravel-bearing sands which filled this valley belong to the Urk Formation, which was unknown to occur in East Gelderland.

With the advancing ice tongues the initial drainage pattern was disturbed completely and new channels, draining off the melt waters, were formed. These channels were chiefly directed southwestward, almost perpendicular to the older as well as the present drainage systems.

Of the many buried glacial channels found in East Gelderland, the most impressive one extends from Vreden, via Winterswijk and Aalten toward Dinxperlo, where it crosses

the Netherlands-German border. A remarkable feature of this channel is its depth which increases rapidly in southwesterly direction. Geo-electrical measurements and borings have shown that near Aalten and Dinxperlo the bottom of this buried channel, as well as the bottom of one located near Zelhem, lies deeper than 70 m below the present sea level, indicating that during the Saalian the sea level was at least 100 m lower than at present.

It would be of interest to investigate the location and depth of the buried channel in the adjacent regions.

Acknowledgement

The authors express their thanks to Prof. Dr. G. C. Maarleveld for his critical reading of the manuscript and suggestions for improvement.

References

ANDERSON, H. J.: Tertiär, Quartär. Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen, 1:100 000, Blatt C 4302 Bocholt, 37-80. - Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld 1968.

Burck, H. D. M.: Continentale Eemlagen in het dal van de Gelderse IJssel. - Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Serie 15, 32-43. 's-Gravenhage 1949.

-: Het continentale Riss-Würm interglaciaal. - Geol. en Mijnb. 13, 290-293. 's-Gravenhage

CROMMELIN, R. D.: Over de stratigrafie en herkomst van de preglaciale afzettingen in Midden-Nederland. — Geol. en Mijnb. 15, 305—321. 's-Gravenhage 1953.

CSONKA, J.: Rapport inzake geo-elektrisch onderzoek in de Gelderse Achterhoek, oostelijk van de lijn Ulft-Zelhem-Ruurlo-Lochem. — Werkgroep Geo-elektr. Ond. TNO, 53 p, Voorburg 1967. EDELMAN, C. H. & MAARLEVELD, G. C.: Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in

den Niederlanden. - Geol. Jb., Bd. 73, 639-684. Hannover 1958. Ernst, L. F., de Ridder, N. A. & de Vries, J. J.: A Geohydrologic study of East Gelderland, Netherlands. — Geol. en Mijnb. 48, 6: 457—488.

FABER, F. J.: Geologie van Nederland I, II, III and IV. Gorinchem. 1948, 1947, 1960.

HARSVELDT, H. M.: Older conceptions and present view regarding the Mesozoic of the Achterhoek, with special mention of the Triassic limestones. - Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Serie 21-2: 109-130. 's-Gravenhage 1963.

HEIDE, S. VAN DER, & ZAGWIJN, W. H.: Stratigraphical nomenclature of Quaternary deposits in The Netherlands. - Meded. Geol. Sticht., N.S. 18, 23-29, Maastricht 1967.

JONG, J. D. DE: Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassen-Schottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve. — Geol. en Mijnb. 18, 389—394. 's-Gravenhage 1956.
-: Nijverdal en Archemerberg. — Meded. Geol. Sticht., N.S. 15, 55—56. Maastricht 1962.

MAARLEVELD, G. C.: Grindhoudende Midden-Pleistocene sedimenten. — Meded. Geol. Sticht., Serie C-VI, 6, 155 p. Maastricht 1956.

NETHERLANDS GEOLOGICAL SURVEY: Annual Report, 1968, 125 p. Haarlem.

PANNEKOEK, A. J.: Geologische geschiedenis van Nederland. 154 p. 's-Gravenhage 1956.

REES VELLINGA, E. VAN & DE RIDDER, N. A.: Een vondst van marien Incenien in de Achterhoek. -Geol. en Mijnb. 44, 345-346. 's-Gravenhage 1965.

RIDDER, N. A. DE: De geohydrologische gesteldheid van de Achterhoek (interim rapport). — Nota ICW 344. 46 p. Wageningen 1966.

RIDDER, N. A. DE, HONDIUS, P. & HELLINGS, A. J.: Hydrogeological investigations of the Peel region and its environs. — Techn. Bull. ICW 48. 177 p. Wageningen 1967.

Romein, B. J.: Stratigrafische interpretatie van enige Mesozoische kernmonsters van proefboring T van de R. O. V. D. Rapport nr. 9, Micropal. Lab., afd. Mesozoicum, Geol. Dienst, 3 p. Haarlem 1967.

VLERK, I. M. VAN DER & FLORSCHÜTZ, F.: Nederland in het ijstijdvak. 287 p. Utrecht 1950.

VOORTHUYSEN, J. H. VAN: Crustal movements of the southern part of the North Sea Basin during Pliocene and early Pleistocene times. — Geol. en Mijnb. N. S. 16, 165—172. 's-Gravenhage

-: Rapporten nr. 501, 586, 758, 759, 760. Micropal. Lab. Geol. Dienst, Haarlem 1964, 1965, 1967. VRIES, J. J. DE & REES VELLINGA, E. VAN: Buried channel aquifers and present open drainage system in East Gelderland, The Netherlands. — Geol. en Mijnbouw, 51, 45-52, 1972.

WEE, M. W. ter: Toelichting op de Geologische Kaart van Nederland, Blad Steenwijk Oost (16-0). Geol. Sticht. Afd. Geol. Dienst. 106 p. Haarlem 1966.

WIGGERS, A. J.: De wording van het Noordoostpoldergebied. Thesis, 216 p. Amsterdam 1955.

- ZAGWIJN, W. H.: Vegetation, climate and radio-carbon datings in the Late-Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian. Meded. Geol. Sticht., N.S. 14, 15—45. Maastricht 1961.
- —: Rapporten nr. 296, 383, 400 and 428. Palaeobot. Lab. Geol. Dienst, Haarlem 1961, 1964, 1965. Zonneveld, J. I. S.: Litho-stratigrafische eenheden in het Nederlandse Pleistoceen. Meded. Geol. Sticht., N.S. 12, 31—64. Maastricht 1958.

Manuscript was received on: 3. 12. 1970.

Adress of the author: E. van Rees Vellinga and N. A. de Ridder, Institute for Land and Water Management Research, P.O. Box 35, Wageningen, The Netherlands.

Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche-Vulkan, Mexiko*)

Von Klaus Heine, Bonn

Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Vom Malinche-Vulkan/Mexiko werden vier Moränenstaffeln beschrieben, die aufgrund einer stratigraphischen Bearbeitung der Sedimente der Vulkanhänge zeitlich bestimmt werden können. Die Moränen M I wurden im Mittel-Wisconsin gebildet, die Moränen M II und M III im Jung-Wisconsin, die Moränen M IV während der Neoglaciation im Holozän. Ein Vergleich der Malinche-Moränen mit denen des Vulkans Iztaccíhuatl sowie denen der Sierra Nevada de Santa Marta in Kolumbien wird gegeben.

Summery. Four systems of moraines were observed on the Malinche volcano (Mexico); the dating of the moraines is given by the results of the stratigraphical research of the slope sediments of the volcano. The moraines M I were produced during the Bull Lake glaciation (Wisconsin), the moraines M II and M III during the Pinedale glaciation (Wisconsin), the moraines M IV during the Neoglaciation (Holocene). A comparison of the moraines of the Malinche volcano with those of the Iztaccihuatl volcano, as well as the moraines of the Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) is given.

I. Einleitung

Über frühere Gebirgsvergletscherungen der mexikanischen Hochgebirge ist bisher wenig gearbeitet worden. Lediglich über die eiszeitliche Vergletscherung des Vulkans Iztaccíhuatl liegen genauere Angaben vor (JAEGER 1926; DE TERRA et al. 1949; FARNSWORTH 1957; WHITE 1962). Die umfassendste Beschreibung der glazialen Spuren und Formen gibt WHITE; bei ihm beruht die zeitliche Einordnung verschiedener Moränen-Stadien auf morphologischen und pedologischen Beobachtungen. Eigene Untersuchungen an dem nur 70 km weiter östlich gelegenen, 4461 m hohen Malinche-Vulkan (Abb. 1 und 2) ergaben, daß auch dort die verschiedenen, von White für die Izxtccíhuatl beschriebenen Moränen-Staffeln ausgbildet sind. An der Malinche verzahnen sich die einzelnen Moränen mit vulkanischen Tuffen und Brekzien, fluviatilen und fluvioglazialen Schottern, Schlammströmen und Glutwolkenabsätzen sowie fossilen Böden. Die Erarbeitung der Stratigraphie der jungpleistozänen und holozänen Sedimente der Malinchehänge und angrenzender Gebiete (Heine & Heide-Weise 1972), sowie 14C-Altersbestimmungen fossiler Böden und von Holzkohle aus stratigraphisch wichtigen Schichten erlauben eine genaue zeitliche Einordnung der einzelnen Moränenstaffeln.

II. Stratigraphie der Malinche-Sedimente

Die Profile der Abbildung 3 lassen sich anhand einiger Leithorizonte parallelisieren und aufgrund der 14C-Daten zeitlich einordnen. Die älteste und zugleich wichtigste Zeitmarke ist der fossile Boden, den auch MALDE (o. J.) datiert hat. Seine Daten von 23 940 ± 1000 und 25 920 ± 1000 Jahren weichen von der eigenen Altersbestimmung (20 735 ± 460) ab;

^{*)} Die geschilderten Beobachtungen wurden im Zusammenhang mit Untersuchungen über die jungpleistozäne und holozäne geomorphologische Entwicklung des Beckens von Puebla-Tlaxcala/ Mexiko gemacht, die im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt werden. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die großzügige finanzielle Unterstützung herzlich gedankt. Ebenso danke ich dem ¹⁴C- und ³H-Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (Leitung: Dr. M. A. GEYH) für die 14C-Altersbestimmungen.

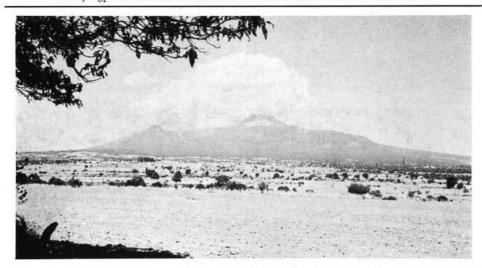


Abb. 1. Die Malinche von Osten gesehen. Das Bild zeigt das charakteristische Profil des Vulkanmassivs: Über den sanst abfallenden, aus jungen Sedimenten bestehenden unteren Hangpartien erhebt sich das eigentliche Bergmassiv mit deutlich erkennbaren steileren Hängen oberhalb von rund 3000—3200 m NN. Bei etwa 4000 m NN — im Bereich der oberen Waldgrenze — ist die allgemeine Hangneigung wieder geringer. Gekrönt wird das Gebirge von dem zerklüsteten, bis 4461 m aufragenden Gipfelbereich. Die jungpleistozänen Talgletscher reichten aus dem Gebirgsmassiv bis in das Gebiet der unteren flachen Hangteile.



Abb. 2. Lage des Untersuchungsgebietes zum Golf von Mexiko.

der Unterschied erklärt sich durch eine Probenentnahme aus unterschiedlichen Profilen in unterschiedlicher absoluter Höhenlage. Dieser Boden ist im gesamten Bereich der Malinche durchgehend zu verfolgen und hat in den Profilen die Bezeichnung fBo1. Der Boden repräsentiert ein früheres Relief und muß daher in verschiedener Lage nicht unbedingt ein gleiches Alter aufweisen. Am Westhang der Malinche ist dieser fossile Boden in 2600 bis 2750 m NN als Andosol vertreten mit einem über einen Meter mächtigen, tiefschwarzen Ah-Horizont, am Südhang in etwa 2650 bis 3000 m NN und am Osthang in ca. 2750 bis 2850 m NN. Am Nordwesthang findet man den fBo1-Boden als Andosol oberhalb von 2550 m NN. Rezente Andosole kommen heute in Höhenlagen zwischen 3000 bis ca. 4200 m NN im Bereich der Sierra Nevada vor (frdl. mdl. Mitt. Dr. G. MIEHLICH). Dieses läßt darauf schließen, daß zur Zeit der fossilen Andosolbildung die klimatischen Höhenstufen stark herabgedrückt waren. Der fBo1-Boden läßt sich von den Hängen der Malinche bis in die umgebenden Niederungen, speziell in das Becken von Puebla, verfolgen. In tieferen Lagen dokumentiert sich dieser Boden durch eine intensive Verwitterung des Ausgangsmaterials ohne ausgeprägten Ah-Horizont; die Geländebefunde lassen vorerst eine bodentypologische Einordnung nicht zu.

Ein zweiter, sehr wichtiger Leithorizont ist ein rötlich-gelbes Bimsband mit Andesitfragmenten (rB). Es wurde im gesamten Hangbereich der Malinche unterhalb 3000 m NN aufgefunden. In der Regel befindet sich dieses oft nur wenige Zentimeter mächtige Bimsband in ungestörter Lagerung, nur vereinzelt wurde es umgelagert oder in Linsen zusammengeschwemmt angetroffen. Das Alter des Bimsbandes kann durch zwei ¹⁴C-Daten eingeengt werden. Das Alter der häufig unter dem Bimsband angetroffenen Schotter, die einem Gletschervorstoß zuzuordnen sind, beträgt 12 060 ± 165 Jahre (¹⁴C-Datierung eines Baumstammes), das Alter des fossilen Bodens fBo3, der häufig über dem Bimsband zu beobachten ist, 7 645 ± 80 Jahre. Aufgrund der Beobachtungen im Gelände dürfte das Alter des Bimsbandes zu dem älteren Datum tendieren.

Der gerade erwähnte Boden fBo3 ist für die Stratigraphie ebenfalls von Bedeutung; er ist identisch mit dem von MALDE (o. J.) aus der Gipelregion der Malinche genannten Boden von rund 8000 Jahren. Am Süd- und Osthang ist dieser Boden am besten entwickelt und erhalten; hier tritt er ebenfalls als Andosol in den Höhenlagen auf, in denen auch der fBo1-Boden als Andosol entwickelt ist.

Weitere wichtige stratigraphische Leitmarken sind die Moränen bzw. die korrelaten fluvioglazialen Ablagerungen sowie die Schutt- und Schotterhorizonte, die den einzelnen Gletschervorstößen zuzuordnen sind. Drei Moränen-Stadien treten in den Profilen immer wieder auf, sieht man einmal von den Moränen oberhalb der Waldgrenze in ca. 4000 m NN ab, die in Abbildung 3 nicht mit aufgenommen wurden. Im Folgenden werden die Moränen ausführlicher charakterisiert.

III. Die Moränen der Malinche

III.1. Das Moränen-Stadium M I

Ablagerungen, die diesem, bisher ältesten nachgewiesenen Gletschervorstoß angehören, sind nur äußerst selten aufgeschlossen. Die Moränen werden von mächtigen jüngeren Sedimenten überlagert, die bis über 30 m mächtig sein können. Am Osthang der Iztaccíhuatl bedecken 45 m dicke, vorwiegend vulkanische Sedimente die Moränen dieses Stadiums. Ein weiterer Umstand, der das Auffinden dieser Moränen erschwert, ist die Tatsache, daß die Erosionsschluchten der die Malinche radial entwässernden Barrancas nur in seltenen Fällen tiefer eingeschnitten sind als bis zum Niveau des fBo1-Bodens (Heine 1971). Die Moränen M I jedoch befinden sich unter diesem fossilen Boden. Endmoränen dieses Stadiums konnten weder an der Malinche noch an der Sierra Nevada gefunden

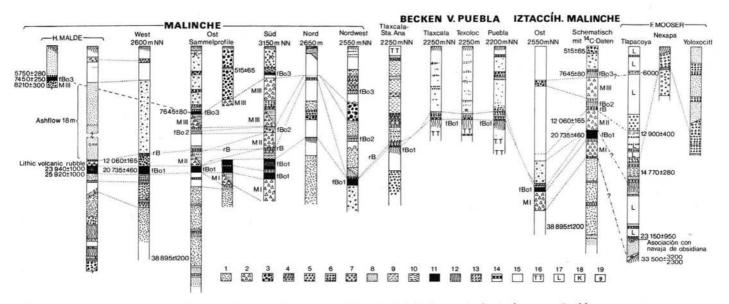


Abb. 3. Korrelierung einiger Profile aus dem Gebiet der Malinche, sowie des Beckens von Puebla-Tlaxcala, der Sierra Nevada (Popocatépetl und Iztaccíhuatl) und des Beckens von Mexiko. Es bedeuten: M I - Moräne M I; M II - Moräne M II; M III - Moräne M III; fBo1 - fossiler Boden fBo1; fBo2 - fossiler Boden fBo2; fBo3 - fossiler Boden fBo3; 1 - Detritus; 2 - Moränenschutt; 3 - fluviatile Sedimente; 4 - Bims; 5 - Andesit-Lapilli; 6 - Bims int Andesit (rB); 7 - sandreicher Bims; 8 - Sand; 9 - Schluff; 10 - Torf; 11 - Andosol; 12 - Boden; 13 - Caliche; 14 - Eisen-Mangan-Krusten; 15 - toba; 16 - toba mit tepetate-Horizonten; 17 - feinkörnige limnische Sedimente; 18 - Kryoturbationen; 19 - Fossilfunde.

werden. Andererseits wurden wiederholt Anhäufungen mächtiger gerundeter Blöcke in den Erosionsschluchten beobachtet, die unterhalb 2600 m NN in den Barrancas häufig Stufen im Längsprofil ausgebildet haben. Diese Blockansammlungen wurden nie unterhalb 2500 m NN angetroffen. Die gerundeten Blöcke haben einen Durchmesser von 2 m und mehr und treten stets gruppiert auf. Die Blockansammlungen entsprechen somit genau den Blockanhäufungen, die einwandfrei einem jüngeren Gletschervorstoß zugeordnet werden können. Aufgrund dieser Beobachtungen werden auch diese mächtigen Blöcke als Ablagerungen gedeutet, die durch Gletscher transportiert worden sind. Das Auffinden größerer Blockanhäufungen in Höhen um 2550 m NN — wie zum Beispiel am Südhang der Malinche — läßt vermuten, daß es sich hierbei um Endmoränenbildungen handelt. Allerdings ist nicht sicher, ob dieses Material dem M I-Stadium angehört oder vielleicht sogar einem älteren Gletschervorstoß. Die Berücksichtigung der stratigraphischen Befunde — an den Hängen der Malinche wurden keine Sedimente aufgefunden, die prä-Wisconsin-zeitlich sind — spricht dafür, daß diese Endmoränenbildungen, wenn nicht dem M I-Moränen-Stadium, so doch ebenfalls noch dem Wisconsin angehören.

Der Gletschervorstoß M I reichte am weitesten hangabwärts. Grundmoränen, die oft im Anschnitt ein unruhiges Relief zeigen und deren Material stark verwittert und verfestigt ist, wurden an der Malinche noch in 2630 m NN und am Osthang der Iztaccíhuatl bis 2500 m NN hinunter beobachtet. Aufgrund der stratigraphischen Lage der M I-Grundmoräne, nämlich zwischen dem fBo1-Boden (ca. 21 000 Jahre) und mehreren Schuttströmen, von denen der unterste ein Alter von 38 895 ± 1200 Jahren hat, muß der entsprechende Gletschervorstoß in die Wisconsin-Kaltzeit gestellt werden.

III.2. Das Moränen-Stadium M II

Räumlich wie zeitlich wesentlich besser erfassen lassen sich die glazialen Ablagerungen dieses Stadiums. Obgleich die Moränen stets von mehreren Metern — maximal 15 bis 20 m — mächtigen, vorwiegend vulkanischen Sedimenten bedeckt werden, lassen sie sich doch an vielen Stellen morphologisch erkennen. Die Endmoränenwälle, die meist nur eine



Abb. 4. Endmoränenmaterial des M II-Stadiums am Osthang der Malinche in 2750 m NN bei Pilares. Der Hammer hat eine Länge von 30 cm.

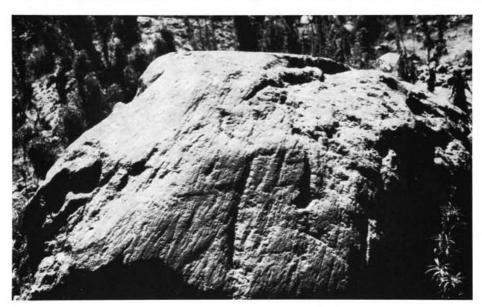


Abb. 5. Aus den M II-Moränen hat die Erosion diesen Andesitblock freigelegt. Er zeigt deutlich die Gletscherschrammen, die der Block erhielt, als er sich noch im Gesteinsverband befand. Daher sind die Schrammen parallel angeordnet (vgl. Abb. 6).



Abb. 6. Rundhöcker mit Gletscherschrammen am Pik von Orizaba in 4600 m NN unterhalb des Jamapa-Gletschers. In jüngster Zeit weicht die Gletscherzunge (im Hintergrund) zurück. Die Gletscherschrammen (im Vordergrund) entsprechen hinsichtlich ihrer Ausbildung genau den jungpleistozänen Gletscherschrammen an den Moränenblöcken (siehe Abb. 5).

52 Klaus Heine

Höhe bis zu 10 m aufweisen, machen sich an der rezenten Landoberfläche durch ein leicht hügeliges Relief bemerkbar, das sich deutlich von den glatten, sanft abfallenden und nur von Barrancas zerschnittenen tieferen Hangbereichen abhebt. In den Barrancas selbst treten im Bereich der Endmoränen vermehrt Anhäufungen grober Blöcke auf, teilweise mit gut erhaltenen Gletscherschliffen (Abb. 4, 5 und 6); auch zeigt das Längsprofil der Barrancas in der Zone der Endmoränen oft eine schwach ausgebildete Stufe.

Die Endmoränen M II reichen bis 2750 m NN herunter, am Westhang sogar bis 2630 m NN. Das ist im Gebiet ehemaliger großer Täler bzw. Barrancas der Fall, die ihr Einzugsgebiet in der Gipfelregion der Malinche haben und die in jüngerer und jüngster Zeit große Schwemmfächer ausgebildet haben. Beispiele dafür befinden sich auf der Ost-, Süd- und Westseite der Malinche. Wiederholt war im Gelände zu beobachten, daß die Moränen dort, wo sie am tiefsten hinabreichen, alte Talzüge ausgefüllt haben. Da die Moränen dieses Gletschervorstoßes nicht überall an den Malinchehängen zu finden sind, wird angenommen, daß sich die geschlossene Vergletscherung des Vulkans nur auf höher gelegene Bereiche erstreckte; fluvioglaziale Ablagerungen der Moränen-Staffeln M II kommen am Südosthang der Malinche noch in 2950 m NN vor.

Sowohl am Osthang wie auch am Südhang sind sogar auf engstem Raum die regelmäßigen Erscheinungen in der Außensaumzone von glazigenen Sedimentationsgebieten anzutreffen. Hier befinden sich folgende Ablagerungen: Grundmoräne, Endmoränenwälle mit großen Blöcken, zum Teil geschrammt und poliert, glazifluviale Kiese und Sande, schließlich Bändertone.

Die glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen des Eisvorstoßes M II befinden sich stets über dem fossilen Boden fBo1, der ein ¹⁴C-Alter von rund 21 000 Jahren hat. Der fBo1-Boden entwickelte sich auf einer alten Landoberfläche. Talzüge, die mit Moränenmaterial ausgefüllt wurden, haben das durch den fBo1-Boden deutlich erkennbare ehemalige Relief zerschnitten. Mit anderen Worten: Nach einer längeren, morphologisch wenig aktiven Periode (fBo1-Boden) folgte eine Zeit starker linienhafter Tiefenerosion (Talbildung), dann erst rückten die Gletscher vor und bildeten die Moränenwälle M II. Das ¹⁴C-Alter der fluvioglazialen Sedimente dieses Eisvorstoßes ergänzt somit die morphologischen Beobachtungen. Das Maximum des Gletschervorrückens kann auf ca. 12 100 Jahre vor heute datiert werden.

Das Vor- und Zurückweichen der Gletscher des Stadiums MII erfolgte nicht überall gleichmäßig. Darüber gibt das Bimsband rB Auskunft, das den glazialen und fluvioglazialen sowie solifluidalen Sedimenten in der Regel auflagert. Am Südhang der Malinche jedoch befindet sich dieses Bimsband unter der Moräne MII; hier rückte also der Gletscher noch vor, während am West- und Osthang die Gletscher bereits nicht mehr bis zu den äußersten Endmoränenwällen reichten. Am Osthang ist zu beobachten, daß dort, wo die Gletscher am weitesten talwärts vordrangen, Material des rB-Bimsbandes kryoturbat in die Endmoränenwälle eingearbeitet worden ist. In tieferen Hangbereichen befindet sich das Bimsband immer über den Sedimenten des Stadiums MII.

Hier werden die fluvioglazialen Sande und Kiese bzw. die fluviatilen Schotter oft von feinkörnigen Sedimenten abgelöst, die in Höhen über rund 2500 m NN deutlich die Spuren kryoturbater Verwürgungen aufweisen. Im unteren Hangabschnitt zwischen ca. 2500 und 2250 m NN nehmen die gerade erwähnten Sedimente an Mächtigkeit zu. Hinsichtlich der Korngrößenverteilung befindet sich hier das feinste Material; ca. 70 % der Sedimente, die keine Anzeichen einer Schichtung zeigen, bestehen aus Grobschluff, Mittel- und Feinsand, ohne ein ausgeprägtes Maximum in einer Fraktion. Diese Sedimente werden in Mexiko als "toba" bezeichnet; verhärtete Bänke, die häufig diese Sedimente durchziehen, tragen die Bezeichnung "tepetate".

III.3. Das Moränen-Stadium M III

Die Endmoränenwälle dieses Gletschervorstoßes sind häufig an der Malinche in Höhen um 3000 m NN zu beobachten. Es handelt sich um Moränenwälle von durchschnittlich 10 bis 30 m Höhe, die von geringmächtigen Ablagerungen jüngerer vulkanischer Eruptionen überlagert werden. Morphologisch sind sie als typische Moränenwälle im Gelände gut zu erkennen. Die M III-Vergletscherung erfaßte große Teile des Malinche-Vulkans oberhalb von ca. 3000 m NN. Ob — wie beim Gletschervorstoß M II — auch während dieser Zeit vereinzelte Talgletscher tiefer hinabreichten, kann vermutet werden, ist jedoch nicht mehr nachzuweisen da heute im Bereich der großen Täler am Ost-, Süd- und Westhang mächtige Schwemmkegelsedimente entweder die Moränen M III bedecken oder aber die M III-Moränen im Zuge der Aufschotterung bei seitlicher Erosion abgetragen haben. Andererseits ist zu beobachten, daß die Moränen M III in anderen Gebieten nie ehemalige Täler ausfüllen; möglicherweise fehlte vor der M III-Vergletscherung einfach die Zeit für eine Taleintiefung bis in Höhen um 3000 m NN.

Als korrelate Ablagerungen dieses Moränen-Stadiums sind wieder fluvioglaziale Sande und Kiese, fluviatile Schotter und solifluidale Sedimente anzutreffen. Das Alter des Gletschervorstoßes M III läßt sich durch die morphologischen Beobachtungen und zwei ¹⁴C-Daten einengen. Das Alter der M II-Sedimente im Liegenden beträgt ca. 12 100 Jahre; dann folgen verschiedene Schichten vulkanischer Sedimente, ein schwacher Boden (fBo2) und wieder lokale vulkanische Ablagerungen. Es folgen die Moränen M III. Der Boden fBo3 ist häufig auf dem Moränenmaterial bzw. auf mit diesem Stadium zu parallelisierenden Sedimenten ausgebildet. Dieser Boden hat ein ¹⁴C-Alter von 7645 ± 80 Jahren. Aufgrund der stratigraphischen Lage der Moränen M III — zwischen dem fBo3-Boden einerseits und den vulkanischen Sedimenten, dem fBo2-Boden sowie den Moränen M II andererseits — wird ein Alter von ca. 9000 bis 10 000 Jahren vor heute angenommen.

Es ist nicht festzustellen, ob das Moränen-Stadium M III lediglich eine Stillstandsphase beim Rückzug der Gletscher am Ende der letzten Eiszeit dokumentiert, oder aber ob dieses Moränen-Stadium einem erneuten Eisvorstoß, der nach einer größeren Rückzugsphase erfolgte, zuzuordnen ist. Aufgrund der Aufschlußverhältnisse, die in Höhen über 3000 m NN sehr schlecht sind, kann lediglich erkannt werden, daß im Bereich der Endmoränen M III zwischen diesen und den Grundmoränen von M II verschiedene Schichten vulkanischer Sedimente abgelagert wurden und daß der fossile Boden fBo2 auch noch in Höhen um 3000 m NN ausgebildet ist; beides spricht dafür, daß sich die Gletscher nach dem M II-Vorstoß bis in eine Höhe zurückgezogen haben, die mindestens einige 100 m (absolute Höhe) über den Endmoränen des späteren M III-Vorstoßes lag.

An verschiedenen Stellen sind die Moränenbildungen dieser Vergletscherung zweigeteilt. Leider geben nur wenig Aufschlüsse nähere Auskunst über die beiden Gletschervorstöße dieses Stadiums. Am Südhang reichte der ältere Vorstoß nicht so weit hangabwärts wie der darauf folgende jüngere. Bei 3100 m NN befindet sich die Endmoräne des älteren Vorstoßes; es folgen hangabwärts fluvioglaziale Sande und Kiese. Der jüngere Vorstoß reicht hier noch bis 2980 m NN. Am Westhang dagegen konnte der ältere Vorstoß tiefer hinabreichen als der jüngere. Beide Moränen sind hier durch eine vulkanische Bimslage sowie einen schwach ausgebildeten fossilen Boden und mitunter durch Linsen fluviatiler Sande getrennt. In 2910 m NN wurden Blattreste eines Laubbaumes in den Sedimenten gefunden, die aber botanisch noch nicht einwandfrei bestimmt worden sind. Die genannten Beobachtungen lassen vermuten, daß beide Gletschervorstöße des MIII-Stadiums deutlich zeitlich getrennt sind.

III.4. Das Moränen-Stadium M I V

Nach der Ausbildung der M III-Endmoränen erfolgte ein ziemlich rascher Gletscherrückzug. In Höhenlagen zwischen den Endmoränen M III und den Moränenwällen M IV, d. h. zwischen ca. 3100 und 4000 m NN, sind keine Moränen ausgebildet, die auf längere Stillstandslagen der Gletscherenden hindeuten. Wohl aber sind in den Sedimenten, die zur Zeit des Gletscherrückzugs die Oberfläche bildeten, Kryoturbationen, Taschenböden etc. zu beobachten. Einige der von Lorenzo (1969) beschriebenen periglazialen Bildungen gehören in diese Zeit. Der schnelle Gletscherschwund dokumentiert eindeutig den Klimaumschwung zur Nacheiszeit hin.

Die Moränen-Staffeln M IV befinden sich an der Malinche oberhalb der oberen Waldgrenze in 3950 bis 4200 m NN (Abb. 7). Es sind kleinere Moränenwälle von einigen Zehnermetern Höhe, die die Vergletscherung des steilen Malinchengipfels repräsentieren.



Abb. 7. Blick auf die von Hanggletschern gebildeten M IV-Moränen (im Vordergrund). Die Moränen befinden sich in 4100 m NN am Nordwesthang der Malinche. Im Hintergrund liegt das Bekken von Puebla-Tlaxcala, überragt von der Sierra Nevada mit dem Popocatépetl (links, 5452 m) und der Iztaccíhuatl (rechts, 5286 m). Beide Vulkane der Sierra Nevada tragen rezente Gletscher.

Die Moränen werden von dünnen Lagen vulkanischer Bimse und Aschen bedeckt. Für die Datierung dieses Gletschervorstoßes gibt es nur wenig Anhaltspunkte. Die Tatsache, daß sich die Moränen über dem fossilen Boden fBo3 befinden, der ein Alter von rund 8000 Jahren hat und der auch noch im Bereich der Endmoränen MIV als schwarzer Andosol ausgebildet ist, belegt, daß dieses Moränen-Stadium einerseits jünger ist, andererseits nach einem Gletscherrückzug gebildet worden ist. Möglicherweise war vor der MIV-Verglet-

scherung die Malinche bereits eisfrei. Die Vermutung liegt nahe, daß die Moränen M IV Bildungen der Neoglaciation (Temple Lake Stade) sind.

Noch jüngere Spuren einer Vergletscherung befinden sich nicht an der Malinche.

III.5. Die jungpleistozänen und holozänen Malinche-Gletscher

Im Folgenden soll versucht werden, ein Bild der jungpleistozänen und holozänen Vergletscherung der Malinche zu entwerfen. Die drei ältesten nachgewiesenen Gletschervorstöße mit den Moränen-Stadien M I, M II und M III haben vorwiegend Talgletscher im Hangbereich zwischen 2500 m und ca. 3500 m NN ausgebildet. Dabei reichten die ältesten Gletscher am weitesten hangabwärts. Da sie von mächtigen jüngeren Sedimenten bedeckt sind und nur lokal angetroffen werden, lassen sich wenig konkrete Aussagen über das Bild der Malinche-Vergletscherung zur M I-Zeit machen. Aus Analogiegründen jedoch und unter Berücksichtigung der wenigen Geländebeobachtungen darf angenommen werden, daß die M I-Vergletscherung in ihrer Art und Ausbildung der nachfolgenden M II-Vergletscherung sehr ähnlich gewesen sein muß.



Abb. 8. Gletschereis des Jamapa-Gletschers am Pik von Orizaba in 4750 m NN. Das Gletschereis zeigt Bewegungsschlieren und — besonders im rechten Bildteil — große Mengen im Eis eingefrorener Gesteinsblöcke und scharfkantige Bruchstücke. Auf dem Gletscher liegt an dieser Stelle eine etwa 0,5 m mächtige Schuttdecke. Die Aufschlußhöhe beträgt rund 5,5 m. Vor dem Gletschereis befindet sich Büßerschnee.

56 Klaus Heine

Sowohl bei der MI- als auch bei der MII-Vergletscherung reichten Talgletscher von einem höher gelegenen Nährgebiet im Bereich aller großen Talzüge auf allen Seiten der Malinche weit am Hang herunter. Die Talgletscher hinterließen Grundmoränen, in einigen Fällen auch Seitenmoränen sowie Endmoränen. Große gerundete Blöcke mit polierten Flächen, Kritzen und Schrammen sind nicht selten. Andererseits fällt auf, daß das Moränenmaterial oft sehr scharfkantig und eckig ausgebildet sein kann. Die Zungen der Talgletscher konnten im Einzelfall sehr schmal sein (weniger als 100 m). Die Endmoränen solcher kleiner Gletscherzungen waren meistens nur wenige Meter mächtig. Beobachtungen an den rezenten Gletschern der mexikanischen Vulkane Pik von Orizaba, Popocatépetl und Iztaccíhuatl zeigten, daß die gegenwärtigen Gletscher ebenfalls als kleine Eiszungen in Tälern enden und daß sie an der Gletscherzunge selbst oft nur wenige Meter dick sind. Das Gletschereis enthält einen hohen Anteil an eckigem Schutt (Abb. 8) und das vom Gletscher nach dem Abschmelzen freigegebene Material unterscheidet sich im Aussehen nicht von dem kantigen Schutt älterer Moränen. Rezente Endmoränenwälle sind nicht vorhanden.

Zwischen den Talgletschern der MI- wie auch der MII-Vergletscherung befindet sich am Hang vorwiegend Periglazialschutt, der aus einem sehr eckigen und spitzen Material besteht und der auch nicht die für die Moränenbildungen so typischen großen gerundeten Blöcke aufweist. Der kantige Periglazialschutt ist weitverbreitet; er entsteht bei der Frostverwitterung der Andesite (Abb. 9) und scheint zumindest zeitweise unter Firneis bewegt



Abb. 9. Andesitverwitterung durch Frosteinwirkung am Südhang der Iztaccíhuatl in 4200 m NN. Es wird ein scharfkantiger Schutt gebildet. Rechts oben im Bild befinden sich Andesitblöcke, die von einem Gletscher (M III-Stadium) hierher transportiert worden sind.

worden zu sein; sein Aussehen gleicht völlig dem rezenten Periglazialschutt in der Gipfelregion des Pik von Orizaba und der Sierra Nevada. Das bedeutet, daß zwischen den Talgletschern die eiszeitliche klimatische Schneegrenze recht tief herabgereicht haben mußte, daß die Frostverwitterung hier eine große Bedeutung erlangen konnte und daß Verwitterungsmaterial von höher gelegenen Hangteilen über das Material tiefer gelegener Hangbereiche hinweggewandert ist, wie die Auswertung vieler Profile belegt. Dieser Periglazialschutt ist eigenartigerweise fast immer bis in die Höhenlage der Talgletscherenden zu fin-

den, nämlich am Nord- und Nordwesthang bis nahezu 2600 m NN, am Südosthang dagegen nur bis 2750 m NN. Die Exposition zur Sonne beeinflußte demnach im Jungpleistozän die Höhenlage der Schneegrenze sowie das Abschmelzen der Gletscher ebenso wie heute.

Während die Gletscherzungen der M I- und M II-Vergletscherung nur in den großen Tälern weit hangabwärts reichten und somit in ihren am tiefsten gelegenen Bereichen ausgesprochene Talgletscher bildeten, sah das morphologische Bild der M III-Gletscher wesentlich anders aus. Auch sie reichten dort, wo im Gebirgsmassiv der Malinche große Talzüge ausgebildet worden waren, weit hangabwärts, bis ca. 3000 m NN, doch die Gletscherzungen füllten keine schmalen Täler aus; vor dem M III-Gletschervorstoß fand nämlich im Hangbereich um und oberhalb 3000 m NN keine linienhafte Tiefenerosion (Tal- und Barrancabildung) in den Sedimenten statt. Daher breiteten sich am unteren Ausgang der Schluchten, die den Gipfelbereich der Malinche von allen Seiten zerschneiden, auf den Sedimenten älterer Gletschervorstöße sowie fluviatiler, vulkanischer oder äolischer Entstehung zum Teil recht große, oft mehrere Kilometer breite Gletscherfächer aus.

Der letzte nachgewiesene Gletschervorstoß an der Malinche (M IV) hat lediglich oberhalb der rezenten oberen Waldgrenze Hanggletscher ausgebildet. Auf der Nord- und Westseite sind die Moränen im gesamten Hangbereich zu beobachten. Der Osthang ist stark zerklüftet, so daß dort die kleinen M IV-Moränen an den steilen Wänden nicht mehr vorhanden sind; die nach Süden exponierten Hänge weisen keine morphologisch klar hervortretenden M IV-Moränen auf. Sicherlich war während der M IV-Vergletscherung nur der Nord- und Westhang des Gipfelmassivs ständig von Hanggletschern bedeckt, während am Südhang die Sonneneinstrahlung für rasche Ablation des (Firn-) Schnees sorgte. Die gleichen Verhältnisse (starke Expositionsabhängigkeit) finden sich bei den rezenten Gletschern der drei höchsten mexikanischen Vulkane Pik von Orizaba, Popocatépetl und Iztaccíhuatl. Nach unten endeten die M IV-Hanggletscher der Malinche, wie die Moränen zeigen, in Lappen und Zipfel ausgefranst, da sie Tiefenlinien der steilen Hänge sowie Linien stärkeren Eisnachschubs folgten.

IV. Korrelierung mit den Moränen des Vulkans Iztaccíhuatl

Eine Parallelisierung der Moränen-Stadien der Malinche mit den von White (1962) von der Westflanke der Iztaccíhuatl beschriebenen Moränen läßt sich gut durchführen und ergibt für die Datierung der Iztaccíhuatl-Moränen neue Angaben (Tab. 1).

Die ältesten tillitartigen Bildungen, die mit einem Gletschervorstoß parallelisiert werden, befinden sich am Westhang der Iztaccíhuatl zwischen 2450 und 2950 m NN, d. h. nur in geringer Höhe über dem Becken von Mexiko, das etwa 2260 m hoch liegt. Das genaue Alter dieser Moränen ist unbekannt, doch vermutet White (1962) ein prä-Wisconsin-Alter. Diese Ablagerungen einer kälteren Phase konnten am Osthang der Iztaccíhuatl ebenfalls beobachtet werden. Dort sind sie in 2500 m NN noch gut aufgeschlossen. Es handelt sich um Grundmoränenmaterial, das vermutlich auch noch tiefer herabreicht; die Aufschlußverhältnisse lassen aber keine genaue Angabe über die untere Verbreitungsgrenze dieser Moränen zu. Diese glazialen Ablagerungen, von White prä-Wisconsin-zeitlich eingestuft, lassen sich aufgrund ihrer stratigraphischen Lage mit dem Moränen-Stadium M I der Malinche parallelisieren, das ein Alter zwischen rund 39 000 und 21 000 Jahren hat, also dem Mittel-Wisconsin angehört.

Ältere Moränen, die möglicherweise der Illinoian-Kaltzeit zuzuordnen sind, konnten an der Malinche nicht gefunden werden, und sind auch nicht — legt man die hier angegebene Datierung zugrunde — von White in der Sierra Nevada beobachtet worden.

Tabelle 1. Parallelisierung der Moränen der Malinche mit den Moränen der Iztaccíhuatl

	S. E. Whiti						
Vergletscherung der Rocky Mountains (nach White 1962)		Iztaccíhuatl		Malinche			
	Stadium	Moränen	Höhenlage über NN	Stadium/Moränen	Höhenlage über NN	Alter: Jahre vor heute	
Gannett-Peak-Stage (Little Ice Age)	Hipotermal	Ayoloco	4270—4410	-	_	_	
Temple-Lake-Stage (Late Wisconsin)	Alcalican	Milpulco	3630—3760	M IV	über 3950	weniger als 8000	
Pinedale-Stage (Classical Wisconsin)	Diamantes	Hueyatlaco 2 Hueyatlaco 1	3135—3650	— — M III (2) M III (1)	um 3000	ca. 9000 — 10 000	
Bull-Lake-Stage (Classical Wisconsin)	Tonicoxco	Nexcoalango	2750—3050	М ІІ	in der Regel über 2750	12 100	
Buffalo-Stage or post-Buffalo — pre-Bull-Lake-Stage	pre-Wisconsin	tillitartige Bildungen	2450—2950	мі	2630 und tiefer (bis ca. 2550 ?)	zwischen 21 000 — 39 000	

Die glazialen Ablagerungen des Tonicoxco-Stadiums haben nach White ihre Untergrenze bei 2750 m NN. In gleicher Höhenlage liegen auch an der Malinche die untersten Endmoränen des mit den Nexcoalango-Moränen zu parallelisierenden M II-Stadiums. White ordnet die Moränen dieses Stadiums der Bull-Lake-Vergletscherung der Rocky Mountains zu. Die eigenen Untersuchungen ergaben aber ein Alter von ca. 12 100 Jahren; demnach hat diese Vergletscherung ein wesentlich jüngeres Alter.

Die Hueyatlaco-Moränen der Iztaccíhuatl befinden sich in Höhenlagen über 3135 m NN; nach White charakterisieren sie die Pinedale-Vergletscherung der Rocky Mountains. Sie entsprechen dem MIII-Stadium der Malinche, dessen Endmoränenwälle um 3000 m NN zu beobachten sind. Die Vergletscherung MIII hat ein Alter von vermutlich 9000 bis 10 000 Jahre. Sowohl an der Malinche als auch an der Iztaccíhuatl ist dieses Stadium durch zwei einzelne Gletschervorstöße gekennzeichnet.

Als nächstjüngeres Stadium nennt White das Alcalican-Stadium mit den Milpulco-Moränen. Die glazialen Ablagerungen treten am Südwesthang der Iztaccíhuatl nur als sehr kleine Wälle auf, und zwar in Höhen zwischen 3630 und 3760 m NN. Sie werden mit dem Temple-Lake-Stage der Rocky Mountains verknüpft und als spät-Wisconsin-zeitliche Bildungen (?) angesehen; zu bemerken ist, daß White (1962) das Temple-Lake-Stage ins ausgehende Wisconsin und das Gannett-Peak-Stage in die "Kleine Eiszeit" stellt. Nach Richmond (1965) war das Temple Lake Stade etwa zwischen 4000 und 1000 vor heute, das Gannett Peak Stade ab 800 vor heute. Den Milpulco-Moränen entsprechende glaziale Bildungen liegen an der Malinche in den MIV-Moränen vor. Ihr Alter ist jünger als 8000 Jahre vor heute. Vermutlich sind sie während der Neoglaciation (Temple Lake Stade nach Richmond 1965) entstanden.

Nach White (1962) sind dem Gannett-Peak-Stage der Rocky Mountains die Ayoloco-Moränen der Iztaccíhuatl in 4270 bis 4410 m NN zuzuordnen. Diesen Moränen entsprechende Moränenwälle befinden sich nicht an der Malinche, da der Berg zur Zeit der Ayoloco-Moränenbildung an der Iztaccíhuatl keine Vergletscherung mehr aufwies.

Die Untergrenze der einzelnen M II- und M III-Eisvorstöße liegt an der Malinche zum Teil tiefer als an der Iztaccíhuatl. Dafür sind klimatische Ursachen verantwortlich. Über das Paläoklima des hier betrachteten Raumes gibt es keine Angaben, doch ist aufgrund der gegenwärtigen Klimaverhältnisse zu vermuten (Klaus 1971), daß auch während der letzten Kaltzeit sowie während der Nacheiszeit die Malinche niederschlagsbegünstigter als die Sierra Nevada war. Die M IV-Hanggletscher reichten aufgrund des geringen Nährgebietes an der Malinche nicht so weit talwärts wie die gleichalten Gletscher der Iztaccíhuatl, die ein wesentlich größeres Firnfeld besaßen und sogar kleine Talgletscher ausgebildet hatten.

An dem in Osten und damit näher am Golf von Mexiko gelegenen Pik von Orizaba scheinen die klimatischen Verhältnisse ein noch tieferes Hinabreichen der Gletscher verursacht zu haben. Dort wurden am Cerro Negro — einem hinsichtlich der Höhe sowie der morphologischen Verhältnisse durchaus der Malinche vergleichbaren alten Vulkanbau des Pik von Orizaba — Moränen bis in Höhen von 3850 m NN beobachtet, die dem M IV-Stadium der Malinche entsprechen. Rezente Gletscher reichen am Nordwesthang des Pik von Orizaba bis 4650 m NN herunter, am Popocatépetl am Nordnordwesthang bis 4700 m NN und an der Iztaccíhuatl sowohl am West-, wie auch am Osthang bis ca. 4730 m NN (LORENZO 1962 und 1964). Auch die Untergrenze der rezenten Vergletscherung sinkt leicht gegen den Golf von Mexiko ab.

Schwieriger dagegen erscheint eine Parallelisierung der ¹⁴C-Daten der Malinche-Sedimente mit den aus dem Becken von Mexiko bekannten Daten (Mooser 1967). Auffällig ist bei der Gegenüberstellung des Sammelprofils der Malinche mit den Profilen aus dem Becken von Mexiko (Tlapacoya, vgl. Abb. 3), daß die feinsandigen, schluffigen und toni-

Klaus Heine

gen Sedimente des früheren Texcoco-Sees, der im Becken von Mexico eine wesentlich größere Ausdehnung gehabt hatte, was die limnischen Sedimente in ihrer weiten Verbreitung sowie alte, höher gelegene Strandlinien und -terrassen bezeugen (JAEGER 1926; DE TERRA et al. 1949), durch verschiedene Lagen vulkanischer Sedimente, aber auch durch fossile Böden und Torfbildungen gegliedert werden; nimmt man an, daß die Bildungen von Torf einem niedrigen See-Wasserstand entsprechen — das gleiche gilt für fossile Böden -, so ergibt sich daraus ein mehrmaliger Anstieg des Texcoco-Seespiegels, der mit den Vergletscherungen der Malinche und damit auch der Iztaccíhuatl sowie der gesamten Sierra Nevada zusammenfällt. Das würde bedeuten, daß den Vergletscherungen der Gebirge in den Becken große Seenbildungen entsprächen, mit anderen Worten: Ebenso empfindlich wie die Vergletscherung der zentralmexikanischen Vulkane reagierte auch der Wasserhaushalt des Texcoco-Sees auf die Veränderung bestimmter Klimaelemente. Zur Zeit läßt sich allerdings noch nicht sagen, welche Klimaelemente das Oszillieren der Gletscher und des Texcoco-Sees am stärksten beeinflußten. Eine allgemeine Absenkung der Lufttemperatur, verbunden mit einem Anstieg der relativen Luftfeuchtigkeit - ohne eine wesentliche Erhöhung der Niederschläge - kann bereits in einem semiariden bis semihumiden Klimagebiet große Auswirkungen auf den Wasserhaushalt von flachen Seen haben, wie die Untersuchungen von KESSLER (1963) gezeigt haben.

V. Bemerkungen zur Vergletscherung der Sierra Nevada de Santa Marta Kolumbiens

Wegen der geringen Kenntnisse über frühere Vergletscherungen in Zentralamerika ist es nicht möglich, die verschiedenen Moränen-Staffeln weiter dorthin zu verfolgen. Nach WEYL (1956 und 1965) und WEBER (1958) befinden sich in der Cordillera de Talamanca Costa Ricas deutliche Spuren einer letzteiszeitlichen Vergletscherung. Im Gebiet des 3820 m hohen Cerro Chirripó liegt die Untergrenze der Vereisungsspuren bei ca. 3300 m NN. Die ausgedehnte Verbreitung der Rundhöcker, Gletscherschliffe und Moränen ist mit großer Sicherheit auf eine Wisconsin-zeitliche Vergletscherung zurückzuführen, jedoch lassen die Beobachtungen einer holozänen Vergletscherung der hohen mexikanischen Vulkane, die bis an die rezente obere Waldgrenze gereicht hat, die Vermutung zu, daß vielleicht auch am Chirripó noch während des Holozän perennierende Firnflächen oder kleine Kargletscher bestanden haben. Ob die Gletscherspuren des Chirripó, die ebenfalls oberhalb der rezenten oberen Waldgrenze angetroffen werden, teilweise einer holozänen Gletscherbildung angehören, läßt sich allerdings anhand der Literatur nicht entscheiden.

Aus der Sierra Nevada de Santa Marta Kolumbiens liegen dagegen genauere Beobachtungen vor (Gansser 1955; Raasveldt 1957; Bartels 1970). Als älteste glaziale Bildungen sieht dort Gansser terrassenartige Formen an, die nördlich von San Sebastián in 2800 m NN im Tal der Quebrada Tamanaca liegen. Nach Bartels handelt es sich hierbei vermutlich um Flußterrassen. Die nächstjüngere Moränengruppe liegt nach Gansser zwischen 3400 und 4000 m NN; die bis zu 200 m hohen Moränen sollen nach Raasveldt dem Spätglazial der letzten Eiszeit, nach Bartels dem Maximum derselben angehören. Bartels berichtet, daß ein einzelner Vorstoß des Eises noch Moränen in ca. 2900 m NN gebildet hat. Gansser stellt die beiden genannten Moränengruppen, wie auch die subrezenten Moränen vor den heutigen Gletschern in die letzte Kaltzeit.

Aufgrund der eigenen Beobachtungen an den genannten Vulkanen Mexikos soll der Versuch unternommen werden, die Moränen-Stadien der Sierra Nevada de Santa Marta Kolumbiens mit den glazialen Bildungen der Iztaccíhuatl und der Malinche zu parallelisieren. Es ist nicht möglich, die terrassenartigen Formen in 2800 m NN einem Stadium der Malinche zuzuordnen, zumal nicht geklärt ist, ob es sich hierbei wirklich um Moränen handelt. Die hohen Moränenwälle in 3400 bis 4000 m NN jedoch scheinen mit den unter-

sten Vereisungsspuren des Cerro Chirripó (Weyl 1956) und den M III-Moränen der Malinche bzw. den Hueyatlaco-Moränen der Iztaccíhuatl zeitgleich zu sein. Alle Moränengruppen sind mehrphasig ausgebildet, zeigen deutliche Endmoränenwälle und sind auch aufgrund ihrer Höhenlage vergleichbar. Hinzu kommt, daß zwischen diesen Moränenwällen und den nächstjüngeren, morphologisch deutlich hervortretenden Moränen-Staffeln keine weiteren Moränenbildungen liegen, sieht man einmal von dem Alcalican-Stadium White, den M IV-Moränen der Malinche und den von Bartels beschriebenen undeutlichen Rückzugsstadien-Moränen ab. Letztlich ist das auch der Grund für Raasveldt, die Moränen zwischen 3400 und 4000 m NN als Bildungen des Spätglazials anzusehen, was die Untersuchung der Malinche-Moränen zu bestätigen scheinen. Die subrezenten Morännen vor den heutigen Gletschern der Sierra Nevada de Santa Marta lassen sich mit den Ayoloco-Moränen der Iztaccíhuatl parallelisieren. Nach der Bildung dieser Moränenwälle ziehen sich die Gletscher sowohl in Mexiko wie auch in der Sierra Nevada de Santa Marta zurück.

Die Beobachtungen über das äußerst schnelle Gletscherabschmelzen in der Sierra Nevada de Santa Marta während der letzten 30 Jahre belegen den rapiden Gletscherrückzug der Gegenwart. Wood (1970) konnte feststellen, daß ca. ¹/₃ des gesamten Gletschereises in der Zeit zwischen 1939 und 1969 abgeschmolzen ist, und zwar in erster Linie das Eis der am tiefsten herabreichenden Gletscherteile. Daher wird an dieser Stelle vermutet, daß die subrezenten Moränen Bartels einem Gletschervorstoß angehören, der in historische Zeit fällt; möglicherweise gehört er sogar dem 19. Jahrhundert an.

VI. Gleiche Gletschervorstöße in Mexiko und den Rocky Mountains?

Es muß betont werden, daß es sich bei dem Vergleich der Malinche-Moränen mit der glazialen Folge in den Rocky Mountains um einen vorläufigen Versuch handelt, paläoklimatische Beziehungen zwischen Mexiko einerseits und der pleistozänen Vergletscherung der Rocky Mountains andererseits herzustellen. Nach G. M. RICHMOND (1965) gab es im Wisconsin zwei Vergletscherungen der Rocky Mountains (WRIGHT et al. 1965; KAISER 1966; GRAUL et al. 1966); die ältere Vergletscherung (Bull Lake) umfaßte zwei oder auch drei unterscheidbare Gletschervorstöße, die jüngere (Pinedale) drei oder auch mehr getrennte Gletschervorstöße. Im Postglazial nennt RICHMOND (1965) eine Vergletscherung (Neoglaciation) mit zwei getrennten Gletschervorstößen (Temple Lake Stade und Gannett Peak Stade). Eine warme Phase (interglaciation nach RICHMOND) trennt die Bull Lakevon der Pinedale-Vergletscherung, eine weitere warme Phase (Altithermal Interval) die Pinedale- von der jüngsten Vergletscherung (Neoglaciation). Innerhalb der Bull Lake-Vergletscherung werden die einzelnen Eisvorstöße durch sogenannte nonglacial intervals getrennt; die Gletschervorstöße der letzten beiden Vergletscherungen unterteilen sogenannte interstades.

Eine Korrelierung zwischen der von RICHMOND (1965) gegebenen Quartärstratigraphie der Rocky Mountains und der der Malinche müßte etwa folgendermaßen aussehen: Der Gletschervorstoß MI der Malinche entspräche dem späten Stadium der Bull Lake-Vergletscherung, der fossile Boden fBo1 der post-Bull Lake interglaciation, die Gletschervorstöße MII und MIII der Malinche der Pinedale-Vergletscherung der Rocky Mountains, wobei der fossile Boden fBo2 einem interstade zuzuordnen wäre; der fossile Boden fBo3 läßt sich möglicherweise mit dem Altithermal interval parallelisieren, die MIV-Vergletscherung der Malinche schließlich mit dem Temple Lake Stade der Neoglaciation. Die Ayoloco-Moränen der Iztaccíhuatl wären demnach Bildungen des Gannett Peak Stade; sie haben an der Malinche keine vergleichbaren Moränen.

Schrifttum

- Bartels, G.: Geomorphologische Höhenstufen der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien). —
- Gießener Geogr. Schr. 21, 56 S., Gießen 1970.

 De Terra, H., J. Romero & T. D. Stewart: Tepexpan Man. Viking Fund Publ. in Anthropology, 11, 160 S., New York 1949.
- FARNSWORTH, D. W.: Glacial geology of the west side of the volcano Iztaccíhuatl, Mexico. The Ohio State Univ., M. Sc. Thesis, 127 S., Columbus 1957.
- GANSSER, A.: Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Südamerika). - Schweiz. min. u. petr. Mitt., 35, 209-279, Bern 1955.
- Graul, H., K. Kaiser & C. Rathjens: Eiszeitforschung in Nordamerika. Der VII. INQUA-Kongreß vom 30. August bis 5. September 1965 in Boulder und Denver/Colorado. — Z. Geomorph., N. F., 10, 311—340, Berlin 1966.
- HEINE, K.: Observaciones morfológicas acerca de las barrancas en la región de la cuenca de Puebla-Tlaxcala. — Comunicaciones, 4, 7—24, Puebla, Pue. 1971.
- HEINE, K. & HEIDE-WEISE, H.: Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno de la Malinche. — Comunicaciones, 5, 3—8, Pubela, Pue. 1972.
- JAEGER, F.: Forschungen über das diluviale Klima in Mexiko. Pet. Mitt. Erg. H. 190, 64 S., Gotha 1926.
- Kaiser, K.: Probleme und Ergebnisse der Quartärforschung in den Rocky Mountains (i. w. S.) und
- angrenzenden Gebieten. Z. Geomorph., N. F., 10, 264—302, Berlin 1966. Kessler, A.: Über Klima und Wasserhaushalt des Altiplano (Bolivien, Peru) während des Hochstandes der letzten Vereisung. - Erdkunde, XVII, 165-173, Bonn 1963.
- KLAUS, D.: Zusammenhänge zwischen Wetterlagenhäufigkeit und Niederschlagsverteilung im zentralmexikanischen Hochland, dargestellt am Beispiel des Hochbeckens von Puebla. - Erdkunde XXV, 81-90, Bonn 1971.
- LORENZO, J. L.: Informe de la sección de glaciología. Monografías del Instituto de Geofísica, 3, 119-126, UNAM, Mexiko 1962.
- -: Los glaciares de México. Monografías del Instituto de Geofísica, 1, 124 S., UNAM, Mexiko 1964.
- Condiciones periglaciares de las altas montañas de México. Paleoecología, 4, 45 S., Departemento de Prehistoria, INAH, Mexiko 1969.
- MALDE, H. E.: La Malinche Volcanic Ash Stratigraphy. Unveröff. Manuskript, 3 S., o. I.
- Mooser, F. H.: Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. -Boletin de INAH, 30, 12-15, Mexiko 1967.
- RAASVELDT, H. C.: Las glaciaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta. Rev. Acad. Colombiana de Siencias exactas etc., 9 (38), 469-482, Bogotá 1957.
- RICHMOND, G. M.: Glaciation of the Rocky Mountains. "The Quaternary of the United States", ed. H. E. Wright & D. G. Frey, a review volume for the VII. INQUA-Congress, 217-230, Princeton N. J. 1965.
- WEBER, H.: Die Paramos von Costa Rica und ihre pflanzengeographische Verkettung mit den Hochanden Südamerikas. — Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, math.-naturwiss. Kl., 3, 78 S., Wiesbaden 1958.
- WEYL, R.: Eiszeitliche Gletscherspuren in Costa Rica (Mittelamerika). Z. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 3, 317—325, Innsbruck 1956.
- Erdgeschichte und Landschaftsbild in Mittelamerika. 175 S., Frankfurt/M. 1965.
- WHITE, S. E.: El Iztaccíhuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior. Investigaciones 6, 80 S., INAH, Mexiko 1962.
- Wood, W. A.: Recent glacier fluctuations in the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. Geogr. Rev., 60, 374-392, New York 1970.
- Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Dritter Band: Afrika, Asien, Australien und Amerika im Eiszeitalter. — 328 S., Stuttgart 1965.
- WRIGHT, H. E. & D. G. FREY (ed.): The Quaternary of the United States. A review volume for the VII. INQUA-Congress. — 922 S., Princeton N. J. 1965. Manuskr. eingeg. 24. 1. 1972.

Anschrift des Verf.: Dr. Klaus Heine, 53 Bonn, Franziskanerstraße 2, Geographisches Institut.

Vegetations- und sedimentationsgeschichtliche Untersuchungen am Grand Étang bei Gérardmer (Vogesen)

Von D. TEUNISSEN und J. M. C. P. SCHOONEN, Nijmegen (Niederlande)

Mit 3 Abbildungen und 1 Tafel

Zusammenfassung. Unweit von Gérardmer, in den südlichen Zentral-Vogesen, liegt im Gebirge ein Kar-artiges Becken, der Grand Étang. Die etwa 15 m mächtige Auffüllung dieses Beckens wurde pollenanalytisch untersucht. Daraus ergab sich ein Bild der Sedimentations- und Vegetationsgeschichte in und am Grand Étang, und zwar vom frühen Spätglazial bis in die Gegenwart.

Die gefundenen Entwicklungslinien stimmen im allgemeinen mit denen anderer Moorgebiete der Vogesen überein. Aus den gesamten Daten ergibt sich, daß die Bewegungen der verschiedenen Vegetationsgürtel an den Hängen der Vogesen sowie die Zusammensetzung dieser Gürtel nicht nur von dem Temperaturverlauf während des Spätglazials und des Holozäns beeinflußt wurden, sondern auch von den Änderungen der Feuchtigkeit und der Entwicklung der Böden.

Summary. The Grand Étang is a cirque-like basin in the southern part of the Central Vosges not far from the town of Gérardmer. The basin contains a 15 m thick filling of Late-Glacial and Holocene sediments (varved clays, and peat). These sediments have been investigated palynologically. An insight was obtained in the history of the vegetation and the sedimentation in and around the Grand Étang during the last 14.000 years.

The lines of development, which could be recognized, agree with that found in other peat regions in the Vosges. The joint data show, that the movements of the diverse vegetation-belts on the slopes of the Vosges, as well as the composition of these belts, were influenced not only by the course of temperature during the Late Glacial and the Holocene, but also by the changes in humidity and by the development of the soils.

1. Einleitung

Etwa 2 km südlich von Gérardmer befindet sich im Gebirge eine beckenförmige Vertiefung, die über eine Schwelle in das nahegelegene Bouchot-Tal einmündet. Dieses Becken, Grand Étang genannt, liegt am Westabhang der Vogesen und hat eine Seehöhe von ca. 800 m (Abb. 1).

Die Morphologie des Grand Étang weist darauf hin, daß die heutigen Formen durch die Erosionswirkungen eines Kargletschers verursacht wurden, wobei auch über einen Diffluenz-Paß Gletschereis in das Becken eingeströmt sein muß (Salomé 1968). Das Bekken ist in der Mitte 10 m tiefer als am schwellenförmigen Ausgang.

Nachdem sich der Gletscher aus dem Becken zurückgezogen hatte, fand eine kräftige Auffüllung statt, zunächst mit mineralischen, später mit organischen Sedimenten. Im Zentrum hat die Auffüllung des Beckens infolge des *Sphagnum*-Wachstums eine Höhe von ca. 5 m über dem Spiegel des ursprünglichen Sees erreicht; die gesamte Auffüllungshöhe beträgt somit gut 15 m.

2. Fragestellung der Untersuchung

An einem in der Mitte des Beckens entnommenen Bohrprofil wurde eine stratigraphische und palynologische Untersuchung ausgeführt mit dem Ziel, nähere Einsicht in die Sedimentationsgeschichte und die Vegetationsentwicklung in und um den Grand Étang zu erhalten. Gleichzeitig hofften wir, die Ergebnisse mit den bereits bekannten Daten anderer Vogesen-Moore in Zusammenhang bringen zu können. Dadurch sollte ein klareres Bild von dem Sedimentationsprozeß und den Vegetationsänderungen im südlichen Teil der Vogesen erhalten werden.

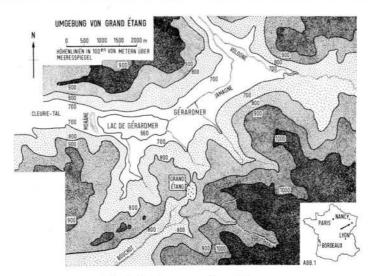


Abb. 1. Die Lage vom Grand Étang.

3. Untersuchungsmethoden

Dem Profil wurde mit einem Gutschenbohrer und einer Dachnowsky-Sonde eine Probenserie entnommen. Bei der ersten Bohrung mißlang die Probenentnahme in den Profil-Abschnitten 0—450 und 940—990 cm wegen der Weichheit des Torfes. Nachträglich wurden jedoch die noch fehlenden Profilteile in unmittelbarer Nähe des ersten Bohrpunktes gewonnen (siehe Unterbrechungen im Diagramm, Taf. 1).

Im Laboratorium wurden die gesammelten Proben für die pollenanalytische Untersuchung in 10 % KOH gekocht, abgesiebt und zentrifugiert. In den lehmigen Proben wurden sodann die Mineralbestandteile durch zweimalige Bromoform-Behandlung entfernt. Der mineralische Rückstand wurde außerdem noch mit HF behandelt, um noch möglicherweise zurückgebliebene Sporomorphen zu erfassen. Schließlich wurden alle Proben auf dem Wasserbad mit Natriumperborat behandelt (Methode Van Campo).

4. Das Auffüllungsprofil des Grand Étang

Obgleich die Bohrung bis zu einer Tiefe von 1510 cm vorgetrieben wurde, ist anstehender Fels nicht erreicht worden. Die tiefsten Lagen des Bohrprofils enthielten jedoch so viel losgewitterte Quarz- und Feldspat-Kristalle (in einem lehmigen Sediment), daß der feste Untergrund nicht mehr weit entfernt sein konnte. Nach dem Rückzug des Gletschers wird das Becken wohl schnell ein relativ tiefer See geworden sein, in dem größere Kristallfragmente nicht mehr in die Mitte transportiert werden konnten.

Zwischen 1510 und 910 cm Tiefe findet sich Lehm, der teilweise in Warven abgesetzt ist (Abb. 2). In dem 600 cm starken Paket waren 400 cm für eine Warvenzählung geeignet. Betrachten wir eine Warve als Kombination einer gröber- und einer feinerkörnigen Schicht, dann umfaßt das genannte 400 cm starke Paket 1440 deutliche Warven, oder — wenn man auch weniger deutliche oder unscharfe Feinschichten als selbständige Warven auffaßt — maximal 1620 Waren. Der vollständige Profilteil zwischen 1510 und 910 cm Tiefe würde dann übereinstimmen mit 2200 bis 2500 Jahresschichten.

Dem Bänderton ist ein Paket aus ungeschichtetem, sandigem Lehm aufgelagert, der zunächst noch wenig humos (910—870 cm), dann deutlich humos (870—850 cm), dann wie-

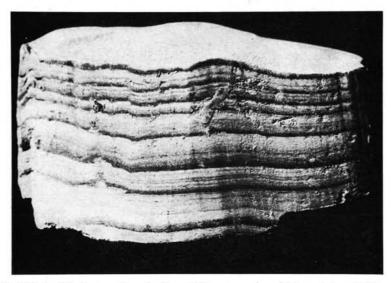


Abb. 2. Ein Teil des Bändertonpakets im Grand Étang aus einer Tiefe zwischen 1180 und 910 cm unter der Oberfläche. Die Mächtigkeit pro Warve (ein dunkles und ein helles Bändchen zusammen) beträgt 1 bis 3 mm. Die feinen Zwischenbändchen deuten höchstwahrscheinlich nur auf wechselnde Feinheit des herantransportierten Sediments während einer Saison hin und besitzen also nicht den Charakter einer Jahresschichtung.

der weniger humos (850-825 cm) ist. Danach nimmt der Humusgehalt im Lehm wieder zu.

Zwischen 775 und 735 cm unter der Oberfläche geht der Lehm allmählich über in ein fast rein organisches Material. Zwischen 735 und 620 cm befindet sich eine Detritus-Gyttja, darüber ein eutropher bis mesotropher Wasserpflanzentorf (620—550 cm). Hierauf folgen Ablagerungen aus einer Verlandungsphase, mit einer deutlichen Tendenz von mesotroph nach oligotroph. Darin befinden sich Reste von Phragmites, aber auch bereits von Sphagnum (550—420 cm). Nach oben nimmt dann weiterhin der Einfluß von Sphagnum stetig zu. Oberhalb von 350 cm kann man von einem reinen Sphagnum-Torf sprechen. Im unteren Teil ist er stark zersetzt und enthält Reste von Calluna vulgaris und Eriophorum vaginatum (330—160 cm). Nach oben zu ist das Sphagnum-Paket weniger verwittert, und es sind nur wenig Reste anderer Pflanzen zu finden (160—0 cm).

5. Der Sporomorphen-Inhalt

Das teilweise von Warven aufgebaute Lehmpaket (1510—910 cm) enthält ziemlich wenig Pollen. In dem spärlich vorhandenen Baumpollen (ca. 20 %) dominiert *Pinus* über Betula und Salix, während eine Anzahl wärmeliebender Bäume mit geringeren Prozentsätzen vertreten ist. Beim Nicht-Baum-Pollen überwiegen die Gramineen und Artemisia, während weiterhin u. a. Ephedra, Helianthemum, Thalictrum und Rumex auftreten. Einige Male wurden Sporen von Selaginella selaginoides gefunden.

Im ungeschichteten Lehmpaket zwischen 910 und 775 cm treten zuerst Hippophaë und wahrscheinlich auch Juniperus auf. Zwischen 870 und 850 cm steigt plötzlich der Baumpollen auf 50 % an, während es gleichzeitig zu einer ersten Betula-Dominanz kommt. Der Juniperus-artige Pollen erreicht ein kräftiges Maximum; gleichzeitig geht Artemisia aber zurück. In der höheren Lage des ungeschichteten Lehms (850—825 cm) nimmt der Baumpollen wieder ab, während Salix vorherrscht. Hippophaë erreicht ein niedriges Maximum;

gleichzeitig geht der Juniperus-artige Pollen zurück. Helianthemum und Rumex erreichen ein letztes Maximum, und Artemisia geht weiterhin zurück.

In der humushaltigen Lehmschicht zwischen 828 und 775 cm unter der Oberfläche nimmt der Gehalt an Baumpollen stark zu, von 20 nach ca. 90 %. Nach einer anfänglichen Betula-Dominanz tritt Pinus stark in den Vordergrund. Einzelne wärmeliebende Baumarten (Quercus, Corylus) sind jedoch nur schwach vertreten. Wo Betula von Pinus überflügelt wird, verschwinden Hippophaë und Juniperus; viele Kräuter gehen dann stark zurück oder verschwinden ebenfalls. Auffallend ist die starke Zunahme von Isoëtes.

Das überwiegend organogene Sedimentpaket zwischen 775 cm und der Oberfläche zeigt einen starken Wechsel der Pollengesellschaften. In dem noch lehmhaltigen Profilteil zwischen 775 und 735 cm steigt der Baumpollen-Anteil auf 97 %. Pinus erreicht hier sein Maximum, und die Zahl der thermophilen Formen nimmt zu.

Das Gyttja-artige Material (735-620 cm) zeigt eine Dominanz von Corylus und eine Zunahme der thermophilen Baum-Arten. Potamogeton ist stark vertreten, aber Isoëtes nimmt ab.

Im Wasserpflanzen-Torf (620—550 cm) überflügelt die Pollen-Vertretung des Quercetum mixtum die des zurückgehenden Corylus. Im Verlandungstorf erreicht der Pollen des Eichen-Mischwaldes sein Maximum. Potamogeton verschwindet, der Pollen der Gräser erreicht ein kleines Maximum (Phragmites?). Alnus, vorher nur schwach vertreten, zeigt Zunahme. Sphagnum ist dann schon vorhanden.

In der folgenden Zone (420—330 cm) nimmt der Einfluß von *Sphagnum* schnell zu. Die kurz vorher erstmals aufgetretene Buche breitet sich kräftig aus. Dadurch werden die Vertreter des Quercetum mixtum auf den zweiten Platz verwiesen. Auch tritt jetzt zum ersten Male *Abies* auf.

In dem zunächst nur mäßig, später wenig verwitterten Sphagnum-Torf (oberhalb 330 cm unter der Oberfläche) dominiert weiterhin Fagus; Abies bleibt an zweiter Stelle. Carpinus erscheint zum ersten Male. Im oberen Teil dieser Zone nimmt der Baumpollen von 90 auf 60 % ab. Cerealia treten auf, sowie Acker- und Wegrand-Unkräuter, später auch Juglans und Castanea.

6. Die stratigraphisch-geochronologische Deutung

Während des kältesten Teils der letzten Eiszeit lag die Schneegrenze in den Vogesen rund 1000 m über dem (heutigen) Meeresspiegel (vgl. u. a. Frenzel 1967). Die Talgletscher werden sich aber in dieser Zeit wohl noch einige hundert Meter tiefer erstreckt haben. Auch der Grand Étang (800 m) war zu dieser Zeit wahrscheinlich noch vom Gletscher-Eis bedeckt. Das Becken dürfte gegen Ende des Würm-Hochglazials eisfrei geworden sein.

Die Schluff-Anfuhr in das Becken muß bald einen pulsierenden Charakter angenommen haben (Bildung von Warven). Da die Morphologie der umgebenden Landschaft keinen Hinweis dafür gibt, daß in der Umgebung während längerer Zeit abschmelzende Eismassen vorhanden gewesen sind, muß angenommen werden, daß die Warven-Schichtung durch herabströmendes Schneeschmelzwasser auf den nur spärlich bewachsenen Hängen während des Frühjahrs entstanden ist. Dieses Warven-Paket enthält auch eine Pollenflora, die auf eine Bildung oberhalb der Waldgrenze hinweist.

Die genannten Indizien lassen vermuten, daß das feingeschichtete Lehmpaket in den Teil des Spätglazials eingeordnet werden muß, der der Allerödzeit vorausgeht. In dieser Periode (Ältere Dryaszeit im weitesten Sinn, Zone I nach Firbas 1949) lag die Schneegrenze im Alpengebiet ca. 900 m tiefer als heute (PENCK & BRÜCKNER 1909; FIRBAS 1949).

Die heutige Schneegrenze müßte in den Vogesen bei rund 2200 m liegen (vgl. Imhof 1900, Früh 1930, Firbas 1949, Frenzel 1967), was für das frühe Spätglazial der südlichen Zentral-Vogesen eine Schneegrenze bei ca. 1300 m bedeuten würde. Gehen wir davon aus, daß der vertikale Abstand zwischen der Wald- und Schneegrenze stets den aktuellen Wert von 800 bis 900 m umfaßt hat (vgl. Früh 1930, Schmid 1963), dann bedeutet dies für die südlichen Zentral-Vogesen im frühen Spätglazial eine Waldgrenze von 400 bis 500 m über dem heutigen Meeresspiegel. Da nun der Grand Étang auf einer Höhe von 800 m liegt, steht die Datierung der Bändertone in das frühe Spätglazial nicht im Widerspruch zu den oben erwähnten palynologischen Befunden.

Wie bereits gemeldet, lassen die Zählungen vermuten, daß der vollständige Profil-Abschnitt zwischen 1510 und 910 cm unterhalb der Oberfläche 2200 bis 2500 Warven umfaßt. Bekanntlich begann die Ältere Dryaszeit (Zone I) vor ca. 14 000 Jahren (Beginn Susaca-Interstadial; VAN DER HAMMEN & VOGEL 1966) und endete vor ca. 11 800 Jahren (Beginn Alleröd-Interstadial; ZAGWIJN & PAEPE 1968), so daß sich eine Gesamtlänge dieser Periode von 2200 Jahren ergibt. Dies bestätigt die Vermutung, der Grand Étang sei in der Zeit des Übergangs vom Würm-Hochglazial zum Würm-Spätglazial eisfrei geworden. Danach begann dann die Bildung des soeben besprochenen Lehmpaketes.

Oberhalb des Niveaus von 910 cm Tiefe verschwinden die Warven, was auf eine dichtere Pflanzendecke in der Umgebung hinweisen kann. Kurz danach wird der Lehm humos. Die starke Zunahme des Baumpollens (namentlich von Betula) gibt einen Hinweis darauf, daß die Waldgrenze an den Grand Étang herangerückt ist und ihn wahrscheinlich passiert hat. Firbas (1949, 80—81) ist der Meinung, in der Allerödzeit sei die Waldgrenze in den südlichen Zentral-Vogesen bis auf rund 900 m hinaufgerückt; Oberdorfer (1937) spricht von einem Aufsteigen bis auf "mehr als 700 m". Der humose Lehm zwischen 870 und 850 cm im Grand Étang ist also wahrscheinlich während des Optimums des Alleröd-Interstadials gebildet worden.

Die Kälteperiode, die sich weiterhin aus den wenig humosen Lehmablagerungen zwischen 850 und 825 cm ergibt, ist die Jüngere Dryaszeit. Die Zusammensetzung des Pollens weist auf die Bildung des Paketes in einer baumlosen Phase hin. Firbas (1949, 78, 80, 304) legt die Waldgrenze für diese Periode auf 500 bis 600 m. Die Schneegrenze muß sich dann auf rund 1500 m befunden haben, so daß die Kuppen der Vogesen (größte Höhe 1423 m) eisfrei blieben.

Die starke Zunahme des Baumpollens zwischen 825 und 775 cm deutet auf den Übergang vom Spätglazial zum Holozän hin, möglicherweise über eine unbedeutende Sedimentationslücke. Die Waldgrenze passiert den Grand Étang zum letzten Mal. Der jetzt gebildete humose Lehm muß dem Präboreal zugeordnet werden. Gegen Ende dieses Zeitabschnittes ist die Waldgrenze nach Firbas (1949, 311) bis auf rund 1250 m hinaufgerückt.

Der Profilteil 775—720 cm (stark humoser Lehm, übergehend in eine Detritus-Gyttja) muß im Boreal entstanden sein. Diese Periode endet nach dem Schema von FIRBAS für die Vogesen dort, wo die *Pinus*-Vertretung im Pollen von der Repräsentation des Quercetum mixtum überflügelt wird (während einer Periode von *Corylus*-Dominanz).

Die Bildung der Detritus-Gyttja setzt sich im Unter-Atlantikum (720—565 cm) fort. Gegen Ende dieser Periode finden sich am Ort Wasserpflanzen, darunter *Potamogeton*. Das Unter-Atlantikum endet, sobald die Komponenten des Quercetum mixtum zahlreicher vertreten sind als *Corylus*.

Im Ober-Atlantikum (565—440 cm) verlandet der See. Es bildet sich jetzt Torf mit u. a. Schilfresten. Diese Periode hat ihre Obergrenze, wo sich Fagus und Abies auszubreiten beginnen.

Während des Subboreals (440—390 cm) geht das Verlandungsmoor in ein Sphagnum-Moor über. Dieser Zeitabschnitt endet, sobald Fagus das Übergewicht im Baumpollen erreicht hat.

Zunächst stärker, später mäßig zersetzte Pakete Sphagnum-Torf werden im Unter-Subatlantikum (390—150 cm) abgelagert. Diese Periode endet, wenn die ersten Cerealia erscheinen und sich der Nicht-Baum-Pollen nicht unbeträchtlich ausbreitet.

Im Ober-Subatlantikum (150-0 cm) wird nur sehr wenig zersetzter (stets naß bleibender) Sphagnum-Torf gebildet.

7. Die botanische Interpretation

Während des Pleni- oder Hoch-Glazials der letzten Eiszeit muß der Grand Étang noch mit Gletscher-Eis bedeckt gewesen sein. Von irgendeiner Vegetation in der Umgebung kann darum kaum die Rede gewesen sein.

Die Pollenassoziationen und die Pollendichten der spätglazialen Ablagerungen, die vor der Allerödzeit gebildet wurden, weisen auf einen sehr spärlichen Pflanzenwuchs und eine geringe Pollenproduktion hin. Der vorhandene Pollen von Pinus und einiger wärmeliebenden Bäume muß über größere Entfernung herbeigeweht worden sein. Die örtliche Pollenproduktion stammt beinahe ausschließlich von Kräutern: Artemisia, Rumex, Thalictrum, Chenopodiaceen, Cyperaceen, Kompositen, Gramineen, Rosaceen, Rubiaceen und Umbelliferen, sowie Ephedra und Helianthemum. Es handelt sich hier also um eine überwiegend lichtliebende Vegetation, die imstande ist, lange und kalte Winter zu überstehen.

Das Vorkommen von Artemisia und Ephedra weist auf ein relativ trockenes Klima. Beide Gattungen treten heute noch gemeinsam im Stipeto-Poion carniolicae, dem Verband der steppenartigen westalpinen Tal-Trockenrasen auf (Braun-Blanquet 1961, 163; Ellenberg 1963, 602). Im Verbreitungsgebiet dieses Verbandes nimmt die Assoziation des Ephedro-Artemisietum die am meisten kontinentalen Biotope ein (z. B. im Wallis). Neben Artemisia und Ephedra treten in der genannten Assoziation u. a. die Gattungen Potentilla, Galium, Helianthemum und Aster häufig auf, während auch einzelne Juniperusund Berberis-Sträucher vorkommen können (Braun-Blanquet 1961, 166, Tab. 33).

Viele, häufig im heutigen Ephedro-Artemisietum auftretenden Taxa sind bei dem fossilen Pollen im ältesten Teil des Profils von Grand Étang zu erkennen oder unterzubringen. Im frühen Spätglazial dürfte rund um das Becken also ein vergleichbarer (wenn auch nicht identischer) Vegetationstyp vorhanden gewesen sein. Hieraus ist zu schließen, daß vor der Allerödzeit das Klima in den Vogesen einen stark kontinentalen Charakter getragen haben muß.

Als um den Beginn der Allerödzeit die Vegetationsgrenzen zu steigen begannen, wanderte in die Umgebung des Grand Étang Hippophaë, sowie höchstwahrscheinlich auch Juniperus ein (im Diagramm ist der Juniperus-Pollen wegen der schwierigen Erkennbarkeit nicht in die Pollensumme aufgenommen). Es ist bekannt, daß beide Taxa während dieser Zeit häufig in einer Zone vorkamen, die einige Hundert Meter über der Waldgrenze lag (Gams 1943, Firbas et al. 1948, 54; Firbas 1949, 297; Zagwijn 1952; Bertsch 1961). Nach Gams kann Hippophaë nur unter kontinentalen Bedingungen größere Höhen erreichen; im Wallis z. B. reicht der Sanddorn — in der Gesellschaft von Juniperus! — zur Zeit bis auf eine Höhe von 1900 m.

In der Allerödzeit reichte die Waldgrenze wahrscheinlich bis gerade oberhalb des Grand Étang. Der Polleninhalt des Sediments aus dieser Zeit weist auf die Anwesenheit eines lichten Birkenwaldes hin, in dem sich auch Salix ausbreitete. In dem auf 500 m Höhe gelegenen See von Sewen, wohin später in der Allerödzeit auch Pinuswälder vordringen sollten, fand Firbas Makroreste von großen Birken. Der Grand Étang, 300 m höher ge-

legen, wird wohl gerade noch von diesen Birken erreicht worden sein; hingegen drang der Kieferngürtel nicht bis hierhin vor. In der Nähe dürften sich jedoch ausgedehnte Juniperus-Bestände behauptet haben, während auch Hippophaë in der Nähe vorhanden blieb. Dies alles weist darauf hin, daß während des Optimums des Alleröd-Interstadials die Waldgrenze ganz in der Nähe des Grand Étang lag. Dennoch hatte diese Entwicklung Rückwirkungen auf die lichtliebenden Kräuter: sie verschwanden (Chenopodiaceen, Ephedra) oder gingen stark zurück (Artemisia, Helianthemum, Thalictrum).

Während der Jüngeren Dryaszeit lag die Waldgrenze wieder unterhalb des Grand Étang. Der Salix- und Betula-Pollen, der nun gefunden wird, dürfte von Zwerg- und Krüppelformen herrühren. Das Auftreten von Hippophaë und Juniperus ist wiederum kennzeichnend für eine Zone von einigen Hundert Metern oberhalb der Waldgrenze. Trotz der Entwaldung breitet sich Artemisia kaum mehr aus, während Ephedra nicht mehr zurückkehrt. Dies deutet auf zunehmende Feuchtigkeit hin, obgleich noch nicht von einem echten ozeanischen Klima gesprochen werden kann. Wohl führt das Verschwinden des Waldes noch zu einer vorübergehenden Ausbreitung einer Anzahl lichtliebender Kräuter.

Im Präboreal erscheint der Wald wieder beim Grand Étang: Birken- und Kiefernwälder, in denen anfänglich die Birke, später die Kiefer vorherrscht. Bereits während der Birken-Phase hinterlassen *Hippophaë* und *Juniperus* ihre letzten Spuren. Die lichtliebenden Kräuter weichen stark zurück (*Artemisia*, *Thalictrum*, *Rumex*) oder verschwinden völlig (*Helianthemum*). In den Randzonen des Sees breitet sich *Isoëtes* aus, und auf feuchten Stellen findet sich *Filipendula*.

Im Boreal sehen wir einen *Pinus*-Wald mit dichtem Unterwuchs von *Corylus*. Infolge dieser Entwicklung verschwinden die meisten Kräuter nun vollständig aus dem Bilde. *Isoëtes* behauptet sich in den Randgebieten des Sees.

In den Wäldern des Unter-Atlantikums übernimmt Corylus die Dominanz von Pinus, die schnell an Terrain verliert. Inzwischen breiten sich in den Wäldern Quercus und Ulmus aus, während erstmalig Tilia und Fraxinus auftreten. Am Ufer des Sees erobern sich Erlenbäume allmählich einen Platz. Während in den Uferzonen Sphagnum erscheint und Isoëtes zurückgeht, tritt im tieferen Wasser Potamogeton auf.

Während des Ober-Atlantikums sind rings um den Grand Étang artenreiche Laubwälder vorhanden. Entlang des Seeufers breitet sich langsam die Erle aus. Der See wird infolge der Ablagerung von organischen Sedimenten seichter. Wurzel- und Blattreste weisen auf die Anwesenheit von *Phragmites* und *Carex*, sowie auf eine Ausbreitung des *Sphagnum*-Bewuchses hin; die Sporomorphen im Torf bestätigen das. Kurz darauf verschwindet *Potamogeton*, während der *Sphagnum*-Einfluß zunimmt. Es findet also eine ziemlich schnelle Verlandung statt; der Nährstoffreichtum des Standorts nimmt inzwischen ab. Das Klima ist nun ausgesprochen ozeanisch.

Im Subboreal erobert sich Fagus zusehends einen Platz in den Laubwäldern. Auch Abies erscheint nun im Bilde. Entlang des ehemaligen Seeufers breitet sich Alnus weiter aus. Die Verarmung der Torf-Auffüllung hindert diesen Baum jedoch daran, sich auf der Moor-Oberfläche auszubreiten. Hingegen verdrängen hier die Sphagnum-Arten nun fast alle anderen Pflanzen. Auf dem Moor siedelt sich dann eine Anzahl Ericaceen an. Im späten Subboreal wird ein fast rein oligotropher Zustand erreicht. Inzwischen erscheinen die ersten Pollenkörner von Plantago lanceolata. Dies läßt die Vermutung zu, daß auf den Abhängen rund um den Grand Étang stellenweise offene Flecken entstehen, möglicherweise als Folge erster menschlicher Aktivitäten.

Während des unteren Subatlantikums sind rund um den Grand Étang dichte Fagus-Abies-Wälder vorhanden, mit etwas Quercus und Corylus untermischt. Fraxinus, Tilia

und Ulmus, die seit der Einwanderung der Buche schon zurückgingen, verschwinden nun größtenteils aus den Wäldern. Im Moor beherrscht Sphagnum das Bild. Aus den Mikround Makro-Fossilien kann man ableiten, daß das Moor gleichzeitig von Calluna vulgaris, Eriophorum vaginatum, Andromeda polyfolia und Oxycoccus palustris bewachsen wurde. Die langsame Zunahme des Gramineen-Anteils unter dem fossilen Pollen, sowie das Auftreten von Rumex, Plantago und Urtica, läßt auf eine zunehmende Aktivität des Menschen in den umgebenden Wäldern schließen.

Im jüngeren Subatlantikum erhält sich der Fagus-Abies-Wald, aber gleichzeitig manifestieren sich stets deutlicher die Zeichen menschlichen Eingreifens. Die starke Ausbreitung der Ericales muß nun ebenfalls durch zunehmende Entwaldung verursacht worden sein. Auch erscheinen Baumarten, die vom Menschen importiert worden sind (Picea?, Castanea, Juglans). Der Alnus-Bewuchs rund um den Grand Étang wird zurückgedrängt, und in der Umgebung breiten sich Äcker und Wiesen aus.

8. Vergleich der stratigraphischen Daten des Grand Étang mit denen einiger anderer Vogesen-Moore

In den südlichen Zentral-Vogesen kommen verschiedene vergleichbare Becken vor, die ebenfalls mit lehmigen und moorigen Sedimenten gefüllt sind. Auch findet man an verschiedenen Stellen Hangmoore. Diese Ablagerungen wurden u. a. von HATT (1937), OBERDORFER (1937), FIRBAS et al. (1948) und Lemée (1963) untersucht. Dadurch wurden ausführliche Daten von folgenden Beckenauffüllungen und Mooren bekannt: Urbis (Urbès, 450 m), Sewen (500 m), Maxmoor (625 m), Rotried (835 m), Frankenthal (1030 m), Hochfeld (Champ du Feu, 1040 m) und Gazon du Faing (1230 m).

Es zeigt sich, daß die Sedimentationstypen, welche sich während der letzten 14 000 Jahre im Grand Étang entwickelt haben, wenig abweichen von denen in den anderen untersuchten Vogesen-Becken. Das Auftreten von Warven ist kein Einzelfall; lediglich die Stärke des Warvenpakets ist beim Grand Étang besonders groß. FIRBAS (1949) erwähnt das Vorhandensein von Bändertonen sowohl an der Basis der Sedimente des Schluchsees (900 m) im Schwarzwald, als auch in den Becken von Sewen und Urbis in den Süd-Vogesen. Nach FIRBAS enthalten diese Warven keinen Pollen. Sie liegen aber unter Lehmschichten, die auf Grund ihres Pollengehaltes in das frühe Spätglazial (Prä-Alleröd) eingeordnet werden müssen. Jünger sind einige dünne Warvenpakete im Auffüllungsprofil des Beckens von Frankenthal. Auf Grund ihrer Pollen-Zusammensetzung muß die Bildung dieser Schichten in das Präboreal gestellt werden (FIRBAS et al. 1948).

Der Übergang von der minerogenen oder mineralisch beigemischten Sedimentation zu den rein organogenen Bildungen ist in den verschiedenen Becken im allgemeinen später zu datieren, je höher das Becken sich im Gebirge befindet (Abb. 3). Mit zunehmender Höhe scheint also die Anfuhr von minerogenem Material (infolge der Abspülung der Hänge) später aufgehört zu haben, zuletzt in den hochgelegenen Becken von Rotried und Frankenthal (Unter-Atlantikum). Die Erklärung dafür könnte in der verzögerten Schließung der Vegetationsdecke infolge der zunehmenden Höhenlage gesucht werden. Das würde jedoch weiterhin bedeuten, daß die Vegetationsdichte sich unabhängig vom Vegetationstyp einstellt.

Auch hinsichtlich des Zeitpunktes der Verlandung paßt der Grand Étang in das allgemeine Bild der übrigen Vogesen-Becken. Der Zeitpunkt, zu dem die Seen als offene Wasserflächen verschwinden und von Carex-, Schilf- und Erlenbruch-Mooren ersetzt werden, wird deutlich hinausgeschoben, je tiefer das Becken im Gebirge gelegen ist (Abb. 3). Hierbei spielen wahrscheinlich die tieferen Temperaturen in den größeren Höhen eine Rolle, wodurch die Pflanzenreste weniger schnell vermodern und sich daher schneller anhäufen können.

Obgleich weniger deutlich, zeigen sich ähnliche Verhältnisse hinsichtlich des Zeitpunktes, in dem das Torfmoos die Hauptrolle bei der Moor-Bildung übernimmt (Abb. 3). Die am tiefsten gelegenen Becken haben dieses Stadium sogar noch nicht erreicht. Die verzögerte Verwitterung der Gesteine (mit der Folge, daß das Milieu eine beschleunigte Versauerung erfährt) und der gehemmte Umsatz organischer Stoffe in größeren Höhen spielen hierbei zweifellos eine wichtige Rolle.

9. Vergleich der paläobotanischen Daten des Grand Étang mit denen einiger anderer Vogesen-Moore

Auch hinsichtlich der palynologischen Ergebnisse besteht eine auffallende Übereinstimmung zwischen dem Grand Étang und den anderen untersuchten Moorgebieten in den Vogesen. Die gleichen Vegetationsgürtel, die über den Grand Étang hinzogen, überschritten auch die anderen, auf sehr unterschiedlichen Seehöhen gelegenen Beobachtungspunkte. Auf einige Einzelheiten dieser Bewegungen, sowie auf die Frage nach der Ursache der Abfolge der verschiedenen Gürtel, wollen wir zum Schluß noch eingehen.

Im Gegensatz zu HATT, der im Jahre 1937 auf Grund der damals zur Verfügung stehenden Ergebnisse auf eine gewisse holozäne Höhenzonierung der Pflanzendecke in den Vogesen schloß, standen Firbas und Mitarbeiter im Jahre 1948 auf dem Standpunkt, daß für eine solche Zonierung - abgesehen vom Spätglazial und möglicherweise auch vom Präboreal - keine eindeutigen Hinweise beständen. Die letztgenannte Schlußfolgerung kann jedoch teilweise auch eine Folge der verwendeten Methode der chronologischen Interpretation sein. Wenn man nämlich in einem bestimmten Gebiet einen Zeitabschnitt definiert durch Einschließung zwischen zwei kennzeichnende Punkte in einem Pollendiagramm (z. B. bestimmte Überschneidungen oder die erste ausgeprägte Zunahme einer Pollen-Art), dann impliziert das den Schluß, daß auf allen Gebirgsniveaus die Vegetation gleichzeitig umschlagen würde. Es ist jedoch sehr wohl möglich, daß die Veränderungen in der Pflanzendecke sich langsam hangaufwärts verschoben haben, wie dies auch beim Übergang vom Pleistozän zum Holozän geschehen ist. In diesem Fall könnten dann während des Holozäns in den Vogesen doch anhaltend oder wiederholt Vegetations-Etagen vorhanden gewesen sein. Endgültige Einsichten in dieses Problem sind jedoch nur mit Hilfe der 14C-Datierung zu erhalten.

In Abwartung weiterer Untersuchungen wollen wir in einer rohen, die lokalen Umstände nicht berücksichtigenden Skizze (Abb. 3) wahrscheinlich machen, daß die sich neu bildenden Vegetationsgürtel eine gewisse Zeit benötigten, um das ganze Gebirge zu erobern.

Nacheinander wären dies die folgenden Gürtel:

- 1. Zone, anschließend an die Schneegrenze, mit einer nur in den niederen Lagen stark zerstreuten (nicht geschlossenen) Kräutervegetation (vor allem Gräser und Artemisia), ohne Bäume und Sträucher.
- 2. Zone mit einer geschlossenen Kräuterdecke (vor allem Gräser und Artemisia), mit Zwergsträuchern, vor allem Kriechweiden. Nach unten zunehmender Bewuchs mit Juniperus und Hippophaë.
 - 3. Zone mit Birkenwald, mit nach unten zunehmender Pinus-Komponente.
 - 4. Zone des Pinus-Waldes, mit Betula.
 - 5. Zone des Pinus-Corylus-Waldes, außerdem vor allem mit Betula.
- 6. Zone des Corylus-Waldes, mit viel Quercus, weiterhin Ulmus und Tilia, jedoch wenig Pinus und Betula.

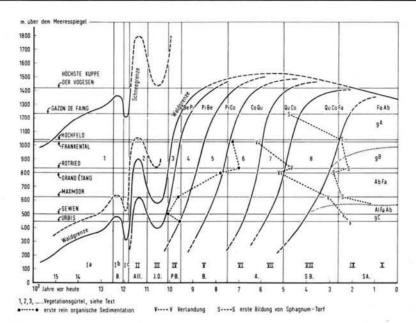


Abb. 3. Die vermutete Bewegung der Vegetationszonen in den südlichen Zentral-Vogesen während des Spätglazials und des Holozäns. Die römischen Ziffern sind die der spätglazialen und holozänen Zeitabschnitte nach Firbas (1949). Pi = Pinus; Be = Betula; Co = Corylus; Qu = Quercus; Fa = Fagus; Ab = Abies.

- 7. Zone mit Laub-Mischwald, mit Corylus, Quercus, Fraxinus, Tilia und Ulmus, mit etwas Alnus und wenig Pinus und Betula.
- 8. Zone der Quercus-Fagus-Wälder, mit Corylus und etwas Fraxinus, Tilia, Ulmus, Alnus und Abies.
 - 9. Zone der Buchenwälder, mit hauptsächlich Corylus und Quercus, mit weiterhin
 - a) unterhalb von 5- bis 600 m ziemlich wenig Abies und viel Alnus, letztere vor allem auf den Talböden;
 - b) zwischen 5- bis 600 m und 900 m viel Abies und ziemlich wenig Alnus;
 - c) oberhalb 900 m ziemlich wenig Abies und wenig Alnus; diese Zone bildet die heutige Waldgrenze auf einer Höhe von ca. 1300 m.

Wie oben schon bemerkt wurde, weist die Vegetation der Älteren Dryaszeit (prä-Alleröd-Spätglazial) für diese Periode auf ein Klima mit einer stark kontinentalen Tendenz hin. Während der Allerödzeit müssen schwache ozeanische Einflüsse das Gebiet der Vogesen erreicht haben; denn extrem kontinentale Vegetationstypen verschwinden während dieser Zeit und kehren in der Jüngeren Dryaszeit nicht zurück, als die Entwaldung für eine solche Rückkehr gute Gelegenheit bot.

Von der Allerödzeit ab wird die Waldgrenze von einem Betula-Pinus-Gürtel gebildet, worin das dominierende Auftreten der Kiefer einen Hinweis auf den noch stets kontinentalen Charakter des Klimas gibt, wenngleich dies auch weniger extrem ist als in der Älteren Dryaszeit.

Als im frühen Holozän die Temperaturen weiter stiegen, breitete sich Corylus in den Pinus-Wäldern aus. Dabei haben wahrscheinlich drei Faktoren eine Rolle gespielt: die steigende Temperatur, die ziemlich geringe Beschattung, welche von einem Pinus-Wald

geboten wird, und die noch nicht ausgelaugten, also noch reichen Verwitterungsböden. Das gemäßigt-kontinentale Klima spielte hierbei nur insofern eine Rolle, als es die schnelle Auslaugung der Böden verhinderte. Die Vermutung, daß Corylus an sich kontinentale Affinitäten besitze, wie dies Selle (1953) und ältere Autoren manchmal annehmen (FIRBAS 1949, 160), ist unrichtig; dieser Standpunkt wird schon widerlegt durch das heutige optimale Vorkommen der Haselnuß in Irland, sogar bis in die meist ozeanischen Teile dieser Insel hinein (BRAUN-BLANQUET & TÜXEN 1952).

Gegen Ende des Boreals dürste die klimatologische Waldgrenze bis über die Gipfel der Vogesen aufgestiegen sein. Es ist jedoch sehr wohl möglich, daß die starke Wind-Exposition einzelne Kuppen baumlos gehalten hat. Der hohe Prozentsatz an Kräuter-Pollen, den Lemée im Boreal und Unter-Atlantikum vom Gazon du Faing (1230 m) fand, und dessen Herkunst er der Nähe unbewaldeter Gipfel zuschrieb, kann zu einem großen Teil auch erklärt werden aus dem ziemlich offenen Charakter, den die Wälder jener Zeit in größeren Höhen wahrscheinlich noch gehabt haben (siehe voriges Kapitel).

Als der holozäne Temperaturanstieg sich seinem Optimum näherte, breiteten sich die stark wärmebedürftigen Komponenten des Quercetum mixtum in dem Pinus-Corylus-Wald aus, wodurch Pinus vertrieben wurde (Atlantikum). Erst dann schlossen sich in den höheren Lagen die Wälder soweit, daß eine weitere Abspülung der Hänge verhindert wurde.

Kurz darauf setzte die Abkühlung ein, und die Waldgrenze verschob sich wieder nach unten (Subboreal, Subatlantikum). Würde die gemäßigte Kontinentalität des Klimas nun angehalten haben, dann hätten die Waldgürtel sich wahrscheinlich in der gleichen Abfolge und Zusammensetzung an den Hängen entlang nach unten bewegt wie sie sich vorher nach oben verschoben hatten. Es zeigt sich jedoch, daß dies tatsächlich nicht stattfand.

Verschiedene Hinweise deuten darauf, daß während der interglazialen Perioden das nordwesteuropäische Klima zunächst einen kontinentalen Einschlag hatte und daß es später mehr ozeanisch wurde (Selle 1953; Frenzel 1967, 94). Es ist bereits lange bekannt, daß das Holozän seit dem Atlantikum feuchter geworden ist (Firbas 1949, 246, 290). Auch in den Vogesen haben in dieser Zeit die ozeanischen Einflüsse die kontinentalen völlig verdrängt, während gleichzeitig die Temperaturen absanken.

Das Quercetum mixtum verlor durch diese Entwicklung an Vitalität. Der Corylus-Gürtel konnte sich jedoch nicht wiederherstellen und zwar aus zwei Gründen: die Böden verarmten infolge der Auslaugung (niederschlagreicheres Klima; vgl. Frenzel 1967, 95), und der inzwischen vorhandene Laubwald entzog dem Corylus-Unterwuchs zu viel Licht. Auch der Pinus-Gürtel konnte nicht wiederkehren. In ozeanischen Bergklimaten sind Nadelbäume nicht nur besonders anfällig für Pilzkrankheiten (Ellenberg 1963, 140 ff.), sondern sie haben infolge des fehlenden Laubwurfes unter diesen Umständen auch stark zu leiden unter der Last von Reif und Schnee, die sich auf den Ästen niederschlagen (Carbiener 1963, 133).

Jedoch gerade in dieser Zeit (Ende des Atlantikums, Beginn des Subboreals) wanderte Fagus in Westeuropa ein. Dieser Baum, der sich am meisten wohlfühlt in verhältnismäßig kühlen, ozeanischen Klimaten (FIRBAS 1949, 246; ZAGWIJN 1967; WESTHOFF & DOING KRAFT 1959, 229; CARBIENER 1963, 133) drang rasch in die Eichenwälder auf den Hängen der Vogesen hinein und verdrängte das Quercetum mixtum in kurzer Zeit. Fagus übernahm dabei auch den Platz der Corylus- und Pinus-Gürtel, die nicht zurückkehren konnten, und war dadurch in der Lage, bis an die Waldgrenze vorzudringen, die inzwischen wieder unterhalb der höchsten Vogesen-Gipfel abgesunken war.

Zugleich mit Fagus wanderte auch Abies ein (FIRBAS 1949, 250, 251). Dieser Baum hat etwa die gleichen klimatischen Ansprüche wie die Buche. Als Nadelbaum gedeiht er jedoch in höheren Gebirgslagen (oberhalb 900 bis 1000 m) weniger gut. Auch unterhalb

von 600 m ist Fagus Abies überlegen, möglicherweise weil Fagus bei höheren Temperaturen besser gedeiht als Abies (Ellenberg 1963, 142), möglicherweise auch, weil die Buche sommerliche Trockenheit besser übersteht (FIRBAS 1949, 259).

Auf diese Weise kam die Dreiteilung des Fagus-Gürtels zustande, die auch heute noch wahrzunehmen ist: die Buche dominiert in den oberen und unteren Lagen, aber in der Mittellage halten sich Fagus und Abies ungefähr das Gleichgewicht (Abb. 3, Zonen 9a, b und c).

Es ist nicht anzunehmen, daß sich nach dem Absinken der Waldgrenze seit dem Atlantikum heutzutage wieder ein Betula-Streifen zwischen den Buchen-Gürtel und die Waldgrenze eingeschaltet hätte, wenn die Waldgrenze nicht künstlich vom Menschen nach unten verschoben wäre. In ozeanischen Gebieten pflegt Betula die Waldgrenze zu bilden in den Gegenden, wo die Sommertemperaturen in größeren Höhen zu niedrig oder zu kurzzeitig genügend hoch sind für eine gute Entwicklung der Buche (Berggebiete von England, Schottland und Norwegen). In mehr kontinentalen Gebieten übernehmen unter diesen Bedingungen die Nadelwälder die Bildung der Waldgrenze (die kontinentalen Teile von Skandinavien, die Alpen).

In ozeanischen Klimaten südlicher Breiten reicht Fagus in mehreren Gebirgen bis an die Waldgrenze. Dabei spielt möglicherweise die Tatsache eine Rolle, daß hier in größeren Höhen die Sommerwärme etwas länger anhält (Jura, westfranzösische Voralpen, Zentral-Massiv, Westliche Pyrenäen, Kantabrisches Gebirge, Insubrische Alpen, der Apenin, die Gebirge von Korsika; siehe Carbiener 1963). Die Vogesen bilden in dieser Gruppe wahrscheinlich den nördlichsten Vorposten. Im benachbarten Schwarzwald, der im Vergleich dazu ein deutlich kontinentaleres Klima besitzt, bildet Fagus nur stellenweise die Waldgrenze; oberhalb der Buchenwälder befindet sich hier häufig schon ein Nadelholzgürtel (Westhoff & Doing Kraft 1959). Man kann daraus den Schluß ziehen, in den feuchteren südlichen Zentral-Vogesen würde auch ohne menschlichen Einfluß heute Fagus noch immer die Waldgrenze bilden.

Die Autoren wurden von Dr. A. I. Salomé auf den Grand Étang aufmerksam gemacht; sie danken ihm dafür und für seine sehr geschätzte Hilfe bei der Proben-Entnahme. Auch möchten die Autoren ihren herzlichen Dank an Herrn Prof. Dr. V. Westhoff zum Ausdruck bringen für seinen freundlichen und wertvollen Hinweise zur Lösung einiger Probleme bei der botanischen Interpretation vom Pollendiagramm Grand Étang. Für die Verbesserung des deutschen Textes sind die Autoren Fräulein Ir. I. Koch und Herrn Dr. C. Stumm recht dankbar.

10. Literatur

BERTSCH, A.: Untersuchungen zur spätglazialen Vegetationsgeschichte Südwestdeutschlands. — Flora (Allgemeine Botanische Zeitung), **151**, 243—280, Jena 1961.

Boyé, P.: Les Hautes Chaumes des Vosges. Paris/Nancy 1903.

Braun-Blanquet, J.: Die inneralpine Trockenvegetation. — Geobotanica selecta, Bd. I. Stuttgart 1961.

Braun-Blanquet, J. & Tüxen, R.: Die Pflanzengesellschaften Irlands. — Veröff. Geobot. Inst. Rübel, 25, 224—421, Zürich 1952.

CARBIENER, R.: Les sols du Massif du Hohneck; leur rapports avec le tapis végétal. — Le Hohneck, 103—157. Strassbourg 1963.

ELLENBERG, H.: Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. Einführung in die Phytologie, Bd. IV-2. Stuttgart 1963.

Firbas, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Bd. I. Jena 1949.

Firbas, F., Grünig, G., Weischedel, I., Worzel, G.: Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen. — Bibliotheca Botanica, 121, 1—76. Stuttgart 1948.

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

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

FRÜH, J.: Geographie der Schweiz, Bd. I. Sankt Gallen 1930.

GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C-14-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 9, 155-187. Ohringen/Württ. 1958.

GAMS, H.: Der Sanddorn (Hippophae Rhamnoides L.) im Alpengebiet. - Beihefte zum Botanischen Centralblatt, 62, B. 1, 68-69, Leipzig 1943.

GUILLIEN, Y.: Néoglaciaire et Tardiglaciaire, Géochimie, Palynologie, Préhistoire. - Ann. de Géographie, 71, 383, 1-35, Paris 1962.

HAMMEN, T. VAN DER: Dating and correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe. — Geologie en Mijnbouw (N.S.) 14, 328-336. 's Gravenhage 1952. HAMMEN, T. VAN DER & VOGEL, J. C.: The Susacá-Interstadial and the subdivision of the Late

Glacial. — Geologie en Mijnbouw, 45, 33—35. 's Gravenhage 1966.

HAMMEN, T. VAN DER, MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H.: Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last Glacial in the Netherlands. - Geologie en Mijnbouw, 46, 79-95. 's Gravenhage 1967.

HATT, J. P.: Contribution à l'analyse pollinique des tourbières du nord-est de la France. — Bull. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, 4, 1—79. Strasbourg 1937. HEGI, G.: Illustrierte Flora von Mittel Europa, Bd. V-2. München 1925.

Імноғ, Е.: Die Waldgrenze in der Schweiz. — Gerland's Beiträge zur Geophysik, 4, 241—330. Stuttgart 1900.

LEMÉE, G.: L'évolution de la végétation et du climat des Hautes Vosges centrales depuis la dernière glaciation. — Le Hohneck, 185—192. Strasbourg 1963.

OBERDORFER, E.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Oberelsasses und der Vogesen. Z. f. Botanik, 30, 513-572. Jena 1937.

Penck, A. & Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.

SALOMÉ, A. I.: A geomorfological study of the drainage area of the Moselotte and Upper Vologne in the Vosges (France). Thesis Utrecht 1968.

Schmid, E.: Zur alpinen Schneegrenze und Waldgrenze während des Würmglazials. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 14, 107—110. Ohringen/Württ. 1963.

Selle, W.: Gesetzmäßigkeiten im pleistozänen und holozänen Klimaablauf. — Abh. d. Naturwiss.

Ver. Bremen, 33, 259-297. Bremen 1953. WESTHOFF, V. & DOING KRAFT, H.: De plaats van de Beuk in het West- en Middeneuropese bos.

- Jaarb. Ned. Dendrol. Ver., 21, 226-254. Wageningen 1959. Zagwijn, W. H.: Pollenanalytische Untersuchung einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. —

Geologie en Mijnbouw (N.S.), 14, 235—239. 's Gravenhage 1952.

—: Subatlantische beukenbossen in het kustgebied van Holland. — Versl. en Mededelingen Kon.

Ned. Bot. Ver. over de jaren 1966 en 1967, 49-50. Amsterdam 1968.

ZAGWIJN, W. H. & PAEPE, R.: Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 129-146. Ohringen/Württ. 1968.

Manuskr. eingeg. 10. 3. 1972.

Anschrift der Verfasser: Dr. D. Teunissen und Drs. J. M. C. P. Schoonen, Abt. Biogeologie, Sektion Biologie der Universität Nijmegen, Toernooiveld, Nijmegen, Niederlande.

Überlegungen zur Morphogenese des Norddeutschen Flachlandes, dargestellt am Beispiel des unteren Elbtales

Von Eckhard Grimmel, Hamburg

Mit 5 Abbildungen

Z u s a m m e n f a s s u n g. In Anlehnung an Henkel (1909, 1925), Jentzsch (1921), Wolff (1928), v. Bülow (1928), Louis (1936), Limanowski (1936), Richter (1937), Kadar (1963), Eissmann (1967) und Aseev (1968) wird ein Modell entwickelt, nach dem für die Reliefformung des Norddeutschen Flachlandes hauptsächlich subglaziäre Prozesse (Erosion und Sedimentation des Eises und seiner Schmelzwässer) verantwortlich gemacht werden. Die Erhaltung der Formen wird zurückgeführt auf einen Abbau des Eises in der Form des Niedertauens von Toteis bzw. Toteisgürteln. Aus dieser Hypothese wird abgeleitet, daß die Zahl der Endmoränen bzw. Eisrandlagen bei weitem kleiner ist als bisher noch angenommen wird. Da man nämlich nicht mit einem "oszillierend" sich zurückziehenden Eisrand rechnen darf, kann es auch keine "Rückzugsstaffeln" geben. Aus gestaffelt hintereinander auftretenden Höhenzügen läßt sich also keine zeitliche und räumliche Gliederung der Endphase einer Vereisung gewinnen. Die heute generell herrschende Meinung, die Urstromtäler seien als eisrandabhängige Schmelzwasserabflußbahnen sukzessiv entstanden, wird abgelehnt. Sie werden aufgefaßt als bevorzugte Zonen subglaziärer Erosion und Exaration (durch Schmelzwässer und Eis). Unter diesem Aspekt gesehen dürften die Urstromtäler einer Vereisung mehr oder weniger gleichzeitig entstanden sein. Daraus ergibt sich die Folgerung, daß sie genetisch nicht zu Eisrandlagen in Beziehung gesetzt werden können.

S u m m a r y . In accordance with Henkel (1909, 1925), Jentzsch (1921), Wolff (1928), v. Bülow (1928), Louis (1936), Limanowski (1936), Richter (1937), Kádár (1963), Eissmann (1967) and Aseev (1968) a model is developed after which subglacial processes (erosion and sedimentation of the ice and its melting water) are responsible for the shaping of the landforms of the North German Lowland. The conservation of these forms is explained by the conception that the ice sheet in its final stage melted down as dead ice, probably in peripheral zones of dead ice. From this hypothesis the statement is derived that the number of end moraines or "Eisrandlagen" is much smaller than generally assumed. As one may not expect a stepwise recession of a single front of live ice ("oscillation") the consequence is that "Rückzugsstaffeln" (recessional moraines) cannot exist. Ridges of hills following close after each other do not allow a spatial and temporal division of the final stage of a glaciation. The generally held view of today that the "Urstromtäler" were successively eroded by melting water following a stepwise retreating ice margin is rejected. They are interpreted as preferred zones of subglacial erosion and exaration (by melting water and ice). Under this aspect the "Urstromtäler" of a glaciation should have developed more or less simultaneously. And a further conclusion is that they genetically cannot be related to "Eisrandlagen".

1.

Die Erforschung der norddeutschen Glaziallandschaften wird meistens gesteuert von bestimmten Modellvorstellungen. Da Modelle Abstraktionen sind, ist es oft schwierig, reale Beobachtung und Modellvorstellung zur Kongruenz zu bringen. Gewisse Manipulationen helfen meist weiter und liefern ein "passendes" Ergebnis, das die "Richtigkeit" des Modells zu bestätigen scheint:

So werden die in der Landschaft oder auf der topographischen Karte hervortretenden Höhenzüge meistens als "Endmoränen" einer Eisrandlage zugeordnet. Treten die Höhenzüge gestaffelt hintereinander auf, dann werden sie — großzügig korreliert — als "Rückzugsstaffeln" einem oszillierend sich zurückziehenden Gletscherrand zugeschrieben, um so zu einer räumlichen und zeitlichen Gliederung der Endphase einer Vereisung zu gelangen. Eine solche Arbeitsweise wird beherrscht von einer Modellvorstellung, die an alpinen Hochgebirgsgletschern entwickelt wurde. Doch schon in den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts wurde die Hypothese aufgestellt, daß sich der sogenannte Rückzug des In-

landeises im wesentlichen in der Form des Niedertauens von Toteis, bzw. von Toteisgürteln, vollzogen habe (Wolff 1928, v. Bülow 1928, Richter 1937).

Unter diesem Aspekt gesehen kann es einen mehr oder weniger geschlossenen Rückzug des Eis randes, unterbrochen durch untergeordnete Vorstöße, die "Rückzugsstaffeln" aufgeschüttet haben, kaum gegeben haben. Hier sei nur auf die nicht beachteten Gedanken von Wolff (1928, S. 354) hingewiesen, der konstatierte, daß die kontinentalen Eisdecken in Nordeuropa zwar zunächst ein gewisses Gefälle vom fennoskandischen Hochland herab besaßen, daß dieses Gefälle aber alsbald in horizontale Lage überging und dann sogar ein schwacher Anstieg gegen die mitteleuropäischen Gebirge folgte. Er meint, das müsse sich beim Abschmelzen der Eismassen geltend gemacht haben, so daß sich der Abschmelzvorgang bei einsetzender Klimaverbesserung weniger als geschlossene Rückwanderung des Eisrandes, sondern vielmehr als ein Niederschmelzen der großen, flachgelagerten oder gar schwach nach Süden ansteigenden Teile des Eises geäußert habe. Er folgert daraus, daß es Endmoränen nur an den äußersten Grenzen des Haupteises und der späteren, weniger ausgedehnten Vereisungen geben kann, sowie entlang von gewissen Vorstoßlagen, die auf eine Anschwellung der Eismasse, infolge vorübergehender Klimaverschlechterung, zurückgeführt werden können.

Diese Gedanken wurden neu entwickelt und theoretisch erweitert von Kádár (1963). Er geht von der Hypothese aus, daß alle von der Gravitation in Bewegung gesetzten Erosionsmedien, wie das Flußwasser, der Wind und auch das Gletschereis, denselben physikalischen Gesetzen unterworfen sind und deshalb eine gewisse Analogie in ihrer Erosionstätigkeit und in den von ihnen geschaffenen Formen aufweisen. Ein wichtiges, allgemeingültiges Gesetz sei, daß die Geschwindigkeit aller Erosionsmedien immer und überall räumliche und zeitliche Schwankungen aufweist, und zwar gleichzeitig in verschiedenen Größenordnungen. So hätten auch das Gletschereis bzw. dessen Schmelzwässer in rhythmischer Abwechslung erodiert und sedimentiert. Ausdruck der obersten Größenordnung seien die Reihe der großen Seen in Nordeuropa vom Onega-See über den Finnischen Meerbusen bis zu den großen schwedischen Seen, welche die erste große Vertiefungszone verträten. Dann folge eine Schwelle in Skane und dahinter als zweite große Vertiefungszone die Ostsee und schließlich das Gebiet der Platten Mitteleuropas. Zu einer mittleren Größenordnung in der Schwankung der Eisgeschwindigkeit seien die "subglazialen Moränenwälle" zu rechnen, die sich in mehr oder weniger gleichen Abständen parallel zum Eisrand gebildet hätten und von dem am Boden glazifluvial transportierten Moränenmaterial aufgebaut seien. Da die Mächtigkeit des Gletschereises über den Wällen beträchtlich kleiner sei als über den Senken, hätten sich beim allgemeinen Abtauen der Eisdecke zuerst die allerhöchst gelegenen subglaziären Wälle über die Oberfläche des Eises erhoben. Das seien also diejenigen, wo die Geschwindigkeitsschwankung des Eises in zwei Größenordnungen ihr Minimum gehabt habe. Diese Wälle würden dann plötzlich in eine "Endmoräne" umgestaltet; denn das in ihrem Vorland sich befindende Eis verliere den Kontakt mit den dahinter sich noch vorwärts drängenden Eismassen und bleibe als Toteis zurück. Unter der Toteisdecke würden alle übrigen subglaziären Wälle, wie auch die längs und quer zu der ehemaligen Eisbewegungsrichtung gelegenen Senken, konserviert. Es sei ein Irrtum, in diesen Wällen Rückzugsphasen des Eises zu suchen. Sie seien zwischen zwei wirklichen Endmoränenzügen (mit Sandern etc.) alle gleichaltrig, denn das Eis habe sich sprunghaft von einem Stadium zum anderen zurückgezogen. Dieses Abschnüren von Toteisgürteln postulierten erstmals v. Bülow (1928) und Wolff (1928). Und die entsprechenden Gedanken findet man viel später auch bei FLINT (1957, S. 373): "In parts of northern Germany and Denmark, thinning (of the ice sheet) resulted in stagnation and separation of peripheral parts of the glacier." Auch in der neueren russischen Literatur, vor allem bei Aseev (1968), werden enge Beziehungen hergestellt zwischen einer anfänglich exarativen Tätigkeit des lebenden

Inlandeises und einem späteren formkonservierenden Verhalten des Toteises. Von "Endmoränen" oder einem "Rückzug des Eisrandes" wird überhaupt nicht mehr gesprochen.

In der vorliegenden Arbeit soll am Beispiel des unteren Elbtales untersucht werden, ob die allgemein angewandte Übertragung des alpinen Modells auf den norddeutschen Raum hier zu einer befriedigenden Lösung der Probleme geführt hat.

2.

Zuletzt hat sich Illies (1952, 1954) eingehend mit dem unteren Elbtal beschäftigt und dessen Entstehung rekonstruiert. Er ist der Meinung (ILLIES 1954, Abb. 1), daß das heute von der unteren Elbe durchflossene Gebiet im mittleren und älteren Pleistozän von keinem größeren Fluß berührt wurde. Die Entwässerung Böhmens und Sachsens habe ihren Weg weiter im Süden genommen. Während des Warthe-Stadiums sei das Aller-Weser-System Norddeutschlands großer Sammelurstrom gewesen, dem alle Schmelzwässer zugestrebt seien. Doch je weiter sich der Eisrand nach Nordosten zurückgezogen habe, je mehr Rückzugsmoränen aufgestaucht worden seien, desto mehr sei auch der Abfluß nach Süden behindert worden. Als sich der Gletscherrand bis auf die Linie Bergedorf/Winsen zurückgezogen habe, hätten die Wassermassen bei Harburg den tiefsten Paß der Moränenketten nach Nordwesten durchbrochen, wodurch die Ur-Elbe entstanden sei. Mit dem Rückzug des Eises nach Nordosten sei der Einzugsbereich der Ur-Elbe langsam erweitert worden. Doch durch einen längeren Rückzugshalt sei am Ostrand der Lüneburger Heide die große Göhrde-Stauchmoräne (westlich von Hitzacker) geschaffen worden. Da diese das Elbtal gequert habe, seien zunächst alle weiteren Zuflüsse zur Ur-Elbe abgeriegelt worden. Östlich dieses Riegels habe sich ein Stausee gebildet. Doch zu Beginn der folgenden Interglazialzeit sei dieser Riegel durchbrochen worden, verbunden mit einer kräftigen

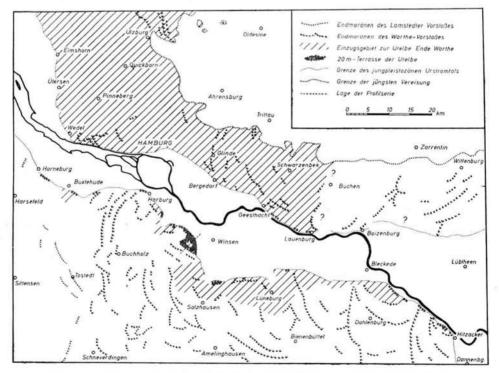


Abb. 1. Glazialmorphologische Übersicht des Unterelbe-Raumes (Illies 1954, S. 43).

Erosion im Ur-Elbtal. ILLIES sieht als Hauptursache für die Erosion den eustatischen Meeresspiegelanstieg: "... die erhebliche Laufverkürzung durch die Wiederüberflutung des Nordseebeckens und die Einwirkung der Gezeitenwelle zwangen den Fluß, an der neuen Mündung sein dortiges ursprüngliches Oberlaufgefälle zum Unterlaufgefälle zu verringern" (S. 45). Gegen Ende der Interglazialzeit sei infolge des eustatisch bedingten Sinkens des Meeresspiegels der umgekehrte Vorgang eingetreten. Es sei zur Aufschüttung eines mächtigen Terrassenkörpers (20-m-Terrasse) gekommen. Die Datierung stütze sich auf folgende Beobachtungen:

- Die Terrassensande seien nirgends gestaucht und von Moräne überlagert.
 Die Terrasse sei demnach jünger als die umgebenden Moränen der Warthe-Vergletscherung.
- Bei Lauenburg (Kuhgrund) werde ein junginterglaziales Torflager von den Sanden der 20-m-Terrasse überlagert. Das Torflager schließe mit der Kiefernphase des ausklingenden Interglazials ab.
 Die Aufschüttung habe demnach ihr Maximum erst nach Rückgang der Waldvege-

tation am Ende des Eem-Interglazials erreicht.

einer neuen Eiszeit beeinflußt worden.

- Die Masse der Terrassensande sei schichtweise reich an allochthonem Pflanzenmulm, stark gebleicht und auffallend feinkörnig.
 Zur Zeit der Aufschüttung habe also noch interglaziale Verwitterung geherrscht, und die Strömung im Fluß sei noch nicht durch den Zustrom von Schmelzwässern
- Bei Harburg und Ashausen seien die Feinsande von 2 m bzw. 4 m mächtigem groben Schmelzwasserkies überlagert.
 Am Schluß der Akkumulationszeit habe also ein neuer Schmelzwasserstrom eingesetzt.
- Terrassenoberfläche und talwärtiger Terrassenhang seien regelmäßig von Periglazialerscheinungen bedeckt.
 Vor dem Maximum der periglazialen Klimaperiode der letzten Eiszeit sei die Aufschüttung durch eine Erosionsphase abgelöst worden.

Da die Terrassensande sehr arm an Mineralien südlicher Herkunft seien, habe die Elbe zu dieser Zeit noch keine Zuflüsse aus dem Gebiet des heutigen Elbe-Oberlaufs (Sachsen, Böhmen) erhalten. Erst als im Elbtal die Schmelzwässer der Weichsel-Eiszeit eine gewaltige Erosion einleiteten, sei das böhmisch-sächsische Flußnetz angezogen worden.

Mit der Tiefenerosion sei auch das Flußnetz der Lüneburger Heide, das im letzten Interglazial größtenteils noch der Aller tributär gewesen sei, in der heutigen Form hergestellt worden.

Mit dem Rückzug der weichseleiszeitlichen Gletscher habe eine schwache Aufschüttung stattgefunden, die dann jedoch — als Folge des eustatischen Meeresspiegelanstiegs — wieder von einer Erosionsphase abgelöst worden sei, bevor durch postglaziale Sedimente das Tal weiter aufgefüllt worden sei.

3.

ILLIES bringt die Entstehung des unteren Elbtales also in enge Verbindung mit dem sog. Rückzug des warthe-stadialen Eisrandes. Für ihn mußten alle im Hinterland der äußersten Randlage auftretenden Höhenzüge Endmoränen sein, entstanden als "Rückzugsstaffeln". Im Gelände hätte er feststellen können, daß die Höhenzüge aus morphographischen und strukturellen Gründen keine Endmoränen sind:

- Die Verknüpfung der einzelnen Rücken zu Endmoränenbögen ist nicht zwanglos möglich.
- 2. Im Hinterland der äußersten Randlage gibt es keine Sander.
- Unter einem oberflächlich verbreiteten Geschiebemergel oder Geschiebedecksand sind die Höhenzüge vorwiegend aus ungestört lagernden Schmelzwassersedimenten aufgebaut.

Dafür, daß die "Göhrde-Stauchmoräne" das Elbtal gequert hat, gibt es keinen Beleg. Erosion allein als Wirkung eines eustatischen Meeresspiegelanstiegs aufzufassen — vorausgesetzt, der von ILLIES postulierte Mechanismus existiert wirklich —, ist wenig überzeugend. Denn Erosion und Sedimentation werden nicht nur von der Lage der Flußmündung bestimmt, sondern — vor allem unter den klimatischen Verhältnissen des Pleistozäns — wohl vielmehr von den hydro- und ökologischen Verhältnissen im Einzugsbereich des Flusses.

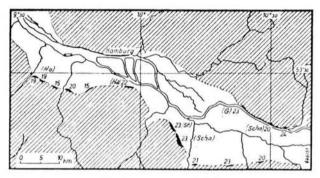


Abb. 2. Die 20-m-Terrasse der Elbe bei Hamburg. Zahlen = höchste Niveaus über NN (nach Illies 1952, S. 548)

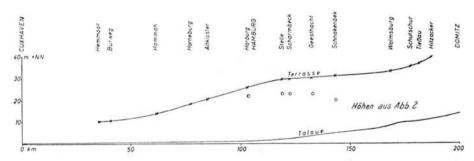


Abb. 3. Die Oberfläche der 20-m-Terrasse von Hitzacker bis zur Mündung in Bezug zum Talgefälle und zum Meeresspiegel (nach Illies 1954, S. 45)

Zur sog. 20-m-Terrasse muß man folgendes bemerken:

- Zu 1. Im Aufschluß bei Ashausen sind die "Terrassensande" gestaucht und mit Blökken, stellenweise sogar mit Geschiebelehm, überlagert.
- Zu 2. Die Sande, die bei Lauenburg das Torflager bedecken, sind nach Meyer (1965, S. 54) keine Terrassensande, sondern Beckensande, die an mehreren Stellen von Grundmoräne überlagert werden.
- Zu 3. Die Aussage, die Masse der "Terrassensande" sei auffallend feinkörnig, muß eingeschränkt werden. Schreibt doch Illies (1952, S. 548) selbst, bei Heimfeld, Postmoor

und Stade seien "kleinere Geröllhorizonte mit nordischen Geschieben eingeschaltet, die Kindskopfgröße erreichen", eine Tatsache, die wohl nicht für interglaziale Sedimentationsbedingungen spricht. Auch der Pflanzenmulm beweist nicht eine Aufschüttung unter interglazialen Klimaverhältnissen, denn er kann auch aus älteren, nur glaziär aufgearbeiteten, organogenen Ablagerungen stammen.

Wenn die "Terrassensande" arm an Mineralien südlicher Herkunft sind, so ist das noch kein Beweis für die Nichtexistenz eines südöstlichen Einzugsgebietes (Böhmen, Sachsen), sondern nur dafür, daß die Masse der Sande nördlichen Ursprungs ist. Die stratigraphischen und sedimentären Befunde sprechen also nicht für, sondern gegen die Deutung der Sande als "interglaziale Terrassensande". Sie unterscheiden sich nicht von anderen eindeutig glazifluvialen Sedimenten.

Vergleicht man ferner Illies' Kartierung der "20-m-Terrassenreste" von 1952 (Abb. 2) mit seinem Entwurf des "Terrassen"-Längsprofils von 1954 (Abb. 3), dann stellt man fest, daß das Profil, das er 1954 gezeichnet hat, in keiner Weise Ergebnis der 1952 kartierten Höhenlagen der "Terrassenreste" sein kann. Und die bei Schutschur, Tießau und Hitzacker im Profil von 1954 (Abb. 3) angegebenen "Terrassenreste" sind im Gelände nicht nachweisbar. Aus den Höhenwerten, die Illies 1952 (Abb. 2) angibt, läßt sich kein Terrassenlängsprofil zeichnen (Abb. 3).

Aus allem kann man nur den Schluß ziehen, daß die "20-m-Terrasse" nicht existiert, daß das untere Elbtal anders entstanden ist, als Illies es sich vorgestellt hat. Das von ihm angewandte Denkmodell ist offensichtlich zur Erklärung nicht geeignet. Hier muß auch das Problem "Urstromtal" noch einmal wieder kritisch überdacht werden.

4.

Im Jahre 1879 stellte Berendt die Hypothese auf, daß die Ost-West verlaufenden Urstromtäler als die Abflußwege der Schmelzwässer des zurückweichenden Inlandeisrand es anzusehen seien, wobei "sich der Hauptstrom dieses Flußsystems ruckweise und mit Benutzung der zum Gletscherrande rechtwinkligen Schmelzwasserrinnen, diesem Rande folgend, mehr und mehr nördlicher" (S. 17) verlegte. Louis (1936) stimmt der Urstromtalidee von Berendt grundsätzlich zu, kommt aber bei seinen Untersuchungen an den Urstromtälern von Warschau-Berlin und von Thorn-Eberswalde zu der Erkenntnis, daß nachträgliches Ausschmelzen von Toteismassen in sehr großem Umfange an der Formgestaltung mitgewirkt hat. Ansonsten ist Berendt lediglich dadurch ergänzt worden, daß die einzelnen Urstromtäler Haupteisrandlagen zugeordnet wurden (Keilhack 1899, Woldstedt 1926).

Darüber hinaus hat es auch Forscher gegeben, die eine andere Auffassung über die Entstehung der Urstromtäler vertraten: JENTZSCH (1921, S. 312) war der Meinung, daß bei längerem Bestand einer Eisdecke ein reich entwickeltes subglaziäres Flußnetz entstanden sei: "Die norddeutschen Urstromtäler... konnten sehr wohl annähernd gleichzeitig unter derselben Eisdecke ausgewaschen... werden." HENKEL (1909, 1925) stellte die Hypothese auf, daß zur Zeit, als das nordische Inlandeis bis an die deutschen Mittelgebirge reichte, die nordwärts strömenden Flüsse (Weser, Elbe, Saale, Oder), samt den Schmelzwässern des Eises, sich einen Ausweg unter dem Eis suchen mußten (1925, S. 14). LIMANOWSKI (LOUIS 1936, S. 24 — Diskussionsbemerkung) sieht in den Urstromtälern genetisch Exarationslinien. Dieser Auffassung stimmt auch Louis (1936, S. 25) zu.

Diese erweiterten Perspektiven setzen sich bei Woldstedt nicht durch und gehen so nicht in die herrschende Lehrmeinung ein: "Die Urstromtäler haben sich vor dem jeweiligen Eisrande entwickelt als echte Randtäler, in denen die Eisschmelzwässer und teilweise auch die von Süden kommenden Flüsse nach Westen zur Nordsee abflossen" (1956, S. 5).

5.

Im folgenden sollen die Reliefbildungsprozesse des Pleistozäns im norddeutschen Raum erneut durchdacht werden, um so möglicherweise auch eine Antwort auf die Urstromtalfrage zu finden.

Über das Relief Norddeutschlands am Ende des Tertiärs vor den pleistozänen Vereisungen¹) wissen wir wenig. Wir wissen noch nicht, inwieweit das vordringende Gletschereis durch ein präpleistozänes Relief gesteuert worden ist. Und so herrscht noch immer Unklarheit darüber, ob zwischen den heutigen Oberflächenformen und einem präpleistozänen Relief mehr als nur insgesamt unbedeutende Beziehungen bestehen.

Die ersten Glaziärformen sind zweifellos die tiefen Rinnen und Becken in der Ouartärbasis. Doch hält z. B. HANNEMANN (1964, S. 373) es für möglich, daß die Lage der Rinnen "durch die Erosion pliozäner Flußläufe und durch eventuelle bruchtektonische Vorgänge teilweise vorgezeichnet wurde". HANNEMANN (S. 373/74) schreibt die Ausräumung der Rinnen hauptsächlich den periglaziär abfließenden Schmelzwässern der ersten Vereisung zu; aber auch eine spätere glazigene Modellierung zieht er zur Erklärung mit heran. Eissmann (1967, S. 807) nimmt ebenfalls an, daß ein Teil der Rinnen in Form flacher Talungen vor der Eistransgression existiert hat. Doch meint er, daß erst subglaziäre Schmelzwässer und das exarierende Eis sie zu den tiefen Depressionen umgeformt hätten. Auch v. Bülow (1967, S. 409/10) sieht in der subglaziären Erosion, vor allem durch Schmelzwässer, die Hauptursache für die Entstehung der Rinnen. HANNEMANN (1964, S. 373/74) dagegen hält die Ost-West verlaufenden Hohlformen der Quartärbasis Ostbrandenburgs für Hauptabflußbahnen der Schmelzwässer (elsterzeitliche "Urstromtäler"), die etwa Nordost-Südwest gerichteten dagegen für Nebenflüsse oder "Durchbruchstäler". Die Anlage der Hohlformen erinnert ihn an die des heutigen Talnetzes (Urstromtäler und Durchbruchstäler; vgl. WOLDSTEDT 1956). Aus der Anlage der Hohlformen, meint HANNEMANN, wird man später, wenn auch für die benachbarten Gebiete Quartärbasiskarten vorliegen, möglicherweise auf elsterkaltzeitliche Gletscherrandlagen schließen können. Eine solche Korrelation scheint mir jedoch nach dem anfangs Gesagten nicht möglich zu sein.

EISSMANN (1967, S. 829) dagegen entwirft ein ganz anderes Landschaftsbild vom Ende der Elster-Eiszeit. Er sieht das niedertauende Eis, das eine Moränenlandschaft mit offenen Wasserflächen hinterläßt. Außer im Bereich der Rinnen hätten sich über den ausschmelzenden Eisplomben der Exarationswannen riesige Seen gebildet, vergleichbar den großen mitteleuropäischen Jungmoränenseen. Zum größten Teil seien sie noch während des Toteisstadiums und im Spätglazial mit Auswaschungsprodukten der Moränen aufgefüllt worden. Er hält es für möglich, daß ein Teil der großen Seen Mitteldeutschlands mit dem großen Lauenburger See Nordwestdeutschlands in Verbindung stand, wahrscheinlich aber nicht über durchgehend tiefe Kanäle, sondern durch flache Beckenteile und seichte Gerinne. Die Verbindungswege hätten streckenweise die Embryonalrinnen des spätelster- bis frühsaalezeitlichen Flußsystems gebildet. Schon nach relativ kurzer Zeit sei ein großer Teil der Binnenseen an die allgemeine Entwässerung angeschlossen gewesen und damit trockengefallen.

¹⁾ An dem zur Zeit gebräuchlichen zeitlichen Schema der norddeutschen Vereisungen (Elster-Eiszeit, Saale-Eiszeit mit Drenthe- und Warthe-Stadium, Weichsel-Eiszeit) werden die Überlegungen nur aufgehängt, d. h. prozessual gesehen sind sie auch auf eine in Zukunft möglicherweise anders aussehende Gliederung des Pleistozäns übertragbar.

Die Auffassungen von Hannemann und Eissmann unterscheiden sich also — trotz mancher Gemeinsamkeiten — grundlegend, vor allem deswegen, weil Hannemann seine Beobachtungen in das Denkmodell "Eisrandlagen und zugehörige periphere Urstromtäler" einzuordnen versucht, Eissmann dagegen die Ausräumung der Rinnen und Wannen hauptsächlich subglaziären Prozessen zuschreibt und das "Toteis-Denkmodell" für das Ende der Elster-Eiszeit anwendet, ohne vom "Rückzug des Eisrandes" oder von "Eisrandlagen" zu sprechen.

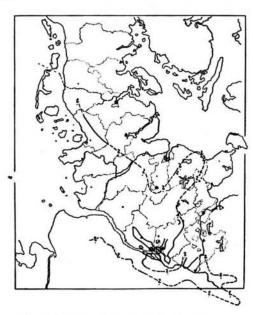


Abb. 4. Vermutete südöstliche Küstenlinie des Holstein-Meeres (Grahle 1936, S. 78).

Wie Eissmann andeutet, dürste auch die holstein-interglaziale Entwässerung Mitteldeutschlands nach Nordwesten gerichtet gewesen sein. Da nach Grahle (1936, Abb. 4) das Holsteinmeer wahrscheinlich in einer Bucht, die ungefähr dem Verlauf des heutigen unteren Elbtales folgte, weit landeinwärts (bis östlich von Hitzacker) gereicht hat, wird man auch annehmen können, daß dieser Bucht größere Ströme zugestrebt sind. Weiterhin wird man annehmen können, daß sich das Meer seit Beginn der Saale-Eiszeit — als Folge des eustatischen Meeresspiegelabfalls — aus der Bucht zurückgezogen hat, so daß die Schmelzwässer des heranrückenden Drenthe-Eises in dieser Bucht nach Nordwesten zum Meer geführt wurden.

Der weitere Entwicklungsgang ist insofern schwer zu rekonstruieren, als man nicht weiß, wie das elstereiszeitliche Relief durch das Drenthe-Eis umgeformt wurde, bzw. inwieweit das Drenthe-Eis durch das vorhandene Relief gesteuert wurde. Deshalb ist es auch kaum zu klären, ob die Elbbucht völlig zugeschüttet und damit als Entwässerungsbahn außer Funktion gesetzt wurde oder ob sie als solche durchgehend erhalten blieb. Daß sie diese Funktion zumindest in einem späteren Abschnitt des Drenthe-Stadiums wieder übernahm, mag der folgende Gedankengang zeigen:

Während der Maximalausdehnung bedeckte das Eis des Drenthe-Stadiums das gesamte norddeutsche Flachland und überschritt sogar den Rand der Mittelgebirge. Damit war es sowohl den Flüssen, die aus dem Mittelgebirge kamen, als auch den Schmelzwässern des Inlandeises verwehrt, in einem durchgängigen periglaziären Bereich nach Westen

abzusließen. Für diese Situation kann man sich kaum etwas anderes vorstellen, als daß der Wasserabtransport auf subglaziären Bahnen stattgefunden hat, wie es ja bereits Jentzsch (1921) und Henkel (1909, 1925) postulierten. Der subglaziäre Absuß dürste im großen und ganzen — der Abdachung der "Nordostsaxonischen Großscholle" (Voigt 1954) entsprechend — nach Nordwesten, teils nach Norden, erfolgt sein. Und diesen Richtungen entspricht im wesentlichen auch das Netz der Urstromtäler. Die Urstromtäler einer Vereisung kann man also durchaus als subglaziär, d.h. durch Schmelzwassererosion und sicherlich auch Eiserosion (Limanowski) mehr oder weniger gleichzeitig entstanden auffassen. Wenn das richtig ist, dann ergibt sich daraus die Folgerung, daß Urstromtäler genetisch nicht zu Eisrandlagen in Beziehung gesetzt werden können. Ihre weitere Ausgestaltung werden dann die wahrscheinlich subglaziär angelegten Urstromtäler in der Eiszerfallszeit des Drenthe-Stadiums erhalten haben, wohl ähnlich so, wie es Eissmann für das Ende der Elster-Eiszeit geschildert hat.

Wiederum schwer zu beantworten ist die Frage, wie das Warthe-Eis das im Drenthe-Stadium geformte Relief umgestaltet hat. Sicherlich muß man, wie bei den vorangegangenen Vereisungen, mit einer beträchtlichen glaziären Reliefumgestaltung rechnen. Aber auch für das Warthe-Stadium kann man durchaus annehmen, daß nicht alle anfallenden Schmelzwässer dem peripheren Breslau—Bremer Urstromtal zugeführt wurden, sondern zum Teil — der allgemeinen Abdachung des Untergrundes folgend — unter der Eisdecke direkt nach Nordwesten, im Bereich der Oder auch nach Norden, abgeflossen sind. Das gilt auch für die mittleren Mittelgebirgsflüsse (Elbe-Saale-System), die nur zum Teil durch das Ohre-Tal abgeflossen zu sein brauchen, vor allem aber auf subglaziären Bahnen den Bereich des unteren Elbtales erreicht haben können. Damit soll nicht behauptet werden, das untere Elbtal sei während des gesamten Warthe-Stadiums hydrographisch ununterbrochen gangbar gewesen. Möglicherweise ist es vorübergehend durch Eis oder Schmelzwassersedimente weitgehend plombiert gewesen.

Für eine präwarthezeitliche, zumindest für eine warthezeitliche subglaziäre Existenz eines Elbtales spricht auch die von Schroeder-Lanz (1964, S. 28) gemachte Beobachtung, daß der auf fast allen größeren Höhenzügen der nördlichen Lüneburger Heide vorhandene Geschiebemergel sich bis auf 40 m NN nach Norden ins Elbtal hinabzieht (bei Stelle, Lüneburg, Neetze, Barskamp), weshalb er zu der Folgerung kam, daß die Elbe-Niederung vor der Ablagerung des Geschiebemergels angelegt sei. Seine Beobachtung kann ich durch die gleichen Befunde weiter östlich bei Drethem-Wietzetze (GRIMMEL 1971) bestätigen.

Zum erstenmal machte bereits GAGEL (1911, S. 7/8) bei der Kartierung des geologischen Meßtischblattes "Hamwarde" die entsprechende Beobachtung, daß zwischen Geesthacht und Besenhorst der obere Geschiebemergel sich gleichsinnig mit der Böschung ins Elbtal hinabzieht, woraus er schloß, daß das letzte Inlandeis dieses Gebietes in eine Tiefenzone vorstieß.

Die Existenz einer präwarthezeitlichen und — wie ich vermute — einer weiterhin auch warthezeitlichen subglaziären Tiefenzone mit südlichem Einzugsbereich, neben dem glaziären, belegen vor allem die von RICHTER (GROETZNER 1965, S. 261) im Bereich der Jeetzel-Niederung unterhalb warthezeitlicher Grundmoräne festgestellten Kiese, die neben nordischen Geröllen auch südliche wie Lydite, Thüringer Porphyr und Gangquarze enthalten.

Beim Betrachten einer Karte des Norddeutschen Flachlandes fällt einem der gradlinige und parallele Verlauf von Aller- und Elbe-Urstromtal in SE/NW-Richtung auf. Auch diese Tatsache spricht dafür, daß beide keine genetischen Beziehungen zu irgendwelchen bogenförmigen Eisrandlagen haben. Doch scheinen hier, außer der allgemeinen Abdachung der Nordostsaxonischen Scholle, noch spezielle Bedingungen für den auffallend gradlini-

gen SE/NW-Verlauf verantwortlich zu sein. Ich vermute, daß zwischen der Richtung des unteren Elbtales und dem tektonischen Bau des Untergrundes enge kausale Beziehungen bestehen. Solche Beziehungen sind so oft bejaht wie verneint worden. Einen Elbtal"graben" gibt es sicher nicht. Doch deshalb ist noch nicht der Schluß möglich, daß tektonische Vorgänge gänzlich ohne Bedeutung gewesen sind. Es genügt ja schon eine, im Vergleich zur Umgebung, etwas stärkere Senkung, so daß Schmelzwasser und Eis von einer solchen sich schwach ausbildenden Tiefenzone angezogen werden. Die Großform würde somit zwar im wesentlichen durch glaziäre Prozesse (Schmelzwasser- und Eiserosion) geschaffen, doch die Einleitung dieser Prozesse ginge auf tektonische Ursachen zurück.

Diese Deutung wird gestützt durch die Auswertung von Bohrungen, die im Rahmen der Erdölaufschlußtätigkeit im Gebiet des deutschen Nordseeanteils abgeteuft wurden. Dort wurde festgestellt (Sindowski 1970), daß die Basis der erbohrten holozänen, eeminterglazialen und saale-eiszeitlichen Sedimente ein ± kontinierliches Gefälle auf eine NW/SE gestreckte Senke hin hat (Abb. 5). Auch die 30-m- und 40-m-Isobathen des heutigen Nordseebodens zeichnen die Senke ebenfalls nach. Da durch die Bohrungen die Senke als morphographische Hohlform seit dem Mittelpleistozän nachgewiesen wurde, vermutet Sindowski (S. 45), daß sie noch im Quartär eine Senkungstendenz gehabt hat.

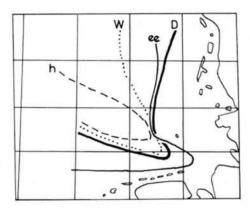


Abb. 5. Vergleich des Verlaufs der 50-m-Isobathen der Basen von Geschiebelehm (D), marinem Eem (ee), weichselzeitlichen Sanden (W) und marinem Holozän (h) (SINDOWSKI 1970, S. 44).

Da die NW/SE gestreckte Senke genau in der Verlängerung des unteren Elbtales liegt, kann man mit großer Wahrscheinlichkeit folgern, daß auch das untere Elbtal einem tektonischen Senkungsbereich folgt. Es ist also wahrscheinlich, daß die tektonische Senkung auch die Ursache dafür war, daß Schmelzwasser und Eis angezogen wurden und das Tal schufen, und zwar mindestens seit der Saale-Eiszeit, vermutlich aber schon seit der Elster-Eiszeit — wenn man an die Elbbucht des Holstein-Meeres denkt —, wenn nicht sogar schon seit dem Pliozän.

Unter diesem Aspekt gesehen, ist es folglich auch nicht nötig, eine Entwässerungsumkehr in der nördlichen Lüneburger Heide seit dem Ende des Warthe-Stadiums, unter subaerischen Verhältnissen, anzunehmen, da die Elbe als Sammelurstrom ja wahrscheinlich bereits unter der Eisdecke in Funktion war. Die Behauptung von Illies, daß das heute von der unteren Elbe durchflossene Gebiet im älteren und mittleren Pleistozän von keinem größeren Fluß berührt wurde, läßt sich wohl kaum sinnvoll begründen.

Auf die jüngste Weiterentwicklung des unteren Elbtales im peripheren Bereich des Weichsel-Eises soll hier nicht weiter eingegangen werden (vgl. Pfefferle 1935). Die Wirkung der im unteren Elbtal abgeflossenen Eisschmelzwässer und Schneeschmelzwässer aus

dem periglaziären Bereich ist sicher beträchtlich gewesen. Allerdings halte ich es nicht für sehr wahrscheinlich, daß vorwiegend Tiefenerosion stattgefunden hat. Denn bei dem relativ geringen Gefälle und unter den periglaziären ökologischen Bedingungen ist möglicherweise eher mit einem relativen Gleichgewicht von Materialanlieferung und -abtransport zu rechnen. Infolge der jahreszeitlich stark schwankenden Wasserführung und der daraus resultierenden häufigen Laufverwilderung ist vielmehr mit einer beträchtlichen Seitenerosion, d. h. mit einer Unterschneidung, Rückverlegung und Versteilung der Talhänge zu rechnen. Hierin scheint mir auch die Ursache dafür zu liegen, daß neben der von Pfefferle (1935) ausführlich beschriebenen spätweichselzeitlichen "Talsandterrasse" keine eindeutigen höheren Terrassenreste nachzuweisen sind.

Über die Urstromtäler und "Endmoränenzüge" der Weichsel-Vereisung braucht hier nicht weiter gesprochen zu werden. Auf sie müßte ja sinngemäß das angewandt werden, was vorher zu den älteren Vereisungen gesagt wurde.

6.

Es wurde also am Beispiel des unteren Elbtales — durch eine Synthese der Gedanken von Henkel, Jentzsch, Wolff, v. Bülow, Louis, Limanowski, Richter, Kádár, Eissmann und Aseev — ein Modell entwickelt, nach dem für die Reliefformung des Norddeutschen Flachlandes hauptsächlich subglaziäre Prozesse (Erosion und Sedimentation des Eises und seiner Schmelzwässer) verantwortlich gemacht werden, während die relative Konservierung des so geschaffenen Reliefs auf einen Eisabbau in der Form des Niedertauens von Toteis bzw. Toteisgürteln zurückgeführt wird.

In diesem Zusammenhang werden auch die Urstromtäler gesehen, nämlich als bevorzugte Zonen subglaziärer Erosion bzw. Exaration (durch Schmelzwässer und Eis), nicht als in der Endphase der jeweiligen Vereisungen sukzessiv gebildete Randtäler. In diese Zeit kann nur ihre Weiterbildung fallen, da sie als Tiefenzonen naturgemäß den Wasserabtransport weiterhin übernehmen mußten.

Daneben wurde für das untere Elbtal die steuernde Mitwirkung tektonischer Vorgänge wahrscheinlich gemacht. In vielen anderen Fällen waren für die Bildung von Hoch- und Tiefgebieten wahrscheinlich glaziäre Prozesse allein verantwortlich, vielleicht am besten in etwa deutbar durch Kádárs Modell der rhythmischen Abwechselung von Erosion und Sedimentation. Im Einzelfall sollte man jedoch nie vergessen, die Frage nach der eventuellen Mitwirkung endogener Prozesse zu stellen.

Von "Rückzugsstadien" des Eises kann man also nur in dem Sinne sprechen, wenn man damit das im allgemeinen von Süden nach Norden aufeinander folgende Abtrennen von Gürteln totwerdenden Eises vom noch lebenden Eis infolge des "Durchtauens" der am höchsten sich erhebenden, im allgemeinen West—Ost verlaufenden, subglaziär gebildeten Wallformen (KADAR 1963) meint. Es sei noch einmal eindringlich der Unterschied betont zwischen der Entstehung der Voll- und Hohlformen verschiedener Größenordnung unter der Eisdecke und ihrer zeitlich und räumlich aufeinander folgenden Freilegung infolge des von Süden nach Norden fortschreitenden Niedertauens des Eises. Damit findet also in der Endphase einer Vereisung und danach im allgemeinen keine Großformen ne ubildung, sondern nur noch eine untergeordnete -weiter bildung statt, zunächst durch die beim Abtauen des Toteises anfallenden Schmelzwässer (Erosion und Sedimentation) und später durch die je nach herrschendem Klima differenzierten subaerisch ablaufenden Prozesse.

Es soll nicht verneint werden, daß bei ihrem "Auftauchen" die Wallformen in "Endmoränen", im Sinne von Kada, umgestaltet werden können, indem das lebende Eis im

Hinterland entweder wieder vordringt und die auftauchende Wallform staucht oder indem sich ein Gleichgewicht zwischen Eisnachschub und Abtauen einstellt. Den ersten Typ könnte man in Anlehnung an GRIPP (1938) als "innere Stauch-Moräne", den zweiten als "innere Satz-Moräne" bezeichnen. In beiden Fällen könnten auch Sander in das mit Toteis bedeckte Vorland geschüttet werden. Im Extrem muß man auch damit rechnen, daß infolge tiefgreifender Klimaverschlechterung nach einer längeren Niedertauphase eine so kräftige Anschwellung und erneute Mobilisierung der noch zusammenhängenden Eismassen eintreten kann, so daß es zu sehr komplizierten Stauchungs- und eventuell Überschiebungsvorgängen (lebendes über totes Eis) kommen muß. Solche Fälle eindeutig nachzuweisen dürfte sehr schwierig sein.

Anschließend an die Erkenntnisse der ersten drei Jahrzehnte dieses Jahrhunderts möge der vorliegende Aufsatz vor allem dazu dienen, daß inadäquate Denkschemata in der norddeutschen Glazialforschung, die in den letzten Jahrzehnten nur zu einer Scheinlösung vieler Fragen geführt haben, bei der Bearbeitung der zahlreichen noch ungelösten Probleme in der zukünftigen Forschung endgültig überwunden werden.

Schriftenverzeichnis

Aseev, A. A.: Dynamik und geomorphologische Wirkung der europäischen Eisschilde. - Petermanns geogr. Mitt., 112, 112-115, Gotha 1968.

Berendt, G.: Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? — Z. deutsch. geol. Ges., 31, 1-20, Berlin 1879.

BRINKMANN, R.: Die Entwässerung der Baltischen Eisrandlagen im mittleren Norddeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, 29—34, Ohringen 1956. Bülow, K. v.: Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland. — Z.

deutsch. geol. Ges., 79 (1927), Mber., 273-283, Berlin 1928.

BÜLOW, W. v.: Zur Quartärbasis in Mecklenburg. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., R.A. Geol. u. Pal., 12, 405-413, Berlin 1967.

EISSMANN, L.: Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) im Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes. - Geologie, 16, 804-833, Berlin 1967.

FLINT, R. F.: Glacial and Pleistocene Geology. New York 1957.

GAGEL, C.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 168, Blatt Hamwarde, Berlin 1911.

GRAHLE, H. O.: Die Ablagerungen der Holstein-See (marines Interglazial I), ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. - Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 172, 110 S., Berlin 1936.

GRIMMEL, E.: Geomorphologische Untersuchungen in der nordöstlichen Lüneburger Heide. -Hamburger geogr. Studien, 27, Hamburg 1971.

GRIPP, K.: Die Oberflächenformen im Landkreise Harburg. In: Zwischen Elbe, Seeve und Este. Ein Heimatbuch des Landkreises Harburg (Hrsg.: H. Laue u. H. Meyer), 43-60, Harburg

-: Endmoränen. - Comptes rendus Congr. Int. Géogr. Amsterdam 1938, Tome 2, Trav. Sect.

IIa Géogr. physique, 215—228, Amsterdam 1938.

—: Glazialmorphologie und geologische Kartierung. — Z. deutsch. geol. Ges., 99, 190—205, Berlin 1947.

—: Über den morphologischen Nachweis großer Schwankungen des Eisrandes. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, 65-69, Ohringen 1951.

Groetzner, J.-P.: Die 12. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Lüneburg vom 8.—12.

Oktober 1964. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 16, 252—261, Öhringen 1965.

HANNEMANN, M.: Quartärbasis und älteres Quartär in Ostbrandenburg. — Z. angew. Geol., 10, 370-376, Berlin 1964.

HENKEL, L.: Zur Frage der Abflußverhältnisse Mitteldeutschlands während der Eiszeit. — Globus, XCV, 14-15, Braunschweig 1909.

-: Die Entwässerung der deutschen Mittelgebirge während der Eiszeiten. - Petermanns geogr. Mitt., 71, 14-15, Gotha 1925.

IILLIES, H. Die eiszeitliche Fluß- und Formengeschichte des Unterelbe-Gebietes. — Geol. Jahrb., 66, 525-558, Hannover 1952.

-: Entstehung und eiszeitliche Geschichte der unteren Elbe. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 23, 42-49, Hamburg 1954.

JENTZSCH, A.: Der Wasserhaushalt des Inlandeises. — Geol. Rdsch., 12, 309—314, Stuttgart 1921. Карая, L.: Als marginale Formen betrachtete subglaziale Moränen und Seen der Diluvialplatten. - Report VIth Int. Congr. Quarternary Research Warsaw 1961, 123-125, Lodz 1963.

Keilhack, K.: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung der pommerschen Küste. — Jahrb. preuß. geol. L. A., 19 (1898), 90—152, Berlin 1899. KLAFS, G.: Die Formen der glazialen Akkumulation und Erosion im Ohregebiet und ihre Gliede-

rung. — Wiss. Z. M.-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, math.-nat. R., 12, 337-370, 1963. LIMANOWSKI, M.: siehe Louis, H. (1936, S. 24); Diskussionsbemerkung.

Louis, H.: Neuere Forschungen über Urstromtäler besonders im mittleren Norddeutschland. —

Comptes rendus Congr. Int. Géogr. Warschau 1934, Tome II, 15-25, Varsowie 1936. LÜTTIG, G.: Eiszeit — Stadium — Phase — Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. — Geol. Jahrb., 76, 235-260, Hannover 1958.

MEYER, K. D.: Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 16, 47-60, Ohringen 1965. Preference, R.: Zur Morphologie der Talsandterrassentäler in der Umgebung von Hamburg. Diss.

Hamburg 1935. RICHTER, K.: Die Eiszeit in Norddeutschland. Berlin 1937.

Schroeder-Lanz, H.: Morphologie des Estetales. — Hamburger geogr. Studien, 18, Hamburg

SEREBRANNYJ, L. R. u. RAUKAS, A. V.: Über die eiszeitliche Geschichte der Russischen Ebene im oberen Pleistozän. — Petermanns geogr. Mitt., 114, 161-172, Gotha 1970.

SINDOWSKI, K.-H.: Das Quartär im Untergrund der Deutschen Bucht (Nordsee). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, 33-46, Ohringen 1970.

Voigt, E.: Das Norddeutsch-Baltische Flachland im Rahmen des europäischen Schollenmosaiks. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 23, 18-37, Hamburg 1954.

Woldstedt, P.: Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., 77,

172-184, Berlin 1926. -: Über Vorstoß- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. — Geol. Rdsch., 29, 481-490, Stuttgart 1938.

-: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 2. Aufl., Stuttgart 1955.

—: Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, 5-12, Ohringen 1956.

-: Das Eiszeitalter. 3. Aufl., Stuttgart 1961.

Wolff, W.: Einige glazialgeologische Probleme aus dem Norddeutschen Tiefland. - Z. deutsch. geol. Ges., 79 (1927), Mber., 342-360, Berlin 1928.

Manuskr. eingeg. 12. 4. 1972.

Anschrift des Verf.: Dr. E. Grimmel, 2 Hamburg 13, Rothenbaumchaussee 21-23, Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie.

Einiges über Löß-Vorkommen in Tunesien

Seite 89-99

Von KARL BRUNNACKER, Köln

Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. In Tunesien wurden bekannte Löß-Vorkommen (Matmata) bestätigt, andere (in der Küstenzone) sind zu streichen. Im westtunesischen Bergland neu gefundene Lager entsprechen faziell und im Aufbau sehr weitgehend denen SE-Spaniens. Die groben, kalkarmen Lösse im Bereich Gabes-Matmata liegen an der Trockenheitsgrenze mediterraner Löß-Verbreitung (heute rd. 200 mm Jahresniederschlag). Bei Gabes leitet ein tirsoider Boden die Folge der letzten Kaltzeit ein. Ein braunlehmartiger Boden beschließt sie in Westtunesien. Dieser Braunlehm ist etwas älter als ein tirsoider Boden, der in den Übergang zur Nacheiszeit gestellt wird. Solche Befunde deuten auf Steigerung der pedologischen Aktivität (abgesehen von den Interstadialen in feuchteren Räumen) infolge jeweils humiderer Bedingungen in diesen Übergangszeiten. Hingegen waren die Aquivalente unserer letzten Warmzeit und Kaltzeit durch relativ trockene Bedingungen ausgezeichnet. Prinzipiell wiederholen sich damit die nördlich des Mittelmeeres gefundenen Verhältnisse und ergänzen diese noch etwas hinsichtlich des Überganges zur Nacheiszeit.

Summary. In Tunesia known loess-occurences (Matmata) were confirmed, others (in the coastal region) should be cancelled. Recently found sites in the mountain region of W. Tunesia correspond visually as well as structurally very much to those of SE-Spain. The coarse loesses with low chalk content in the region of Gabes-Matmata are located close to the dryness limit of mediterranean loess-incidence (Today ca 200 mm of annual precipitation). Near Gabes a tirsoid soil introduces the sequence of the last low-temperature period. A Braunlehm concludes it in W. Tunesia. This brown Soil is somewhat older than a tirsoid soil, which represents the transsition to the Postglacial. Such findings indicate an increase of pedological activity (if one neglects the Interstadials in the more humid areas) owing to temporarily more humid conditions during these transition periods. On the other hand, the equivalents of our last warm and cold periods were distinguished by relatively dry conditions. In principal, the conditions observed in the North of the Mediterranean are repeated here and somewhat supplemented as far as they represent the transition to the Postglacial.

Bei meinen bisherigen Untersuchungen über mediterrane Löß-Vorkommen wurde ein Überblick hinsichtlich der West-Ost-Differenzierung nördlich des Mittelmeeres angestrebt (Brunnacker 1969). Naheliegend war es zur Vervollständigung der paläogeographischen Situation Nordafrika einzubeziehen; denn es hatte sich gezeigt, daß die Verschiedenheiten in der Profilausprägung der Einzelgebiete letztlich (also unter selbstverständlicher Berücksichtigung des Relief-Faktors) ebenso wie die Löß-Grenze gegen Trockengebiete hin in Zusammenhang mit dem jeweiligen Grad der Aridität des Raumes stehen. Um zu solchen Fragen erste Hinweise zu bekommen, wurde Tunesien kurz befahren, wiederum dankenswert von der DFG unterstützt. Da zumindest in überschaubarer Zeit die an sich vorgesehenen anschließenden Detailuntersuchungen nicht zur Durchführung kommen, mag es gerechtfertigt sein, einige Befunde zu erläutern. Dies schließt nicht aus, daß in petrographische und pedologische Folgearbeiten früherer Geländeuntersuchungen auch Material aus Tunesien einbezogen sein wird. Die Molluskenfauna hat wie bei anderen Gelegenheiten V. Ložek freundlicherweise bestimmt.

Abgesehen von Andeutungen über lößartige Gesteine in Nordafrika (vgl. Zusammenstellung bei Scheidig 1934) stammen die ersten und bislang einzigen genaueren Hinweise von RATHJENS (1928). Seine Angaben über den Löß in Tripolitanien wurden durch Schwegler (1944) vor allem für die Küstenzone Tunesiens erweitert.

1. Verbreitung und Profilaufbau

Die Deckschichten bestehen bei Matmata aus grobkörnigem Deluviallöß. In dieser Ausbildung liegen sie in der westlichen Verlängerung der durch RATHJENS (1928) gefundenen Lager. Von Matmata ziehen sie zur Küste bei Gabes und gehen dabei zunehmend in Schwemmlöß über.

Ferner wurde im Bergland Westtunesiens, in einem weiten Hochtal südlich le Kef, Deluviallöß neu gefunden. Dazu kommen einige problematische Vorkommen entlang dem Medjerda-Tal, so südlich Souc el Arba, und südwestlich Tunis.

Die Lösse von le Kef schließen sich bezüglich Körnung und Kalkgehalt an die SE-Spaniens an (Brunnacker & Ložek 1969). Molluskenreste scheinen darin in Tunesien manchmal etwas häufiger vorhanden zu sein. Auch der innere Aufbau der Deckschichten entspricht sowohl bei Matmata - Gabes wie bei le Kef dem aus dem trockeneren Spanien und Anatolien gewohnten Bild: An der Basis leiten dünne Geröll- oder Schuttlagen ein. Darüber folgt bis einige Meter mächtiger Deluviallöß, dem allerdings die aus dem Hochland von SE-Spanien bekannten Nässe-Einwirkungen fehlen. Dieser Löß wird durch einen Boden beschlossen. Gebietsweise, so im westtunesischen Bergland, können mehrere derartige Decken üebereinander folgen.

Des öfteren besteht das Liegende der Decken aus fluviatilen Lagern, die — soweit aufgeschlossen bzw. erhalten — im Hangenden durch einen rötlichbraunen Boden mit relativ hartem Kalkanreicherungshorizont oder mit Gipsausscheidungen an der Untergrenze beschlossen werden. Da solche Basisbildungen wenigstens in der Küstenzone nicht selten feinsandig entwickelt sind, ist deren Verwechslung mit dem ausgesprochen groben Löß bei Matmata und in Libyen durch Schwegler (1944) durchaus verständlich.

Die Böden im Deluviallöß südlich von le Kef und bei Matmata können von der Profilmorphologie her, ebenfalls wie in Spanien und im anatolischen Bergland, als Kalkbraunerden in dem Sinne bezeichnet werden, wie für SE-Spanien dargelegt wurde (Brunnacker & Ložek 1969). Daß sich somit darin, zumindest vorerst, keine genetische Bewertung versteckt, sollte beim derzeitigen Stand unserer Kenntnisse zu erläutern unnötig sein.

Orientierungsweise einige Daten zur Körnung und zum Kalkgehalt der Lösse in Tunesien: Ohne Berücksichtigung von Wechsellagerungen von Löß mit Flugsand u. dgl. erreichen in Mitteleuropa die gröbsten Lösse Medianwerte bis etwa 0,035 mm ϕ , während die Flugsande mit Medianwerten bei 0,12, insbesondere aber erst bei 0,15 mm ϕ einsetzen. Die Körnungslücke zwischen Löß und Flugsand wird durch den Löß im Neretva-Tal mit Medianwerten bis 0,045 mm ϕ wie durch Flugsande am Eisernen Tor mit Medianwerten ab 0,11 mm ϕ etwas verkleinert. Interessanterweise liegt nun die Körnung des Lösses von Matmata und Gabes in dieser verkleinerten Lücke mit Medianwerten um 0,05—0,072 mm ϕ . Dennoch wird man das Material gemäß Position im Gelände wie Profilaufbau eher noch als Löß denn bereits als Flugsand ansprechen. Die Kalkgehalte liegen bei Matmata und Gabes mit 12—17 % relativ niedrig. Hingegen fügen sich die Kalkgehalte des Deluviallösses bei le Kef mit 45—60 % wie auch dessen Körnung in die in SE-Spanien gefundene Verteilung ein.

1.1 Südlich le Kef

Als bezeichnend für das westtunesische Bergland kann nachfolgendes Profil gewertet werden:

Profil "le Kef" (Abb. 1)

Etwa 20 km südlich le Kef, etwa 600 m NN, in Wadi aufgeschlossen.

Mittlerer Jahresniederschlag: etwa 500 mm

Mittlere Jahrestemperatur: etwa 16,0° C

Dauer der Dürrezeit: etwa 4 Monate (nach Walter & H. Lieth 1960).

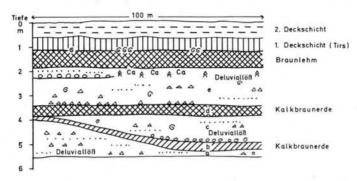


Abb. 1. Profil "le Kef"

Nr.	Tiefe in cm	
	0— 60	Brauner, feinsandiger Lehm
	— 90 —115	humushaltiger, schwarzer, bröckeliger, feinsandiger, schluffiger, toniger Lehm schwarzer, humushaltiger, brockiger, feinsandiger, schluffiger Lehm, Kalk-
		Ausscheidungen auf den Bodenkörpern, Anreicherung von Molluskenschill entlang der Basis
	-185	braunroter, prismatischbrockiger, feinsandiger, schluffiger Lehm
	—210	rotbrauner, lehmiger Feinsand (bis 50 cm dick), seitlich z. T. durch Kalk- anreicherungshorizont vertreten
	-225	hellgraubrauner, sandiger Kies
e	—345	hellgraugelber, feinsandiger Schluff, kalkreich, mit Molluskenschalen, unten bis 10 cm dicke Schutt-Schmitzen
d	-385	rötlichbrauner, feinsandiger, schluffiger Lehm, kalkreich, prismatischbrockig
С	-485	hellbrauner, feinsandiger, schluffiger Lehm, kalkreich, an der Basis bis 15 cm dicke Schotterlage
b	— 520	sehr schwach humushaltiger, brauner, feinsandiger, toniger Lehm, prismatisch- brockig, kalkreich
a	—550	hellbrauner, feinsandiger, schluffiger Lehm, kalkreich
Deut	ung:	
Nr.	Tiefe in cm	
	0— 60	Kolluviale Deckschicht (2. Deckschicht)
	-115	tirsoider Boden aus kolluvialer Decke (1. Deckschicht)
		M. Jim and J. (Town Witness)
	—185 —210	braunroter Mediterranboden (Typ Kitros)
	-210 -225	Kalkanreicherungshorizont des hangenden Bodens Kieslage
	-223	Erosionsdiskordanz?
e	-345	Deluviallöß
		Delatimos
d	-385	rötlichbrauner Boden (Kalkbraunerde)
c	-485	Deluviallöß
	 	brauner Boden, schwach humushaltig (Kalkbraunerde)
a	—520 —550	Deluviallöß

Im Löß von le Kef wurden kleine Helicellinae, ferner Rumina decollata und eine Helix-Art festgestellt. Diese Gemeinschaft, die ergänzender Aufsammlungen im Gelände wie weiterer Untersuchungen bedarf, steht der "kaltzeitlichen" Fauna von Gabes (s. unten) näher als der dort im umgelagerten Material eines tirsoiden Bodens gefundenen warmklimatischen Fauna (nach Ložek).

Auf die generellen Ähnlichkeiten mit den Profilen in SE-Spanien zwischen Granada und Velez Rubio wurde verwiesen. Eine genauere zeitliche Einstufung der tieferen Glie-

der ist allerdings kaum möglich. Hingegen sind der braunrote Boden (115—185 cm Tiefe) und die beiden ihn überlagernden Deckschichten von ausnehmendem Interesse. Der rötliche Boden entspricht dem als "Mediterranboden vom Typ Kitros" beschriebenen Profilbild eines Braunlehms, der nach mikromorphologischem Befund (H. J. ALTEMÜLLER) eine sehr komplexe Genese hinter sich hat (vgl. Brunnacker u. Mitarb. 1969). Er ist also durch erheblich kräftigere Verwitterung gekennzeichnet als die tiefer im Aufschluß eingeschalteten, genetisch aber vorerst noch viel problematischeren Kalkbraunerden.

Die über dem Braunlehm folgende 1. Deckschicht, die synsedimentär zum tirsoiden Boden umgeformt wurde, muß älter sein als die römische Besiedlung des Landes (gemäß darauf errichteten Bauwerken). Die 2. Deckschicht dürfte hingegen in Zusammenhang mit anthropogenen Eingriffen stehen. Beide Deckschichten hat Bos (1971) auch in etwas nördlicheren, humiderem Bereich in vergleichbarer Ausprägung gefunden. Er stuft die ältere davon in das frühe Holozän, was sich mit unserer Auffassung etwa deckt. Der liegende braunlehmartige Boden müßte sich demnach im (ausgehenden?) Spätglazial unserer mitteleuropäischen Terminologie gebildet haben. Dafür ist allerdings Vorbedingung, daß an der Basis des tirsoiden Bodens keine wesentlichere Schichtlücke vorhanden ist. Gemäß der weiten Verbreitung solcher Unterlagerung des Tirs-Bodens durch einen Braunlehm in den Hochlandsbecken zwischen Thala und le Kef sollte der enge zeitliche Kontakt gesichert sein. Insgesamt ergibt sich daraus eine Einstufung des Braunlehms in den oberen Abschnitten des Soltanien (= Würm-Kaltzeit). In Marokko wird übrigens im nämlichen Zeitabschnitt die Flugsandbildung an der Küste durch einen zumindest makromorphologisch einigermaßen vergleichbaren Boden abgelöst (BEAUDET, MAURER & RUELLAN 1967).

Offen bleibt vor allem der klimatische Hintergrund der Bildung der 1. Deckschicht und deren Umformung in einen tirsoiden Boden. Solche Tirse kommen in Tunesien z. B. im Becken von Beja (wenn auch ohne Unterlagerung durch einen Braunlehm), südlich Tabarka, bei le Kef (s. oben) und gegen Süden hin in zunehmend trockeneren Bereichen flächig vor. Daran fügt sich, mit freilich anderer Zeitsellung, der nachfolgend behandelte Fund von Gabes. Ergänzend können aus dem europäischen Bereich die ihrer Ausbildung nach zugehörigen, wenngleich zumeist als Schwarzerden bezeichneten Humuszonen der beginnenden Würmeiszeit, sowie subrezente Bildungen gleicher Art angeführt werden.

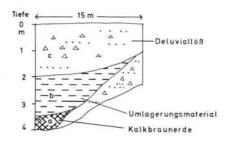


Abb. 2. Profil "Matma"

Es ist schon bemerkenswert, wieweit die heutige Parabraunerde (ohne Berücksichtigung durch jüngste Störungen) und die interglazialen Parabraunerden in Europa verbreitet sind; denn sie werden erst an der N-Grenze des mediterranen Raumes abgelöst. Und demgegenüber reicht die räumliche und zeitliche und damit letztlich auch klimatische Spannweite tirsoider Böden noch weit hinaus, nämlich bis zum Rand der ariden Subtropen und selbst südlich davon noch vorkommend. Vorbedingung für ihr Auftreten scheint allerdings Position in einer Reliefdepression mit Einspülungen kalkhaltiger oder wenigstens basenreicher tonig-schluffiger Komponenten zu sein (BRUNNACKER 1970). Wenn-

gleich also dieser Bodentyp über die verschiedensten Klimazonen hinweggreift, so ist er doch an Bedingungen gekoppelt, die flächige Verspülungen bei einer die Humusbildung begünstigenden Umwelt erlauben.

1.2 Matmata

Der in einem kleinen Becken im Bergland von Matmata vorkommende relativ grobe Deluviallöß ist bis etwa 5 m mächtig erschlossen.

Profil "Matmata" etwa 400 mm NN (Abb. 2) Mittlerer Jahresniederschlag: etwa 240 mm Mittlere Jahrestemperatur: 18,9° C Dauer der Dürrezeit: etwa 7 Monate

Nr.	Tiefe in cm	
c	0—200	Hellbrauner, grobschluffiger bis schluffiger Feinsand, mit dünnen Schuttschmitzen, kalkhaltig, mit etwas Molluskenschill
b	—350	rötlichbrauner, grobschluffiger bis schluffiger Feinsand, mit dünnen Schutt- schmitzen, kalkhaltig
a	-400	rötlichbrauner, grobschluffiger bis schluffiger, lehmiger Feinsand, schwach kalkhaltig, z. T. Kalkpigmente

Die Basis des Profils wird durch einen Boden aus Verschwemmungsmaterial gebildet, der (mit dem üblichen Vorbehalt) als rötliche Kalkbraunerde bezeichnet wird. Der Boden ist an dieser Stelle weit über das übliche Maß hinaus sekundär mit kleinen Kalkkonkretionen durchsetzt. Darüber folgt durch Verschwemmung umgelagertes Bodenmaterial und schließlich Deluviallöß.

Vorkommen der geschilderten Ausbildung ziehen als lückige, einige Meter mächtige Decke entlang der S-Grenze der Löß-Verbreitung bis gegen Gabes, wobei im Unterschied zu anderen mediterranen Löß-Vorkommen, abgesehen von denen des Neretva-Tales, die Körnung verhältnismäßig grob, aber dennoch gut sortiert ist.

Der Deluviallöß im Raum Matmata—Gabes läßt sich hinsichtlich des einfachen Profilaufbaues, also abgesehen von der Körnung und dem Kalkgehalt, am ehesten mit Vorkommen westlich Murcia vergleichen, mit denen er außerdem die Position entlang der Trockenheits-Grenze der mediterranen Löß-Verbreitung gemein hat (= heute 200 mm Niederschlagslinie).

1.3 Ergebnis

Die eigenen bisherigen von Löß-Vorkommen, damit verbundenen Paläoböden und Molluskenfaunen ausgehenden Befunde im nordmediterranen Raum lassen sich auf Tunesien übertragen, wobei für die letzte Kaltzeit prinzipielle Gesichtspunkte bestätigt werden (Brunnacker 1969), nämlich:

- 1. Sie war allgemein durch eine kräftige Temperaturdepression gekennzeichnet.
- Gegenüber den heutigen Bedingungen hat relativ trockenes Klima vorgelegen, wobei der Hauptniederschlag im Winter gefallen ist.
- 3. Anfangs herrschten (relativ gesehen) feuchtere, später trockenere Verhältnisse vor.
- 4. Die regional-klimatische Situation auf Grundlage des Profilaufbaues verhält sich analog heutigen Klima-, insbesondere Niederschlagsdaten bzw. ist abhängig vom jeweiligen Grad der Aridität.

Damit sind im mediterranen Raum im Großablauf der letzten Kaltzeit gegenüber dem nördlich angrenzenden periglazialen Bereich keine Unterschiede grundsätzlicher Art vorhanden; denn selbstverständlich muß dabei von Differenzierungen abgesehen werden,

die im Süden jeweils durch allgemein wärmeres Klima und durch Winterniederschlag bedingt sind. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß gegen aridere Räume hin die Niederschläge zunehmend unregelmäßiger verteilt sind und auch früher waren.

Solche Befunde fügen sich in die neueren Ergebnisse anderer Arbeitsrichtungen ein, so der Pollenanalyse (z. B. WIJMSTRA 1969 u. a., zusammengefaßt bei Frenzel 1967, Beug 1968, v. d. Hammen, WIJMSTRA & ZAGWIJN 1971), der Schneegrenzdepression (Messerli 1967), und der Geomorphologie (Bos 1971, Rohdenburg 1970).

2. Gesamtgliederung

Die obige Zusammenstellung beschränkt sich auf einige Beobachtungen über lößartige Gesteine und Böden und führt damit die im nordmediterranen Raum begonnene Sammlung entsprechender Befunde weiter; denn man sollte sich schließlich darüber im klaren sein, daß die Diskussion der jungquartären Klimaentwicklung im mediterranen Raum und in den anschließenden ariden Subtropen und damit des Pluvialproblems nur auf der Grundlage einer Feinstratigraphie möglich sein wird. Diese wiederum kann nur von den Vorstellungen ausgehen, welche seinerzeit für Mitteleuropa entwickelt wurden. Deren Veränderungen müssen schrittweise gegen wärmere Klimazonen hin verfolgt werden — eine Auffassung, die offensichtlich derzeit noch nicht allgemeinere Anerkennung finden kann.

2.1 Aquivalente des Frühglazials der letzten Kaltzeit

Eine Sonderstellung innerhalb der oben behandelten Abfolge bei Matmata nimmt ein Profil nächst Gabes ein. Während im mediterranen Bereich bislang keine eindeutigen Entsprechungen der Humuszonen gefunden werden konnten, die im periglazialen Raum örtlich den Beginn der letzten Kaltzeit einleiten, wurde ausgerechnet im südlichsten Löß-Gebiet ein derartiges Profil angetroffen.

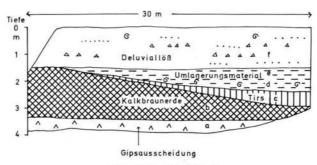


Abb. 3. Profil "Gabes"

Profil "Gabes" (Abb. 3)

Etwa 7 km von Gabes entfernt an der Straße nach Matmata, etwa 20 m NN, im Straßeneinschnitt am Rande eines Wadi aufgeschlossen.

Mittlerer Jahresniederschlag: 175 mm Mittlere Jahrestemperatur: 19,3° C

Zahl der Dürremonate: 12

Nr.	Tiefe in cm	
f	0—150	Hellbrauner, nach oben hellgraubrauner, feinsandiger, lehmiger Schluff, kalk-
e	—180	haltig schwach humushaltiger, graubrauner, feinsandiger, lehmiger Schluff, schwach kalkhaltig

d	—235	humushaltiger, dunkelbraungrauer, bröckeliger, lehmiger Feinsand, schwach kalkhaltig, mit Molluskenschalen
c	—285	humushaltiger, dunkelgrauer, prismatischbrockiger, lehmiger Feinsand, mit zahlreichen feinen Rhizosolenien, schwach kalkhaltig (z. T. pigmentartig an- gereichert)
b	—345	brauner, schwach rötlicher, schluffiger, schwach lehmiger Feinsand, schwach bröckelig, mit Nadelstichporen, kalkhaltig
а ,	—380	hellbraungrauer Feinsand, leicht durch Gips verfestigt (in Pigmenten konzen- triert), mit cm-großen Rostschlieren
Deut	ung:	
Nr.	Tiefe in cm	
f	0-150	Deluviallöß (Unterteilung nicht möglich)
e d	-180	Umlagerungsmaterial des Liegenden mit Beimengung von Deluviallöß
d	-235	Umlagerungsmaterial (verschwemmt) des liegenden Bodens
		TO SAFETY OF THE
c 	—285 ———	tirsoider, schwarzerdeähnlicher Boden Erosionsdiskordanz (schwach)

Die Unterlage des Bodens b/a wird, entsprechend den Verhältnissen in der näheren Umgebung, weitflächig durch eine feinkörnige, fluviatile Schüttung gebildet. Daraus hat sich der rotbraune Boden vom Typ der Kalkbraunerde (oder -Vega?) (b) gebildet. Getrennt durch eine schwache Erosionsdiskordanz folgt darüber Verschwemmungsmaterial, das in eine tirsoide Bodenbildung einbezogen wurde (c). Neubelebung der Umlagerung hat diesen Boden erfaßt und sein Material ebenfalls in der kleinen Reliefdepression zusammengeschwemmt — jedoch, ohne sichtbare weitere pedogenetische Überprägung (d). Darauf folgt Übergang zum hangenden Deluviallöß (e) und derselbe schließlich in typischer Ausbildung (f).

Gipsanreicherungshorizont, rostfleckig, zum hangenden Boden gehörig, leicht

Würde dieses Profil im einstigen Periglazialbereich gefunden werden, würde man es bedenkenlos dahin interpretieren, daß der tirsoide Boden in den Anfang einer Kaltzeit, und zwar der Geländeposition nach der letzten, gehört. Für das Profil von Gabes scheint es jedoch höchst zweifelhaft die Korrelation im Detail so weit zu treiben, zumal der letztinterglaziale Strand hier nicht erfaßt ist. Er soll im heutigen Meeresniveau liegen (GOBERT 1961).

Schließlich ist im Umlagerungsmaterial des tirsoiden Boden (d) eine zumindest weitgehend autochthone mediterrane Großschneckenfauna mit Eobania vermiculata vertreten, die als warmzeitlich angesprochen werden könnte. Aber auch dieser Befund spricht letztlich unter Berücksichtigung der geographischen Breite eigentlich nur dafür, daß hier in den Anfangszeiten des Soltanien noch relativ warme und gegenüber heute (jahreszeitlich) etwas feuchtere Bedingungen gegeben waren. Im Deluviallöß darüber treten nur kleine Molluskenformen auf, bes. Helicellinae, die eine Kaltzeit repräsentieren dürften (nach Ložek).

2.2 Aquivalente des Spätglazials der letzten Kaltzeit

rotbrauner Lehm

Ь

-345

-380

Der den Deluviallöß von le Kef im Hangenden abschließende braunlehmartige Boden deutet auf wieder etwas feuchtere Bedingungen in der ausgehenden letzten Kaltzeit und vielleicht auch noch in der frühen Nacheiszeit. Hier ist somit eine ähnliche klimatische Situation mit etwas humideren Bedingungen gegeben wie am Beginn dieser Eiszeit.

2.3 Vergleiche

Das für diese Schilderung sicherlich interessanteste Vergleichsprofil liegt rd. 30 km nördlich Gabes, aufgeschlossen im Qued el Akarit, einige Kilometer von der heutigen Küste entfernt. Die Angaben über diese Fundstelle werden von R. Coque (1962) und Gobert (1961) übernommen. Eigene Beobachtungen waren bei unserem Besuch 1970 wegen der Veränderungen durch Starkregen im Vorjahr zu sehr beeinträchtigt (vgl. Tab. 1):

Tabelle 1 Gegenüberstellung besprochener Profile aus Tunesien

	Gabes	Qued Akarit	le Kef	
Jungholozän	flächiger Abtrag	Flugsand, lokal, Umlagerungen	lineare Erosion 2. Deckschicht	
Altholozän		Deckschicht = tirsoider Boden, lokal	1. Deckschicht = tirsoider Boden	
—Spätglazial		Rötung und Gipskruste, weitflächig	Braunlehm	
höherer Teil der letzten Kaltzit	Deluviallöß	fluviale Bildungen, weitflächig	Deluviallöß, unterteilt durch Kalkbraunerden	
	Verschwemmungs- horizont			
tieferer Teil	tirsoider Boden, lokal	nächst Quelle		
der letzten Kaltzeit	geringe Einschneidung	humose Bildungen		
	Kalkbraunerde (oder -vega)			

Am Wadi-Rand sind Ablagerungen erschlossen, die das Glacis 2 aufbauen. An ihrer Basis ist eine Wechselfolge von grauen und anmoorigen schwarzen Tonen vorhanden. Sie werden als Sumpfablagerungen infolge artesischer Süßwasseraustritte gedeutet, wie sie in der Nachbarschaft auch heute vorkommen. Die oberste 60 cm dicke graue Schicht führt Moustérien mit einem Knochenlager von Großsäugern. In den grauen Lagen finden sich Wasserschnecken, wobei vielleicht Truncatellen auf etwas salzigeres Milieu deuten. Ferner wurden darin gefunden Helix sp. und Rumina sp. und schließlich Macularia niciensis Fér., die heute in Nordafrika fehlt und in den Seealpen bis 1500 m NN und in Ligurien bis 2200 m NN hinaufgeht. In den schwarzen Lagern tritt Alexias sp. reichlicher auf. Sie lebt unter Krautvegetation feuchterer Hänge. Bei den Pollen sind solche von Chenopodiaceen weitaus dominant. Insgesamt deutet sich darin für die weitere Umgebung eine, z. T. versalzene Kräutersteppe an, die nicht grundsätzlich von der heutigen verschieden war. Unter Einbezug der Molluskenreste zeigt sich ein weniger heißer und weniger feuchter Lebensraum als derzeit, wobei die Küste weiter entfernt war.

Eine entsprechende Kulturschicht, an Tropfsteinen mit C¹⁴ datiert, ist älter als rd. 46 000 b.p. (Hey 1961).

Über solchen lokalen Bildungen folgt in weiter Verbreitung eine im Untersuchungsgebiet etwa 4 m mächtige gelbliche Folge tonig-sandigen Lehms mit gelegentlichen Einschaltungen von Geröllschnüren. (Diese Decke ist nach unseren Beobachtungen relativ san-

dig entwickelt.) Nach oben nimmt sie rötliche Färbung an und ist etwas stärker verfestigt. Darin wurden an der genannten Fundstelle nach Gobert (1961) einzelne auf Atérien deutende Werkzeuge gefunden. Oben ist in einer lokalen Eintiefung der Decke ein bis 50 cm dickes dunkles, verdichtetes Material vorhanden. In diesem oberen Niveau häufen sich Artefakte der Lamellen-Industrie und Molluskenreste (Leucochora candissima).

Die Folge wird durch eine wiederum weit verbreitete bis 1 m dicke Gipskruste abgeschlossen, auf der noch Lamellen-Artefakte liegen. Gelegentlich wird die Kruste von jüngsten rötlichen äolischen Feinsanden überdeckt. Darin finden sich Helix-Arten entsprechend der heutigen Fauna.

Die erwähnte Lamellen-Industrie ist nach GOBERT (1961) älter als das Capsien und wird in das Spätglazial eingestuft.

Für die Zeit, die etwa unserem Hochglazial entspricht, werden relativ kalt-trockene Bedingungen gemeldet (so u. a. für die Cyrenaika durch Hey 1961). Keinesfalls läßt sich aber wegen der Gipskruste auf anhaltende aridere Bedingungen schließen. Vielmehr sind solche Bildungen in diesem Fall spätestens gegen Ende der Ablagerungen der Sedimente des Glacis 2 im Zusammenhang mit einer Art Grundwasser-Schwankungsbereich (i.w.S.) und etwas oberhalb davon gebildet worden. Sie sind keinesfalls als eindeutige Oberflächenkruste arider Bedingungen vorstellbar (vgl. dazu Mensching 1964, Zimmermann 1963). Im zeitlichen Ablauf müssen sich demnach wieder relativ feuchtere Bedingungen eingestellt haben, wie sie neuerdings auch südlich des Aurès-Gebirges erwähnt werden (Williams 1970). Der humideren Phase im Spätglazial könnte ferner ein erneuter Anstieg des Tschad-Seespiegels gegen 12000 b.p. nach Servant, Servant, Delibrias & Faure (1969, weitere Literatur bei Rohdenburg 1969) entsprechen.

Eine vergleichende Übersicht der behandelten Profile bringt Tab. 1. Darin wird davon ausgegangen, daß bei le Kef jeweils etwas feuchtere und in der Umgebung von Gabes trockenere Verhältnisse vorgelegen haben.

3. Intensivierungsphasen der Pedogenese

Die Besonderheiten des tunesischen Raumes wurden, soweit bei der Orientierungsreise erfaßbar, anhand der Profile von Gabes und le Kef erläutert: Für Mitteleuropa ist, wie gewohnt, das Aktivitätsmaximum der Pedogenese (abgesehen von der in ihrer vollen Tragweite noch immer diskutierten "spätglazialen" Einleitung) in den Warmzeiten zu sehen. Demgegenüber verlagert sich diese Aktivierung innerhalb der mediterranen Zone gegen südlichere, aridere Räume hin auf den Übergang und in den Anfang sowie schließlich auch in den Ausgang der Kaltzeiten (bzw. der letzten Kaltzeit). Bei dieser zeitlichräumlichen Verschiebung vollzieht sich zudem ein Wandel von braunlehmartigen Böden in feuchteren Gebieten zu "Kalkbraunerden" udgl. in trockeneren Räumen. Entsprechende Typen und regionale Verteilung derselben können übrigens auch in Interstadialen gefunden werden.

Es wird damit für die verschiedenen mediterranen Zonen unterstellt, daß in den Warmzeiten in feucht-warmen Bereichen die Pedogenese durchgängig wirksam war und lediglich die Übergangszeiten zunehmend einbezogen wurden. Gegen trockenere Räume hin machen sich, pedogenetisch gesehen, diese Übergangszeiten gleichsam zunehmend selbständiger, während die zwischenliegende Warmzeit an pedogenetischer Wirksamkeit verliert.

Insgesamt trennen damit gegen aridere Räume hin Phasen mit intensivierter Pedogenese jeweils einen warmen Abschnitt, entsprechend den heutigen Bedingungen, von einem relativ kühleren Abschnitt mit ebenfalls trockeneren Verhältnissen. Letzterer wird nördlich der Alpen durch Kaltklima vertreten. Das Modell von ROHDENBURG (1970) hinsichtlich der morphologischen Stabilitätszeiten mit geförderter Pedogenese sollte sich auf diese Zwischen- bzw. Übergangszeiten beschränken, für die der Begriff "Pluvialzeit" noch am ehesten mit einer gewissen Berechtigung - wenngleich auch nicht in der ursprünglichen Definition - beibehalten bleiben kann.

Wenn sich solche Überlegungen, denen freilich noch weiter sehr sorgfältig nachgegangen werden muß, erhärten lassen, dann würde dies bedeuten, daß sich die Asymmetrie des würmzeitlichen Klimaverlaufes, bedingt durch die relativ rasche Wiedererwärmung am Ende, mit zunehmender Entfernung von den großen Vergletscherungszentren etwas ausgleicht.

Die bisherigen Vorstellungen über die Pluvialzeiten der ariden Subtropen wurden weitgehend durch geomorphologische Erwägungen insbesondere über die Wirksamkeit fluviatiler Vorgänge, bestimmt. Neuerdings werden diese durch pedogenetische Aspekte modifiziert (vgl. dazu Beaudet, Maurer & Ruellan 1967). In diesem Beitrag werden hingegen die Wechselbeziehungen zwischen Löß- und Bodenbildung, aus anderen Räumen hereingetragen, zur Grundlage paläoklimatischer Erwägungen gemacht: Das regionale Bild wird damit im arideren mediterranen Raum infolge pedogenetischer Steigerungsphase am Anfang und Ausgang der letzten Eiszeit ziemlich differenziert. Diese Steigerungen sind wohl nicht (nur) Folge bereits oder noch relativ niedriger Temperaturen, sondern auch relativ humiderer Bedingungen. Dazwischen liegt der Hauptabschnitt der letzten Kaltzeit mit weiterer Temperaturdepression und allgemein reduzierten Niederschlägen. Pluviale Erscheinungen in dessen Sedimentbild werden insbesondere vorgetäuscht als Fernwirkungen der Vorgänge, die sich in Bergländern bei herabgedrückten, relativ humideren Höhenstufen (und damit verbundener Arealausweitung derselben - vgl. SE-Spanien) abspielten.

4. Schrifttum

BEAUDET, G., MAURER, G. & RUELLAN, A.: Le Quatermaire Marocain, Observations et hypothèses nouvelles. - Revue Géograph physique et Géol. dynamique, 9, 269-310, Paris 1967.

Beug, H.-J.: Probleme der Vegetationsgeschichte in Südeuropa. - Ber. Deutsch. Bot. Ges., 80, 682-689, 1968.

Bos, R. H.: Quaternary Evolution of a Mountainous Area in N. W. Tunisia - a geomorphological and pedological Analysis. - Publ. Fysisch-geogr. en bodenkundig Lab. Univ. Amsterdam, Nr. 9, Amsterdam 1971.

Brunnacker, K.: Affleurements de Loess dans les Régions Nordmediterranéennes. — Revue Géogr. physique et Géol. dynamique, 11, 325-334, Paris 1969.

-: Zwei Lößprofile extremer Klimabereiche Bayerns. — Geol. Bayarica, Nr. 65, 195—206,

BRUNNACKER, K., ALTEMÜLLER, H.-J. & BEUG, H.-J.: Das Profil von Kitros in Nordgriechenland als Typusprofil einer mediterranen Lößprovinz. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 90-110, Ohringen 1969.

Brunnacker, K., Basler, Dj., Ložek, V., Beug, H.-J. & Altemüller, H.-J.: Zur Kenntnis der Lösse im Neretva-Tal. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 132, 127—154, Stuttgart 1969. Brunnacker, K. & Ložek, V.: Löß-Vorkommen in Südostspanien. — Z. Geomorph., N. F. 13,

297-316, Berlin - Stuttgart 1969.

Coque, R.: La Tunisie présaharienne. — Paris 1962.

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

GOBERT, E. G.: La préhistoire dans la zone littorale de la Tunisie. — Quaternaria, 6, 271-307, Roma 1961.

HAMMEN, T. v. d., WIJMSTRA, T. A. & ZAGWIJN, W. H.: The Floral Record of the Late Cenozoic of Europe. — The Late Cenozoic Glazial Ages, 391—424, New Haven and London 1971. HEY, R. W.: The Quaternary and Palaeolithic of Northern Libya. — Quaternaria, 6, 435-449,

Roma 1961.

Mensching, H.: Zur Geomorphologie Südtunesiens. — Z. Geomorph., N. F., 8, 424—439, Berlin

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

RATHJENS, C.: Löß in Tripolitanien. — Z. Ges. Erdkd., 1928, 211—228, Berlin 1928.

ROHDENBURG, H.: Hangpedimentation und Klimawandel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias. — Gießener Geogr. Schr., H. 20, 57—152, Gießen 1969.

—: Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. —
 Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, 81—96, Öhringen 1970.

Scheidig, A.: Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften. — Dresden u. Leipzig 1934.

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

Serant, M., Servant, S., Delibrias, G. & Faure, H.: Les formations lacustres des basses regions du Tschad au Quaternaire superieur et recent. — VIIIe Congr. INQUA Paris 1969 — Résumés des Communications, S. 296, Paris 1969.

WALTER, H. & LIETH, H.: Klimadiagramm-Weltatlas. Jena 1960.

WIJMSTRA, T. A.: Palynology of the first 30 Metrs of a 120 M deep sections in northern Greece. — Acta Bot. Neerl., 18, 511—527, 1969.

WILLIAMS, G. E.: Piedmont sedimentation and late Quaternary chronology in the Biskra region of northern Sahara. — Z. Geomorph., Suppl., 10, 40—63, Berlin - Stuttgart 1970.

ZIMMERMANN, H.: Zur Kenntnis des Quartärs der südtunesischen Schottregion. — Vierteljahrschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 2, 1963.

Manuskr. eingeg. 29. 9. 1971

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. K. Brunnacker, Geolog. Inst. der Univ., 5 Köln, Zülpicher Str. 49.

Das Ausmaß der würmzeitlichen Isèretalvergletscherung im Lichte neuer Datierungen

Von Christian Hannss, Tübingen

Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung. Archäologische und schon bekannte ¹⁴C-Datierungen am Rand des Vercors ebenso wie die Analyse der Lokalvergletscherung der Belledonne scheinen zu beweisen, daß nach 35—40 000 B.P. kein Gletscher im Grenobler Becken die Höhenmarke von 350 bis 400 m überschritten hat. Eine neue ¹⁴C-Datierung, die mit fossilem Holz aus einer südlich von Grenoble gelegenen, sich nur 15 bis 25 m über der heutigen Alluvialeben der Isère erhebenden Terrasse durchgeführt wurde, hat ein Alter von $26\,500\,\frac{+\,2200}{-\,1800}$ bzw. $29\,300\,\frac{+\,5000}{-\,3100}$ B.P. ergeben.

Da die Terrasse keinerlei Spuren einer nachträglichen Eisüberfahrung aufweist, muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß das Grésivaudan und die Cluse de Grenoble nach dem Stillfried B-Interstadial eisfrei geblieben sind.

In Übereinstimmung mit einem würmzeitlichen Isèregletscher, der das Alpenvorland nicht mehr erreicht hat, stände die Tatsache, daß die Quartärablagerungen des Grésivaudan insgesamt sehr viel älter sind als die des Inntales im Raum von Innsbruck.

R é s u m é . Des datations archéologiques et des datations au $^{14}\mathrm{C}$ en bordure du Vercors déjà connues ainsi que l'analyse de la glaciation locale de la Belledonne semblent prouver qu'aucun glacier s'avançant après 35—40 000 B.P. a pu atteindre la côte de 350—400 m dans la cuvette de Grenoble. Une nouvelle datation au $^{14}\mathrm{C}$ avec du bois fossile prélevé dans une terrasse au S de Grenoble, s'élevant seulement 15 à 25 m au-dessus de la plaine alluviale de l'Isère actuelle, a donné l'âge de 26.500 $\frac{+}{-}$ 2200 respectivement 29.300 $\frac{+}{-}$ 5000 B. P.

Etant donné que la terrasse en question ne montre aucune trace d'une ultérieure déformation glaciaire, il faut compter avec la possibilité que la cluse de Grenoble et le Grésivaudan étaient sans glace après l'interstade de Stillfried B.

Un glacier wurmien de l'Isère n'ayant plus atteint l'avant-pays des Alpes serait en accord avec le fait que l'âge des dépôts quaternaires dans le Grésivaudan est beaucoup plus élevé que celui des terrasses dans la vallée de l'Inn près d'Innsbruck.

Die herkömmliche Anschauung über den Verlauf der Würmvereisung im Einzugsbereich der Isère besagt, daß Eisströme aus dem Isère-, Romanche- und Dractal sich im Raum von Grenoble zu einem Gletscher vereinigten, der bis an den Ausgang der zwischen der Chartreuse und dem Vercors gelegenen Cluse de Grenoble gereicht hat. Mit diesem mächtigen Gletscher, der ältere, teilweise bis ins letzte Interglazial zurückreichende Quartärablagerungen im Grésivaudan mit seinem Glazialschutt zugedeckt haben soll, brachte man auch Moränen in Zusammenhang, die oberhalb von dem selbst nur 200 m hoch gelegenen Grenoble im Vercors und der Belledonne zwischen 1000 m und 1200 m gefunden werden können (GIGNOUX, MORET 1952, 168—169 u. 175).

Ein jüngster würmzeitlicher Eisvorstoß des Isère- und Romanchegletschers soll dann noch das sich unmittelbar südlich von Grenoble erhebende und rund 400 m hohe Plateau von Champagnier erreicht haben. Während diesem "stade d'Eybens" oder "néowurmien" wie es Kilian bezeichnet, sollen die mächtigen Schotter, welche das Plateau von Champagnier aufbauen, abgelagert worden sein (LORY 1929, 142).

In jüngster Zeit stellte sich auf Grund archäologischer Befunde (MALENFANT 1969, 1382) und von ¹⁴C-Analysen (Monjuvent 1969 a, 1372—1374) in Randbereichen des Vercors heraus, daß nach 35 000 B. P. kaum ein Gletscher im Raum von Grenoble bis 1200 m hinaufgereicht haben kann.

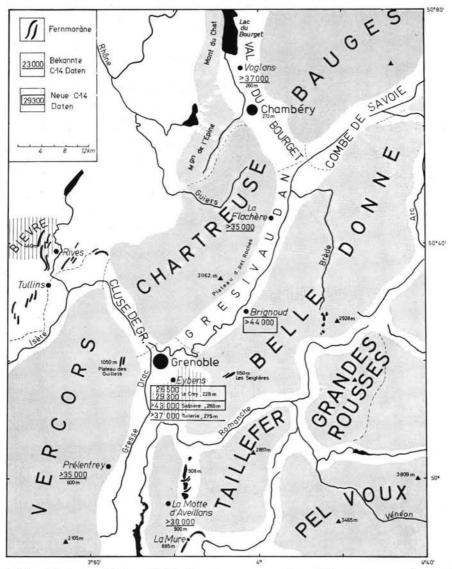


Abb. 1. Übersichtskarte wichtiger ¹⁴C-Datierungen von quartären Ablagerungen aus den nordfranzösischen Alpen im mittleren Einzugsbereich der Isère. (La Flachère u. Brignoud 330 m NN.)

Die Spuren einer ausgereisten Moustérienkultur auf dem Plateau des Guillets unmittelbar westlich von Grenoble machen es unmöglich, daß nach 40 000 bis 35 000 B, P. ein würmzeitlicher Gletscher aus dem Isère-, Romanche- oder Dractal die hier in 1050 m zu findenden Fernmoränen abgelagert hat. Die ¹⁴C-Datierung eines lokalen Kalkschutt-körpers, der vom O-Abfall des Vercors im Raum von Prélenfrey sich bis 550 m hinab ins Gressetal erstreckt, machen sogar eine maximale Eisstromhöhe von nur 350—400 m im Bereich von Grenoble nach 35 000 B. P. wahrscheinlich.

Auch glazialmorphologische Befunde in der Belledonne scheinen darauf hinzudeuten, daß während der letzten würmzeitlichen Vereisungsphase ein Isèregletscher im Grésivaudan eine nur relativ geringe Eismächtigkeit hätte erreichen können. In mehreren westlichen Tälern der Belledonne finden sich bis maximal 600 m hinab verfolgbare Aufschüttungsterrassen. Im Vallée du Ruisseau de Laval wurzeln sie in einer in 900 m Höhe, etwas unterhalb von La Boutière das Hochtal abriegelnden Stirnmoräne. Es errechnet sich für sie eine Schneegrenze von annähernd 1600 m. Diesem Wert entspricht eine Depression von 1100 m, da die heutige Schneegrenze in der westlichen Belledonne bei rund 2700 m zu suchen ist.

Während einer spätglazialen Vergletscherungsphase dürsten die fraglichen Terrassenablagerungen nicht entstanden sein, da nach Heuberger (1966, 104) kein spätglazialer Gletscher eine über 700 m hinausgehende Schneegrenzdepression aufgewiesen hat. Für die bis 600 m hinabreichende Talverschüttung in den westlichen Belledonnetälern käme somit die letzte würmzeitliche Vergletscherungsphase in Betracht, während der der Isèrehaupttalgletscher unter der Höhenmarke von 600 m hätte geblieben sein müssen.

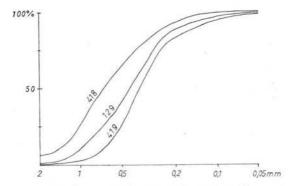


Abb. 2. Summenkurven von Sanden aus Eybens-Le Crey. Die Probenummern beziehen sich auf die Abbildung 3.

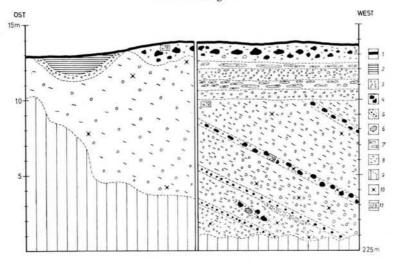


Abb. 3. Profil der Kiesgrube von Eybens-Le Crey.

1 = A-Horizont; 2 = Rotlehme des B-Horizontes; 3 = aus Kristallin- und Kalkkomponenten bestehende Schotter; 4 = kristalline und kalkalpine Grobschotter, vermischt mit Sanden und Kiesen; 5 = mit feiner Mangankruste überzogene Schotterlagen; 6 = runde Tonklumpen; 7 = Sandlinsen; 8 = Schichtung; 9 = verstürzte Aufschlußteile; 10 = Fundstellen fossiler Hölzer; 11 = Nummern der bearbeiteten Proben.

Tabelle 1

Ergebnisse granulometrischer Untersuchungen in Eybens-Le Crey

Probe- nummer	Ort	Höhe	Median- wert	Qdphi	Hé	So	Kalk-	Natur der Ablagerungen
129	Eybens-	230 m	0,38	0,62	0,6	1,58	28 %	Fluß-bzw.
419	Le Crey	235 m	0,44	0,4	0,4	1,38	27 0/0	
418	(225-240 m)	238 m	0,57	0,625	0,55	1,56	28 0/0	Deltasande

Tabelle 2

Rundungsindex der Schotter von Eybens-Le Crey

Lokalität	Medianwert	Mittel	Maximum
Eybens-Le Crey (225—240 m)	375	428	450
Rezente Isèreschotter bei Domène (Grésivaudan)	390	407	400

Heute ist es jedoch nicht mehr als sicher anzusehen, ob nach dem Stillfried B-Interstadial überhaupt noch ein Gletscher das Grésivaudan bedeckte. Im S von Grenoble läßt sich in 240 m Höhe, nur 15 bis 25 m über der heutigen Alluvialebene, ein Terrassenniveau verfolgen, zu dem auch der Komplex von Le Crey gehört. Die südwestlich von Eybens gelegene Terrasse besteht aus sehr steil einfallenden Schottern, die von einem mehrfach gegliederten, horizontal gelagertem Schotterpaket abgedeckt werden.

Morphometrische und granulometrische Untersuchungen haben ergeben, daß es sich in Übereinstimmung mit der Schichtlagerung um fluviatile bzw. Deltaablagerungen handeln muß. In den Schottern sind Holzreste geborgen worden, deren Alter dank einer finanziellen Unterstützung der DFG im $^{14}\text{C-Labor}$ des II. Physikalischen Institutes der Universität Heidelberg bestimmt werden konnte. Das einigermaßen erstaunliche Resultat ergab $26\,500\,\frac{+\,2200}{-\,1800}\,$ und $29\,300\,\frac{+\,5000}{-\,3100}\,$ B. P.

Die Ablagerungen der Le Crey-Terrasse wären demnach in das Stillfried B-Interstadial zu stellen, ähnlich den Inntalseetonen von Baumkirchen (FLIRI 1970, 521) und den Schottern aus der Monte Cavallogruppe der Venezianischen Alpen (FUCHS 1969, 68).

Eine Eisüberfahrung der Terrasse von Le Crey ist auf Grund der Schichtlagerung sowie der granulometrischen und morphometrischen Analysen auszuschließen. In den datierten Hölzern darf wohl auch kein umgelagertes Material gesehen werden, da eine weitere neue ¹⁴C-Analyse ergeben hat, daß die unmittelbar südlich der Terrasse von Le Crey anstehenden Basissedimente des Plateaus von Champagnier bis in eine Höhe von 265 m mindestens 42—43 000 Jahre B.P. alt sind.¹) Möglicherweise weisen sogar alle Ablagerungen bis 330 m ein über 44 000 Jahre B.P. hinausgehendes Alter auf.

Die Datierung der Basisschichten des Plateaus von Champagnier ebenso wie die der Le Crey-Terrasse lassen es nicht mehr zu, an einem spätwürmzeitlichen Neuvorstoß im Sinne des "stade d'Eybens" festzuhalten. Damit finden die in dieser Hinsicht von BOURDIER (1961, 40—41) gegenüber den Ansichten von P. LORY geäußerten Bedenken ihre volle Bestätigung.

Einen weiteren Hinweis dafür, daß der "sillon alpin" bereits seit längerer Zeit nicht mehr vereist gewesen ist, liefert eine letzte ¹⁴C-Datierung, für welche in 330 m im mitt-

Es sei an dieser Stelle besonders herzlich für die Bearbeitung der Proben im ¹⁴C-Labor des II. Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg gedankt.

leren Grésivaudan anstehende Tone das notwendige organische Material geliefert haben. Sie treten im Hangenden von murschutt- bis moränenartigen Ablagerungen auf und sind einer ebenfalls im ¹⁴C-Labor der Universität Heidelberg durchgeführten Datierung zufolge mindestens 44 000 Jahre B.P. alt. Das Ergebnis steht in vollem Einklang mit der Datierung der in ungefähr gleicher Höhe auftretenden Schieferkohlen von La Flachère, für die sich ein Alter von mindestens 35 000 Jahren B.P. ergeben hat (Monjuvent 1969 b, 556).

Sollte das Grésivaudan, das Becken von Grenoble und die Cluse de Grenoble würmzeitlich doch vergletschert gewesen sein, so käme nach den neuen Untersuchungen nur das erste Hauptstadial (Bradtville, Tahoe, Zyryanka) zwischen 50 000 und 58 000 B.P. in Betracht (Dansgaard, Johnson, Möller & Langway 1969, 380). Allgemein wird angenommen, daß während dieses Zeitraumes die Temperaturen, aber auch die Niederschläge höher als während des letzten Würmvorstoßes nach dem Stillfried B-Interstadial gewesen sind (Fink 1965, 196; Dansgaard, Johnson, Möller & Langway 1969, 380). Da der jetzige Forschungsstand jedoch darauf hindeutet, daß die würmzeitlichen Gletscher beispielsweise in N-Amerika und N-Deutschland ihre Maximalausdehnung erst nach dem Stillfried B-Interstadial erreichten (Lliboutry 1966, 865; Fink 1968, 292), muß damit gerechnet werden, daß während der letzten Eiszeit überhaupt kein Gletscher bis ins Bas-Dauphiné vorstieß und die Moränen am Ausgang der Cluse de Grenoble wie die Terrassen des Bièvre-Valloire sämtlich älter sind.

Auf ein gegenüber den bisherigen Anschauungen reduziertes Ausmaß des würmzeitlichen Isèregletschers verweist auch ein Vergleich des Grésivaudans mit dem mittleren Inntal. Beobachten wir im letzteren die bei Baumkirchen nicht ganz 250 m mächtigen und größtenteils erst während des Stillfried B-Interstadials und später abgelagerten Inntalterrassensedimente, deren Hangendschichten von einer relativ mächtigen Moränendecke gebildet werden, so sind die bis 200 m mächtigen Tone, Sande und Schotter im Grésivaudan zeitlich ganz anders einzuordnen. Die basalen Tone und Sande des Plateaus von Champagnier weisen ein Mindestalter von 42—43 000 Jahre auf. Die Schieferkohlen von La Flachère, knapp 100 m über der heutigen Alluvialebene der Isère gelegen, sind mindestens 35 000 Jahre B.P. alt, die in gleicher Höhe vorkommenden Tone oberhalb von Le Brignoud mindestens 44 000 B.P. Wenn die Inntalterrassensedimente zu einem Großteil erst während des letzten Würminterstadials zur Ablagerung kamen, erfolgte dies im zentralen "sillon alpin" unter Umständen bereits schon während des letzten Interglazials.

Es ist naheliegend, auf Grund der Altersunterschiede der Talverschüttungsreste auch auf ein unterschiedliches Ausmaß der würmzeitlichen Vergletscherung in den beiden Talräumen zu schließen. Gelang es dem Inntalgletscher nach dem Stillfried B-Interstadial das Alpenvorland zwischen Kirchseeon und Stephanskirchen zu erreichen, so ist dies dem Isèregletscher wahrscheinlich nicht mehr gelungen. Neben einer verglichen mit dem Einzugsbereich des Inntalgletschers größeren Reliefungunst, könnte dies auch durch die insgesamt etwas höheren Temperaturen und niedrigeren Niederschläge in Savoyen und der Dauphiné bedingt sein.

Mit einer geringeren als bisher angenommenen Länge des Isèregletschers stünde auch die Tatsache in Einklang, daß im Grésivaudan trotz mannigfacher Literaturhinweise, erinnert sei nur an BOURDIER (1961), mächtige, auf eine junge Gletscherüberfahrung hinweisende Moränendecken fehlen. So läßt sich auf dem rund 1000 m hohen, der Chartreuse vorgelagerten Felsplateau der "petites Roches" nur eine äußerst lückenhafte Kristallinstreu beobachten, die in der Hauptsache aus gut gerundeten kleinen Quarzgeröllen besteht, und ein sehr hohes Alter aufweisen dürfte. Im übrigen stellt man immer wieder fest, daß die quartären Schotter des Grésivaudan ohne irgendeinen stratigraphischen Wechsel in ihren oberen Partien bis unmittelbar an die Terrassenoberkanten hinaufreichen. Abgese-

hen von dem Plateau der "petites Roches" findet sich zudem an der gesamten westseitigen, zur Chartreuse hinaufführenden Talflanke des Grésivaudan so gut wie kein Kristallin. Das trifft auch für mehrere Kalkterrassen zwischen 200 und 400 m zu. Stattdessen lassen sich an mehreren Stellen mächtige, aus kleinem, kantigem, lokalem Kalkschutt bestehende Halden beobachten, die heute von einem dichten Buschwerk bzw. Niederwald bestanden sind und nur während extrem kaltzeitlicher Bedingungen in Höhen bis 400 m hinab entstanden sein können. In dem 5 km WSW von Brignoud gelegenen St. Nazaire-les-Eymes wurde an zwei Aufschlüssen festgestellt, daß hier ältere Isèreterrassenschotter von Kalkablagerungen überdeckt sind, und daß der mächtige, in der Chartreuse wurzelnde Manivalschwemmkegel, der die im Kern aus Doggerkalken des Bajocien bestehende Aufragung von St. Nazaire-les-Eymes an drei Seiten umhüllt, einst mindestens 20 m mächtiger als heute gewesen ist. Auch hier ist es naheliegend, dieses Anschwellen des Schwemmkegels in die letzte kaltzeitliche Phase des Würm zu verlegen. Eine spätglaziale Klimaverschlechterung dürfte in dem nur sehr kleinen und maximal 1500 m hohen Einzugsbereich keine allzugroße Materialneuzufuhr ausgelöst haben.

Verglichen mit dem Grésivaudan macht die sich im NE an das Grésivaudan anschließende Combe de Savoie einen morphologisch völlig anderen Eindruck. Hier ist ein Großteil des Talbodens mit bis 100 m mächtigen Tonen, Sanden und Schottern bedeckt und es wurde wenigstens vereinzelt auch eine mächtige Moränenüberlagerung festgestellt. Sollte unter Umständen das Ende des maximalen Isèregletschervorstoßes während der Würmeiszeit nicht in der östlichen Bas Dauphiné, sondern in der Combe de Savoie zu suchen sein?

Literaturverzeichnis

BOURDIER, F.: Le bassin du Rhône au Quaternaire. Paris, 1961, 1962, 2 Bde.

DANSGAARD, W., JOHNSON, MÖLLER, J. & LANGWAY, C. C.: One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. - Science, 166, 337-381, Washington 1969.

DEMEK, J. & KUKLA, J.: Die zyklische Entwicklung und die absolute Datierung der Löß-Serien. In: Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei, 75-79, Brünn 1969. EMILIANI, C. & RONA, E.: Caribbean Cores P. 6304-8 and P. 6304-9: New Analysis of Absolute

Chronology. A Reply. — Science, 166, 1551—1552, Washington 1969.

BROEKER, W. S., THURBER, D. L., GODDARD, J., MATTHEWS, T. & MESOLELLA, K. J.: Milankovitch Hypothesis supported by Precise Dating of Coral Reefs and Deep-Sea Sediments. — Science, 159, 297—300, Washington 1968.

Felber, H.: Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode an Fossilfunden aus dem Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). - Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 7, 25-29,

Innsbruck 1971.

FINK, J.: The Pleistocene in Eastern Austria. In: INQUA, International Studies on the Quaternary, 179-199, New York 1965.

-: Die Subkommission für Lößstratigrahie der Internationalen Quartärvereinigung. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 289-300, Ohringen 1968.

FLIRI, F.: Neue entscheidende Radiokarbondaten zur alpinen Würmvereisung aus den Sedimenten

der Inntalterrasse (Nordtirol). — Z. f. Geomorph. N. F., 14, 520—521, Berlin 1970.

FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W.: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 6, 5—31, Innsbruck 1970.

FLIRI, F., HILSCHER, H. & MARKGRAF, V.: Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bändertone von Baumkirchen, Inntal, Nordtirol). - Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 7, 5-24, Innsbruck 1971.

Fuchs, F.: Eine erste ¹⁴C-Datierung für das Paudorf-Interstadial am Alpensüdrand. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 68—71, Ohringen 1969.

GIGNAUX, M. et MOREL, L.: Géologie dauphinoise. Grenoble 1944.

HEUBERGER, H.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrainund Otztal. - Wissenschaftl. Alpenvereinshefte, 20, Innsbruck 1966.

LLIBOUTRY, L.: Traité de glaciologie. Paris, 1965, 1966 2Bde.

LORY, P.: Quatre journées d'excursions géologiques au Sud de Grenoble. — Travaux Laboratoire Géologie Grenoble, 15, 125-154, Grenoble 1929.

MALENFANT, F.: Découverte d'une industrie moustérienne de surface sur le plateau des guillets (massif du Vercors, Isère). — C.R.A.S., 268, 1380—1383, Paris 1969.

Monjuvent, G.: Datation par le radiocarbone dans une moraine locale des chaînes subalpines. — C.R.A.S., 268, série D, 1372—1374, Paris 1969 a.

—: Nouvelles dataions absolues dans les formations quaternaires du Sillon alpin méridional. — R.G.A., 57, 545—558, Grenoble 1969 b.

MORET, L.: Données nouvelles sur l'âge absolu et l'origine des argiles d'Eybens près Grenoble. — C.R.A.S., 242, 219—221, Paris 1956.

RICHMOND, G. M.: Comparison of the Quaternary Stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains. — Quaternary Research, 1, 3—28, New York 1970.

Manuskr. eingeg. 20. 6. 1972.

Anschrift des Verf.: Dr. Ch. Hannß, 74 Tübingen, Geographisches Institut, Schloß.

Radiocarbon Measurements and the Holocene and Late Würm Sealevel Rise

By Tomislav Šegota, Zagreb

With 2 diagrams, 1 map and 3 tables

S u m m a r y. The rapid rise of sealevel in the Holocene and Late Würm is in essence of glacio-eustatic nature. The tectonic movements were the most important disturbing factor, and the influence of all other factors is not known. The 147 radiocarbon samples from all over the world were selected and the curve repressenting the Holocene sealevel rise was calculated by the least-squares method. At the beginning of the Holocene, i. e. 10,000 years ago, the sealevel was 31 m lower than today. Since there are not enough radiocarbon data from tectonically stable regions to calcute directly the Late Würm sealevel positions, the author tried to calculate them eliminating the subsidence component from the Mississippi delta eustatic curve. In this way he arrived at the conclusion that the lowest position of sealevel during the last glacial stage was at —96.4 m. This maximal sealevel lowering was attained 25,000 years ago.

A. Introduction

One of the most important problems of Quaternary research are the sealevel fluctuations. The exceptional complexity of the Quaternary Period and the fragmentary nature of the data are the reasons that all our investigations are based on certain assumptions or in some cases on proved facts as follows.

- 1. The sealevel rise is a world-wide, universal process, and the data from all seas and oceans can be fitted together to reconstruct the past picture of the process.
- 2. Late Quaternary sealevel fluctuations, i. e. the Holocene and Late Würm rapid rise of the sealevel are in essence of glacio-eustatic nature due to the melting of the ice.
- 3. Individual radiocarbon samples scatter rather widely from the curve describing the general trend, and it is not possible to distinguish effects due to the eustatic change in sealevel from those arising from local tectonic change. The best way is to avoid tectonically disturbed areas.
- 4. In both Fennoscandia and North America the updoming is primarily the result of the removal of temporary loads of glacier ice. The outer limit of the upwarped region parallels the limit of the latest glaciation (GUTENBERG 1941; FLINT 1957). Due to this reason we avoided the radiocarbon samples from the areas where there has been upwarping due to isostatic recovery, first of all the coasts of Scandinavia and the North American Continent northwards of the Massachusetts coast. Radiocarbon data from the New Jersey, New York, Connecticut and Massachusetts coasts excellently agree with the curve based on the data from other parts of the world. All radiocarbon samples from these states have been laid down close to the zero isobase.
- 5. It is a well-known fact that the delta regions are constantly subsiding reflecting the tectonic instability and the compaction of loose river sediments. Data from the Rhine and Mississippi deltas have not been taken into consideration in our calculations of the generalized Holocene glacio-eustatic curve, since it is clear that they partly reflect local tectonic down-warping.
- 6. There are many other factors other than glacial control which are capable of changing the sealevel (systematic review VALENTIN 1954). Such a factor is the thermal coefficient of the sea water, and the resulting sealevel change due to the warming of the

world ocean. However, this was synchronous with the glacio-eustatic change and of the same sign and it could not be separately measured. Similarly, it is not possible to say anything about the drop in sealevel as the delayed isostatic response to the loading of the sea bed caused by the previous rapid rise of the sealevel.

- 7. Many prominent authors have published curves representing the Holocene or even the Late Würm sealevel fluctuations. The difference between them is not basic, and they give valuable information about the general trend. The reason why many radiocarbon samples have been disregarded is that they depart widely from the general trend of data from the same or other locations and only those locations are included from which the selected measurements are supported by similar measurements from other places.
- 8. The mathematical treatment of the whole set of individual points (radiocarbon samples) cannot solve the problem, i. e. it is not possible to calculate the exact positions of sealevel because of the great scattering of empirical points (radiocarbon semples), especially going deeper in the past. The procedure is inverse: fitting a curve to a set of points. After the degree of the function has been determined, the best fitting polynominal of that degree may then be fitted by the method of least squares. Inherent in the method is the need for the greatest possible number of empirical points.

Shortly, according to present knowledge the Holocene and the Late Würm sealevel rise was in essence glacio-eustatic; the tectonic movements are by far the most important disturbing factor. It is believed that all other factors have not been fundamentally

important.

B. The Sealevel Rise in the Holocene

In order to calculate the curve representing the Holocene sealevel rise we selected 147 radiocarbon samples from all over the world. As is known, x denotes the oldness, and y denotes the depth of the sample which is believed to have been laid down at the depth at which it was found. Since error is inherent in the calculation of both x and y, the best way to avoid this is to treat them statistically, i. e. to treat as many radiocarbon samples as possible.

In similar articles it is customery to quote all details about the radiocarbon samples. In this case this is not possible because such a table would be enormous. We shall confine ourselves only to the geographical distribution of the samples. In order to fit the curve as well as possible, especially at the most important point (at the beginning of the Holocene), we added a few radiocarbon samples somewhat older that 10,000 years.

By far the greatest number of the radiocarbon samples are derived from North America. North Carolina: I-1576, I-1577, I-1578, I-1579 (Redfield 1967). The shelf off northeast USA: W-1400, W-1401, W-1402, W-1403 (Merill et al. 1965), W-1491, W-2013, S-186, S-210 (Emery & Garrison 1967). Massachusetts coast: W-570, W-582, W-584, W-586, W-639, W-675, W-676, W-970, W-971, W-973, W-1092, W-1093, W-1094, W-1095, W-1096, W-1098, W-1099 (Rubin & Alexander 1960), C-417, C-418 (Libby 1955). Three samples without a laboratory number (Barghoorn, quoted by Redfield & Rubin 1962), W-1451, W-1452, W-1453, I-1441, I-1442, I-1967, I-1968, I-2216, I-2217 (Redfield 1967). Connecticut: Y-1054, Y-1055, Y-1056, Y-1057, Y-1058, Y-1074, Y-1077, Y-1175, Y-1176, Y-1177, Y-1179 (Bloom & Stuiver 1963), Y-840, Y-855 (Stuiver & Deevey 1961), W-1082 (Upson et al. 1964), C-114 (Arnold & Libby 1951) and W-945 (Ives et al. 1964). New Jersey: Y-1131, Y-1281, Y-1282, Y-1283, Y-1284 (Stuiver & Daddario 1963). Virginia: ML-191, ML-192, ML-193, ML-194 (Newman & Rusnak 1965), ML-89, ML-90 (Ostlund et al. 1965), ML-153, ML-195, ML-196 (Harrison et al. 1965). New York: L-562, L-617 (Olson & Broecker 1961), C-943 (Libby 1954), L-606A (Newman & Fairbridge 1962, quoted by Redfield & Rubin 1962), L-863A, I-2076 (Redfield 1967). California: LJ-333, LJ-381, LJ-607, LJ-912, LJ-918, LJ-919 (Hubbs et al. 1965). Texas: W-228, W-229 (Rubin & Suess 1956). Florida: FSU-33 (Stipp et al. 1966). Hawaii Islands: LJ-753 (Hubbs et al. 1965).

¹⁾ For various reasons the author was not able to consult all of the literature concerning this problem.

From off the coast of the United Kingdom are derived the samples: Q-134, Q-181 (GODWIN & WILLIS 1959), Q-31, Q-265, Q-401 (GODWIN & WILLIS 1961), Q-663 (GODWIN & WILLIS 1964). Q-790, Q-791, Q-792, Q-793, Q-810, Q-811 (GODWIN et al. 1965). From the North Sea bottom

is the sample Q-105 (GODWIN & WILLIS 1959).

The radiocarbon samples derived from Bahamas and Bermuda Islands are: LJ-228, LJ-229, LJ-230 (Hubbs et al. 1962), PIC-15, PIC-16 (Kowalski & Schrodt 1966), L-366B, L-366I (Broecker & Kulp 1957), L-111A (Kulp 1952), L-140B (Kulp et al. 1952), ML-186, I-1683, I-1684, I-1685, I-1689, I-1762, I-1763, I-1764, I-1765, I-1969, I-1971, I-1972, I-1973, I-1974, I-1975, I-1976 (Redfield 1967).

From Australia and New Zealand are the samples: NZ-118, NZ-119, NZ-127, NZ-274, NZ-275, NZ-276, NZ-281, NZ-282 (Grant-Taylor & Rafter 1963), V-32 (Bermingham 1966),

W-95 (Suess 1954).

Few radiocarbon samples are derived from other parts of the world. Mexico: LJ-568A, LJ-568B (Hubbs et al. 1965), 0—45 (Brannon et al. 1957). Eniwetok Island: L-482A, L-482B i L-482C (Olson & Broecker 1961). Gulf of Paria: 86 and 536 (De Vries & Barendsen 1954). Persian Gulf: Q-278 (Godwin & Willis 1959). British Guiana: Without a laboratory number (van der Hammen, quoted by Emery & Garrison 1967).

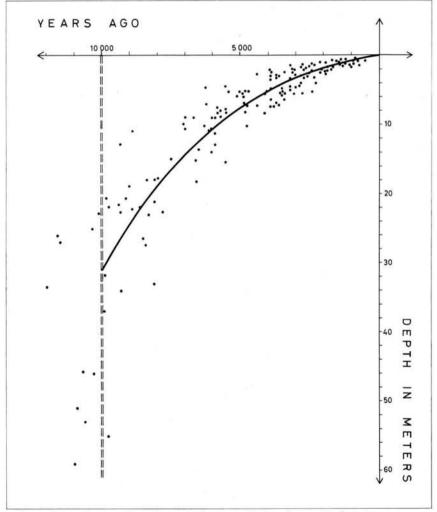


Fig. 1. The position of 147 radiocarbon samples from all over the world, and the curve (parabola) representing the Holocene sealevel rise.

The set of 147 radiocarbon samples is shown by a scatter diagram (fig. 1), from which the nature of the relationship between variables can be easily seen. The Holocene sealevel rise may be described by an arc of a third degree parabola. In such case three parameters a, b and c are to be determined by C. F. Gauss' method of the least squares.

The desired equation of a parabola representing the Holocene rise of the sealevel (fig. 1) is

$$y = 0.015 \ 208 \ x^3 - 0.085 \ 641 \ x^2 + 0.722 \ 466 \ x.$$
 (1)

If we insert in the equation (1) the values for x = -1, -2, ..., -10 (i. e. 1,000, 2,000, ..., 10,000 years ago) we find the position of the sealevel in the corresponding years (tab. 1).

In this case special attention must be paid to the last value: 10,000 years ago, i. e. at the end of the last glacial stage, or at the beginning of the Holocene, the sealevel was 30.99 m. (or roundly 31 m.) lower than today.

Tab. 1 The positions of the Holocene sealevel (in meters)

Years Before Present	1,000	2,000	3,000	4,000	5,000
Sealevel Positions	—0,82	—1,91	—3,35	—5,23	—7,65
Years Before Present	6,000	7,000	8,000	9,000	10,000
Sealevel Positions	—10,70	—14,47	—19,05	—24,53	—30,99

It is interesting to point out that our curve representing the Holocene sealevel rising does not agree with the hypothesis of a positive sealevel stand during the postglacial climatic optimum.

Lastly, upon the hypothesis that the rise in sealevel will continue to increase according to the above described trend, we may estimate the maximum position of the sealevel in the future (i. e. the maximum stand in the Holocene). Since the function representing the Holocene sealevel rise and expressed by the equation (1) is an odd function, its point of inflection at the same time should represent the highest Holocene sealevel position in the future. As is known, at the point of inflection the second derivative of the function at this point is equal to zero. The equation of our function is

$$y = 0.015 \ 208 \ x^3 - 0.085 \ 641 \ x^2 + 0.722 \ 466 \ x.$$

First derivative

$$\frac{dx}{dy} = 0.045 624 x^2 - 0.171 282 x + 0.722 466.$$

Second derivative

$$\frac{d^2y}{dx^2} = 0.091 \ 248 \ x - 0.171 \ 282.$$

Equating $\frac{d^2y}{dx^2}$ = 0 and solving this equation gives x = 1.9. Accordingly, x = 1.9 is the abscissa of the point of inflection. When x = 1.9 is inserted in the above equation we find y = 1.17. Supposing our assumptions to be correct we arrive at the conclusion that the sealevel will continue to rise in the next 1,900 years, when its position will be 1.17 m. higher than now.

C. Positions of Sealevel in the Late Würm

In Pleistocene research a certain practical meaning (land and sea distribution, the migrations of plants, animals and men) depends on the fact that the sealevel in the Late Würm was lower than in the Holocene. However, there are not enough radiocarbon data

from tectonically stable regions of the world to calculate directly the positions of the sealevel by means of the least-squares method (as in the previous case). We shall try to solve this problem indirectly by a simple method. It is a well-known fact that by far the greatest number of sea-bottom radiocarbon samples are derived from Mississippi delta sediments. The trouble is that the Mississippi delta is constantly subsiding (compaction plus tectonic sinking). Our curve (fig. 1) which is based upon sufficient data from more or less stable regions should be a standard against which values and rates of tectonic (plus compaction) movements might be measured, namely, since the eustatic component is the same in all parts of the world, differences in relative change in sealevel at different localities indicate local differences in the tectonic component.

To calculate the Holocene and the Late Würm sealevel positions we selected 37 radiocarbon samples (fig. 2) from the Mississippi delta. This is only a part of a great number of radiocarbon samples which is at our disposition; many samples have no computational value due to lack of a precisely determined time component (e.g. older than 30,000 years, or the like). A certain number of radiocarbon samples have been disregarded because they depart too widely from the general trend.

We selected next samples: L-125A, L-125G (KULP et al. 1952), L-175B, L-175C, L-175D, L-175E, L-175F (BROECKER et al. 1956), O-7A, O-62, O-64, O-72, O-73, O-86, O-87, O-94, O-99, O-100, O-101, O-107, O-111, O-112, O-114, O-115, O-117, O-119, O-126, O-141 (Brannon et al. 1957), L-291A, L-291B, L-291G, L-291H, L-291K, L-291L, L-291-N, L-291T, L-291U, L-291X (BROECKER & KULP 1957).

The way to calculate the curve is exactly the same as in the previous case; the difference is only in the position of the empirical points. We believe that the best fitting curve for the empirical data is a cubic paraboda (polynomial of the third degree).

The desired curve representing the Holocene and the Late Würm rise of the sealavel is $Y = -0.012 \ 82 \ x^3 - 0.499 \ 30 \ x^2 + 0.544 \ 62 \ x.$ (2)

When values for $x = -1, -2, \ldots, -34$ are substituted in the above equation (2) we obtain the positions of the sealevel 1,000, 2,000, ..., 34,000 years ago (tab. 2).

The enormous thickness of the Quaternary Mississippi deltaic sediments leads us to the conclusion that the tectonic subsidence of the delta is not a temporary but a lasting Ouaternary process. In spite of the fact that the sinking of the delta is not so simple as previously believed, we conclude that the Late Würm and the Holocene subsidence is only a continuation of a much older sinking. Since it is not possible to calculate directly the tectonic component from the radiocarbon data, we shall suppose that the tectonic subsidence was a linear process, at least in last 34,000 years. Assuming that this is correct we shall construct the world sealevel positions during the Late Würm solely on the base of the Mississippi delta data. The mathematical way to do this is extremely simple. The eustatic curve representing the positions of the world sealevel has been plotted by the elimination of the subsidence component from the curve representing sealevel positions in the Mississippi gelta. If one compares the Holocene sealevel positions of the world sea with the curve derived by the data from the Mississippi delta (fig. 2) it is clear that the subsidence is responsible for the systematically lower position of the Mississippi curve. In the last 10,000 years the Mississippi delta has sunk 11.57 m. (42.56 — 30.99 = 11.57), or on average 1.157 m. per 1,000 years. Now it is clear that we have been right not to take the Mississippi data for the calculation of the curve representing sealevel positions in the Holocene as some authors did. These values will be used for the extrapolation of the positions of world sealevel in Late Würm by this simple method: the product of multiplication of 1.157 by the number of years one must subtract from the Mississippi data. So we eliminate the subsidence component, and the result is the "pure" glacioeustatic component (tab. 3).

Tab. 2

The Holocene and the Late Würm positions of the sealevel (in meters) derived by the radiocarbon data from Mississippi delta

	A STATE OF THE PERSON NAMED IN	books		3					
Years Before Present	1,000	2,000	3,000	4,000	5,000	6,000	7,000	8,000	9,000
Sealevel Positions	—1,03	—2,98	—5,78	—9,35	—13,60	—18,47	—23,88	—29,75	—35,99
Years Before Present	10,000	11,000	12,000	13,000	14,000	15,000	16,000	17,000	18,000
Sealevel Positions	—42,56	—49,34	—56,28	—63,60	—70,31	—77,24	—84,02	—90,57	—96,81
Years Before Present	19,000	20,000	21,000	22,000	23,000	24,000	25,000	26,000	27,000
Sealevel Positions	—102,66	—108,05	—112,90	—117,14	—120,68	—123,44	—125,37	—126,36	—126,35
Years Before Present Sealevel Positions	28,000 —125,28	29,000 —123,04	30,000 —119,57	31,000 —114,79	32,000 —108,63	33,000 —101,00	34,000 —91,83	=	_

Tab. 3

The Late Würm sealevel positions (the continuation of tab. 1)

Years Before Present Sealevel Positions	11,000 —36,6	12,000 —42,4	13,000 —48,3	14,000 —54,1	15,000 —59,8	16,000 —65,5	17,000 —70,9	18,000 —76,0	19,000 —80,7
Years Before Present	20,000	21,000	22,000	23,000	24,000	25,000	26,000	27,000	_
Sealevel Positions	-84.9	-88.6	-91.7	-94.1	-95,7	-96.4	-96.3	-96.1	_

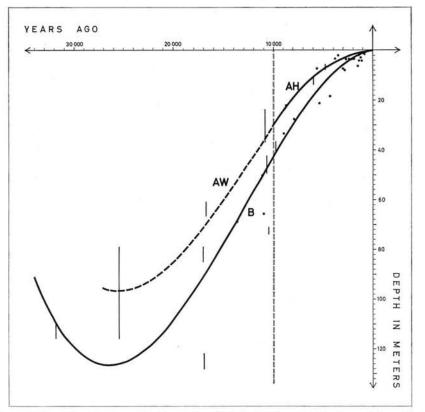


Fig. 2. The positions of 37 radiocarbon samples from the Mississippi delta area. B, the positions of the Holocene and the Late Würm sealevel which were calculated solely by the data from Mississippi delta. AH, the Holocene sealevel positions (see fig. 1). AW, the Late Würm sealevel positions calculated from Mississippi radiocarbon data eliminating the effect of the delta subsidence. AW + AH, the sealayel positions in the last 27,000 years.



Fig. 3. The part of the shelf which was dry land during the maximum lowering of the sealevel in Würm glacial stage.

In Pleistocene research special attention is paid to the lowest position of the sealevel during the last glacial stage. If our assumptions are correct we arrive at the next conclusion: the lowest position of the sea during the last glacial stage was at —96.4 m. It seems that this result is not in serious conflict with our recent knowledge. The majority of the most reliable data vary between 80 and 120 m.

In spite of the known fact that the coasts in many parts of the world are not stable, we have drawn the map of the world (fig. 3) representing the surface of the shelf which was dry land (or buried by the ice) during the maximum lowering of the sealevel in the last glacial stage. Namely, isostatic uplift as the most important disturbing factor was confined to the areas which were warped by the ice load, i. e. its influence was confined to the glaciated areas. In other parts of the world tectonic instability was the most important disturbing factor but in the majority of cases it was spatialy confined to smaller areas. Finally, it is not possible to show all details on this scale. This map is only the first step in the mapping of this important paleogeographical problem, and — quite naturally — will be corrected in the future in accordance with the progress of research.

At the end, it is important to note one fact which is substantial for the theory of the Quaternary glaciation, but we shall not go deeply into the details. Namely, the lowest position of the sealevel during the Würm glacial stage was attained much earlier that the temperature drop to the lowest point. According to our calculations, the maximum sealevel lowering was attained 25,000 years ago, but the majority of recent data clearly indicate that the maximum cold was attained about 20,000 years ago (systematic review ŠEGOTA 1963, p. 96). From this it is clear that the volume of the ice on the Earth was not in a simple relation to the temperature as was previously believed. The maximum volume of the ice on the Earth during the last glacial stage was attained 25,000 years ago. As an automatic response, the sealevel had fallen in the same year to the lowest point (-96.4 m.). This was the turning point in the history of the Würm glacial stage, marking the beginning of the phase of progressive and rapid reduction of the ice on the Earth. The immediate effect was a rise of the sealevel in the last 25,000 years in spite of a temporary continuation and even a worsening of the cold in the next 5,000 years. Accordingly, the greater part (2/3) of the ice which was accumulated on the Earth in the Early and Middle Würm glacial stage (and at the end of Riss/Würm interglacial stage?) was melted away during this same glacial stage, and only 1/3 of the ice returned to the sea in the Holocene. The last glacial stage was at the same time the "deglacial" stage! Having all this in mind, it is not correct to say that the ice was melted away in the postglacial period; this is only partly true.

References

Arnold, J. R. & Libby, W. F. Jr.: Radiocarbon Dates. — Science 113, 111—120, 1951.

Bermingham, A.: Victoria Natural Radiocarbon Measurements I. — Radiocarbon 8, 507—521,

BLOOM, A. L. & STUIVER, M.: Submergence of the Connecticut Coast. — Science 139, 332-4, 1963.
 BRANNON, H. R., SIMONS, L. H., PERRY, D., DAUGHTRY, A. C. & McFARLAN, E. Jr.: Humble Oil Company Radiocarbon Dates II. — Science 125, 919-23, 1957.

BROECKER, W. S., KULP, J. L. & TUCEK, C. S.: Lamont Natural Radiocarbon Measurements III. — Science 124, 154—165, 1956.

Broecker, W. S. & Kulp, J. L.: Lamont Natural Radiocarbon Measurements IV. — Science 126, 1324—34, 1957.

DE VRIES, H. & BARENDSEN, G. W.: Measurements of Age by the Carbon-14 Technique. — Nature 174, 1138—41, 1954.

EMERY, K. O. & GARRISON, L. E.: Sea Levels 7,000 to 20,000 years Ago. — Science 127, 684—7, 1967.

FLINT, R. F.: Glacial and Pleistocene Geology. — New York 1957, p. 250.

Godwin, H. & Willis, E. H.: Cambridge University Natural Radiocarbon Measurements I. — Radiocarbon Supplement 1, 63—75, 1959.

-: Cambridge University Natural Radiocarbon Measurements III. - Radiocarbon 3, 60-76,

—: Cambridge University Natural Radiocarbon Measurements VI. — Radiocarbon 6, 116—137, 1964.

GODWIN, H., WILLIS, E. H. & SWITSUR, V. R.: Cambridge University Natural Radiocarbon Measurements VII. — Radiocarbon 7, 205—212, 1965.

Grant-Taylor, T. L. & Rafter, T. A.: New Zealand Natural Radiocarbon Measurements I—V.
— Radiocarbon 5, 118—162, 1963.

GUTENBERG, B.: Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the Earth's interior. — Geol. Soc. America Bull. 52, 721—772, 1941.

HARRISON, W., MALLOY, R., RUSNAK, G. & TERASMAE, J.: Possible Late Pleistocene Uplift of Chesapeake Bay Entrance. — J. Geol. 73, 201—229, 1965.

Hubbs, C. L., Bien, G. S. & Suess, H. E.: La Jolla Natural Radiocarbon Measurements II. — Radiocarbon 4, 204—238, 1962.

—: La Jolla Natural Radiocarbon Measurements IV. — Radiocarbon 7, 66—117, 1965.

Ives, P. C., Levin, B., Robinson, R. D. & Rubin, M.: U.S. Geological Survey Radiocarbon Dates VII. — Radiocarbon 6, 37—76, 1964.

Kowalski, S. J. & Schrodt, A. G.: Packard Instrument Company Radiocarbon Dates II. — Radiocarbon 8, 386—389, 1966.

Kulp, J. L.: The Carbon 14 Method of Age Determination. — Scientific Monthly 75, 259—267, 1952.

Kulp, J. L., Tryon, L. E., Eckelman, W. R. & Snell, W. A.: Lamont Natural Radiocarbon Measurements II. — Science 116, 409—414, 1952.

LIBBY, W. F.: Chicago Radiocarbon Dates V. — Science 120, 733—742, 1954.

—: Radiocarbon Dating, Chicago 1955, p. 90.

MERRILL, A. S., EMERY, K. O. & RUBIN, M.: Ancient Oyester Shells on the Atlantic Continental Shelf. — Science 147, 398—400, 1965.

NEWMAN, W. S. & RUSNAK, G. A.: Holocene Submergence of the Eastern Shore of Virginia. — Science 148, 1464—1466, 1965.

Olson, E. A. & Broecker, W. S.: Lamont Natural Radiocarbon Measurements VII. — Radiocarbon 3, 141—175, 1961.

OSTLUND, J. G., BOWMAN, A. L. & RUSNAK, G. A.: Miami Natural Radiocarbon Corrections I—III.

— Radiocarbon 7, 153—155, 1965.

REDFIELD, A. C.: Postglacial Change in Sea Level in the Western North Atlantic Ocean. — Science 127, 687—691, 1967.

REDFIELD, A. C. & RUBIN, M.: The Age of Salt Marsh Peat and Its Relation to Recent Changes in Sea Level at Barnstable, Massachusetts. — Proc. Nat. Acad. Sci. USA 48 (10), 1728—1735, 1962.

Rubin, M. & Suess, H.: U.S. Geological Survey Radiocarbon Dates III. — Science 123, 442—448, 1956.

Rubin, M. & Alexander, C.: U.S. Geological Survey Radiocarbon Dates V. — Radiocarbon Supplement 2, 129—185, 1960.

STIPP, J. J., KNAUER, G. A. & GOODELL, H. G.: Florida State University Radiocarbon Dates I. — Radiocarbon 8, 46—53, 1966.

STUIVER, M. & DADDARIO, J.: Submergence of the New Jersey Coast. — Science 142, 951, 1963. STUIVER, M. & DEEVEY, E. S.: Yale Natural Radiocarbon Measurements VI. — Radiocarbon 3, 126—140, 1961.

Suess, H. E.: U.S. Geological Survey Radiocarbon Dates I. — Science 120, 467—473, 1954. Šegota, T.: The Geographical Background to Ice Ages (in Croatian with English Summary). — Radovi Geografskog instituta 4, Zagreb 1963.

UPSON, J. E., LEOPOLD, E. B. & RUBIN, M.: Postglacial Change of Sealevel in New Haven Harbor, Connecticut. — Amer. J. Sci. 262, 121—132, 1964.

VALENTIN, H.: Die Küsten der Erde. — Ergänzungsheft Nr. 246 zu Pet. Geogr. Mitt., Gotha 1954.

Manuscript received on 19. 9. 1968.

Address of the author: Dr. T. Šegota, docent Geografski institut, 41000 Zagreb, Marculićev trg 19.

Eine saaleeiszeitliche Mittelmoräne zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge

Von Ernst Th. Seraphim, Paderborn

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. In der Arbeit wird erstmals für den nordwestdeutschen Raum eine saaleeiszeitliche Mittelmoräne beschrieben. Ihre Bildung ist eine Folge des Einflusses des Reliefs, besonders der Pässe des Wiehengebirges, auf das von Norden in die Herforder Liasmulde vordringende Inlandeis.

Summary. The author gives the first description of a middle-moraine of the Saalian glaciation in northwestern Germany. The formation of it is a consequence of the relief, especially of the passages in the Wiehen-Mountains, which influenced the inland ice gaining ground from the north towards the Herford Lias depression.

1. Einleitung

Unter den pleistozänen Bildungen der Ravensberger Mulde hat der "Kiessandzug" zwischen Vor dem Berge und Elverdissen, eine in langer Reihe angeordnete Gruppe niedriger Hügel aus Sanden, Kiesen und Geschiebelehm, bisher das stärkste Interesse der Fachwelt gefunden. Das liegt, abgesehen von der wirtschaftlichen Bedeutung für die Sandund Kiesgewinnung, vor allem daran, daß der "Kiessandzug" in dem Gebiet zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge eine Ausnahmeerscheinung darstellt. Aber auch

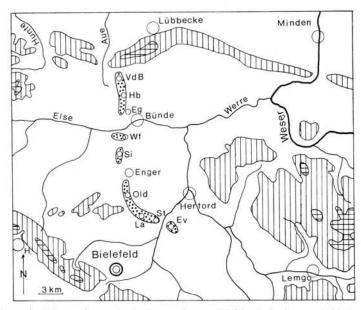


Abb. 1. Die Lage des Kiessandzuges in der Ravensburger Mulde. Es bedeuten: VdB Vor dem Berge, Hb Habighorst, Eg Ennigloh, Wf Werfen, Si Siele, Old Oldinghausen, La Laar, St Stedefreund, Ev Elverdissen. Die Höhen zwischen 150 und 300 m über NN sind einfach, über 300 m doppelt schraffiert.

die Tatsache, daß wohl keine der nach und nach erschienenen Bearbeitungen voll zu überzeugen und alle wesentlichen Fragen zu klären vermochte, spielte eine Rolle. Auch für den Verfasser waren Zweifel an der Richtigkeit der bisherigen Beurteilung, bedingt durch neue Beobachtungen, maßgeblich, das Problem des Kiessandzuges noch einmal aufzugreifen.

Die Einordnung des Kiessandzuges in das pleistozäne Geschehen ist aus folgenden Gründen schwierig:

- Die fraglichen Kiese haben stellenweise einen außerordentlich hohen Gehalt an Wesergeröllen, der auf einen ehem. Ost—West gerichteten Weserlauf südlich des Wiehengebirges hinzuweisen scheint (Driever 1921, Kurtz 1912, 1928).
- Die vorkommenden anderen Gerölle lassen aber nur einen nord—südlichen Transport der Sedimente möglich erscheinen (GRUPE 1930, DIENEMANN 1939).
- Die nach Nordosten offene Bogenform des Kiessandzuges legt die Annahme einer Beziehung zur Porta Westfalica nahe (Burre 1924, 1926).
- In die Kiese und Sande ist vielfach Grundmoräne eingelagert (Burre 1924, 1926, Dienemann 1939), und außerdem scheint eine vertikale Differenzierung des Kiessandzuges zu bestehen (Kurtz 1928).

Jede Betrachtungsweise hat ihren wahren Kern, an dem der Versuch einer allgemein befriedigenden Deutung nicht vorbeigehen darf.

2. Die Merkmale

Der Kiessandzug erstreckt sich bei einer Breite von etwa 1 km und einer Länge von insgesamt etwa 22 km von Vor dem Berge (Bl. Quernheim) am Fuße des Wiehengebirges über Habighorst, Ennigloh bei Bünde, Werfen, Siele, Enger, Oldinghausen, Laar und Stedefreund bis Elverdissen südlich Herford (Abb. 1). Hiervon waren DRIEVER (1921) nur die Teilstücke bei Ennigloh und Enger, Burre (1924, 1926) die südlichen drei Viertel zwischen Ennigloh und Elverdissen und erst DIENEMANN (1939) die gesamte Ausdehnung bekannt.

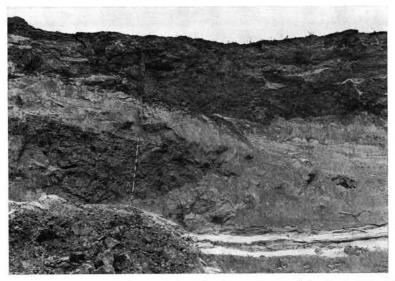


Abb. 2. Sandgrube Meyer, Habighorst. Teilansicht der NNE-Wand im Juni 1968. Moräne in Durchdringung und Wechsellagerung mit glazifluvialen Sedimenten.

Schon Burre (1924, 310) macht darauf aufmerksam, daß der Kiessandzug einen weiten, nach NE zur Porta Westfalica geöffneten Bogen beschreibt. Die Bogenlinie ist an mehreren Stellen unterbrochen, so daß die einzelnen Hügel keinen unmittelbaren Zusammenhang miteinander haben. Die Lücken werden hier und dort von Bachläufen benutzt, doch besteht zwischen beiden keine gesetzmäßige Beziehung. Zwischen Enger und Siele klafft eine mit 4 km besonders breite Lücke, in der flächenhaft der Schieferton des Lias zutage tritt.

Wiederum Burre weist als erster darauf hin, daß sich der Kiessandzug "ohne Rücksicht auf die Oberflächenform des Geländes dahinzieht" (1924, 309). Das Höhenniveau des Hügelzuges liegt in Vor dem Berge bei 170 m über NN, Habighorst bei 80, Ennigloh (Halloh) bei 105, Werfen bei 75, Enger (Liesberg) bei 118, Oldinghausen bei 131 und Elverdissen bei 108 m. Die Niveauschwankung beträgt also fast 100 m. Hierbei ist das mehrfache Auf und Ab der Gipfelhöhe besonders bemerkenswert. In diesem Verhalten drückt sich die Abhängigkeit der Sedimentation vom präsaaleeiszeitlichen Relief und damit auch von der Oberfläche des liassischen Untergrundes aus.

Die Aufschlüsse im Kiessandzug finden sich aus Gründen der Wirtschaftlichkeit vorwiegend in den großen Sand- und Kiesnestern, während die stärker mit Geschiebelehm und Schluffen versetzten Vorkommen vom Abbau möglichst ausgespart bleiben und nicht selten Anlaß für die Stillegung von Gruben sind. In der Beschreibung der Sedimente wird wegen des selektiven Abbaues die sandige bis kiesige Beschaffenheit meist stärker betont als der Gehalt an anderen Bestandteilen, und auch die in der Literatur üblich gewordene Bezeichnung der Hügelkette als "Kiessandzug" ist hierauf zurückzuführen.

Es liegt in der Natur des Kiessandzuges, daß bei allen Vorkommen die sandige und die lehmigkiesige Ausbildung ständig wechseln, so daß sich auch das Aussehen der Aufschlüsse beim fortschreitenden Abbau immer wieder ändert (DIENEMANN 1944, 21). So hat DRIEVER (1921, 67) die Ablagerungen bei Ennigloh und Enger als "gröbere und feinere Sande in diskordanter Parallelstruktur" beschrieben, "die mit mächtigen Schotterbänken wechsellagern", während Burre vom Liesberg bei Enger gerade das Auftreten von Blockpackungen" (1924, 310) sowie "Fetzen und Lagen von Geschiebelehm" hervorhebt (1926, 24), die in die Sande und Kiese eingebettet sind. Kurtz (1928, 468) hat die Blockpackungen vor allem im Hangenden der Sande und Kiese beobachtet. Auch DIENEMANN hat beobachtet, daß die Deckschichten des Kiessandzuges von Moräne gebildet werden (1939, 53), doch bestehe auch auf ganz geringe Entfernung nach oben, unten oder nach den Seiten eine "enge Verknüpfung" der Kiese und Sande mit der Grundmoräne und ein "Übergang von lehmigem Kies in Geschiebelehm" (1944, 20). Ferner ließen sich vielfach "kleine Flatschen von echtem Geschiebelehm" im lehmigen Kies oder dem damit zusammen vorkommenden Sand beobachten. Die Schichtung der Kiese wechsele; vielfach sei sie aber sehr unregelmäßig, wenig ausgebildet oder fehle überhaupt. "In diesem Falle erinnert die Struktur stark an die einer von Schmelzwassern stark durchspülten Grundmoräne. Eine Packung der Gerölle wie bei Flußschottern ist nur ganz vereinzelt zu beobachten (z. B. stellenweise in der großen Grube auf dem Halloh), meist liegen die Gerölle wild durcheinander, einzelne stehen auch senkrecht. Auch an Blockpackung erinnernde Lagerung kommt vor (Habighorst, Liesberg)." Auch nach GRUPE schließlich sind die Ablagerungen des Kiessandzuges "im allgemeinen sehr wirr gelagert" und gehen zuweilen, besonders bei Enger, "in eine regelrechte Blockpackung bzw. Geröllpackung" über (1930, 367).

GRUPE (1930, 366 f.) und DIENEMANN (1939) weisen übereinstimmend darauf hin, daß die Sande des Kiessandzuges stets die helle Farbe typischer Glazialsande zeigen, dies im Gegensatz zu den roten Sanden der Weser-Terrassenschotter.

Es ist hier nicht möglich, auf alle Aufschlüsse im einzelnen einzugehen; ich verweise deshalb vor allem auf Dienemann, bei dem sich genaue Darstellungen der Textur vieler Gruben vorwiegend zwischen Vor dem Berge und Ennigloh finden. Auch in den Gruben, die ich selbst während vieler Jahre kontrolliert habe, fanden sich immer wieder die zitierten Beobachtungen, d. h. die innige Vermengung der fraktionell und genetisch verschiedenartigsten glaziären Sedimente, bestätigt.

Ein Charakteristikum des Kiessandzuges ist der hohe Anteil der Weserschotter:

Vom Liesberg gibt Driever an, daß die Ablagerungen "im wesentlichen... dieselben Zusammensetzungen wie bei Veltheim" an der Weser hätten (1921, 68); bemerkenswert sei nur die geringe Größe der Buntsandsteingerölle gegen jene bei Veltheim. Vom Halloh bei Bünde betont auch Kurtz das Zurücktreten der nordischen Geschiebe, während außer den Buntsandsteinen u. a. auch "der übergroße Reichtum an Werraporphyren und Kieselschiefern" die Sande und Kiese in nichts von denen an der Weser unterscheiden ließe (1928, 469). Ebenfalls nach Kurtz (1912, 27) sollen die Ablagerungen am Liesberg bei Enger noch mehr Wesermaterial enthalten als beim Halloh.

Auch von allen anderen Autoren (Burre, Grupe, Dienemann) wird der hohe Gehalt aller Aufschlüsse an Wesermaterial hervorgehoben. Nach Dienemann (1944, 21) sollen Gesteine aus der unmittelbaren Nachbarschaft in den Ablagerungen des Kiessandzuges an erster Stelle stehen,

gefolgt von den Weserflußgeröllen und schließlich den nordischen Geschieben. Allerdings wechsele der Anteil dieser drei Geröllgruppen bei den einzelnen Vorkommen, oft schon in derselben Grube, sehr stark. Im allgemeinen jedoch sollen die Wesergerölle von Ost nach West und mit zunehmender Entfernung vom Wiehengebirge abnehmen.

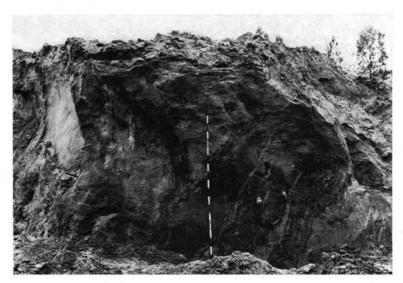


Abb. 3. Sandgrube Meyer, Habighorst, Juni 1968. Prä-moränale Basisschichten des Kiessandzuges, etwa 15 m unter Flur, gestaucht und mit Grundmoräne verknetet.

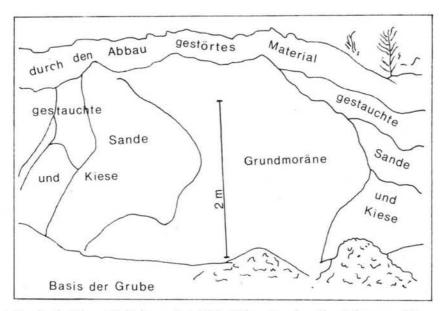


Abb. 4. Sandgrube Meyer, Habighorst, Juni 1968. Nähere Angaben über Substrat und Lagerung der in Abb. 3 dargestellten Grubenwand.

Tabelle 1

Die Zusammensetzung der Gerölle des Kiessandzuges Vor dem Berge — Elverdissen. Es bedeuten: a = heimisch, b = nordisch, c = Wesergerölle; die unterschiedlich mächtige Deckschicht aus Grundmoräne, Solifluktionsschutt und Lößlehm im Hangenden des Kiessandzuges ist bei den Niveauangaben nicht berücksichtigt.

	***************************************			Zählergebnisse in						
Aufschluß: Bezeichnung, TK 1:25 000	Rechts- und Hochwert	Entnahme- tiefe/m	Horizontmerkmale	absoluten Zahlen				Prozent		
				a	l b	c	Sa.	a	Ь	c
Ehem. Grube in Vor dem Berge, TK 3717 Quernheim	r = 3469.460 h = 5790.880	1	Kies 0,5 bis 7 cm, geschichtet	39	7	8	54	72	13	15
Grube Meyer, Habighorst, TK 3717 Quernheim	r = 3469.300 h = 5788.080	5	vorw. Grobkiese, un- geschturbulent geschichtet	44	13	43	100	44	13	43
Grube Pöning (Pächter Schneider) in Habighorst. TK 3717 Quernheim	r = 3469.350 h = 5787.900	12	geschichtete Kiese und Grobkiese	41	12	47	100	41	· 12	47
Ehem. Grube Buschmann, Halloh, TK 3717 Quernheim	r = 3468.860 h = 5786.750	1	geschichtete Kiese mit Sanden	21	8	71	100	21	8	71
		12	turb. gesch. Grobkiese	36	6	62	104	34,5	6	59,5
Grube Baustoffwerke Minden- Ravensberg, Oldinghausen, TK 3817 Herford-West	r = 3471.300 h = 5776.150	7	Kiese, turb. gesch ungeschichtet	66	17	23	106	62	16	22
Ehem. Grube Bartling, Voßkuhle Ober-Eickum, TK 3817 Herford- West	r = 3471.400 h = 5775.150	1,5	Grobkies, turb. geschichtet 70 % > 3 cm Ø	57	43	13	113	50	38	12
		3	dgl. ungeschichtet, 70 % >5 cm ∅	79	26	7	112	70,5	23	6,5
		4	Kies, turbulent 90 % <1 cm Φ	77	12	20	109	71	11	18
Grube Tiemann, Laar, TK 3917 Bielefeld; SW-Wand 1963	r = 3471.650 h = 5773.900	-1	Kiese, <i>φ</i> <3 cm, bes. 0,4—0,6 cm	25	75	_	100	25	75	-
		4,5	dgl.	43	30	27	100	43	30	27
dgl. SE-Wand 1967	1-1	3	ungeschicht. Grobkiese	31	11	8	50	62	22	16
dgi. SE-wand 1967	dgl.	7	dgl. turb. geschichtet	25	15	1	41	61	37	2

Der Verfasser dieses Beitrages hat mit Rücksicht auf diese sehr allgemeinen Angaben während der Jahre 1962 bis 1967, zum Teil zusammen mit den Herren A. Deppe und Dr. H. Spiekerkötter, Bielefeld, Zählungen durchgeführt, bei denen auch die Bedingungen der Entnahme des Materials (Siebmaterial oder Anstehendes, Fraktionen usw.) berücksichtigt wurden. Die übliche Einteilung der Gerölle wurde, da sie zweckmäßig erschien und Vergleiche mit den Ergebnissen anderer zuläßt, beibehalten. Unter "heimischen" Geröllen werden demgemäß Gesteine des Wiehengebirges, seiner nördlichen Abdachung bis zur Unteren Kreide und der Ravensberger Mulde verstanden, unter "nordisch" sämtliche magmatischen Gesteine außer dem Thüringerwaldporphyr, unter "Wesergeröllen" alle Gerölle aus Buntsandstein, Muschelkalk, Lyditen, Grauwacken, Hämatit und Thüringerwaldporphyr. Blaue Quarze wurden dem nordischen Anteil, Milchquarze dem Wesergeröllanteil zugezählt. Ferner treten reichlich Flint und vereinzelt auch andere nordische Sedimentite (Hardebergasandstein, Nexösandstein, verschiedene Kalke) auf, die dem übrigen nordischen Anteil zugezählt wurden. Ein kleiner Anteil der Gerölle (< 5 %) blieb wegen fortgeschrittener Verwitterung oder problematischer Stellung unberücksichtigt (Tab. 1). Die für Geröllzählungen geeigneten Kiesbänke liegen in gänzlich verschiedenem Niveau unter Oberkante der Gruben, ja selbst der verschiedenen Wände desselben Aufschlusses. Immerhin ergibt sich, daß der Anteil der Kiese an Wesergeröllen - dies im Gegensatz zu der Behauptung DIENEMANNS - mit zunehmender Entfernung vom Wiehengebirge nicht ständig abnimmt. Die höchsten Werte sowohl in oberflächennahen als auch tieferen Bänken werden am Halloh bei Bünde erreicht, und erst in dem Abschnitt zwischen Oldinghausen und Laar ist eine deutliche Abnahme erkennbar.

In fast allen Zählungen stehen die heimischen Gerölle prozentual an erster und die nordischen erst an dritter Stelle; doch treten nordische Bestandteile regelmäßig in einem so hohen Prozentsatz auf, daß man noch nicht von einer Lokalfazies sprechen darf. Als Regel ist erkennbar, daß die nordische Komponente vom Liegenden zum Hangenden zunimmt. Die höchsten Werte für nordische Gerölle erscheinen in Kiesen der Gruben in Ober-Eickum und Laar 1,5 bzw. 1 m unter Oberkante, also in den jüngsten Kiesnestern. Dort gehen die Wesergeöllanteile zugleich recht weit zurück.

Außer den Wesergeröllen haben Grupe und Dienemann auch bestimmten Gesteinen des Wiehengebirges besondere Beachtung geschenkt und mit deren Vorkommen einen Transport der Sedimente des Kiessandzuges aus nördlicher Richtung verbunden. So zieht Grupe (1930, 367) diese Folgerung aus dem Vorkommen von Wiehengebirgsquarzit in den Kiesen am Halloh bei Bünde, der mit Rücksicht auf die faziellen Verhältnisse im Ober-Oxford tatsächlich nur aus dem westlichen Wiehengebirge zwiscken Lübbecke und Hüsede, d. h. beiderseits der Pässe von Aue und Hunte stammen kann (Abb. 1). Entsprechend hat sich auch Dienemann geäußert.

Der Verfasser hat sich in einer kürzlich erschienenen Arbeit (Seraphim 1972) mit dem Gehalt aller moränalen und fluviatilen saaleeiszeitlichen Ablagerungen zwischen Teutoburger Wald und Weser an Geschieben aus heimischen Gesteinen, soweit diese Rückschlüsse auf die Wege des Inlandeises im Mittelgebirge zulassen, näher befaßt. Außer dem Wiehengebirgsquarzit werden dort auch Portasandstein der Macrocephalen-Schichten beiderseits der Porte Westfalica, Hauptwealdensandstein des Typus der Bückeberge, des Harrl und des Wölpinghauser Bergzuges, Planicosta-Sandstein der Herforder Liasmulde, oligozäne Dobergkalke, Kalksandsteine des Campan der Stemweder Berge und Ankerit-Dolomite vom Typus Isenstedt bei Espelkamp als heimische Leitgeschiebe aufgeführt. Aus dem Vorkommen dieser und — untergeordnet — auch anderer Gesteine als Geschiebe ergeben sich detaillierte Vorstellungen von der Ausdehnung und der Fließrichtung der durch das Wiehen- und Wesergebirge vorgedrungenen Gletscherströme.

Als solche wurden vom Verfasser für das Gebiet der Herforder Mulde einerseits ein durch die Porta Westfalica eingedrungener Gletscher mit Portasandstein und Haupt-

wealdensandstein sowie später noch aufgenommenem Dobergkalk und Planicosta-Sandstein, andererseits ein durch die Pässe von Aue und Hunte eingedrungener Gletscher mit Wiehengebirgsquarzit und Ankerit-Dolomit unterschieden. Der Kiessandzug von Vor dem Berge—Elverdissen nimmt insofern eine besondere Position ein, als hier in den Aufschlüssen die heimischen Leitgeschiebe beider Gletscher zusammen auftreten. Dabei finden die Leitgeschiebe des Portagletschers ihre westliche Verbreitungsgrenze, während die Leitgeschiebe des Aue-Hunte-Gletschers südlich der Linie Herford—Schötmar auch noch weiter östlich, d. h. beispielsweise im Gebiet von Lemgo und Detmold, zu beobachten sind. Im einzelnen wird hier auf die erwähnte Arbeit verwiesen.

Das Liegende des Kiessandzuges wird von einem bis 1 m mächtigen, stark verkrusteten Eisen-Mangan-Horizont gebildet, der als Äquivalent einer älteren Warmzeit angesehen werden kann. Das intensiv rostrot gefärbte Material ist vom Inlandeis an vielen Stellen aufgenommen worden und findet sich als Trümmer in den tieferen Lagen des Kiessandzuges. Diese Trümmer sind im Normalfall als scharf begrenzte, unregelmäßig gestaltete Brocken in den hellen, sie umgebenden Sand oder in Grundmoräne eingebettet. Wo der Kiessandzug nur geringmächtig entwickelt ist, stehen sie unter dem Einfluß der nahen Oberfläche, so daß sie randlich angewittert sind und die freigewordenen Eisen-Mangan-Lösungen sich sekundär in den vorgegebenen Sedimentstrukturen horizontal und vertikal ausgebreitet und niedergeschlagen haben. In diesem Zusammenhang wird auf Abb. 5 verwiesen.



Abb. 5. Sandgrube Bartling, Ober-Eickum, Bl. Herford-West, Juli 1968. Basisschichten des Kiessandzuges mit eingestauchter Grundmoräne (1), Trümmern des glaziär zerstörten Eisen-Mangan-Krustenhorizontes (2) und Fe-Mn-Bändern als jüngeren in situ-Bildungen (3), ferner durch den Abbau gestörtes Material (4).

3. Deutungsversuche

3.1 Ältere Deutungsversuche

Ein erster Versuch, die Entstehungsbedingungen des Kiessandrückens zu klären, wurde von Driever (1921) unternommen. Driever orientierte sich dabei wesentlich an Hoff-

MANN (1830, 203), nach dem die Weser vor der Bildung der Porta die zwischen Bad Oeynhausen und Osnabrück verlaufende Talung benutzt haben sollte, sowie an Veröffentlichungen von Roemer (1857, 584), Penck (1887, 304 u. 334), Koken (1901, 123), Struck (1904, 92) und Bielefeld (1906, 379), die ebenfalls mehr oder minder bestimmt die Meinung vertreten hatten, daß der heute von Werre und Else benutzte Ausräum mit einem älteren Flußlauf in Verbindung gebracht werden könne. Mit Rücksicht auf den hohen Anteil der Kiese an Wesergeröllen und in Anlehnung an Grupe (1905, 1909, 1913), der die Kiesberge zwischen Hameln und der Porta Westfalica für Weser-Oberterrassenschotter hielt, kam Driever zu dem vermeintlichen Ergebnis, daß die ihr bekannten Teile des Kiessandzuges bei Bünde und Enger ebenfalls Terrassenschotter in situ, und zwar der vor- und nachsaaleeiszeitlichen Weser, seien.

Die von Driever und — in etwas abgewandelter Form — auch von Kurtz (1912, 1928) vertretene Deutung des Kiessandzuges als Weserterrasse ist schon daran gescheitert, daß die Gefälleverhältnisse in der Talung während des Pleistozäns unsicher sind, besonders aber auch an der Driever noch nicht bekannten Anbindung der Vorkommen von Bünde und Enger an die übrigen Teile des Kiessandzuges (Abb. 1). Auch ließ, worauf Grupe (1930, 366 ff.) und Dienemann (1939) hingewiesen haben, die helle Farbe der Kiese und Sande keine Deutung als Wesersediment zu. Ferner stehen die Blockpackungen und Geschiebelehmeinschlüsse mit Flußterrassen "gar nicht in Einklang" (BURRE 1924, 310). Schließlich widerspricht auch die Mitteilung des Profils des Mittelland-Kanals durch HARBORT und MESTWERDT (1915), aus der ein bereits vor-saaleeiszeitliches Alter der Porta und die Benutzung dieses Passes durch die früh-saaleeiszeitliche Weser hervorgeht, der Drieverschen Bildungstheorie. Die nach Driever unternommenen Deutungsversuche legen teils auf die immer wieder zu beobachtenden Blockpackungen, Geschiebelehmfetzen, Stauchungen und wirren Lagerungsverhältnisse besonderes Gewicht (Burre), teils gerade umgekehrt auf die Verbreitung der glazifluvialen Sedimente (Diene-MANN). Entsprechend hat Burre den Kiessandzug als saaleeiszeitliche Endmoräne, Diene-MANN jedoch als "Kamesbildungen in gewissem Sinne" (1944, 23) bezeichnet. Burre hat als weitere Stütze für seine Auffassung die Anordnung der einzelnen Teilhügel des Kiessandzuges "in einer langen, schmalen, bogenförmigen Linie, die sich ohne Rücksicht auf die Oberflächenform des Geländes dahinzieht" (1924, 309 f.) angeführt, ferner die "Lage und Richtung" des Bogens, die deutlich auf die Porta Westfalica weisen. Durch sie soll jener Gletscherarm des Inlandeises in die Ravensberger Mulde eingedrungen sein, dem der Kiessandzug als Endmoräne zugeordnet wird. Für den Gehalt an Buntsandstein und anderen typischen Wesergeröllen gibt Burre die einleuchtende Erklärung, daß der Gletscher zuvor Gebiete passierte, "in denen die Weser dieses Material abgesetzt hatte, das dann von ihm aufgenommen und weiter geschafft wurde" (S. 310).

Volle Zustimmung hat Burres Auffassung bei Stach (1930, 182) gefunden, der den "Endmoränenbogen bei Herford und Bünde" mit den von ihm selbst beschriebenen Kiessandbergen in der Wesertalung zwischen Hausberge und Veltheim vergleicht und aufgrund der Unterschiede Burres Deutung "weiter zu Recht bestehen" läßt.

Die Kritik an Burres Auffassungen hat dennoch einen Angriffspunkt: Wegen des Auftretens von Wiehengebirgsquarzit als Geröll bzw. als Geschiebe aus dem westlichen Teil des Wiehengebirges ist es nicht möglich, alle Ablagerungen des Kiessandzuges allein auf die Porta Westfalica zurückzuführen. Wenigstens ein Teil der Sedimente muß aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung herantransportiert worden sein. Diese Transportrichtung wird besonders von Grupe (1930, 1934) und Dienemann (1939) hervorgehoben. Dabei beschränken sich beide Autoren freilich nicht auf den Wiehengebirgsquarzit, sondern nehmen auch für die Wesergerölle wie überhaupt alle Sedimente des Kiessandzuges "eine von Norden kommende Zufuhr" (Grupe 1934, 797) an. Hiergegen muß jedoch der durch den Verfasser beobachtete Gehalt der Kiese und eingelagerten Moräne an Portasandstein,

Hauptwealdensandstein und Dobergkalk geltend gemacht werden. Auch das Wesergeröll-Maximum im mittleren statt nördlichen Teil des Bogens (Tab. 1) steht der Annahme entgegen, daß als Herkunftsgebiet dieser Gerölle "in erster Linie die Mittlere Weserterrasse an der Nordseite des Wiehengebirges" (GRUPE 1930, 368) in Frage kommt. Damit soll allerdings nicht abgestritten werden, daß der Transport von Wesergeröllen durch das Inlandeis auch über das Wiehengebirge und durch seine westlichen Pässe durchaus denkbar erscheint und sicher auch stattgefunden hat.

Anfechtbar ist an der Dienemannschen Deutung des Kiessandzuges als Kames auch die Beurteilung der Bildungssituation. Die Lage der einzelnen Vorkommen wird von Dienemann in der Weise charakterisiert, daß "dies alles Stellen sind, an denen sich im Inlandeis leicht größere Spalten bilden konnten" (1944, 20). Solche Spalten bildeten sich vorzüglich "am Südausgang von Querpässen schmaler Gebirgskämme". Der Kiessandzug soll sich als Ausfüllung der Spalten, und zwar im "Toteisgebiet" (S. 23) gebildet haben.

Freilich sollen dann aber eben doch nicht alle Vorkommen dieser Regel folgen, "so z. B. nicht die von Bünde über Enger bis Elverdissen" (S. 20) — dies aber sind 16 km des insgesamt 22 km langen Bogens! Hinzu kommt, daß auch das Teilstück von Vor dem Berge bis Bünde nicht am Südausgang eines Querpasses, sondern gerade umgekehrt südlich der höchsten Erhebungen des Wiehengebirges an den Gebirgsfuß ansetzt. Grundsätzliche Bedenken ergeben sich gegen die Annahme Dienemanns, daß auch der "Südhang dieser Kämme beim Übergang in mehr ebenes Gelände" und schließlich selbst "enge Täler und Schluchten" Orte bevorzugter Spaltenbildung im Inlandeis seien. Gerade an diesen Stellen unterliegt das Inlandeis starker Kompression, während Spaltenbildung dort zu erwarten ist, wo ein Eisstrom Gelegenheit zu fächerartiger Ausbreitung findet bzw. Zerrung ausgesetzt ist (Heim 1885, 209 u. 212). Wichtig ist auch, daß die Spaltensysteme, von denen Dienemanns Überlegungen ausgehen, nur dem lebenden Gletscher zukommen.

Weiterhin gibt DIENEMANN selbst bereits zu bedenken, daß bei den durch ihn beschriebenen Vorkommen gegenüber den typischen Kames "ein gewisser Unterschied" insofern vorhanden sei, "als für diese meist eine wenig gestörte Schichtung angegeben wird, während in unserem Gebiet das Gegenteil der Fall ist" (1944, 23). Gerade für das nördliche Ostwestfalen sind zahlreiche typische Kames bereits beschrieben worden (STACH 1930, GRUPE 1930, KELLER 1954 u. a.). Der Unterschied zwischen diesen Kames und dem Kiessandzug ist mit Rücksicht auf die wirre Lagerung der Kiese und Sande und den Einschluß von Grundmoräne nicht zu übersehen. Auch die für Kames typische Gewölbetextur ist bisher nicht beobachtet worden. Auch pseudotektonische Störungen treten in dem für Kames üblichen Umfang nicht auf.

Eine weitere Abweichung gegenüber Kames ist die ebenfalls bereits von Dienemann vermerkte Tatsache, daß die Teilstücke des Kiessandzuges auch morphologisch "nicht immer so ausgesprochene Kuppen und Rücken bilden, wie es sonst für Kames kennzeichnend sein soll" (1944, 23). Für diese Abweichung führt Dienemann das Alter der Bildungen als mitverantwortlichen Faktor an. Hierzu ist zu bemerken, daß die ebenfalls saaleeiszeitlichen Kames an der Porta Westfalica ("Hausberger Schweiz"), bei Möllenbeck und Krankenhagen sowie bei Hameln durchweg wohlerhaltene Kuppen und Rücken mit einem auffällig frischen Relief bilden, während das im Bereich des Kiessandzuges für kein einziges Teilstück gilt.

In jüngerer Zeit hat der Kiessandzug noch zweimal Erwähnung gefunden, nämlich durch Poelmann (1953) und Ziercke (1960), ohne daß neue Gesichtspunkte erkennbar würden. Beide Autoren äußern sich im Sinne der Dienemannschen Kames-Theorie. Dabei geht Poelmann (S. 147) insofern noch über Dienemann hinaus, als er gerade für die Sand- und Kiesrücken im Abschnitt zwischen Ennigloh und Everdissen (Anm. d. Verf.:

damit kann nur Elverdissen gemeint sein) den "inneren Bau einer Kame" behauptet. Nähere Angaben fehlen.

3.2 Neue Wesensbestimmung als Mittelmoräne

Nach den vorstehenden Erörterungen kennen wir die Gründe, die einer Annahme der bisher entwickelten Theorien im Wege stehen. Bei einem Versuch, das Wesen des Kiessandzuges besser zu bestimmen, müssen möglichst alle genannten Beobachtungen Berücksichtigung finden. Dieser Forderung entspricht die Auffassung, daß es sich bei dem sogenannten Kiessandzug um eine Mittelmoräne bzw. eine Längsmoräne handelt.

Nach der auf der Gletscherkonferenz 1899 beschlossenen Moränennomenklatur (RICHTER 1901) und in enger Anlehnung an das Handbuch der Gletscherkunde von HEIM (1885) versteht man unter einer Längsmoräne einen Typ der "Abgelagerten Moränen" (Stapelmoränen), der nach dem Abschmelzen des Eises aus einer Mittelmoräne hervorgeht. Mittelmoränen aber sind Bildungen, die sich aus den inwendigen Seitenmoränen zweier Gletscher bei ihrer Vereinigung entwickeln (WOLDSTEDT 1961, 27; MURAWSKI 1963, 135).

Wenn es sich um eine Mittelmoräne handelt — dieser Bezeichnung wird hier gegenüber dem wenig gebräuchlichen Terminus "Längsmoräne" der Vorzug gegeben —, dann bedeutet dies, daß sich der Kiessandzug im Berührungsfeld zweier verschiedener Gletscher des Inlandeises bildete. Dies ist nach dem Gehalt an heimischen Leitgeschieben sowohl des Porta- als auch des Aue-Hunte-Gletschers tatsächlich der Fall (Seraphim 1972).

Die in der einschlägigen Literatur am Beispiel der Alpen erläuterte Beschaffenheit des Inhaltes der Mittelmoränen kann selbstverständlich nicht ohne weiteres auf die Verhältnisse im Ravensberger Hügelland übertragen werden. Wohl bestehen auch die Ablagerungen des Kiessandzuges "z. T. aus eckigen, scharfkantigen, regellos zusammengehäuften Gesteinstrümmern verschiedenster Größe, z. T. ... auch aus gerundetem Material des Grundschuttes" (WOLDSTEDT 1961, 27); doch ist zu berücksichtigen, daß gerade in unserem Kiessandzug auch ein hoher Anteil stark abgeflachter und gerundeter Gerölle und Geschiebe enthalten ist. Dieser ist einmal durch die zahlreichen abgeflachten (Buntsandstein) oder doch stark kantengerundeten (Lydite, Porphyre) Wesergerölle bedingt, zum anderen durch die weichen Schiefertone des Lias und Dogger, die einen beträchtlichen Anteil der heimischen Sedimente stellen und schon nach kurzem Transportweg kantengerundet und abgeflacht sind. Auch der nordische Anteil der Gerölle bzw. Geschiebe zeigt selbstverständlich eine starke Abrundung. Eckig und scharfkantig können in diesem Sortiment nur die Gesteine des Wiehengebirges erhalten sein, und sie sind es denn auch, vor allem der Wiehengebirgsquarzit und die Sandsteine des Kimmeridge, die tatsächlich eine solche Beschaffenheit zeigen.

Weitere Argumente für die Deutung als Mittelmoräne sind: Nur diese Deutung wird der nach NE geöffneten Bogenform des Kiessandzuges und zugleich dem hohen Anteil an Geröllen aus dem westlichen Teil des Wiehengebirges gerecht. In der Bogenform spiegelt sich der Verlauf des Eisrandes des durch die Porta und die Nebenpässe bis Lübbecke nach Süden vorgedrungenen Portagletschers zur Zeit der Kontaktaufnahme mit dem westlich von Lübbecke durch die Pässe von Aue und Hunte vorgedrungenen Aue-Hunte-Gletscher. Zwischen diesen Gletschern, die in nächster Nachbarschaft nebeneinander herflossen, kam es zu Ablagerungen mit einem hohen Anteil an glazifluvialen Sedimenten, der für echte Endmoränen atypisch wäre. Auch die für Kames zu turbulente Sedimentation wird jetzt verständlich. Die erwähnte Einknetung von Grundmoräne in die Sande und Kiese ist ein Zeichen dafür, daß das Inlandeis beider Gletscher oszillierend gegeneinander und in seine Randbildungen vorgestoßen ist. Dabei blieben neben eigentlicher Moräne auch Eisreste zurück, die später langsam austauten. Auf sie sind die weit-

welligen Schlufflagen zurückzuführen, die in dem Kiessandzug nicht selten auftreten und Geschiebe aller Größenordnungen enthalten. Übergänge dieser meist geschichteten Bildungen zur echten, schichtungslosen Grundmoräne sind vorhanden.

Da nicht der Aue-Hunte-Gletscher, sondern der Portagletscher dem Kiessandzug seine Bogenform gab, dürfen wir schließen, daß der zuletzt genannte früher in die Ravensberger Mulde eingedrungen ist. Für seine Priorität spricht auch die erheblich größere Breite und Eintiefung der Porta Westfalica im Verhältnis zu den Pässen von Neue Mühle (Aue) und Barkhausen (Hunte). Andererseits wissen wir aus der Verbreitung und Häufigkeit des Auftretens der einheimischen Leitgeschiebe beider Gletscher (Seraphim 1972), daß der Aue-Hunter-Gletscher in einem späteren Stadium der hochdrenthestadialen Vereisung unseres Raumes mit dem Portagletscher völlig verschmolzen ist und der gemeinsame Strom die bis dahin noch eisfreien südöstlichen Randgebiete der Ravensberger Mulde erfüllt hat.

Die Aktivität des Gletschers zur Zeit der Bildung des Kiessandzuges spiegelt sich einmal in den echten Moränenfetzen, die in die Kiese und Sande in ganz unterschiedlichem Niveau hineingeknetet sind, andererseits auch in der bei vielen Autoren wiederkehrenden Beobachtung, daß die Kiese und Sande im Hangenden von einer Grundmoränendecke abgeschlossen werden. Kames tragen, da sie im Toteisgebiet gebildet werden, im allgemeinen keine Moränendecke. Von dieser Regel abweichende Verhältnisse finden sich nur dann, wenn der Toteisphase ein neuer Eisvorstoß folgt, durch den eine weitere Grundmoräne bedingt würde. Auch die Lücken im Kiessandzug resultieren nach Meinung des Verfassers nicht allein aus der postsaaleeiszeitlichen Abtragung, wie es Burre (1924, 309) sieht, sondern ebensowohl aus der Erosion durch den weiter vorstoßenden Gletscher. Während Burre die Bildung des Kiessandzuges in ein Rückzugsstadium des Inlandeises stellte, weil die lockeren Geröllmassen andernfalls "der abhobelnden Wirkung des Gletschers wohl restlos zum Opfer gefallen" wären (1924, 310), sind die Grundmoränendecke, Stauchungen und größere Lücken im Verlauf des Bogens meines Erachtens gute Gründe, eher eine Bildung während der Vorstoßphase anzunehmen. Zudem darf man, wie u. a. Beobachtungen von Siegert und Weissermel im Gebiet zwischen Halle a. S. und Weißenfels gezeigt haben, die Rolle der Gletschererosion im Inneren des Mittelgebirges und unweit der Vereisungsgrenze nicht zu hoch veranschlagen. Wie die Autoren berichten, blieben auch dort Lockermassen des Pleistozäns, über die das Inlandeis sogar wiederholt hinwegging, wegen der "verhältnismäßig kraftlosen Bewegung" des Eises erhalten. "Hier am Rande des Glazialdiluviums besaß das Eis... nur noch einen ungemein zahmen Charakter. Selbst in den leicht beweglichen Sanden und Schottern hat es selten Störungen hervorbringen können, welche tiefer als 11/2 m in die Unterlage eingreifen" (1911, 221 u. 226).

Auch die unmittelbare Unterlagerung durch den als Warmzeitmarke wichtigen Fe-Mn-Krustenhorizont ist ein Argument für die Bildung des Kiessandzuges zu Beginn der Vereisung unseres Raumes.

Auch andere Beobachtungen werden erst durch die Mittelmoränen-Theorie verständlich. Dazu zählen die Ergebnisse der quantitativen Erfassung der Wesergerölle. Die Herkunft der Wesergerölle allein aus der Mittelterrasse nördlich des Wiehengebirges ist unwahrscheinlich; da das Wesergeröll-Maximum bei Bünde und Enger im Mittelabschnitt des Bogens liegt, kann ein großer Teil dieser Gerölle eher auf die Mittelterrasse der Weser in der Nähe der Porta Westfalica zurückgeführt und damit als Beitrag des Portagletschers verstanden werden. Der Transport dieses Anteils ist — zusammen mit dem hier ebenfalls reichlich vorhandenen Hauptwealdensandstein und Portasandstein — danach nicht aus nördlicher Richtung, wie Dienemann und Grupe glaubten, sondern aus östlicher Richtung erfolgt.

Hiermit stimmt gut überein, daß die Mittelterrasse der Weser im Gebiet der Porta Westfalica, wie Grupe (1933, 43) selbst betont hat, durch das Inlandeis völlig erodiert ist. Weshalb diese Schotter, wie Grupe meint, in den Kieshüngeln von Hausberge, Veltheim und Möllenbeck verblieben und nicht auch westwärts in den Raum Bünde transportiert sein sollten, bedürfte einer Begründung, die Grupe jedoch nicht gegeben hat.

Ein weiterer interessanter Punkt ist die Beziehung des Kiessandzuges zu den Erhebungen des Wiehengebirges. Die Nahtlinie zwischen Porta- und Aue-Hunte-Gletscher liegt nämlich nicht auf etwa halber Strecke zwischen den diesen Gletschern zugeordneten Pässen, sondern erheblich weiter westlich. Der Kiessandzug beginnt auf dem Südfuß des Wiehengebirges gerade dort, wo das Gebirge in einem nach Süden vorspringenden Abschnitt zugleich seine höchsten Erhebungen besitzt. Diese ziehen sich über eine Distanz von etwa 6 km vom Glösinghauser Berg (292 m über NN) bis zum Heid-Brink (319,6 m über NN) bei Lübbecke. Als das Inlandeis, aus nordöstlicher bis nordnordöstlicher Richtung kommend (Seraphim 1972), auf das Wiehengebirge traf, mußte es sich vor diesen Erhebungen, die teilweise mehr als 100 m über die anderen Kuppen und die Kammlinie des Gebirges hinausragen, in zwei Teilströme aufspalten. Von Dechen (1879, 86) hat sogar in Erwägung gezogen, daß dieses Stück des Wiehengebirges von der "diluvialen Überflutung" (Drift-Theorie) inselartig ausgespart blieb.

Auch dürfte das Inlandeis nach Durchtritt durch die Porta Westfalica an den über 300 m erreichenden Höhen südlich von Vlotho und an den Höhen des Herforder Keupervorsprungs eine kräftige Ablenkung nach Westen erfahren haben, wie dies schon Burre angenommen hat, wenn auch erst für einen sehr späten Abschnitt der Vereisung. Schließlich mag die Unterstützung des Portagletschers durch kleinere Eiszungen aus der Wallücke und weniger eigetieften Pässen für die Verlegung der Kommissur westwärts bis Vor dem Berge eine Rolle gespielt haben. Ein weiterer Faktor ist endlich die Tatsache, daß der besonders hohe Teil des Wiehengebirges südwestlich Lübbecke nicht der üblichen herzynischen Richtung des Gebirges folgt, sondern fast senkrecht dazu verläuft (Abb. 1), so daß das Inlandeis, soweit es seinen Weg westlich von Lübbecke nehmen mußte, nach der Überwindung des Wiehengebirges eine südwestliche Tendenz beibehielt. Deshalb dürfte der Aue-Hunte-Gletscher zunächst vorwiegend in Richtung auf Buer und die Meller Berge vorgestoßen sein.

Kurz sei noch erörtert, weshalb die Deutung des Kiessandzuges als Os abzulehnen wäre. Ebenso wie mit Kames haben Mittelmoränen nämlich auch mit Osern Gemeinsamkeiten — wie es ja auch Übereinstimmungen zwischen Osern und Kames gibt. Als Argumente gegen eine Deutung als Os sind hier zu nennen:

Die Breite des Kiessandzuges, die etwa 1 km beträgt, übertrifft die Breite, die von Osern erreicht wird, um ein Vielfaches. Da kiesig-sandige Bildungen selbst der Saaleeiszeit bis in die Gegenwart ein sehr frisches Relief behalten können, wie z.B. die Kames der Wesertalung und einige Kiessandhügel des Hümlings, ist nicht anzunehmen, daß der Kiessandzug ursprünglich jene schmale Dammform hatte, wie sie für Oser typisch ist.

Weiterhin fehlt am Südende des Kiessandzuges bei Elverdissen ein Sander, der bei Osern vor dem Austritt des subglaziären Flusses aus dem Inlandeis nicht selten ist. Und auch längs des gesamten Zuges fehlen sanderartige Bildungen durchaus. Sie wären hier an einem Os zu erwarten, wenn sich dieses aus mehreren Teilstücken zusammensetzte, die einander linear folgen. Oser dieses Typus sind z. B. durch de Geer (1897) und Krause (1913) beschrieben worden. Auch die Höhenschwankungen des Kiessandzuges zwischen Vor dem Berge und Elverdissen wären für ein Os ganz ungewöhnlich. Selbst unter der Annahme, daß das Schmelzwasser subglaziär unter starkem Druck geflossen ist, wie dies Bärtling (1905) bei einem Os angenommen hat, ist die Höhendifferenz der einzelnen Teilstücke des Kiessandzuges zu groß. Der Schwankungsbetrag des von Bärtling dar-

gestellten Os beträgt 24 m, der des Kiessandzuges — bei mehrfachem Auf und Ab — fast 100 m. Ferner läßt die Korngröße der Sedimente des Kiessandzuges keine Verteilungsregel erkennen, während die Korngröße bei Osern vom proximalen zum distalen Ende im allgemeinen abnimmt. Die Häufung von Wassergeröllen im mittleren Teil des Kiessandzuges ist mit der Deutung als Os nicht erklärbar, und die Lücken im Kiessandzug sind, soweit sie nicht durch postglaziale Erosion entstanden, für ein Os zu breit, besonders die Lücke zwischen Siele und dem Liesberg bei Enger.

Der Verfasser kennt zahlreiche Oser von Studienreisen in Skandinavien. Die dort von den maßgebenden Glazialforschern, u. a. A. Schou, Å. Hillefors, E. Mohrén und N. Nielsen, bei Führungen als Oser bezeichneten Kiessandzüge unterscheiden sich von der hier beschriebenen Mittelmoräne in so vielen Erscheinungen, daß auch aus diesem Grunde die Deutung unseres Kiessandzuges als Os abwegig wäre.

4. Schlußfolgerungen

Der Kiessandzug von Vor dem Berge bis Elverdissen ist das Ergebnis einer kontinuierlichen Entwicklung im Grenzsaum zweier Gletscher, die hier zu Beginn der Inlandvereisung der Ravensberger Mulde ihre spezifische Grundmoräne und Schmelzwassersedimente ablagerten. Er ist daher als eine Mittelmoräne aufzufassen. Für die Bildung der Mittelmoräne waren die Pässe und höchsten Erhebungen des Wiehengebirges maßgeblich. Vor den mehr als 300 m über NN erreichenden Bergkuppen südwestlich Lübbecke teilte sich das von Norden vordringende Inlandeis in zwei Teilströme (Portagletscher und Aue-Hunte-Gletscher). Diese nahmen südlich des Gebirges miteinander wieder Kontakt auf, flossen unter mehrfachem Vorstoß in ihre Randbildungen etwa 20 km nebeneinander her und verschmolzen schließlich im Drenthe-Maximum unter Auffüllung der Ravensberger Mulde mit Inlandeis. Die zuvor gebildete Mittelmoräne wurde dabei vom Inlandeis völlig überdeckt und morphologisch als 1 km breiter, flachkuppiger Hügelzug gestaltet.

Nachweis der Abbildungen

Sämtliche Zeichnungen sind Originalentwürfe des Verfassers. Die photographischen Aufnahmen wurden von Dr. BÜCHNER, Bielefeld, Naturkunde-Museum, angefertigt, wofür der Verfasser herzlich dankt.

Verzeichnis der zitierten Literatur

BÄRTLING, R.: Das Ås am Neuenkirchener See an der mecklenburgisch-lauenburgischen Grenze. — Jb. Preuß. Geol. L. A., 26, 15—25, Berlin 1905.

BIELEFELD, R.: Die Geest Ostfrieslands. — Forsch. z. dtsch. Landes- u. Volkskunde, 16, Stuttgart 1906.

Burre, O.: Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. Westf. — Jb. Preuß. Geol. L. A., 44, 306—311, Berlin 1924.

— : Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern 1 : 25 000, Bl. Herford-West, Lieferung 256, Nr. 2082, Preuß. Geol. L. A., Berlin 1926.

-: Erl. Bl. Bielefeld s. MESTWERDT & BURRE 1926.

Dechen, H. v.: Über das Vorkommen nordischer Geschiebe und erratischer Blöcke in Rheinland und Westfalen. — Verh. Naturhist. Ver. Rheinlde. u. Westf., 36, C.-Bl., 82—87, Bonn 1879.

DIENEMANN, W.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern 1: 25 000, Blätter Melle, Quernheim, Oeynhausen, Lieferung 347, Nr. 2013, 2014, 2015, Preuß. Geol. L. A., Berlin 1939.

 Über vermeintliche Weserablagerungen im Längstal Porta—Osnabrück. — Jb. Reichsamtes f. Bodenforsch., 62, 1—30, Berlin 1944.

DRIEVER, E.: Die Entwicklung des Längstales Porta—Osnabrück. — Ber. Nat. Ver. Osnabrück, 18, Osnabrück 1921.

GEER, G. DE: Om rullstenåsarnas bildningssätt. — Geol. Förening. Förhandl., 19, Stockholm 1897.

GRUPE, O.: Zur Entstehung des Wesertales zwischen Holzminden und Hameln. - Z. deutsch. Geol. Ges., 57, M.-Ber., 43-51, Berlin 1905.

-: Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. - Z. deutsch. Geol. Ges., 61, M.-Ber., 470-490, Berlin

—: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. — Z. deutsch. Geol. Ges., 64, Abh., 265—298, Berlin 1913.

-: Die Kamesbildungen des Weserberglandes. — Jb. Preuß. Geol. L. A., 51, 350—370, Berlin 1930.

-: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern 1:25 000, Bl. Minden, Lieferung 330, Nr. 2016, Preuß. Geol. L. A., Berlin 1933.

-: Zur Frage des Verlaufes der Weser im Gebiete der älteren Vereisungen. - Z. deutsch. Geol. Ges., 85, 1933, 796-799, Berlin 1934.

HARBORT, E. & MESTWERDT, A.: Vorläufige Mitteilungen über das geologische Profil des Mittelland-Kanals. - Z. deutsch. Geol. Ges., 66, 161-191, Berlin 1915.

HEIM, A.: Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.

HOFFMANN, J.: Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig 1830.

KELLER, G.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XX. Das Fluvioglazial am Teutoburger Wald zwischen Hilter und Borgholzhausen. - N. Jb. Geol. Paläont., 1953, Mh., 193-198, Stuttgart 1954.

Koken, J.: Beiträge zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums. - N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., 14, 120-170, Stuttgart 1901.

Krause, P.: Über Oser in Ostpreußen. – Jb. Preuß. Geol. L. A., 32, Teil I, 76-91, Berlin 1913. Kurtz, E.: Diluviale Flußläufe zwischen Unterrhein und Elbe. – Beil. z. Progr. d. Gymn. in Düren, Düren 1912.

-: Die Weser im Vereisungsgebiet während der ersten und zweiten Eiszeit. - Z. deutsch. Geol. Ges., 79, Abh., 457-514, Berlin 1928.

MESTWERDT, A. & BURRE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern 1:25 000, Bl. Bielefeld, Lieferung 256, Nr. 2149, Preuß. Geol. L. A., Berlin 1926.

Mestwerdt, E.: Vorläufige Mitteilungen etc. s. Harbort & Mestwerdt 1915.

MURAWSKI, H.: Geologisches Wörterbuch. Begr. von C. Ch. Beringer, 5. Aufl., Enke-Verl., Stuttgart 1963.

Penck, A.: Das Deutsche Reich. Kirchhoffs Länderkunde von Europa, 1. Teil, 1. Hälfte, Leipzig

POELMANN, H.: Westfalen. Erd- und Vorgeschchte. — Münster 1953.

RICHTER, E.: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. — Pet. Mitt., Erg.-H. 132, 1900, Perthes-Verlag, Gotha 1901.

ROEMER, F.: Die jurassische Weserkette. - Z. deutsch. Geol. Ges., 9, 581-728, Berlin 1857. Seraphim, E. Th.: Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. — Geol. Jb. A 3, 85 S., Hannover 1972.

Siegert, L. & Weissermel, W.: Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. - Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F., 60, Berlin 1911.

Spreitzer, H.: Die Pässe und Durchbruchstäler der Weserkette und des Wiehengebirges. Ihre morphologische Entwicklung und ihre anthropogeographischen Auswirkungen. In: Zur Wirtschaftsgeographie d. dtsch. Westens, 5, Volk u. Reich-Verlag, Berlin 1939.

STACH, E.: Die Eisrandbildung an der Porta Westfalica. — Jb. Preuß. Geol. L. A., 51, 174-187, Berlin 1930.

STRUCK, R.: Der baltische Höhenrücken in Holstein. — Mitt. Geogr. Ges. u. naturhist. Mus. Lübeck, 2. Reihe, Heft 19, Lübeck 1904.

Weissermel, W.: Das Diluvium zwischen Halle a. S. etc. s. Siegert & Weissermel 1911.

WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinie einer Geologie des Quartärs. 1. Bd.: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. 3. Aufl., Enke-Verlag, Stuttgart 1961.

ZIERCKE, I.: Talentwicklung und Oberflächenformen im Einzugsgebiet der Werre zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. - Forsch. z. dtsch. Landeskunde, 116, Bad Godesberg 1960.

Manuskr. eingeg. 26. 4. 1972.

Anschrift des Verf.: Studiendirektor Dr. Ernst Th. Seraphim, 4790 Paderborn, Schäferweg 30.

Postglaziale Strände an der Nordküste Sutherlands/Schottland

Von Hans-Joachim Späth, Mülheim a. d. R.

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. Zwischen Melvich und Cape Wrath an der Nordküste Sutherlands wurden solche morphologischen Phänomene erfaßt und ausgewertet, die auf postglaziale Meeresstände zurückzuführen sind. Die vertikale Verteilung dieser Formen konzentriert sich auf vier Höhenzonen. Je älter diese Zonen sind, desto höher liegen sie heute über NN und desto größer ist sowohl ihre vertikale Ausdehnung als auch ihre Neigung nach Westen. Die oberste Zone (im Osten zwischen 21 m und 25,5 m ü. NN und im Westen zwischen 12 m und 16,5 m ü. NN) steht in Beziehung zu Fluvioglazialablagerungen des Highland Readvance; sie entstand also in der jüngeren Dryaszeit. Die zweitälteste Zone (im Osten zwischen 12 m und 15 m ü. NN und im Westen zwischen 10 m und 13 m ü. NN) geht auf das Präboreal zurück. Eine boreale Torfschicht unter der zweitjüngsten Zone (im Osten zwischen 7 m und 9,5 m ü. NN und im Westen zwischen 6 m und 8,5 m ü. NN) aus dem Atlantikum stützt diese Chronologie. Im Subboreal entstand die jüngste, gegenwärtig noch horizontal angeordnete Strandzone zwischen 3 m und 5,5 m ü. NN.

Auf Grund der Isobasenanordnung an der Nordküste kann auf ein Unterzentrum der Vereisung hinter der Küstenlinie im Osten des Untersuchungsgebietes geschlossen werden.

Summary. Between Melvich and Cape Wrath along the north coast of Sutherland all morphological features referring to postglacial sealevels have been investigated. The vertical distribution of these features reflects four height-zones of former sea-activity. The older these zones are the higher is their elevation above present sea-level. Also width and tilting up to the east increase with age. The upper most zone between 21 m and 25,5 m O. D. in the east and between 12 m and 16,5 m O. D. in the west is related to fluvioglacial deposits of the Highland Readvance; the next zone between 12 m and 15 m O. D. in the east and between 10 m and 13 m O. D. in the west refers to the Präboreal. The lowest zone but one dates back to the Atlantikum and ranges between 7 m and 9,5 m O. D. in the east and between 6 m and 8,5 m O. D. in the west. Boreal peat beneath this zone helps to set up a chronology of the raised beaches. The lowest zone between 3 m and 5,5 m O. D. is still horizontal and subboreal of age.

The arrangement of the isobases along the north coast suggests a subcenter of glaciation behind the shoreline in the east of the area of investigation.

A. Einleitung

Wir gehen davon aus, daß an Schottlands Küsten im Postglazial Meeresspiegelanstieg und Landhebung sich überlagerten. Diese Interferenzbewegungen haben die Morphologie der Küstenzone entscheidend geprägt.

Das Ziel dieser Untersuchung soll der Versuch sein, das Ausmaß der postglazialen Schollenbewegung an der gesamten Nordküste Sutherlands nachzuweisen und eine Chronologie der Spiegelschwankungen durch qualitative und quantitative Erfassung der küstenmorphologischen Phänomene zu erstellen.

Als Ausgangspunkte für die Feldarbeit im Juli und August 1971 eigneten sich besonders die Mündungsbereiche der großen Täler. Es konnte erwartet werden, daß hier die spätglazialen Randlagen der Talgletscher die Verbindung zu Zeugen einer zeitlich entsprechenden Transgression herstellen.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung sollen jenen gegenübergestellt werden, welche King et al (1963) in diesem Bereich und Donner (1959) an der Westküste Schottlands erzielten.

B. Literaturbericht

REID (1929) hat in der Balnakeil Bay marine Sande über der aktiven Strandzone untersucht, und DONNER (1959) hat über ein Schotterterrassensystem an der River Hope Mündung berichtet. Diese Formen wurden aber nicht in einem größeren Zusammenhang gesehen.

CHARLESWORTH (1956) bezeichnet nicht einmal den genauen Fundort und die Art seiner entdeckten küstenmorphologischen Formen. Dadurch sind naturgemäß die Versuche, solche Formen ins Postglazial einzuordnen, fragwürdig.

King et al ist es 1962 zum erstenmal gelungen, den Küstenabschnitt zusammenhängender im Hinblick auf diese Problemstellung zu untersuchen. Wir können uns ihrer Interpretation einiger entscheidender Formen jedoch nicht anschließen, da wir z. B. auf Aufschlüsse zurückgreifen können, welche King et al nicht ausgewertet haben. Weiterhin werden hier zum erstenmal auch die verkehrsmäßig nicht erschlossenen Küstenvorsprünge mit in die Untersuchung einbezogen. Es wird zu zeigen sein, inwieweit auf dieser Arbeitsgrundlage zu neuen Ergebnissen zu gelangen ist.

C. Arbeitsmethode

Zwischen Melvich im Osten und Cape Wrath im Westen der Nordküste Sutherlands wurden alle bekannten morphologischen Küstenphänomene erfaßt.

Die Rekonstruktion alter Küstenniveaus ist besonders dann erschwert, wenn diese auf relativ stark degradierte Restformen zurückgeführt werden. Weiterhin ist zu beachten, daß verschiedene Formentypen nicht ein und dieselbe Beziehung zu den Wasserständen der Entstehungszeit haben. Bei den Deutungsversuchen ist deshalb der Tidenhub zu berücksichtigen. Laut Admirality Tide Tables beträgt der Springtidenhub heute im Untersuchungsgebiet 3,9 m, der Nipptidenhub ungefähr 1,6 m. Der Tidenhub jener Zeit, in welche die Entstehung der Formen fällt, muß aber nicht notwendigerweise dem heutigen Ausmaß entsprechen. Die Mehrzahl der untersuchten Formen ist an den jeweiligen Hochwasserstand mit intensivierter Abrasion gebunden. Ihre heutige Lage ü. NN bezieht sich jedoch beachtenswerterweise auf die gegenwärtige Mittelwasserlinie.

D. Die Formentypen

In jenen Postglazialzeiten, in welchen das Zusammenwirken von Meeresanstieg und Landhebung einen Meeresspiegelstillstand über einen morphologisch relevanten Zeitraum hinweg bewirkte, entstanden Abrasions- und Akkumulationsformen, wie sie aus der gegenwärtig aktiven Strandzone bekannt sind. Wir unterscheiden vier Formentypen.

- 1.) Abrasionsterrassen mit rückwärtigem Kliff in verschiedenen Stadien der Degradierung. Selten tragen diese Platten kugelige und/oder platte Gerölle oder Denudationsmaterial. Sie entstanden in meerbedrängter Position, wo der Abrasionsschutt sich wenig ansammeln konnte. Ihre heute meist entstellte Hohlkehle deutet die Mittelhochwasserlinie der Entstehungszeit an.
- 2.) Abrasionsplatten ohne Kliff. Ihr Aussehen ist so verschiedenartig wie das der aktiven Strandplatten. Das Einfallen der Kluftsysteme und die sie aufbauenden Gesteinsarten bedingen neben ihrem Alter die Formenvielfalt. Flechtenbewuchs auf Platten in geringen Meereshöhen bezeugen hier eine hochwasserfreie Lage.
- 3.) Marine Akkumulationsformen und marin überformte Ablagerungen zeugen in geschützten Lagen von ehemaligen Strandniveaus. Heute liegen sie außerhalb des Brandungsbereiches. Da besonders dieser Formentyp der nachträglichen Abtragung unterliegt, findet er sich in ausgeprägter Weise meist unmittelbar über dem gegenwärtigen Küstenniveau und ist folglich relativ jung. Wenn Gerölle am Aufbau beteiligt sind, kann diese Form der entsprechenden Hochwasserlinie bei Sturmlagen zugeordnet werden, also einer Höhe von 3 m über dem jeweiligen Mittel-

- wasserstand. Diese Ablagerungsformen können aber auch aus Sand, aus Geröll und Sand oder aus Sand mit eingelagerten Muschelschichten aufgebaut sein. In solchen Fällen sind sie an die Mittelwasserlinie gebunden.
- 4.) Marine Abrasionsformen, welche in Glazial-, Fluvioglazial- oder Fluvialablagerungen eingeschnitten sind. Die Verbreitung solcher Ablagerungen ist an die großen Talmündungen gebunden.

Obschon alle vier Formentypen verschieden gut erhalten in den unterschiedlichsten Höhenlagen anzutreffen sind, lassen sich doch grobe Bezüge zwischen Formentypus und Höhenzone herstellen. So finden sich die Formen aus der vierten Gruppe in einer höheren Zone als jene aus der dritten Gruppe.

E. Lage und Aussehen der Formen, die auf ehemalige Küstenniveaus schließen lassen

Die identifizierten Formen werden von Osten nach Westen durchlaufend numeriert; die entsprechenden Höhen ü. NN sind in Klammer angegeben. So bedeutet '1 (23,5) 891631' die erste untersuchte und in Abb. 1 dargestellte Form in 23,5 m ü. NN mit Rechtswert 891 und Hochwert 631.

Die erste Form stellt ein Schotterdelta dar, welches teilweise die Mündung des Strath Halladale versperrt. Aus 23,5 m ü. NN neigt sich die Oberfläche des Deltaschwemmkegels sanst meerwärts. Die Basis dieser Deckschichten entspricht der Mittelwasserlinie der Deltaentstehungszeit.

Die landwärtige Böschung dieses Schotterkomplexes hat eine Neigung von ungefähr 35° und einen im großen regelhaften Verlauf. Es liegt nahe, diese Rückseite als Eiskontaktböschung anzusprechen, wie es King et al (1963) schon vorgeschlagen haben. Das Schmelzwasser schuf also in unmittelbarer Eisnachbarschaft das Schotterdelta.

Der heutige Talboden hinter der Eiskontaktböschung liegt in 3,5 m ü. NN. Dennoch ist anzunehmen, daß das Eis zur Zeit der letzten Hauptvereisung den Talboden bis weit unter diese Höhe ausschürfte. Als während der folgenden allgemeinen Rückzugsphase durch einen kurzen Zwischenvorstoß (Highland Readvance) das Eis hinter der heutigen Küstenlinie im Strath Halladale zum Stillstand kam, folgte ihm zunächst das Meer in das Tal hinein. Die Mittelwasserlinie dieser Zeit kann mit 22,5 m ü. NN angegeben werden. Die Schmelzwasser bauten ihr Delta auf und drängten das Meer zurück. Unter dem Eis selbst füllte sich der Talboden mit Moränen. Beim weiteren Abschmelzen nahm ein Schmelzwassersee den freigewordenen Raum zwischen dem das Tal blokkierenden Schotterkörper und der abschmelzenden Eiszunge ein. Der Boden dieses Sedimentationsbeckens wurde bis auf 3,5 m ü. NN erhöht. In der Zwischenzeit verstärkte sich die Landhebung. Die natürliche Talsperre wurde zerschnitten, und der See entleerte sich wieder. Ein Tarrassensystem entstand an der Durchbruchstelle und ist in 15 m ü. NN u. a. zu sehen. Abradierte Kamesund Oserrücken bezeugen die ehemalige Seespiegelfläche.

Die westliche Umrahmung der Melvich Bay zeigt Reste alter Strandterrassen mit und ohne Verwitterungsdecke in 4,5 m und 5 m ü. NN: 2 (4,5) 882658 und 3 (5) 877664.

Auch in den Tälern mit einem relativ kleinen Einzugsgebiet wie z. B. dem River Strathy und dem Armadale Burn entwickelten sich Flußterrassensysteme, deren Genese auf Grund mangelhafter Aufschlüsse noch nicht rekonstruierbar ist. Dennoch bezeichnen King et al (1963) diese Schotter als Deltaschotter.

Die Talmündung des Strathy ist durch kuppige Moränen teilweise abgeriegelt. Heute sind sie mit einem dünnen Sandschleier bedeckt. Talwärts schließt sich an die Moräne eine Schotterterrasse mit einer Kante in 23,5 m ü. NN an: 4 (23,5) 835655. Im Westen der Strathy Bay weist eine alte Strandlinie in Denudationsmaterial die gleiche Höhe auf: (23,5) 835665. Hier sind auch Reste ehemaliger Strandplatten mit Kliff gut erhalten: 6 (6,5) 835665 und 7 (7) 835665. Zwischen Strathy Bay und Strathy Point können weitere kleine Restformen als Strandplatten in Höhen zwischen 6 m und 9 m ü. NN bezeichnet werden, ebenso westlich Strathy Point in 4,5 m bis 5 m ü. NN: 8 (6—9) 831685 und 9 (4,5—5) 822689.

Gleiche Phänomene zeigt die Armadale Bay. Eine markante Geländekante zeichnet hier in 17 m ü. NN den Verlauf der Bucht nach und läßt auf einen ehemaligen Meeresspiegel in ungefähr 18 m ü. NN schließen: 10 (17) 793645. Allt Beag und Armadale Burn zerschneiden diese Kante und weisen im Mündungsbereich das Material als schwachsortierte Schotter und Sande,

200 m flußaufwärts in spärlichen Aufschlüssen als geschichtete Terrassenschotter aus. Die Terrassenfläche steigt im Unterlauf auf 900 m Länge um 9 m an. Die Terrassenkante ist hier wie im Mittel- und unteren Oberlauf äußerst deutlich ausgeprägt.

Der Küstenabschnitt zwischen Armadale und Kirtomy unterlag auf Grund seiner günstigen Exposition der Abrasion in einem solchen Ausmaß, daß nur aktive Küstenformen anzutreffen

sind.

In der Bucht von Glaisgeo sind in 8 m bzw. 5,5 m ü. NN abradierte Felsplatten zu sehen: 11 (8) 714635 und 12 (5,5) 714635. Um Farr Point und in der Farr Bay liegen flechtenbewachsene Strandterrassen mit rückwärtigem Kliff über der gegenwärtigen Hochwasserlinie: 13 (4,5) 721645 und 14, 15 (4,5) 713630. Der Flechtenbewuchs ist für die Einstufung der Formen relativ geringen Höhen von besonderer Bedeutung. Die Oberfläche eines aktiven Brandungstores liegt etwa 3,5 m ü. NN und gehört einer Gruppe von Teilflächen in der östlichen Umrandung der Farr Bay an: 16 (3,5) 713629. Die Stirn einer gehobenen Strandfläche in 20 m ü. NN wird gegenwärtig durch Frostsprengung immer weiter zurückverlegt: 17 (20) 713629.

Auf der Westseite der Farr Bay wird das 20 m-Niveau in Form einer teilweise mit Denudationsmaterial bedeckten Strandterrasse mit rückwärtigem Kliff fortgesetzt: 18 (18,5) 711625. Die heute graswirtschaftlich genutzte Sedimentfläche unmittelbar westlich der Clachan-Mündung mit ihrer landwärtigen Fortsetzung zeigt in etwa 10,5 m ü. NN eine Abrasionskante: 19 (10,5) 711623. Eine weitere Abrasionsfläche ist in 24 m ü. NN westlich der Farr Bay angedeutet: 20 (24) 711625. Dieser Höhe entspricht an der Clachan-Brücke ein degradiertes Kliff: 21 (22) 717622. Bei Clerkhill häufen sich unter bewachsenen Kletterdünen Muschelschalen unmittelbar vor entblößtem, stark kantengerundetem Fels: 22 (24) 715625.

Im Strath Naver treten Formen in den Vordergrund, welche von King et al (1963) ihrem Wesen und ihrer Entstehung nach wiederum mit jenen von Melvich gleichgesetzt werden. Hiergegen bestehen jedoch erhebliche Einwände: Am linken Naverufer liegt im Mündungsbereich ein stark kuppiger Moränenbezirk mit großem Anteil an grobem Material in einer Höhe bis 22 m ü. NN: 23 (22 und 18) 700612. Auf der rechten Talseite hat der Naver eine meerwärts leicht geneigte Terrassenfläche geschaffen und sich danach in diese Fläche kastenförmig eingetieft. Die Terrasse selbst ist besonders auf der rechten Naverseite talauf weit zu verfolgen. Das Niveau der Terrassenfläche liegt im Bereich der Mündung unter dem des Moränenfeldes. Landwärts wird die Moräne durch eine steile Böschung begrenzt, wie sie auch an der Durchbruchstelle des Naver entstanden ist. Die Kuppen der Moräne reichen an ein gemeinsames, aus 22 m ü. NN leicht meerwärts geneigtes Niveau heran. Dieses taucht bei etwa 18 m ü. NN unter aktive Dünen. Da die Kuppen keine Abrasionsspuren aufweisen und zwischen ihnen auch keine marinen Ablagerungen vorhanden sind, sollte das Meeresniveau, welches in der Zeit nach der Moränenablagerung aktiv war, nicht höher als 18 m ü. NN angesetzt werden.

King et al (1963) sehen in der landwärtigen Steilböschung hinter dem oben erwähnten Moränenfeld eine Eiskontaktböschung. Die darauf aufbauende Deutung erscheint uns aber nicht angemessen, da u. a. die zu erwartenden Schmelzwasserablagerungen vor der Randlage fehlen und andere wichtige morphologische Erscheinungen nicht berücksichtigt wurden. Wir gehen in unserer Interpretation deshalb davon aus, daß sich die landwärtige Böschung hinter dem Moränenfeld in der Wandung eines weitgehend trockenliegenden Tales zur Linken eines weiter talwärts liegenden und von KING et al (1963) nicht erwähnten, von Dünen bedeckten zweiten Moränenfeldes fortsetzt. Nur durch einen Schwemm- und Schuttkegel wird diese Böschung unterbrochen. In diesem Trockental liegen heute noch Flußschotter. Beide Moränenfelder standen ursprünglich miteinander in Verbindung. Dafür spricht schon die Tatsache, daß die Kuppen der landwärtigen Moräne das obere Niveau der Kuppen der vorgelagerten Moräne fortsetzen. Der Naver, welcher ehemals auf der linken Talseite oder zu beiden Seiten des einst einheitlichen Moränenfeldes floß, wurde durch den wachsenden Schwemmkegel, welcher seitwärts in sein Bett aufgebaut wurde, abgedrängt. Er verlegte seinen Lauf quer über das Moränenfeld und zerteilte es und schuf die Steilböschung durch Unterschneidung der vorgelagerten Moräne. Von diesen Vorgängen zeugen heute noch dünenbedeckte Flußschotter im Trockental zur Linken der Moräne. Die Naver-Mündung lag dabei in 18 m ü. NN. Somit entspricht die heutige Terrassenflur dem Naver-Bett dieser Zeit. Die Oberfläche der vorgelagerten Moräne wurde ausgeblasen und lieferte das Material für die Dünenbedekkung der landwärtigen Moräne. Heute liefert der aktive Strandbereich das Dünenmaterial für die wachsende Verschleierung der vorgelagerten Moräne. Nach erfolgter Auflösung des ursprünglichen Moränenfeldes war der Naver durch das Anwachsen eines noch weiter flußaufwärts gelegenen Schwemmkegels erneut auf die rechte Talseite abgedrängt worden, so daß er den gesamten Moränenkomplex jetzt auf der rechten Talseite umfließt. Die nachträgliche negative Strandverschiebung bewirkte die kastenförmige Eintiefung.

Durch diese Darstellung wird bereits angedeutet, daß die zur Rekonstruktion postglazialer Strände entscheidenden Formen hier an eine ausklingende Meeresspiegelstillstandsphase und einsetzende Regression geknüpft sind und keinesfalls an eine Transgression, wie von KING et al (1963) nahegelegt wird.

Durch das Zusammenwirken von River Borgie und Meeresspiegelschwankung entstand ebenfalls eine Reihe von Formen. Heute wird die Torrisdale Bay durch einen westwärts wandernden Haken modifiziert. Er schützt den dahinter liegenden Bereich mit seinen Restformen in besonders geringer Höhe vor auslaufenden Brechern. Die Mündung des River Borgie wird durch diesen Haken nach Westen abgedrängt. Er umfließt hier eine Sand- und Schotterzunge, die gegenwärtig aussüßt und die erste salzliebende Vegetation trägt. Diese Vegetation ist ein Indiz für die langfristig hochwasserfreie Lage. Die höchsten landwärtigen Teile dieser Sand- und Schotterfläche, welche als ehemaliger Strand in 4 m ü. NN anzusehen sind, werden bereits ackerbaulich genutzt: 24 (4) 679618. Reste von Strandterrassen mit Kliff liegen in der Bucht in 13,5 m ü. NN: 25 (13,5) 678617. Flur und Kante einer Schotterterrasse sind mit einem ehemaligen Meeresspiegel in 19,5 m ü. NN in Verbindung zu bringen: 26 (19,5) 685610.

Auch hier wollen King et al (1963) auf Grund des Längsgefälles die Schottermassen als Deltabildungen ansprechen. Die im Aufschluß bei 671588 sichtbaren Ablagerungsverhältnisse legen aber eine andere Schlußfolgerung nahe. Dieser Aufschluß zeigt annähernd horizontal gelagerte Schotterschichten. Es fehlen hier Anzeichen einer Deltaschichtung ebenso wie im heutigen Mündungsbereich des Borgie. Also ist der Terrassenkörper rein fluvialdynamischer Natur und wie folgt entstanden: Nachdem sich die Eiszunge im Strath Borgie zurückgezogen hatte, war das Tal trogartig übertieft. Da sich das Eis zwischen zwei Stadialzeiten aus einer Randlage im Bereich der heutigen Torrisdale Bay bis mindestens in den Mittellauf des Borgie zurückzog, blieb der Unterlauf frei von Endmoränen oder anderen Akkumulationsformen, welche nachträglich als natürliche Dämme hätten wirksam werden können. Der Rückzug vollzog sich zu einer Zeit, zu der auch das Meeresniveau als Folge des allgemeinen Abschmelzprozesses und des glazialeustatischen Ausgleiches die Höhe der Talsohle erreichte. Zur selben Zeit lag der ungleich mächtiger aufgestaute Talgletscher des Halladale noch außerhalb der heutigen Küstenlinie. Der Meeresspiegel stieg weiter an. Der Borgie reagierte durch Aufschotterung, die vom Unterlauf flußaufwärts wirksam wurde. Somit blieb das natürliche Gefälle zur absoluten Erosionsbasis erhalten. Die Transgression dauerte an, und in gleichem Maße wurde die Aufschotterung fortgesetzt. Schließlich erreichte das Meer 19 m ü. NN. Bis in diese Höhe wurde somit an der Mündung aufgeschottert.

Diese thalassostatische Aufschotterung war zumindest im gesamten Unterlauf wirksam. Oberflächlich wird sie durch die landwärts aus 19 m ü. NN ansteigende Terrassenflur und deren scharfen Verschneidung mit den Talflanken angedeutet.

Bis zu diesem Entwicklungsstadium war eine positive Strandverschiebung das Ergebnis von Interferenzbewegungen, deren größte Komponente der Meeresspiegelanstieg war. Doch nachdem der Meeresspiegel 19 m ü. NN erreicht hatte, gewann die Landhebung verstärkt an Bedeutung. Es trat eine Phase des Meeresspiegelstillstandes ein. Und als die glazialisostatische Ausgleichsbewegung überwog, setzte eine negative Strandverschiebung ein. Darauf schnitt sich der Borgie mäandrierend in seine eigenen Schotter ein. Die Mäander deuten das ungünstige Verhältnis zwischen Tiefenerosionsvermögen des Flusses und Ausmaß der negativen Strandverschiebung an. Solange der Borgie das Sinken des Meeresspiegels durch Tiefenerosion nicht unmittelbar ausgleichen konnte, reagierte er durch eine

relative Laufverlängerung. Die gegenwärtigen Wiesenmäander können als Beweis der anhaltenden Landhebung angesehen werden.

Die thalassostatischen Schotter des Borgie waren also schon aufgebaut, als die Halladale-Eiszunge die Lage der Eiskontaktböschung erreicht hatte und dort das Delta gebildet wurde. Die Randlagen des betreffenden Zwischenvorstoßes lagen demzufolge in beiden Tälern in unterschiedlicher Entfernung hinter der Küstenlinie, und die jeweils höchstgelegenen Zeugen von Meeresspiegeln sind a priori nicht zeitgleich einzuordnen, wie dies von King et al (1963) vorgeschlagen wurde.

In der Skerray Bay liegt hinter der Mole in 11 m ü. NN eine gut erhaltene Strandplatte mit Kliff: 27 (11) 659639. Auf Coomb Island hat diese Form mehrere Gegenstücke: 28 (11) 664644. In 9 m ü. NN liegt in der Bucht eine weitere Abrasionsplatte: 29 (9) 664639.

In der Lamingo Bay und Port an-t Strathain sind weitere reine Abrasionsformen in Höhen zwischen 17 m und 19,5 m ü. NN zu finden: 30 (17) 650635; 31 (18) 644636 und 32 (19,5) 644635. Wenn sie durch ein rückwärtiges Kliff gedeckt sind, tragen sie gelegentlich noch platte oder runde Gerölle. Fehlt dieses Kliff, dann sind diese Platten heute mit Denudationsschutt bedeckt. Auch diese Phänomene werden auf der vorgelagerten Eilean Nan Ron fortgesetzt: 33 (18) 641649.

Die unmittelbar westwärts folgenden Formen werden im folgenden nur kurz aufgeführt, da sie keine Besonderheiten darstellen.

Sleiteil: 34 (7,5) 630633, Strandplatte.

Coldbackie und Skullomie: 35 (4,5) 612609, Strandplatte mit Flechtenbewuchs.

Skullomie: 36 (13) 617617, Strandplatte.

Küste nördlich Skullomie: 37 (13) 625628, Strandplatte.

Kyle of Tongue: 38 (10) 585586, abradierte Schotterzunge.

Zwischen Talmine und Port Vasgo: 39 (7) 856628; 40 (6,5) 586651 und 41 (9) 588651, Strandterrassenreste.

Port Vasgo: 42 (11,5 und 20,5) 580653, Strandterrassen mit Kliff.

Zwischen Port Vasgo und Whiten Head sind heute keine ausreichend zu identifizierenden Restformen mehr vorhanden.

Ard Neackie im Loch Eriboll demonstriert wieder auf eindrucksvolle Weise die Verknüpfung mariner Akkumulations- und Abrasionsformen. In 8 m ü. NN zeigen Abrasionsplatten mit Kliff das oberste Strandniveau an: 43 (8) 446598. Als diese Formen entstanden, war Ard Neackie noch nicht landfest. Hierauf fiel der Meeresspiegel auf 5,5 m ü. NN und schuf auch in dieser Höhe Strandterrassen und Kliffs: 44 (5,5) 446598. In diese Zeit fällt auch der Beginn der Geröllkonzentration zwischen der ehemaligen Insel und dem Festland. Als der Meeresspiegel weiter sank und bei ungefähr 4,5 m ü. NN lag, schufen die Wogen, welche auf Grund der außergewöhnlich großen Tiefe des Loch Eriboll bei entsprechenden Windrichtungen aus Norden oder aus Süden auf diesen Engpaß mit seiner Untiefe trafen, zwischen Land und Insel zwei Geröllhaken, deren Oberflächen heute in 4,5 m ü. NN liegen: 45 (4,5) 447597. Zwischen diesen beiden Haken wurde eine keilförmige Lagune geschaffen, welche später bei erneutem Absinken des Meeresspiegels trockenfiel. Da auf der heutigen Halbinsel eine weitere Strandplatte mit Kliff in 4,5 m ü. NN das Niveau der Geröllhaken-Oberfläche fortsetzt, ist anzunehmen, daß das Meer in dieser Höhe lange wirksam war: 46 (4,5) 446598.

Jene Gerölle, die am Südufer des Loch Eriboll bis in 4,5 m ü. NN abgelagert wurden, bezeugen die Wogentätigkeit, welche unserer Meinung nach für die Formengenese auf Ard Neackie vorausgesetzt werden muß: 47 (4,5) 404542. Auch am Westufer des Loch Eriboll liegen diese marinen Gerölle in 4,5 m ü. NN auf dem Strand: 48 (4,5) 425601. Zusätzlich verweist hier ein abradierter Sporn auf das gleiche Meeresniveau: 49 (4,5) 427604.

Eine aus 13 m ü. NN leicht meerwärts geneigte Fläche stellt in der Sangobeg Bay den ältesten Flachstrand dar: 50 (13) 428662. Das stark degradierte Kliff der nächsttieferen Strandterrasse zeichnet in ungefähr 8 m ü. NN den Verlauf der Bucht nach. Die dazugehörende Abrasionsterrasse neigt sich aus 6 m ü. NN meerwärts: 51 (6) 427664. Am Rande der Bucht ist sie völlig erhalten. An geschützten Stellen lagern ihr geschichtete marine Sande mit eingeschlossenen Muschellagen auf. Darüber liegen grasbewachsene Dünensande, die sich am Fuße des landwärtigen Kliffs mit Denudationsschutt verschneiden. Auf der vorgelagerten Eilean Hoan setzt sich dieses zweite gehobene Strandniveau von 6 m ü. NN deutlich fort: 52 (6) 438672.

Der Fluß durchschnitt nach der jüngsten Landhebung diese alten Strandflächen und das Kliff, so daß unmittelbar über dem gegenwärtig aktiven Strandbereich folgendes Profil zu beobachten ist: Grober Denudationsschutt bildet das Liegende; darüber lagert eine 10 cm mächtige Torfschicht. Sande unter plattigen und wohlgerundeten Schottern mit aktiver Dünenbedeckung bilden die oberen Profilhorizonte.

Die Position der Torfschicht unter Sanden und marinen Geröllen setzt voraus, daß zur Torfbildungszeit die Hochwasserlinie nicht höher lag als heute, denn das Torflager befindet sich jetzt unmittelbar über dem Einflußbereich der Sturmwogen. Es ist aber anzunehmen, daß in diesem noch näher zu bestimmenden postglazialen Zeitraum der Meeresspiegel unter NN fiel und die Entfaltung der Vegetation im vorliegenden Strandabschnitt ermöglichte. Nach der Vegetationsperiode wurde der Meeresspiegelanstieg wirksam, und auf Grund der Reliefbeschaffenheit des überfluteten Bereiches bildete sich zuerst ein Flachstrand, dann eine Steilküste aus. An das Flachstrand-Stadium war die Sandablagerung über dem Torf gebunden; als das oben beschriebene Kliff entstand und bei dessen Zurückverlegung immer mehr Geröll anfiel, bildete sich sowohl die Abrasionsterrasse vor dem Kliff in 6 m ü. NN als auch eine submarine Plattform aus Geröll. Bei einsetzender Landhebung fiel diese submarine Plattform trocken und wurde mit Dünen bedeckt.

Zusammen mit den Ablagerungsverhältnissen am Naver und Borgie liefert dieser Aufschluß in der Sangobeg Bay die umfangreichsten und sichersten Anhaltspunkte für eine Rekonstruktion der Strandentwicklung an der Nordküste Sutherlands.

Auch Smoo Cave ist ein Ergebnis der Landhebung: 419672. Die heutige aktive Steilküste, die aus etwa 30 m ü. NN abfällt, läßt aber keine genauen Aussagen über die Lage der Allt Smoo-Mündung zur Zeit des postglazialen Meereshöchststandes mehr zu. Sicher ist jedoch, daß das Gefälle des geköpften Trockenbettes des Allt Smoo und das Gesamtgefälle südlich seiner Schwinde noch ganz auf diesen alten Meereshöchststand ausgerichtet sind.

Im Schutze der Balnakeil Bay sind die westlichsten Zeugen postglazialer Meereshochstände an der Nordküste Sutherlands zu finden. An der sehr aktiven Steilküste zwischen A'Ghoil und Cape Wrath hingegen ist es nicht möglich, den Nachweis ehemaliger Strände zu führen.

Eilean Dubh ist bis in eine Höhe von 15 m ü. NN abradiert. An der gegenüberliegenden Küste wiederholt sich dieses Niveau mehrmals: 53 (15) 375690; 54 (15) 375688 und 55 (15) 377688. Als Reste einer submarinen Plattform oder einer Meereshalde können Gerölle am Südufer der Bucht in 8,5 m ü. NN vor einem Kliff gedeutet werden: 56 (8,5) 383688.

F. Die Höhenzonen der gehobenen Restformen

Abb. 1 gibt die Fundorte der gehobenen Küstenformen wieder. Auf Grund ihrer vertikalen Anordnung lassen sich vier Höhenzonen rekonstruieren, innerhalb welcher sich die Restformen konzentrieren.

Die erste Zone zwischen 3,5 m und 5,5 m ü. NN: Sie ist am deutlichsten ausgeprägt, da sie die jüngsten Formen zeigt. Die Typen 1) und 2) dominieren. Hieraus ist zu schließen, daß der entsprechende Meeresstand eine Mittelwasserlinie zwischen 2 m und 3,5 m ü. NN aufzuweisen hatte. Tatsächlich wird diese Annahme auch durch die Höhenlage der Akkumulationsformen in dieser Zone bestätigt. Mit Ausnahme der aktiven Steilküsten lieferten alle Abschnitte des Untersuchungsgebietes Formen für diese Höhenzone. Sie wurde auch von King et al (1963) ermittelt, z. T. allerdings an Hand anderer Formen und in anderer Höhenlage (zwischen 4 m und 5,5 m ü. NN).

Die zweite Zone liegt im Osten zwischen 7 m und 9,5 m ü. NN, im Westen zwischen 6 m und 8,5 m ü. NN; sie ist also leicht von Osten nach Westen geneigt. Auch hier überwiegen Hochwasserphänomene. Demzufolge lag die entsprechende Mittelwasserlinie im Osten ungefähr zwischen 5 m und 7,5 m ü. NN, im Westen zwischen 4 m und 6,5 m ü. NN.

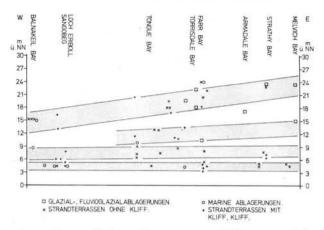


Abb. 1. Anordnung der verschiedenen Formentypen zu Höhenzonen gehobener Strände.

Die Ergebnisse über Neigung und Vertikalausdehnung dieser und der beiden weiteren Zonen stimmen nicht mehr mit jenen von King et al (1963) überein.

Die Bestimmung der dritten Zone ist bereits schwieriger. Im Westen des Untersuchungsgebietes ist zwischen 9 m und 15 m ü. NN nur eine Form anzutreffen, ein Umstand, welcher der Aktivität an der gegenwärtigen Steilküste zuzuschreiben ist. Von der Melvich Bay bis zum Kyle of Tongue häufen sich jedoch die Funde in einer Zone, welche bereits stärker gekippt ist als die zweite Zone. Im Osten umfaßt sie den Bereich zwischen 12 m und 15 m ü. NN, im Westen zwischen 10 m und 13 m ü. NN. Westlich vom Kyle of Tongue ist diese Zone durch keine Formen zu belegen.

Die vierte Zone: In Höhen zwischen 18 m und 24 m ü. NN häufen sich Terrassen in Glazial- oder Fluvioglazialablagerungen und Reste von Strandplatten und Kliffs. Aus dieser Formengesellschaft ist zu schließen, daß diese Glazial- und Fluvioglazialablagerungen im Einflußbereich eines ehemaligen Meeresniveaus abgelagert wurden. Eine Höhenrekonstruktion für das entsprechende Küstenniveau wird jedoch besonders dadurch erschwert, daß diese vom Meer beeinflußten Ablagerungen mit wachsender Entfernung von der Küste auch in größeren Höhen zu finden sind. Die vertikale Anordnung der Formen läßt auf eine Zone schließen, welche am stärksten nach Westen gekippt ist. Im Osten liegt sie zwischen 21 m und 25,5 m ü. NN, im Westen zwischen 12 m und 16,5 m ü. NN.

Die Neigung und Vertikalausdehnung der vier Zonen wachsen also mit ihrer Höhe über dem gegenwärtigen Meeresniveau.

Für die Verstellung der drei oberen Strandzonen bietet sich folgende Erklärung an: Der glazialisostatische Ausgleich macht im Osten des Untersuchungsgebietes einen größeren Hebungsbetrag aus als im Westen, da hier zusätzlich das Gewicht des von Skandinavien herüberreichenden Inlandeises auf dem Schelf wirksam wurde. Dieses vor der Küste lagernde skandinavische Eis versperrte dem nach Norden abfließenden schottischen Eis den freien Weg ins Meer. Dadurch wurde das Eis im Osten des Untersuchungsgebietes nachhaltig gestaut. Die Eisakkumulation entsprach also hier nicht den örtlichen Klimaverhältnissen. Im Westen des Untersuchungsgebietes begünstigten zwar höhere Niederschläge eine größere Eismächtigkeit, doch blieb diese dennoch beträchtlich hinter jener des Ostens zurück, da der Zugang zum Meer hier frei war. Daraufhin tauchte der Westteil Sutherlands nicht so tief ein, und die postglaziale Bewegung ist demzufolge durch einen größeren Hebungsbetrag und eine größere Bewegungsgeschwindigkeit im Osten gegenüber dem Westen gekennzeichnet.

Drei Restformen ordnen sich zwischen oder über den ermittelten Strandzonen ein. Eine Konstruktion weiterer Zonen für diese Formen erscheint aber nicht sinnvoll.

Je älter die Höhenzonen sind, desto höher ist ihre heutige Lage, und um so mehr sind sie nach Westen geneigt. Ihre jeweilige vertikale Erstreckung gibt über das Ausmaß der Landhebung Auskunft, welche zur Zeit der Entstehung der betreffenden Zone stattfand. Je breiter die Zone also entwickelt ist, desto kräftiger vollzog sich die Landhebung. Es ist jedoch fragwürdig, aus dieser Vertikalerstreckung auf die Bewegungsgeschwindigkeit zu schließen, da alle Transgressionen unterschiedlich lange andauerten. Dennoch sieht Charlesworth (1957) in Nordamerika und Skandinavien die Hebungsgeschwindigkeit im Hebungsbetrag aufgeschlüsselt.

G. Die Chronologie der postglazialen Spiegelschwankungen

An der Westküste Schottlands hat DONNER (1959) nachgewiesen, daß hier der Perth Readvance (entspr. Daniglazial) mit jenem postglazialen Küstenniveau, welches allgemein als "100-foot-beach" bezeichnet wird und heute das höchste Niveau an der Westküste darstellt, in Verbindung zu bringen ist. Dieses Niveau ist dort nach Südwesten geneigt. Die Moränen des nachfolgenden und für Schottlands Küsten letzten wichtigen Vorstoßes (Highland Readvance; entspr. Salpausselkä II) beinhaltet die marinen Ablagerungen des 100-Fuß-Strandes und stellt die Verbindung zum 50-Fuß-Strand in 9 m bis 18 m ü. NN her.

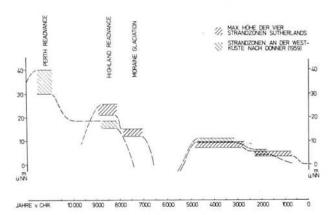


Abb. 2. Chronologie der gehobenen postglazialen Strandzonen an der Nordküste Sutherlands im Vergleich zur Westküste Schottlands.

An der Nordküste aber stießen die Talgletscher des Perth Readvance über die heutige Küstenlinie hinaus (Synge 1956, Donner 1957), während die Randlagen des Highland Readvance unterschiedlich weit dahinter zurückblieben. Der Talgletscher des Halladale war dabei am stärksten entwickelt. An diese Randlagen sind die Phänomene der vierten Strandzone gebunden, deren Genese wir im Halladale, Naver und Borgie eingehend untersucht haben. So bildete sich z. B. das Delta bei Melvich in der Jüngeren Dryaszeit, die thalassostatischen Schotter im Borgie noch im ausklingenden Alleröd.

Bei der Erstellung einer Chronologie der relativen Spiegelschwankungen (Abb. 2) auf Grund dieser Gegebenheiten wird die Torfschicht der Sangobeg Bay als Produkt des Boreal ausgewiesen; sie wurde im Atlantikum II von marinen Ablagerungen bedeckt. Unsere Chronologie wird somit zusätzlich durch die Tatsache gestützt, daß ERDTMAN (1928), WRIGHT (1937) und HARRISON (1948) Pollenanalysen für entsprechende Torf-

schichten an west- und ostschottischen Stränden durchführten und sie als Borealprodukte definieren konnten. Ein größeres Alter ist schon deshalb für den Sangobeg-Torf unwahrscheinlich, weil er sonst durch den Highland Readvance zerstört worden wäre oder bei Konservierung heute unter oder über der vierten Strandzone zu finden sein müßte.

Diesen Erkenntnissen zufolge können wir uns der von King et al (1963) vorgeschlagenen zeitlichen Einordnung der nordschottischen Strandzonen nicht anschließen. Sie knüpfen die vierte Zone an den Perth Readvance und gelangen somit zu der Annahme, daß das höchste Niveau, der 100-Fuß-Strand der Nordküste, jenem der Westküste entspräche.

SIMPSON (1933) und SYNGE (1956) haben gezeigt, daß der 100-Fuß-Strand auch an der Ostküste Schottlands weder überall rekonstruierbar noch immer an den Perth Readvance gebunden ist. Da die höchstgelegenen Restformen ehemaliger Strände rings um Schottland also nicht an den selben postglazialen Meeresstand gebunden sind, sollte dieses höchste Niveau nicht mehr "100-foot-beach" genannt werden. Vielmehr bietet sich eine Bezeichnung in Verbindung mit postglazialen Zeitkategorien an.

Die höchste Strandzone an der Nordküste entspricht nach unseren Ausführungen zeitlich der dritten Zone Donners (1959). An der Westküste ist für die Ältere Dryaszeit eine Zone nachweisbar; eine zeitgleiche Erscheinung fehlt an der Nordküste. Andererseits hat die dritte Zone des Nordens kein Gegenstück im Westen (Abb. 2).

Die Höhenangaben in Abb. 1 und 2 lassen keine Schlüsse auf den absoluten postglazialen Hebungsbetrag zu, da schon vor der Ausbildung der jeweils ältesten Strandzone Landhebungen stattgefunden haben können.

Die Voraussetzungen für eine Betrachtung der postglazialen Bewegung ganz Schottlands sind noch nicht gegeben, da bislang keine die gesamte Ostküste umfassende Untersuchung mit der gegebenen Themenstellung vorliegt.

Auf Grund der Neigung der obersten Strandzone an der Westküste hat Donner (1959) das Gebiet von Callander in den Grampian Mountains als Vereisungszentrum ermittelt. Werden die Isobasen der obersten Strandzone der Westküste von hier aus extrapoliert, dann liegt die gesamte Nordküste im Bereich der 17-m-Isobase. Doch dieser Wert geht auf ein Strandniveau im Westen zurück, welches im Norden zeitgleich nicht nachzuweisen ist. Da dieser Wert außerdem beträchtlich hinter dem von uns für die vierte Strandzone des Nordens ermittelten Höhenwert zurückbleibt und die drei oberen Zonen zudem eine starke Neigung nach Westen aufzuweisen haben, ist anzunehmen, daß die Nordküste im Gegensatz zu der von King et al (1963) vertretenen Auffassung nur in untergeordnetem Maße den Einflüssen unterlag, welche vom Vereisungszentrum in den Grampian Mts. ausgingen. Vielmehr liegt die Annahme nahe, daß die Vertikalbewegung des Nordens durch ein bislang noch nicht lokalisiertes Unterzentrum der Vereisung bedingt sind.

Die Neigung der drei oberen Strandzonen schließt weiterhin einen küstenparallelen Verlauf der extrapolierten Isobasen Donners (1959) aus. Die genauere Anordnung derselben dürfte nach einer Studie der Ostküste möglich sein. Sowohl die Tatsache, daß die Formen, welche einer Höhenzone zugeordnet sind, mit wachsender Küstenentfernung in wachsender Höhe ü. NN zu finden sind, als auch die starke Neigung der Strandzonen nach Westen legen ein nicht klimabedingtes Unterzentrum der Vereisung hinter der Küstenlinie im Osten des Untersuchungsgebietes nahe.

Literatur

- CHARLESWORTH, J. K.: The Quaternary Era. London 1956.
- KING, C. M. A. & WHEELER, P. T.: The Raised Beaches of the North Coast of Sutherland, Scotland. — Geol. Mag., 100, 299-320, 1963.
- DONNER, J. J.: The Geology and Vegetation of Lateglacial Retreat Stages in Scotland. Trans. Roy. Soc., 63, 221—261, Edinburgh 1957.
- -: The Late- and Postglacial Raised Beaches in Scotland. Ann. Acad. Sci. Fenn., 53, 5-25, 1959.
- ERDTMAN, G.: Studies in the Post-arctic History of the Forests of North-western Europe, I. Investigation in the British Isles. — Geol. Fören., 50, Stockholm 1928.
- HARRISON, J. W. H.: The Passing of the Ice Age and its Effect upon the Plant and Animal Life of the Scottish Western Isles. The New Naturalist, 1948.
- REID, D. M.: On a Raised Beach on the North Coast of Scotland. Geol. Mag., 66, 177—180, 1929.
- SIMPSON, J. B.: The Late-Glacial Readvance Moraines of the Highland Border, West of the River Tay. — Trans. Roy. Soc., 57, Edinb. 1933.
- Sissons, J. B.: A Re-interpretation of the Literature on Late-Glacial Shorelines in Scotland with particular Reference to the Forth Area. - Trans. Edinb. Geol. Soc., 19, 83-99, 1962.
- Synge, F. M.: The Glaciation of North-East Scotland. Scot. Geol. Mag., 72, 129—143, 1956.
- Wright, W. B.: The Quaternary Ice-Age. London 1936.
- Topographisches Kartenwerk: Ordnance Survey One-Inch Map, Blatt 9 und 10. Southampton/GB.

Manuskript eingeg. 8. 5. 1972.

Anschrift des Verf.: Dr. rer. nat. H.-J. Späth, Geographisches Seminar der Gesamthochschule Duisburg, 41 Duisburg, Lotharstraße 65.

Quartärmorphologische Untersuchungen an den Küsten der M. Poro-Halbinsel, Westkalabrien

(Beiträge zur regionalen Küstenmorphologie des Mittelmeerraumes III) 1)

Von Dieter Kelletat, Berlin

Mit 6 Abbildungen

Zusammenfassung. Die M. Poro-Halbinsel zwischen den Golfen von S. Eufemia und Gioia besteht zum großen Teil aus Granit. Eine Pliozänmulde trennt die zentrale 600 m hohe Rumpfsläche vom Hinterland. An der W- und N-Abdachung lagern dem Granit miozäne Sande, überwiegend verfestigt, an.

Die SW-Küste zwischen Nicotera und Capo Vaticano ist ein denudativ und marin überprägter altquartärer Bruch. Der exponierte NW-Teil wird gekennzeichnet von bis 100 m hohen Granitkliffen mit vorgelagerten Klippen und flach verfüllten Abrasionsbuchten. In der Küstenlandschaft des Westens und Nordens liegen 3 bis 5 hoch hinausgehobene insgesamt pleistozäne, aber bisher nicht näher datierte Abrasionsterrassen. In den beiden flankierenden Ebenen sind 2 altquartäre Transgressionszyklen (Calabrien unter NN, Sicilien bis + 150 m) nachgewiesen. Ein kleines Tyrrhenvorkommen ist bei Vibo Valentia in 35—40 m ü. M. bekannt, doch fehlen hier Terrassen. In der Nähe des Capo Vaticano wurde auf einer unteren bis 105 m ansteigenden Abrasionsterrasse in 70 m ü.M. eine fossilreiche Strandablagerung (wahrscheinlich Tyrrhen I) gefunden. Tiefer liegt noch eine präflandrische Abrasionsleiste bei 5—6 m ü.M. Drei flandrische Formungsphasen sind um die ganze Halbinsel und an den benachbarten Golfen gleichartig ausgebildet: auf kräftige Kliffbildung folgte eine Verfüllung von Abrasionsbuchten und Glättung der Küstenkontur. Der jüngste noch andauernde Vorgang ist eine Aufzehrung dieser holozänen Terrassen. Der Höchststand der flandrischen Transgression lag in diesem Gebiet nicht wesentlich über dem heutigen Meeresniveau.

Ein nach Osten gerichteter Materialversatz hat im 19. und 20. Jahrh. im Nordteil des M. Poro zu Strandverbreiterung und Versandung von Häfen geführt. Den gegenwärtigen dynamischen Zustand der Halbinselküsten verdeutlichen folgende Zahlen: an 37 % der Küstenstrecke herrscht Abrasion am Festgestein. 63 % bestehen aus Lockermaterial. Davon werden 58 % gegenwärtig abradiert. Etwa 17 % sind wahrscheinlich stabil, ca. 25 % werden akkumulativ verbreitert. Dieser letzte Zustand ist fast ausschließlich auf den Nordosten beschränkt, wo von zwei Seiten durch Verdriftung Material zusammengeführt wird.

S u m m a r y. The M. Poro-Peninsula between the gulfs of S. Eufemia and Gioia is mostly granitic. A central 600 m-peneplain is separated from mainland Italy by a basin with pliocene sediments. On the northern and western coastal slopes more or less consolidated miocene sand-stone covers the granite.

The SW-coast between Nicotera and Capo Vaticano is a denudatively and marin altered early quaternary fault. The exposed northwest is marked by stacks in front of granite cliffs up to 100 m and slightly filled abrasive bays. In the north and west 3 to 5 uplifted marine terraces occur. They are told to be of pleistocene age though the exact dating is not yet possible. The plains of S. Eufemia and Gioia show two early pleistocene transgressive cycles (Calabrian below s. l., Sicilian up to 150 m). A small deposit of tyrrhenian shells is known near Vibo Valentia at 35—40 m a.s.l. but there is no connection to marine terraces.

In the vicinity of Capo Vaticano, at 70 m a.s.l. in the middle of an abrasive terrace ending at 105 m a beach conglomerate containing many shells (probably Tyrrhenian I) was found. There are remnants of an abrasive bench near Tropea at 5—6 m a.s.l. (Pre-Flandrian).

Three morphological phases of the Flandrian occur at the M. Poro-Peninsula and the neighbouring coastal plains: 1. strong abrasion resulting in steep and high cliffs;2. filling up of abrasive bays and straightening of coastal contours; 3. at present the marine destruction of these small

¹⁾ Die Teile I (Promontorio del Gargano/Italien) und II (Peloponnes/Griechenland) sind Inhalt einer abgeschlossenen Habilitationsschrift.

and low holocene terraces is continuing. Morphological features do not prove a clearly higher flandrian stillstand.

In the 19th and 20th centuries longshore-drift to the east had enlarged the sandy beaches and filled up the small harbours at the northern coast. The contemporary dynamic situation of the M. Poro coasts is elucidated by the following dates: 37 % of the coasts show abrasion of granite and sandstone. 63 % consist of mobile sand and pebbles. From these 58 % are now abrasive, 17 % stable and 25 % accumulative. The latter condition is clearly restricted to the northeast, where sediments are accumulated by longshore-drift from two different directions.

1. Einführung: Das Untersuchungsgebiet

Die M. Poro-Halbinsel ist ein plumper Küstenvorsprung zwischen den Golfen von S. Eufemia und Gioia, knapp südlich des 39. Breitengrades gelegen und an ihrer Wurzel — auf der Linie Vibo Valentia Marina-Nicotera Marina — rund 25 km breit. Die Untersuchungen des Küstenraumes beschränkten sich auf den Abschnitt zwischen der Angitola-Mündung im Norden und der Mesima-Mündung im Süden (ca. 80 km Küstenlänge).²)

Drei Großformenelemente bestimmen das Bild der Halbinsel: eine gut entwickelte zentrale Rumpffläche (Pliozän?) zwischen 600 und 625 m ü. M. mit sanftem Anstieg zum Hauptgipfel M. Poro (710 m), die differenzierter gestalteten Küstenhänge und eine weite Mulde im Osten. In deren Pliozän-Sedimenten berühren sich beinahe die Quellgebiete von Mesima und Angitola, so daß die Halbinsel auch zum Festland hin morphologisch gut abgegrenzt ist. Die Verbreitung des marinen Pliozäns in beiden Tälern belegt zudem eine postpliozäne Hebung um mindestens 400 m.

Der geologische Aufbau der Gesamtregion ist unkompliziert (DE STEFANI 1884, SACCO 1946 u. a.). Das Hauptgerüst bildet eine Granitkuppe, im Nordwesten und Westen teilweise von miozänen Sanden und Sandsteinen verhüllt, die ausdünnend auch auf die Hochfläche übergreifen. Darin finden sich Tonlagen und Schotterbänke sowie Lignitlinsen. Der Reichtum an Fossilien, insbesondere Clypeaster und große Pectiniden, ist auffallend.

Bei den Untersuchungen ergab sich, daß im Westen unter dem Miozän der Granit stufenförmig, aber im ganzen bruchlos abtaucht. Der Strandkonglomerat-Charakter (fast ausschließlich Granite) der miozänen Schotterbänke, ihre mehrfach übereinander zu findende Korngrößenabfolge von grob im Liegenden zu feiner im Hangenden und die mittleren bis groben, oft splittrigen Sande mit der Mineralzusammensetzung des Granits — einschließlich größerer Glimmerblättchen — belegen, daß bei einer miozänen Transgression bereits weite Abrasionsterrassen dem sich absenkenden Granitkörper aufgeprägt wurden. Bei diesem Vorgang wurden die miozänen Sande und Schotter offenbar als küstennahes Abtragungsprodukt gebildet.

In den nördlichen und südlichen Landbuchten lagert mächtiges Calabrien (PATA 1953) diskordant auf Pliozän. Beide Formationen liegen tiefer als der heutige Meeresspiegel und fallen schwach meerwärts ein. Darauf transgredierte Sicilien, insgesamt dreigeteilt und immer mit Cyprina islandica. Am höchsten liegt es im Landesinnern (um 150 m), am niedrigsten (ca. +70 m) nahe der Küste. Die Verbreitung des bisher sicher datierten Calabrien und die Lage der Wasserscheide so nahe der tyrrhenischen Küste weisen nach PATA (1953, 962) darauf hin, daß die Formen der Westabdachung nicht älter als pleistozän sein können und erst beim postpliozänen Aufsteigen der Halbinsel geschaffen wurden, während sich die benachbarten Landbuchten zunächst noch absenkten.

Die Fluvialerosion (besonders ausgeprägt auf Miozän) wird begünstigt durch ruckweise abkommende, recht hohe Niederschläge. Sie betragen (n. Nochese 1959) im Küsten-

²⁾ Die dort im Sommer 1970 durchgeführten Feldarbeiten wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt. Dafür sei ihr auch an dieser Stelle gebührend gedankt.

gebiet des M. Poro um 800 mm/Jahr, auf der Hochfläche über 1200 mm/Jahr. Die für die Küstenformung wesentlichsten marinen Formungsfaktoren sind auch im Sommer kräftiger Wellengang aus Westen und Nordwesten (Mittelmeerhandbuch 1952, 45 und 363), Ausläufer des nordgerichteten Gezeitenstromes der Straße von Messina (am Capo Vaticano ca. 0,5 sm/h, im Golf von Gioia bis 3 sm/h) und ein Springtidenhub, der bei Vibo Valentia Marina 0,40 m beträgt.

Eine küstenmorphologische Bearbeitung des M. Poro-Gebietes liegt bisher nicht vor. Etliche Angaben finden sich jedoch in Kanter's großem Werk über Kalabrien (1930). Über einige Aspekte der Quartärmorphologie unterrichten Gignoux (1913) und Pata (1947 und 1953), über die Küstenterrassen auch Baldacci (1951) und Günther (1941), über junge Veränderungen der Küstenlinie besonders Toniolo (1931) und Albani (1933). Daten zur submarinen Morphologie liefern die Seekarten und das Mittelmeerhandbuch (1952). Bei den Feldarbeiten standen die Blätter der "tavolette" 1:25 000 zur Verfügung, später auch durch das freundliche Entgegenkommen von Prof. Dr. K. Görler vom Institut für Geologie der Freien Universität Berlin die ausgezeichneten italienischen Karten 1:10 000 und einige Luftbilder der Region Nicotera.

Obwohl im M. Poro-Gebiet die Küstenterrassen mustergültig entwickelt sind, wurde seit der Bemerkung von Gignoux (1913), es gebe darauf keine korrelaten Ablagerungen mit deutbaren Fossilien, kein ernsthafter Versuch zu ihrer Datierung unternommen. Im Rahmen einer Gesamtbehandlung der dortigen Küstenformen gehörte demnach diese Frage zu den Hauptproblemen. Gleichzeitig war zu prüfen, wie sich die marinen Terrassen des M. Poro zu den besser bekannten im südlichsten Kalabrien bei Reggio verhalten. Insbesondere die noch weitgehend unbekannte Entwicklungsgeschichte der westkalabrischen Küstenformen im Jungpleistozän und Holozän (seit dem Tyrrhen) versprach, Aufschlüsse über den Anteil tektonischer und eustatischer Niveauveränderungen bei der Terrassenbildung zu liefern, und zwar für einen Raum, der als in andauernder kräftiger Hebung befindlich gilt. Wie die Feldarbeiten zeigten, dominieren jedoch in der jüngeren geologischen Vergangenheit eindeutig die nicht endogenen Faktoren der Küstenformung.

2. Die pleistozänen Abrasionsterrassen der M. Poro-Halbinsel (vgl. auch Abb. 1)

Bereits seit fast 100 Jahren sind die gestusten Küstenhänge des M. Poro als Abfolge von Abrasionsterrassen gedeutet worden (u. a. von De Stefani 1884, Salmojraghi 1886, Cortese 1886, 1895, 1909, Gignoux 1913). Die Angaben über Zahl und Höhenlage der den Terrassen zugehörigen Meeresniveaus sind jedoch nicht einheitlich. Sie werden meist pauschal für die ganze Halbinsel aufgeführt, obwohl Verstellungen deutlich ausgeprägt sind. Auf etlichen Profilen fehlen darüberhinaus Stufen, die an anderen Stellen ausgebildet sind, so daß auch eine auf Höhenvergleich beruhende Aussage über gleiches Alter nur mit Vorsicht akzeptiert werden kann. Kanter (1930, 235 ff.) hat in verschiedenen Regionen sorgfältig die Terrassenfolgen studiert und kam zu dem Ergebnis, daß unterhalb der gut 600 m hohen Rumpfsläche bis zu 5, mindestens jedoch 3 Abrasionsterrassen auftreten. Er unterschied deshalb zwischen Haupt- und Zwischenniveaus. Geländebeobachtungen und die Auswertung der Blätter 1:25 000 und 1:10 000 bestätigten weitgehend die Angaben von Kanter.

Die unterste Terrasse ist am deutlichsten ausgeprägt (Abb. 2), zwischen 300 und über 1100 m breit und an der gesamten West- und Nordküste zu verfolgen. Das zugehörige Meeresniveau liegt im Nordosten der Halbinsel bei knapp 50 m und steigt fast kontinuierlich zum Capo Vaticano auf etwas mehr als 110 m ü. M. an, nur unterbrochen von einer sansten Aufwölbung bei Parghelia nördlich Tropea. Bei den Höhenangaben ist zu berücksichtigen, daß sie den heute sichtbaren Hangknick am Oberrand der Terrassen bezeichnen. Sie geben deshalb Höchstwerte an, da eine Verschüttung der alten Küstenlinien durch Hangsedimente im Betrag von etlichen Metern vorliegen kann.

Ein 2. Terrassenniveau steigt gleichsinnig nach Süden an, jedoch mit ca. 100 m noch erheblich stärker als das erste. Es liegt im Norden zwischen +130 und +170—180 m und im Süden zwischen +210 und +230 m. Diese Form umgreift auch den steilen ehemaligen Bruchhang im Südwesten als flache Hangwelle und wird um Nicotera über der Ebene von Gioia wieder zu einer breit entwickelten Terrassenfläche. Die beiden unteren Terrassen konvergieren mit den höhergelegenen

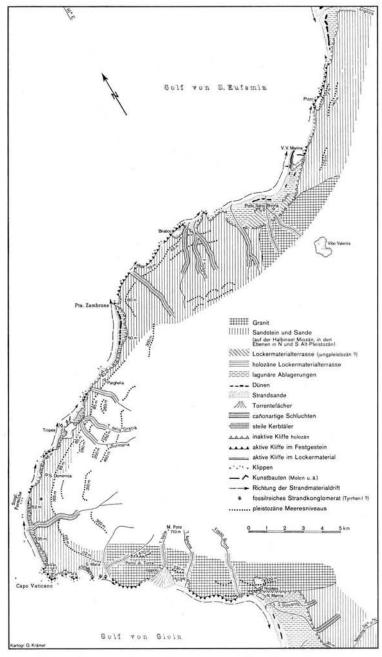


Abb. 1. Die Küstenformen der M. Poro-Halbinsel, Westkalabrien.

nach Süden hin. Das 3. Niveau liegt nämlich recht einheitlich bei +270—310 m, fehlt aber auch auf größeren Strecken. Eine 4. Terrasse grenzt bei 350—380 m ü. M. an einen Steilhang. Schließlich findet sich auf einigen Profilen noch ein 5. Niveau zwischen ca. +440 und 500 m unterhalb des letzten Steilanstieges zur Rumpffläche. Der Terrassenverlauf läßt demnach Kippbewegungen während des Pleistozäns erkennen.

Terrassenflächen und Steilhänge als alte Kliffe greifen über Granit und Miozän hinweg. Mehrfach findet sich eine Anlehnung der Stufenflächen an bereits bei der miozänen Transgression dem Granitkörper aufgeprägte Verebnungen.



Abb. 2. Mustergültig erhaltene unterste pleistozäne Abrasionsterrasse (Tyrrhen I?) auf miozänem Sandstein östl. Tropea. Kliffhöhen um 40 m. Blick nach W. (Aufnahme: Kelletat, Aug. 1970.)

Bei der geschilderten Abfolge der pleistozänen Terrassen handelt es sich sehr wahrscheinlich um nach unten hin immer jüngere Formen, worauf die geringere Zertalung und die bessere Erhaltung von Flächen und Hangknicken der ehemaligen Kliffüße hinweisen. Bezieht man in die Betrachtung auch die Küste und den Unterwasserhang mit ein, so lassen sich einigermaßen sicher bis zu 9 Stufen unterhalb der Rumpffläche erkennen. Zu den 5 hoch hinausgehobenen tritt eine schmale bruchstückhaft erhaltene Leiste (s. u.) sowie die ausgedehnte Plattform um den heutigen Meeresspiegel. Unterhalb von ca. 20 m Wassertiefe liegen Versteilungen bis fast —100 m hinunter. Dort lassen die Lotungen der Seekarten wieder eine Verflachung erkennen. Sehr deutlich ist eine solche Ebenheit bei gut 200 m Wassertiefe ausgebildet. Ein Vergleich der Ausdehnung der verschiedenen Abrasionsflächen legt den Schluß nahe, daß diejenige im heutigen Meeresniveau nicht allein ein Produkt der flandrischen Hochstände ist, sondern wohl schon im Verlaufe vorhergehender Regressionen, eventuell auch einer letztinterglazialen Transgression, vorgeformt wurde.

Neben den breiten Terrassen gibt es lokal nur noch kleine Reste älterer Küstenformen. Es handelt sich um flache, sicher unter Mitwirkung von Hohlkehlenbildung entstandene Sporne, wie sie oberhalb der rezenten Hohlkehlen bei Tropea auftreten. Um die Klippe l'Isola zieht im Norden und Osten ein 2—5 m breites Gesims im Sandstein, knapp 4 bis gegen 5 m über dem Wasserspiegel. An der exponierten Spitze des benachbarten S. Leonardo-Felsens liegt eine bis 20 m breite Felsplattform mit einem hinteren scharfen Knick um +6 m (Abb. 3). Auch an der Binnenseite gegenüber den hohen Kliffen von Tropea ist ein Teil dieser Plattform erhalten, hier bei fast 10 m ü. M. Es liegt innerhalb des Sandsteinblockes eine nachträgliche, mit schwachen Lagerungsstörungen verbundene Verbiegung vor, die man besonders deutlich an der westlichen Flanke aufgeschlossen sieht.

Auf den ersten Blick scheinen diese Abrasionsleisten gleichaltrig mit den holozänen Verfüllungen der benachbarten Abrasionsbuchten zu sein, da sie in der Höhenlage gut mit deren Oberkanten korrespondieren. Sie müssen jedoch ein um mehrere Meter höheres



Abb. 3. S. Leonardo-Felsen vor Tropea. An der exponierten Spitze über 20 m breite und bis 6 m hohe Brandungsplattform (letztinterglazial). Junge Strandbildung (19.—20. Jahrh.) hat die Klippe an das Festland angeschlossen. (Aufnahme: Kelletat, Aug. 1970.)

Niveau repräsentieren, wenn man berücksichtigt, daß sie in einiger Entfernung meerwärts der inaktiven Holozänkliffe liegen und daß das marine Material der flandrischen Terrassen von einer oft einige Meter mächtigen Schwemmaterialschicht am Kliffuß verhüllt ist. Außerdem bezeichnen die Felsleisten recht genau ein Meeresniveau (das Hochwasserniveau, wie die rezenten Felsleisten der Umgebung belegen), während die lockeren Terrassensedimente um ca. 2—3 m über einen Meeresspiegel aufgeworfen sein können (so an den rezenten Stränden der Region). Eine mögliche Alterseinordnung der höheren Brandungsleisten bietet der letzte präflandrische Hochstand, d. h. Tyrrhen III bzw. Monastir II. Damals existierten also bereits l'Isola und S. Leonardo als Inseln. In dieser Phase könnten auch die in die Küstenebene von Bivona hineinreichenden Kliffsporne gebildet worden sein (Abb. 1).

Die unterste ausgedehnte pleistozäne Abrasionsterrasse lieferte durch den Fund einer fossilreichen Strandablagerung einen Ansatz zur Klärung der Altersfrage, aber auch Aufschlüsse über Art und Ausmaß der nachträglichen subaerischen Umformung. Direkt westlich der Bahnbrücke Ponte della Vrace auf der Höhe der Formiche-Klippen, ca. 4,5 km NNE des Capo Vaticano (Abb. 1) ist in der Mitte einer hier gegen 1 km breiten, von der 52 m hohen Kliffkante bis 105 m ü. M. ansteigenden Stufe durch eine Straße, einen Weg und eine Schlucht eine hart verbackene, aus Sanden, Quarzschottern und zahlreichen Mollusken bestehende Strandablagerung angeschnitten. Sie liegt fast genau bei 70 m ü. M. Verschwemmtes Bodenmaterial hat sie von oben her bräunlich durch und durch verfärbt. Bei dieser Imprägnierung ist offenbar Kalk gelöst und abwärts geführt worden. Bis in mehrere Meter Tiefe wurden dadurch die hier kaum verfestigten liegenden miozänen Sande hart verbacken.

Die Ablagerung bildet einen heute noch 40—50 m breiten, bis 3 m mächtigen und randlich ausdünnenden Saum, diskordant auf dem mit wenigen Grad meerwärts einfallenden Miozän. Hangaufwärts taucht das Strandsediment unter herabgeschwemmten braunen Feinschutt, der miozäne Fossilien enthält, unter (Abb. 4). An der Basis des Schwemmschuttes und von der heutigen Terrassenfläche ist das Strandsediment gekappt. Insgesamt ergeben sich so drei wichtige Winkeldiskordanzen, die über die Abfolge der Formung Aufschluß geben: Die um ca. 5—6° einfallenden Miozänsande werden fast waagerecht (unter 1—2°) durch das marine Sediment geschnitten. Nach dem Trockenfallen wurde die gesamte breite Terrassenfläche überformt, besonders durch vom höheren Gelände herabgeführte Sedimente. Diese verhüllen nun den zugehörigen alten Kliffuß in einer Mächtigkeit von vielen Metern und gleichen ihn dadurch zu konkavem Übergang

aus. Hangabwärts dünnen die Schwemmaterialien auf der Terrasse aus, und zwar zufällig in Höhenlage der beschriebenen Strandlinie, die natürlich nicht den Maximalstand des diese Terrasse geschaffenen Meeres repräsentiert, sondern ein kleines Zwischenstadium während einer nachfolgenden Regression. Unterhalb der Strandlinie wurde die alte flache Abrasionsplattform gekappt und versteilt. Hier liegt demnach eine Art Glacisbildung vor, die bei kräftiger Landhebung und gleichzeitiger Absenkung des Meeresspiegels eine etwas steilere Fußfläche schuf, als sie durch die Abrasion vorgezeichnet war.

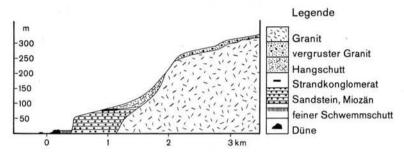


Abb. 4. Profil durch die unterste pleistozäne Abrasionsterrasse bei den Klippen von Formiche mit der Lage des fossilen (Tyrrhen I?) Strandkonglomerates.

Es wird dadurch verständlich, daß bisher auf all den pleistozänen Terrassen keine zugehörigen Fossilien gefunden wurden. Der zugehörige Maximalstand ist in der Regel kräftig verschüttet, tiefer auf der offenen Fläche eventuell abgelagerte Strandsäume sind weitgehend abgetragen. Deshalb ist die Altersbestimmung der hier zufällig noch erhaltenen Sedimente von einiger Wichtigkeit. Weitere Untersuchungen sollten hier folgen, da bisher keine typischen Fossilien für eine eindeutige Datierung gefunden werden konnten. Von den aufgesammelten bzw. herausgeschlagenen Stücken konnten folgende 25 Arten bestimmt werden: Haliotis lamellosa, Leptothyra sanguinea, Clanculus corallinus, Astraea rugosa, Vermetus triquiter, Bittium reticulatum, Cerithium vulgatum, Cerithium rupestre, Diodora italica, Calliostoma zizyphinum, Calliostoma conuloides, Fusus rostratus, Fusinus pulchellus, Rissoa costata, Arca barbata, Arca lactea, Glycimeris violascescens, Glycimeris glycimeris, Lima lima (L. squamosa), Lima hians, Loripes lacteus, Pitaria chione, Venus multilamella, Venus casina, Chlamys glabra.

Alle Arten leben heute noch im Mittelmeer, ein Teil auch im Atlantik (DE HAAS & KNORR 1966, RIEDL 1970, PARENZAN 1970 u. a.); es handelt sich demnach um eine sogenannte "faune banale". Da eindeutige Indizien für warmes oder kaltes Milieu fehlen, wurde das Artenspektrum mit benachbarten Fundstellen pleistozäner Mollusken verglichen (z. B. Ruggieri 1948 und 1953, Gargallo 1958-61, Malatesta 1960/63, Com-PAGNONI 1968 u. a.). Der Vergleich ergibt eine sehr gute Übereinstimmung mit den Lebensgemeinschaften sicher datierter Tyrrhenablagerungen, aber einen äußerst schlechten mit solchen des Sicilien und Calabrien. Die relative Häufigkeit von Haliotis lamellosa, Arca barbata und Arca lactea, Lima und Venus multilamella spricht ebenfalls für ein warmes Milieu. Die Ablagerung wird deshalb für Tyrrhen I (Paläotyrrhen i. S. v. BONIFAY & MARS 1959) gehalten. Alle jüngeren Küstenformen stützen diese Datierung. Auch Gortani (zit. n. Günther 1941, 70) hielt die Strandlinien unterhalb von 100 m am Capo Vaticano für sicher jünger als Sicilien. Sollte sich diese Alterseinordnung durch weitere Bestimmungen sichern lassen, so läge ein verbindendes Glied zwischen der eindeutig tyrrhenen Strombus-Fundstelle von PATA (1947) in 35-40 m Meereshöhe bei Vibo Valentia im Norden und den bekannten hohen Tyrrhen-Strandlinien bei +120 m im äußersten Süden Kalabriens bei Reggio und Bagnara vor. Das südwärtige Ansteigen

der Terrasse, welche das Material lieferte, macht diese Deutung ebenfalls sehr wahrscheinlich. Es fehlte dann an den M. Poro-Küsten ein Zeugnis für den Eutyrrhen-Stand (falls sich nicht eine noch jüngere Datierung auf dieses Alter ergibt), während das letzte Interglazial (Neotyrrhen bzw. Monastir II) in den schmalen Felsleisten von Tropea bei +5—6 m in Resten erhalten ist. Ohne weitere Fossilfunde, die wenigstens mit Vorsicht Altersangaben zu den höheren Terrassen erlaubten, soll hier über eine Datierung der Gesamtfolge nur soviel gesagt werden, daß sie eine gute Phasenübereinstimmung mit den bekannten pleistozänen Sedimentfolgen der beiden benachbarten Landbuchten aufweist. Die oberen 4 Terrassen entsprechen möglicherweise dem Calabrien und den 3 Sicilienschichten bei S. Eufemia, die unterste dem Tyrrhen I, ein letztinterglazialer Hochstand den weitgehend der Abrasion zum Opfer gefallenen Felsgesimsen von Tropea. Hebung und Kippung der Halbinsel wären dann bereits vor dem Neotyrrhen i. w. erloschen, da sich für die Phasen der letztinterglazialen und flandrischen Transgression keine signifikanten Höhenunterschiede zwischen Nord- und Südteil des M. Pro-Gebietes nachweisen ließen.

3. Die holozänen Küstenformen und ihre Genese

In diesem beschränkten Umfange kann die gegenwärtige Küstengestalt der M. Poro-Halbinsel nur in den wichtigsten Grundzügen dargestellt werden (einen Überblick vermittelt die Karte, Abb. 1).

Die die Halbinsel flankierenden Ebenen von S. Eufemia im Norden und Gioia im Süden werden von breiten Sandstränden (z. T. mit weit geschwungenen beach cusps) begleitet. Schwach ausgeprägte Strandwälle und Dünen schließen einen verlandeten und bis einige Kilometer breiten ehemaligen Lagunensaum ab, der landwärts von inaktiven Kliffen in pleistozänen Ablagerungen begrenzt wird. Die Lage des Kliffußes etwa im heutigen Meeresniveau muß nicht bedeuten, daß der altflandrische Meereshochstand den gegenwärtigen nicht überstiegen hat, da wir uns hier in Senkungsräumen befinden.

Die Südwestküste der Halbinsel zwischen Nicotera und dem Capo Vaticano ist gekennzeichnet von Denudationsböschungen im Granit, die im untersten Streifen abrasiv versteilt sind, so daß kleine Talkerben über gezähnten Kliffen hängend enden können. Nur an zwei Stellen haben Torrenten Grobmaterialkegel vorgebaut. Im exponierten Abschnitt sind teils im Granit, teils schon im Miozän-Sandstein Abrasionsbuchten von einigen 100 m Weite eingearbeitet, die im jüngeren Holozän bereits wieder von niedrigen Terrassenkörpern verfüllt wurden. Die Kliffe in diesem Teil erreichen Höhen von nahezu 100 m und werden von zahlreichen Granitklippen begleitet.

Am west- und nordexponierten Küstenabschnitt zwischen dem Capo Vaticano und Briatico sowie noch um Pizzo im Norden herrschen sehr steile, ca. 20 bis über 70 m hohe Kliffe im flach geschichteten miozänen Sandstein vor. Vor Kliffbastionen liegen im Hochwasserniveau gekappte Brandungsreste aus Miozän als Klippenschwärme. Wie die Karte (Abb. 1) des Gebietes erkennen läßt, sind nahezu alle größeren Einbuchtungen an dieser Küstenstrecke von niedrigen Terrassen wieder verfüllt worden, so daß größere Teile der Kliffe fossil wurden (z. B. südlich der Scogl. Formiche, um Tropea und südlich der Punta Zambrone). Durch diese jungen Akkumulationskörper wurde die Küstenlinie weitgehend begradigt. In einigen wenigen Fällen ist der strandnahe Abschnitt dieser Terrassen von niedrigen Dünen besetzt.

Der Aufbau dieser Buchtfüllungen ist fast überall charakteristisch zweigeteilt: im Liegenden befinden sich geschichtete Strandsande und marin aufbereitetes gröberes Material der Torrenten, am Fuße der inaktiven Kliffe kaum jemals über +3 m hinaufreichend. Darauf lagert eine bodenähnliche dunkle Decke feiner verschwemmter Hangsedimente,

die aus dem höheren Hinterland stammen und auch in Form von Schmutztapeten über die steilen Kliffwände herabkommen. Ihre Mächtigkeit auf den Terrassen beträgt bis zu mehreren Metern, so daß deren Flächen — durch Kulturmaßnahmen eingeebnet — zwischen ca. +4 und +8 m hoch liegen. Mit ganz wenigen Ausnahmen werden gegenwärtig diese Buchtfüllungen wieder abrasiv aufgezehrt, wobei die Kulturen auf ihnen in zunehmendem Maße der Abtragung zum Opfer fallen (vgl. z. B. Abb. 5). Auch flache und niedrige Torrentefächer (wie nördlich Tropea) werden gegenwärtig in einige Meter hohen Kliffen zurückgeschnitten, die wenigen Dünen im Hintergrund der Strände ebenfalls angegriffen (z. B. südlich der Punta Zambrone und bei Formiche).



Abb. 5. Über 50 m hohes holozänes Kliff im Miozän-Sandstein bei den Klippen von Formiche nördl. C. Vaticano. Oberhalb des Strandes abrasive Aufzehrung von Kulturflächen (umgestürzte junge Feigenbäume auf dem Strand) auf einer holozänen Terrasse. (Aufn.: Kelletat, Aug. 1970.)

Der holozäne Formenschatz dieses Küstenstreifens wird bereichert durch einige niedrige Klippenreihen, die im Gegensatz zu den Brandungsresten unmittelbar am Kliffuß bis zu etwa 200 m vom Strand abgesetzt aus ca. 3 m Wassertiefe aufragen. Sie bestehen wenigstens teilweise aus kreuzgeschichteten verfestigten Sanden, so daß es sich um Dünenstreifen aus einer holozänen Regressionsperiode handeln könnte.

Unterhalb der Ortschaft Tropea liegen in großen Sandsteinklippen einige heute inaktive Brandungstunnel sowie bereits teilweise von rezentem Strandmaterial zusedimentierte Hohlkehlenleisten im Hochwasserniveau, die von unzähligen scharfkantigen Näpfen und Graten zisiliert werden. Diese Hohlkehlen gehen ganz wesentlich auf chemischbiologischen Abtrag durch endolithische Algen und verschiedene Molluskenarten zurück (u. a. Natica millepunctata Lk., Littorina neritoides L., Brachydontes (Mytilus) minimus, Patella coerulea L., Diodora gibberula). Daneben treten auch durch bewegten Strandsand eingeschliffene und ganz glatte Hohlkehlen bis zu 1 m Unterschneidungstiefe auf.

In der Region Porto Salvo — Bivona begegnet uns wieder eine Formenabfolge, wie sie bereits von den Küstenabschnitten der flankierenden Ebenen beschrieben wurde: vor inaktiven Kliffen dehnen sich teils sumpfige Ebenen innerhalb einer größeren Einbuchtung aus, die zum Strande hin von niedrigen Dünenzügen begleitet werden.

Im gesamten Untersuchungsgebiet lassen sich demnach 3 holozäne Formungsphasen an den Küsten deutlich unterscheiden:

- Kräftige Abrasion mit Ausbildung von Kliffbuchten im miozänen Sandstein während eines ersten flandrischen Meereshochstandes. Dieser lag hier allenfalls geringfügig über dem heutigen Niveau, denn die Strandsedimente am alten Kliffuß reichen nicht höher als ca. 2—3 m unter einer jüngeren Schwemmschuttdecke hinauf.
- 2. Umschwung zur Akkumulation und Ausbildung niedriger Terrassen als Füllung der Abrasionsbuchten. Dieser Vorgang wurde durch eine (relative) Meeresspiegelsenkung ausgelöst, wie die zeitgleichen auf ein etwas tieferes Meeresniveau eingestellten jüngsten Torrentefächer, die Dünenzüge in Strandnähe, welche heute keine vorgelagerten Auswehflächen mehr aufweisen und eventuell die verfestigten, vom Strande abgesetzten Dünen-Klippen belegen.
- 3. Als jüngster und noch andauernder Vorgang läßt sich eine abrasive Aufzehrung der Terrassenkörper, Torrentefächer und Dünen beobachten. Sie dürfte auf eine echte Transgression zurückzuführen sein, ist doch der gegenwärtige Anstieg des Meeresspiegels im Betrag von 1,2 bis 1,3 mm/Jahr weitgehend gesichert (CAILLEUX 1952, FAIRBRIDGE 1961 u. a.). Durch die gegenwärtig starke abrasive Tendenz am holozänen Lockermaterial wurden und werden an etlichen Stellen der M. Poro-Küsten der longshore-drift erhebliche Materialmengen zur Verfügung gestellt (vgl. Kap. 4).

4. Junge Veränderungen und rezente Dynamik an der Küstenlinie

Für die M. Poro-Küsten finden sich in älteren Quellen nur Hinweise auf Vorgänge an sandigen Strandabschnitten, und zwar für das 19. und 20. Jahrhundert. An zwei Lokalitäten haben belegte Veränderungen das Gesamtbild der betreffenden Küstenteile weitgehend beeinflußt. So wurden erst im 19. Jahrhundert die beiden großen Miozänklippen l'Isola und S. Leonardo vor Tropea durch Strandanlagerung landfest (Abb. 6). Wir wissen dies aus einem Vergleich der auf Triangulation beruhenden Karte von Rizzi Zannoni von 1808 mit dem heutigen Zustand und aus Berichten der Anwohner (vgl. dazu auch

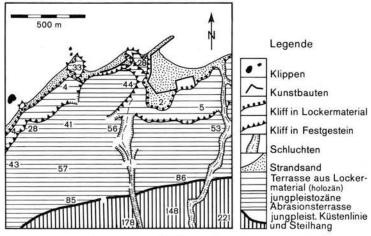


Abb. 6. Marine Terrassen und junge Strandbildungen bei Tropea. Der Ort liegt um Höhe 44 m auf einer Bastion der jungpleistozänen (Tyrrhen 1?) Terrasse. Die vorgelagerten Klippen (Höhe 33 m: l'Isola, Höhe 28 m: S. Leonardo) wurden erst im vorigen Jahrh. landfest. Der Hafen, gebaut kurz nach 1920, ist bereits völlig versandet. Die Strandkonturen zeigen einen Materialversatz aus Westen an.

GAMBI 1965, 270). Die Angaben sind sicher zuverlässig, da sich z. B. auf der l'Isola-Klippe eine Benediktinerabtei mit Kirche befindet (die Kirche Madonna dell'Isola ist erhalten), die früher nur mit dem Bott zu erreichen war (Name).

Einen zweiten historischen Beleg für noch stärkere Akkumulationsprozesse finden wir zwischen Briatico und Vibo Valentia Marina. Hier liegt eine kleine Ortschaft mit dem Namen Porto Salvo ohne jede Spur von heutigen Hafenanlagen ca. 500 m vom Meer entfernt in der bereits beschriebenen Küstenebene aus flachen Sandkuppen und ehemaligen Lagunentümpeln. Unmittelbar benachbart liegen die Ruinen des sog. "Castello Baronale" auf einem niedrigen Sporn. Einst hatte das Kastell Schutzfunktionen für den Hafen Porto Salvo-Bivona, liegt jetzt aber bereits 700—800 m vom Sandstrand entfernt. Heute völlig verfallen, war es noch bis mindestens 1815 in Funktion, als hier J. Murat getötet wurde. Auch gegenwärtig geht an diesem Küstenabschnitt eine kräftige Akkumulation vonstatten, doch dürfte der größte Teil des Landzuwachses, wie bei Tropea, noch in das 19. Jahrhundert fallen.

In Italien sind Veränderungen der Küstenlinie seit den 20er Jahren unseres Jahrhunderts innerhalb des Programms "Ricerche sulle variazioni delle spiaggie italiane" anhand von Karten, Kataster- und Bauplänen und Vergleichsaufnahmen für große Strecken eingehend untersucht worden. Für unser Gebiet besitzen wir Angaben von Toniolo (1931) und Albani (1933). Der von ihnen betrachtete Zeitraum umfaßt die Jahre von 1870 bis 1930. Es konnte ein fast kontinuierliches Wachstum der Strände vor den Golfen von S. Eufemia und Gioia nachgewiesen werden. Für die M. Poro-Küsten ist ähnliches belegt an der Strecke Pizzo-Briatico im Norden. Der kräftige Strandzuwachs wird von Albani (1933, 42) auf eine mögliche Hebung dieses Abschnittes zurückgeführt. Auf seinen sehr kleinmaßstäblichen Karten mit dem jeweiligen Küstenzustand für ganz Italien für 1880, 1900 und 1930 wird sogar die ganze Halbinsel als Region mit Strandzuwachs verzeichnet. Das dürfte jedoch nur für den Großteil der Strände nordöstlich Tropea gelten, während die nach Südwesten gelegenen kleinen Strände, abseits von größeren Siedlungen und ohne wirtschaftliches Interesse, wohl nur aus Maßstabsgründen hier mit erscheinen. Der Geländebefund weist sie nämlich als seit längerer Zeit in Aufzehrung begriffen aus.

Beim gegenwärtigen dynamischen Küstenzustand der M. Poro-Halbinsel sind die drei möglichen Varianten abrasiv, akkumulativ und stabil (bzw. indifferent) zu beobachten, wenn auch in sehr unterschiedlicher Ausdehnung. Betrachten wir nur den Halbinselvorsprung, das ist die ca. 60 km lange Küste zwischen Nicotera Marina im Süden und wenig über Pizzo hinaus im Norden, so finden wir auf 37 % Festgestein an der Küste, davon ein Drittel Granit und zwei Drittel Miozän-Sandstein. Hier herrscht natürlich die Abrasion allein. Insgesamt werden am M. Poro 63 % der Küsten aus Lockermaterialien aufgebaut. Immer liegen hier Strände von einiger Breite (über 20 m bis gegen ca. 100 m) vor. In diese Kategorie sind auch einbezogen die an die Strände anschließenden holozänen Buchtfüllungen und einige flache Schwemmkegel.

An mehr als der Hälfte aller Lockermaterialstrecken (58%) herrscht gegenwärtig Abrasion, also an allen M. Poro-Küsten insgesamt an 74% (abrasiver Zustand am Festgestein und Lockermaterial zusammen). Am äußeren Teil der Halbinsel ist sie an nahezu allen Strandabschnitten zu konstatieren. Etwa 17% der Strandabschnitte sind stabil oder weder eindeutig abrasiv noch akkumulativ. Das hängt u. a. damit zusammen, daß ein vorhergehendes Breitenwachstum aufhörte, sobald bei überwiegend küstenparallelen Wellen eine gerade Küstenkontur zwischen zwei vorspringenden Kaps als Ausgleichlinie erreicht wird. Es gilt aber auch für bogige Strände wie in der Region Tropea (Abb. 6), wenn die Wellen unter größerem Winkel auftreffen. Die Strände springen dann in Lee eines Kaps zurück und nähern sich, oft breiter werdend, der Spitze des nächsten Vorsprunges. Ist hier ein Wachstum bis zur Kapspitze erreicht, erlischt es oder ist doch für

längere Zeit stark behindert. Ein Vergleich von Bildmaterial für solche Stellen aus den letzten 25 Jahren belegt hier weitgehende Stabilität, wenn auch eine eng begrenzte Oszillation in Abhängigkeit von jahreszeitlich wechselnden Windstärken und -richtungen und damit der Wellenenergie vorliegen dürfte.

An etwa einem Viertel (25 %) aller M. Poro-Küsten wird gegenwärtig definitiv akkumuliert. Dieser Zustand findet sich fast ausschließlich im Nordosten der Halbinsel, von Briatico an. Das Akkumulationsmaterial stammt z. T. aus den hier zahlreichen Bächen und vom abrasiven Halbinselteil im Westen her. Anzeichen für eine fortdauernde Akkumulation sind z. B. die Eroberung höherer Teile des Strandes durch Vegetation, die Versandung von Häfen, das Auflaufen von Lockermaterial an Molen und Buhnen, die Verfüllung von Brandungstunneln, sowie die Verschüttung von rezent eingefressenen Hohlkehlen, die dadurch nicht mehr weiter gebildet werden.

Am Transport und der Ablagerung von Strandmaterial ist ganz wesentlich ein küstenparalleler Materialversatz beteiligt. Seine dominante Richtung (Abb. 1) läßt sich aus einer
ganzen Reihe von Formen erkennen, sie ist aber auch aus Daten über Wind- und Wellenrichtung zu konstruieren. Zu den in diesem Gebiet vertretenen Indizien der longshoredrift gehören besonders die Verschleppung von Bachmündungen, ungleichmäßige Anlagerung an Kunstbauten, Richtung submariner Sandbänke und Rippelmarken und Versandung der Häfen. Die in Abb. 1 verzeichneten Abschnitte mit küstenparalleler Materialdrift weisen alle eines oder mehrere dieser morphologischen Merkmale auf. Der in den
20er Jahren dieses Jahrhunderts erfolgte Bau und Ausbau der Häfen Tropea, Vibo Valentia Marina und Pizzo hat auf die geschilderten Verhältnisse keine oder nicht ausreichend Rücksicht genommen. Sie versandeten daher rasch, und nur der Hafen S. Venere
(V. V. Marina) wird durch ständiges Ausbaggern noch in Funktion gehalten.

Problematisch ist die Frage nach dem Grund für einen zeitlichen Wechsel entgegengesetzter dynamischer Küstenzustände an der gleichen Stelle. In kleinem Umfange kommen hier sicherlich Maßnahmen des Menschen wie Regulierung und Verbauung von Wasserläufen und Kultivierung, die sich auf die Abtragung auswirkt, infrage. Hinzu tritt in Kalabrien in unregelmäßigen Abständen eine starke Materialanlieferung durch von Erdbeben ausgelöste Hangrutschungen. Die drei so deutlich unterschiedlichen holozänen Formungsphasen des westlichen Teiles - Kliffbildung, Verfüllung der Abrasionsbuchten und rezente Aufzehrung dieser Sedimente - müssen jedoch auf Niveauveränderungen zurückgeführt werden. Da die Abfolge der pleistozänen Terrassen ein Nachlassen der Bewegungen des Landes (hier: Hebung) in diesem Raum anzeigen, dürften in der jungen geologischen Vergangenheit eustatische Meeresspiegelschwankungen (erste Spitze der flandrischen Transgression, Regression im Betrag bis etwa 3-4 m und wieder Anstieg bis zum heutigen Niveau) überwiegend die Ursache gewesen sein. Gleichartiges Bewegungsverhalten der ganzen Halbinsel vorausgesetzt (vgl. die konstante Höhenlage der letztinterglazialen Terrassenreste), würde im Nordteil zwischen Briatico und Pizzo die gegenwärtige Transgression durch die hier sehr starke Sedimentansammlung überprägt werden, während sie sich in den sedimentärmeren westlichen Abschnitten in einer aktiven Abrasion äußert.

Literatur

Albani, D.: Indagine preventiva sulle recenti variazioni della linea di spiaggia delle coste italiane. — Ricerche sulle variazioni delle spiaggie italiane, Cons. Nazion. delle Ricerche, Roma 1933.

BALDACCI, O.: La XVIII escursione geografica interuniversitaria. — Boll. Soc. Geogr. Ital., Ser., 8, 4 (3-4), 178-182, 1951.

BONIFAY, E. & Mars, P.: Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne. — Bull. Soc. Géol. de France, 7e série, tome I, 62—78, 1959.

CAILLEUX, A.: Récents variations du niveau des mers et des terres. — Bull. Soc. Géol. de France, 6e série, tome II, 135—144, 1952.

COMPAGNONI, B. u. a.: Il Calabriano di Scalea. — Quaternaria, 10, 95-115, 1968.

CORTESE, E.: Terrazzi quaternari del litorale tirrenico della Calabria Citra. — Boll. R. Com. Geol. Ital., XVII, 480—487, 1886.

Descrizione geologica della Calabria. — Mem. Descr. Carta Geol. Ital., IX, Roma 1895.
 Sul terrazzamento delle coste tirrene della Calabria. — Riv. Geogr. Ital., XVI, 492—494, 1909.

DE HAAS, W. & KNORR, F.: Was lebt im Meer an Europas Küsten. — Kosmos Naturführer, 2. Aufl., 1966.

De Stefani, C.: Escursione scientifica nella Calabria. — Rend. Acad. Lincei XVIII, 1884.

FAIRBRIDGE, R. W.: Eustatic Changes in Sea Level. — In: Physics and Chemistry of the Earth, 4, 99—185, 1961.

Gambi, L.: Calabria. — Le Regioni d'Italia, Vol. XVI, ed. E. Migliorini, Torino 1965.

GARGALLO, G.: Reperti malacologico del piano tirreniano nel canale Mussolini. — Quaternaria V, 241—256, Roma 1961.

Gignoux, M.: Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile.

— Ann. l'Univ. Lyon, Vol., 36, 1913.

GÜNTHER, E.: Die quartären Niveauschwankungen im Mittelmeer unter besonderer Berücksichtigung des Beckens von Alboran. — Jenaische Zeitschr. f. Naturw., 74. Bd. (NF. 67. Bd.), 1941. KANTER, H.: Kalabrien. — Hamburg 1930.

MALATESTA, A.: Malacofauna Pleistocenica di Granmichele (Sicilia). — Mem. Descr. Carta Geol. Ital., Vol. XII, Parte I & II, Roma 1960 und 1963.

Mittelmeerhandbuch: IV. Teil: Das Adriatische Meer. — Seehydrographischer Dienst der DDR, 1952.

Nochese, C.: La precipitazioni acquee in Calabria. — Riv. Geogr. Ital., LXVI, 3, 242—263, 1959.

Parenzan, P.: Carta d'identita delle conchiglie del Mediterraneo. — Vol. I: Gasteropodi. Ed. Bios Taras, Taranto 1970.

Рата, O.: Su di un nuovo giacimento a strombus bubonius Lmk. presso Vibo Valentia. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **54**, 159—166, 1947.

 Geomorfologia spiagge e fondali delle coste occidentale della Calabria. — Actes IV. Congr. INQUA, Rome-Pise 1953, 961—969, Roma 1956.

Riedl, R.: Fauna und Flora der Adria. - Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin 1970.

Ruggieri, G.: Il terrazzo marino presiciliano della Penisola di Crotone. — Giornale di Geologia, Ann. Museo Geol. Bologna, ser. 3, 20, 39—62, 1948.

—: Eta e fauna di un terrazzo marino sulla costa ionica della Calabria. — Giornale di Geologia, Ann. Museo Geol. Bologna, ser. 2, 23, 19—168, 1953.

Sacco, F.: Schema geologico della Calabria. — L'Universo, vol. 26, 3, 141-165, 1946.

Salmojraghi, F.: Terrazzi quaternari sul litorale tirreno della Calabria Citra. — Boll. R. Com. Geol. d'Ital., Vol. **XVII**, 1—12, 281—316, 1886.

TONIOLO, A. R.: Variazioni recenti di spiaggie italiane. — Union Géogr. Intern., III. Rap. de la Comm. pour l'Etude des Terr. Plioc. et Pleistoc., 112—120, Paris 1931.

Manuskript eingeg. 5. 10. 1972.

Anschrift des Verf.: Dr. Dieter Kelletat, Inst. f. Geogr. der Techn. Univ. Berlin, 1 Berlin 12, Straße des 17. Juni 135.

Zur Problematik der Weißjuragesteine in der östlichen Iller-Lech-Platte

Von LORENZ SCHEUENPFLUG, Neusäß-Lohwald

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung. Die ortsfremden Weißjuragesteine der Alb treten in der Iller-Lech-Platte nicht nur als "Reutersche Blöcke" auf, sondern auch in kleineren Fraktionen bis zu Kirschkerngröße. Kantig, jedoch schon umgelagert, werden sie in Mergelbrockenhorizonten der obermiozänen Oberen Süßwassermolasse angetroffen. Die Herkunft wird dem Riesereignis oder einem Molassevulkanismus zugeschrieben. Kantengerundet finden sie sich in pleistozänen Fluvioglazialschottern. Im Bereich des jüngst entdeckten altpleistozänen Donaulaufes und nördlich davon bis zur heutigen Donau hat sie größtenteils der Fluß herangeschafft. Südlich davon sind sie während des Quartärs durch fluviatile Erosion aus den tertiären Mergelbrockenlagern entnommen und bei der Akkumulation in Schotter eingebettet worden.

S u m m a r y . Dislocated fragmentary Malm limestones of the "Schwäbische Alb" are found in the pleistocene area between Iller and Lech (Swabia, Bavaria) not only as small boulders (so-called "Reutersche Blöcke") but also smaller till the size of a bilberry.

Edged, however already dislocated, these stones are bedded in marly layers of the Upper Miocene Non-Marine Molasse. Origin and transport of them is dedicated to the "Ries-event" or to a miocene volcanism.

With rounded edges they are found in pleistocene fluvioglacial gravels. In the region of the lately discovered early pleistocene current of Danube and northerly as far as to the recent Danube most part of them was transported by the river. Southerly during the pleistocene they were taken out of the tertiary marly layers by fluviatil erosion and were accumulated among the fluvioglacial gravels.

1. Einleitung

Die Iller-Lech-Platte ist das Schottergebiet zwischen der Iller im Westen und dem Lech im Osten, den Moränen der pleistozänen Vorlandgletscher im Süden und der Donau als Sammelrinne der Alpenflüsse im Norden. Anstehende Gesteine sind dort die Sande und Mergel der obermiozänen Oberen Süßwassermolasse (OSM), auf denen an vielen Stellen pleistozäne Schotter lagern. Erst nördlich der Donau treten Juragesteine der Schwäbischen Alb auf. Seit den Beobachtungen Pencks fallen in der Iller-Lech-Platte immer wieder einzelne ortsfremde Weißjuragesteine auf und seit nahezu neun Jahrzehnten fragen sich die Geologen, wie diese Gesteine dorthin gelangt sein können. Einen Überblick über die Deutungen der Herkunft gibt Schaefer (1957), die hier kurz wiederholt und mit weiterführenden Hinweisen versehen werden sollen (dort genaue Literaturangaben).

2. Bisherige Anschauungen über die Herkunft der Weißjuragesteine

a) Ries

Penck beobachtet im pleistozänen Schotter Blöcke und Gerölle, von denen er vermutet, sie seien dem liegenden Miozän der Gegend um Augsburg und Aichach entnommen. Branca & Fraas sprechen 1907 auf Grund einer Mitteilung Pencks die Vermutung aus, daß die Weißjurakalke, die in obermiozänen Ablagerungen der Gegend von Augsburg vorkommen, auf die Ries-Explosionen zurückzuführen sein könnten. — Reuter hat eine eigene Arbeit darüber verfaßt (1925) und schreibt die Beförderung der Gesteine von vornherein dem Riesereignis zu. Nach ihm werden die gröberen Weißjurabrocken allgemein als "Reutersche Blöcke" bezeichnet.

b) Molassevulkanismus

Als mutmaßliche Zeugen vulkanischer Tätigkeit im Tertiär gelten Bentonitfunde und -vorkommen in der Ostschweiz, im nördlichen Alpenvorland, vor allem in Ober- und Niederbayern; auf der Iller-Lech-Platte bei Thannhausen, Krumbach und in verschiedenen Bohrungen der Erdölgesellschaften. Vulkanische Ausbrüche, deren Lage unbekannt ist, sollen aus tieferen Schichten Juramaterial an die Erdoberfläche geschleudert haben.

Als Folge einer Beförderung durch das Riesereignis oder den Molassevulkanismus nehmen mehrere Autoren eine mit Weißjurablöcken übersäte pliozäne Landoberfläche an, die — nach der Penckschen Vorstellung der flächenhaften Verbreitung des Deckenschotters — im Pleistozän mit Geröllen überschüttet wurde. — Inzwischen ist bewiesen, daß sich in der Iller-Lech-Platte keine pliozäne Landoberfläche erhalten hat und daß die Gesteine nicht vom Obermiozän bis zur Überschötterung im Pleistozän an der Oberfläche gelegen haben können, weil sie sonst erfahrungsgemäß sehr rasch verwittert und zerfallen wären, besonders auch im Hinblick auf die Beanspruchung durch den Aufschlag nach einem Lufttransport.

c) Jurariffe und -sporne

PENCK und andere denken an aufragende einzelne Jurariffe im Molassegebiet oder nach Süden ausgreifende Sporne der Alb zwischen Ulm und Donauwörth. Reuter hat sich schon damit auseinandergesetzt und hält sie für unwahrscheinlich. Durch zahlreiche Bohrungen ist nachgewiesen, daß die Juraschichten nach Süden hin sehr rasch unter die Molasse eintauchen: E. Fraas erreicht 1911 bei der Profilbohrung 23 im Niederstotzinger Donauried (nordöstlich Ulm) in 46 m Tiefe noch keinen Jura (Moos 1925, 206). Bei Neu-Ulm wurde er 95 m unter der Talaue erbohrt (Groschoff 1971). In der Erdölaufschlußbohrung Scherstetten, 29 km südwestlich Augsburg, liegt die Malmoberkante 1342 m unter der Ansatzstelle = 766 m unter NN (Geologica Bavarica 24, München 1955).

d) Eistransport

ZENETTI und DORN vermuten einen Transport in und auf Eisschollen aus der Gegend westlich und südwestlich Ulm in einer angenommenen (aber nicht nachgewiesenen) weiter südlich fließenden Donau. Schaefer führt zusätzlich kilometerweite Solifluktion zum Fluß an.

e) Verfrachtung durch Donaunebenflüsse

Schließlich nimmt Seemann ebenfalls eine weiter südlich verlaufende pliozäne Donau an und meint, ihre nördlichen Zuflüsse hätten die Gesteine aus der Alb in die Augsburger Gegend befördert.

3. Eigene Untersuchungen

Die grundlegenden Untersuchungen REUTERS (1925) konnten in den letzten Jahren weitergeführt und ergänzt werden (Scheuenpflug 1970). Kurz wiederholt sei, daß die in der Iller-Lech-Platte gefundenen Weißjuragesteine dem Malm delta bis zeta angehören, daß hier kein Braunjura beobachtet worden ist und daß nicht nur Blöcke vorkommen von Maximalgrößen mit 200 x 150 x mindestens 50 cm, Durchschnittsgrößen zwischen 20 und 35 cm, sondern auch massenhaft Gerölle bis zur Grobsandfraktion. Die Stücke sind je nach Größe kantengerundet bis gerundet.

Was jedoch die Einlagerung betrifft, sind feinere Unterscheidungen als bisher erforderlich: Schon Penck erwähnt neben dem Juraanteil in pleistozänen Schottern eckige Trümmer von Jurakalk im liegenden Miozän bei Markt unterhalb Augsburg und in der Gegend von Aichach. Branca & Fraas (1907) greifen diesen Hinweis auf, sprechen die Vermutung der Herkunft durch das Riesereignis aus und ergänzen: "... die Mergellager, in denen diese Weißjura-Kalkblöcke liegen, sind in obermiocänen Sanden eingebettet". Reuter schreibt, diese Angabe stimme nicht mit seinen Beobachtungen überein und geht nur auf die Vorkommen in pleistozänen Schottern und an ihrer Unterkante ein (1925, 196). Als häufigste Lagerung der Blöcke beschreibt er die Grenze zwischen dem liegenden Tertiär und den hangenden Schottern.

Es steht nun fest, daß die Blöcke in dieser pleistozänen Einbettung immer Bestandteile des Schotters und damit umgelagert sind, auch wenn sie ausnahmsweise bis zur Hälfte in

den liegenden Sanden stecken. Ihrer kantigen Form wegen sind sie beim Absetzen in die nassen Sande der pleistozänen Flußbettsohle hineingedrückt worden.

In der schon angeführten Arbeit des Verfassers konnte eine eigenartige regionale Verbreitung der Juragerölle in den Basislagen pleistozäner Schotter festgestellt, aber noch nicht hinreichend gedeutet werden. Spätere zusätzliche Funde — hauptsächlich innerhalb dieses Bereichs — von einem Dutzend Gesteinsarten aus dem Schwarzwald ergaben, daß es sich hier um einen altpleistozänen Donaulauf handelt (Scheuenpflug 1971).

Dieser Donau ist das Heranschaffen des weitaus größten Teils der dort vorkommenden Juragesteine zuzuschreiben. Das geht auch aus Beobachtungen der postglazialen und rezenten Ablagerungen donauaufwärts bis nahezu an den Rand des Schwarzwaldes hervor. Selbst größere Blöcke sind vielerorts in Donauablagerungen beobachtet worden. Beispielsweise Weidenbach (1951) und Priehäusser (1953) berichten darüber und nehmen an, daß die Blöcke auf dem Eis oder in Eisschollen befördert worden sind. Herr Dr. Pécsi, Budapest, bestätigte mündlich solche Funde in Ungarn und Herr Dr. Kohl, Linz, gab ergänzend zu seiner Arbeit (1968), wo er zwei Meter lange Blöcke beschreibt, den mündlichen Hinweis, daß Herr Dr. Schadler, Linz, diese großen Gesteinsblöcke als "Geschiebe-Wanderblöcke" bezeichnet und ihren Transport rein mechanisch ohne Eisdrift erklärt.

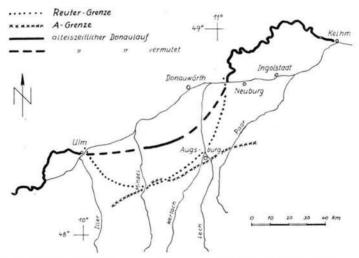


Abb. 1. Nordteil der Iller-Lech-Platte mit dem festgestellten (ausgezogene Linie) und dem vermuteten (gestrichelt) altpleistozänen Donaulauf, der Verbreitungsgrenze der Reuterschen Blöcke (Punkte) und der A-Grenze (Kreuzchen) nach LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953).

Woher kommt das Weißjuramaterial südlich dieses alten Donaulaufes bis zu der von REUTER etwas schematisch gezeichneten Begrenzungslinie (Abb. 1)? Wenn auch einige Schwarzwaldgesteine als harte Einzelgerölle aus Basisbereichen der dortigen Schotter die Möglichkeit einräumen, an Reste umgelagerten Materials einer noch älteren und weiter südlich geflossenen Donau zu denken, so können darin aber der Verwitterung wegen ebensowenig wie in fluviatil abgelagerten Periglazialschottern Funde der verhältnismäßig weichen Jurakalke erwartet werden. Für die Herkunft der Juragesteine dieser Bereiche gibt eine Beobachtung vom Mai 1972 eine bessere Deutungsmöglichkeit. Bei Agawang (15 km westlich Augsburg), am Nordrand des Dinkelscherbener Beckens, liegen in ungestörten Sanden der OSM zwei Mergelbrockenhorizonte, die Weißjuragesteine führen, ähnlich denen von Gallenbach (STEPHAN 1952), 15 km ostnordöstlich Augsburg.

Der Aufschluß zeigt den Horizont auf 20 m Länge angeschnitten. Die Oberkante fällt auf dieser Strecke um 0,9 m nach Westen ein. Die Unterkante ähnelt dem Querschnitt einer Mulde mit 1,3 m größter Mächtigkeit der Füllung in der Mitte. Etwa 4 m stratigraphisch darüber, jedoch an einer anderen Stelle im Aufschluß, ist auf einige Meter Längserstreckung ein zweiter, nur bis zu 50 cm mächtiger Mergelbrockenhorizont zu beobachten.

Diese Horizonte bauen sich aus regellos gelagerten Mergelbrocken auf. Ihre Größe reicht von etwa 0,5 m großen kantigen oder kantengerundeten Brocken bis zu haselnußgroßen regelrechten, oft tonigen Geröllen. Das Zwischenmittel ist kalkfreier OSM-Sand. Ebenso regellos sind darin Weißjuragesteine und kleine Quarzgerölle enthalten. Die stets kantigen Weißjuragesteine sind nicht eingeregelt und zeigen Ausmaße zwischen 73 x 47 x 23 cm (größter gefundener Block) und Kirschkerngröße. Gerade diese Größenunterschiede lassen auf eine gewaltsame und kräftige Zertrümmerung des Gesteins schließen. — Die Quarzgerölle — durchschnittlich bis zu 1 cm Durchmesser — entstammen den stratigraphisch höher anstehenden obermiozänen Quarzriesellagern. Alles Material dieser beiden Mergelbrockenhorizonte ist während des Miozäns örtlich u m g e l a g e r t worden. Unter kaltzeitlichen Verhältnissen wäre eine Deutung durch Solifluktion naheliegend; für das Tertiär aber wird man wohl nur Rutschungen annehmen können.

Mit diesem Fund bestätigen sich die Beobachtungen, die PENCK an anderen Stellen möglich waren, die REUTER jedoch nicht machen konnte und sie deshalb übergeht.

Der Rest eines ähnlichen Mergelbrockenhorizontes mit etwa 0,5 m Mächtigkeit fiel schon vor einigen Jahren in gleicher Höhenlage (525 m NN) unter den pleistozänen Schottern 7 km weiter westlich in der Kiesgrube auf dem Schweinsberg bei Dinkelscherben auf. Da keine hangenden OSM-Sande mehr erhalten blieben, erschien es naheliegend, ihn früher als Ufermaterial zu deuten, das am Beginn der pleistozänen Akkumulation herabgebrochen und sogleich von Schottern überdeckt worden war. Dieser nunmehr als anstehendes Tertiär erkannte Mergelbrockenhorizont enthält nicht nur Weißjuragesteine, sondern auch gelbliche verhärtete Mergelbrocken. Er darf wohl als Lieferant für die nach der Umlagerung und Aufarbeitung in die pleistozänen Schotter gelangten Weißjuraanteile betrachtet werden. Dies bestätigen die schon von PENCK und REUTER in dieser Kiesgrube erwähnten Funde, eigene Feststellungen und vor allem Schotterzählungen, bei denen der Weißjuragehalt in Basislagen durch Streuung von 8,5 % bis zu 0 % nach Norden hin abnimmt.

Diese Weißjurafunde in obermiozänen Ablagerungen stimmen mit unveröffentlichten Untersuchungen von Herrn Professor Dr. W. v. Engelhardt, Tübingen, und Herrn Dr. W. Schneider, Braunschweig, überein: Sie liegen alle in der OSM nördlich der an der Oberfläche ausstreichenden "A-Grenze", die nach Lemcke, v. Engelhardt & Füchtbauer (1953) eine Zeitmarke nahe der Wende Torton/Sarmat darstellt. Etwa zur gleichen Zeit hat das Riesereignis stattgefunden, durch das möglicherweise die Gesteine hierher befördert und darauf in die Molasse eingebettet worden sind.

Schrifttum

Branca, W. & Fraas, E.: Die Lagerungsverhältnisse Bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth
—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — Abh. preuß. Akad. Wiss. ,1907,
Berlin 1907.

Groschoff, P.: Neue Wege der Wassererschließung am Albsüdrand. — Mitt. d. Vereins f. Naturwiss, u. Math., 28. H., Ulm 1971.

Kohl, H.: Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsohle bei Linz. — Naturkdl. Jb. Stadt Linz 1968. LEMCKE, K., v. ENGELHARDT, W. & FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb., 11, Hannover 1953.

Moos, A.: Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth. —

München 1925.

PRIEHÄUSSER, G.: Ortsfremde Gesteinsblöcke im diluvialen Schotter der Donaulandschaft bei Straubing. — Geologica Bavarica, 19, München 1953.

REUTER, L.: Die Verbreitung jurasischer Kalkblöcke aus dem Ries im südbayerischen Diluvialgebiet. — Jber. Oberrhein. Geol. Ver., 14, Stuttgart 1925.

Schaefer, I.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50 000. München 1957.

Scheuenpflug, L.: Weißjurablöcke und -gerölle der Alb in pleistozänen Schottern der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). — Geologica Bavarica, 63, München 1970.

-: Ein alteiszeitlicher Donaulauf in der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). - 27. Ber. Naturforsch Ges. Ausghurg 1971

forsch. Ges. Augsburg 1971.

STEPHAN, W.: Ein tortoner vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns.
— Geologica Bavarica, 14, München 1952.

WEIDENBACH, F.: Zur Entstehung und Lagerung der diluvialen Schichten im Donaumoos unterhalb Ulm. — Jh. Geol. Abt. Württemb. Stat. Landesamtes, 1. Jg. 1951, Stuttgart 1951.

Die Erdölaufschlußbohrung Scherstetten 1 südwestlich Augsburo. — Geologica Bavarica, 24, München 1955.

Manuskript eingeg. 30. 12. 1972.

Anschrift des Verf.: Lorenz Scheuenpflug, 8901 Neusäß-Lohwald, Lerchenweg 8.

Veränderungen in der Kleinsäugerfauna von Mitteleuropa zwischen Cromer und Eem (Pleistozän) 1)

Von Wighart v. Koenigswald, Tübingen

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. Die von Jánossy für Ungarn erarbeitete Gliederung der Kleinsäugerfaunen wird auf Grund von in jüngster Zeit bearbeiteten Kleinsäugerfaunen auf die Verhältnisse in Deutschland übertragen. Dabei ist es möglich, zwischen Cromer- und Eem-Interglazial vier Faunentypen auszugliedern, die durch die Vergesellschaftung verschiedener Arten gekennzeichnet sind.

Die "Mimomys savini Fauna" vertritt das Cromer und einen Teil des Elster (= Mindel) Glazials. Die "Arvicola Fauna, Typ 1" entspricht weitgehend dem Elster (= Mindel) Glazial. Die "Arvicola Fauna, Typ 2" umfaßt das Holstein und möglicherweise das faunistisch noch sehr wenig bekannte Riß-Glazial. Die "Arvicola Fauna, Typ 3" ist dem Eem gleichzusetzen.

S u m m a r y . Jánossy's classification of the small-mammalian faunas of Hungary is extended to include Germany; this study is based on recent investigations into small-mammalian faunas. It is thus possible to distinguish four faunal types between the Cromerian- and the Eemian-Interglacial. Each of these is characterised by an assiociation of various species.

The "Mimomys savini Fauna" represents the Cromerian as well as a part of the Elster (= Mindel) glaciation. The "Arvicola Fauna Type 1" covers more or less the Elster (= Mindel) glaciation. The "Arvicola Fauna Type 2" includes the Holsteinian and possibly the as jet faunistically little known Riss glaciation. The "Arvicola Fauna Type 3" can be equated with the Eemian.

Einleitung

Lange Zeit hindurch hat eine Kenntnislücke zwischen den alt- und jungpleistozänen Faunen bestanden. Jánossy (1969) gelang es, diese Lücke durch die Bearbeitung mittelpleistozäner Faunen für Ungarn zu schließen und damit für ganz Europa Anhaltspunkte für die Interpretation von Neufunden und bereits bekannten Faunen zu geben. Hier soll nun versucht werden, auf Grund von Kleinsäugerfaunen, die in jüngerer Zeit bearbeitet wurden, zu überprüfen, wie weit die Ergebnisse von Jánossy auf Deutschland übertragbar sind. Dies ist notwendig, da sich hier durch die geographische Lage die Unterschiede zwischen Glazial und Interglazial weit stärker ausgewirkt haben als in dem südlich des Karpatenbogens liegenden Ungarn.

Es soll hier nicht versucht werden, eine neue Pleistozän-Gliederung in Konkurrenz zu den vielen bereits bestehenden zu entwerfen, sondern vielmehr Kriterien zusammenzustellen, nach denen eine grobe stratigraphische Einstufung möglich ist. Aus diesem Grunde werden hier auch keine Faunenphasen mit Typlokalitäten aufgestellt, sondern rein beschreibende Bezeichnungen für einzelne Faunentypen verwendet.

Sicher lassen sich in einigen Einzelfällen feinere Eingliederungen anwenden, aber diese können noch nicht allgemein angewendet werden. Deswegen bevorzuge ich hier eine relativ großzügige Gliederung.

¹⁾ Diese Studie ist im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 53, "Paläontologie unter besonderer Berücksichtigung der Palökologie", Tübingen, entstanden.

Die "Mimomys savini-Faunen"

Von den alt- und ältestpleistozänen Mimomys-Faunen sollen hier nur die allerjüngsten berücksichtigt werden, nämlich die, die ausschließlich Mimomys savini enthalten, da sie zu den Arvicola-Faunen hinüberleiten, die das eigentliche Thema dieser Betrachtung sein sollen. Am Anfang dieser Zusammenstellung soll die Fauna aus dem Upper Freshwater Bed von WestRunton (England) stehen, da dies die Typuslokalität des Cromerium s. str. ist. Diese artenreiche Fauna enthält verschiedene Formen, deren zeitliches Auftreten hier näher verfolgt werden soll. Es sind dies neben den Gattungen Microtus und Pitymys besonders Mimomys savini, Sorex (Drepanosorex) savini und Sorex runtonensis.

Aus der im Altpleistozän oft recht artenreichen Mimomys-Fauna ist hier allein Mimomys savini erhalten und zwar in einem recht evoluierten Stadium. Der Zeitpunkt der Wurzelbildung hat sich in der Ontogenie schon so weit verzögert, daß Zähne noch wurzellos sein können, auch wenn sie die volle Länge erreicht haben. Diese geben sich aber nach den von Fejfar (1969a) erarbeiteten Kriterien als noch sehr junge Zähne zu erkennen, während alle älteren deutliche Wurzeln zeigen. Die Verzögerung des Zeitpunktes der Wurzelbildung zeigt aber, daß diese Mimomys-Form nicht mehr fern vom Übergang zu Arvicola steht, der eben durch den völligen Verlust der Wurzelbildung gekennzeichnet ist. Zeitlich vertritt das Upper Freshwater Bed die ersten beiden Pollenzonen des Cromer-Interstadials (West 1968). Es handelt sich um die Ablagerungen eines Flusses, der nach der Fauna und Flora durch ein zumindest weitgehend bewaldetes Gebiet geflossen ist. (Die West Runton benachbarten Fundstellen Bacton und Ostend von denen Arvicola-Funde beschrieben worden sind, Hinton (1926), können hier wegen der ungeklärten Stratigraphie nicht berücksichtigt werden).

Vom Kontinent kennen wir bisher keine Fundstellen, die in der Kleinfauna exakt diesem Upper Freshwater Bed entsprechen. In die Nähe ist sicher die Hauptfauna von Voigtstedt zu stellen, in deren Kleinfauna Mimomys savini dominiert (Kretzoi 1965). Die Spitzmäuse zeigen aber nach Jánossy (1965 b) gewisse Unterschiede gegenüber dem Upper Freshwater Bed. Im ganzen liegt aber der gleiche Faunentyp vor. Jünger als Voigtstedt ist die nicht fern davon liegende Fundstelle Süssen born, in deren Kleinfauna Fejfar (1969 b) ebenfalls Mimomys savini nachweisen konnte. Süssenborn wird aber im Gegensatz zu Voigtstedt, das in das späte Cromerium gestellt wird, wegen der "kalten" Elemente in der Großfauna, Ovibos und Rangifer, schon als eiszeitliche Fauna interpretiert (Kahlke 1965, 1969) und in das beginnende Elster-Glazial gestellt.

Zwei Faunen mit Mimomys savini seien aus der Tschechoslowakei angeführt. Aus Přezletice berichtet Fejfar (1969a) im Zusammenhang mit einem möglichen Menschenfund von einer Fauna, die wie das Upper Freshwater Bed durch Mimomys savini, Sorex (D.) savini und Sorex runtonensis gekennzeichnet ist. Eine weitere Fauna dieses Typs aus der ČSSR ist Koněprusy (Fejfar 1961). Hier handelt es sich um eine Höhlenfüllung und nicht um eine fluviatile Ablagerung wie in West Runton, dennoch zeigt sich ein vergleichbares Faunenbild. Von den großen Wühlmäusen ist allein Mimomys savini vertreten; die Erwähnung von Arvicola hat keine Bestätigung gefunden (freundl. briefl. Mitteilung von Dr. O. Fejfar vom 8. 1. 1973). Unter den Insektivoren sind Sorex savini und Sorex runtonensis belegt. In dieser Fauna ist neben Microtus und Pitymys noch besonders auf Pliomys hinzuweisen, da England in das Verbreitungsgebiet dieser Wühlmaus allem Anschein nach nicht eingeschlossen war. In Koneprusy sind beide Arten P.lenki und P.episcopalis vertreten. In dem über 13 Schichten aufgestellten Faunenspektrum zeichnet sich deutlich eine Klimaverschlechterung ab. Die Zeitstellung von Koneprusy ist noch nicht klar. Es werden sowohl das Ende des Cromer-Interglazials als auch das Ende einer Wärmeschwankung im Mindel-(= Elster)Glazial diskutiert (Fejfar 1961).

Während die Fauna von Koneprusy einem Faunentyp angehört, enthält die Höhlenfauna von Sack dilling (Heller 1930, 1933; Brunner 1934) Elemente, die verschiedenen Perioden anzugehören scheinen. Zunächst ist unter den Mimomys-Formen eine nahe verwandte oder gar identische Form der hier interessierenden Art Mimomys savini, nämlich M. kormosi, vertreten. Sorex (D.) savini wird ebenso wie S. runtonensis angeführt. Bei den Wühlmäusen ist neben Microtus, Pitymys und Pliomys vertreten. Fremd in dieser Fauna ist Beremendia, Hypolagus und Mimomys pusillus; diese Formen scheinen einer älteren Faunen-Vergesellschaftung anzugehören. Auf der anderen Seite verwundert das Auftreten von Arvicola, die sonst gerade nicht in den Mimomys savini-Faunen erscheint. Sie könnte eher aus einer jüngeren Beimengung stammen. Daher muß die Altersstellung dieser Fauna oder wohl besser Faunen von Sackdilling hier ungelöst bleiben, wenn auch ein wesentlicher Teil zu den hier besprochenen Mimomys savini-Faunen passen würde.

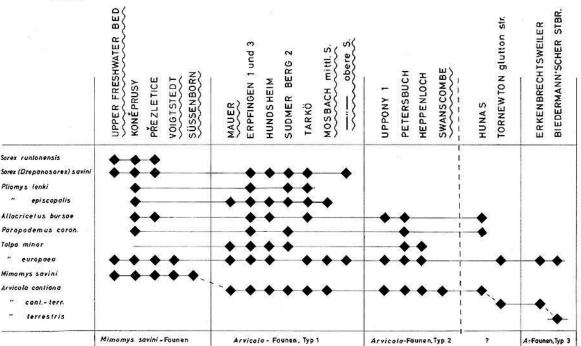


Abb. 1. Die zeitliche Verbreitung stratigraphisch wichtiger Kleinsäugerarten in europäischen Faunen des Pleistozäns. Fluviatile Lagerstätten sind durch Wellenlinien gekennzeichnet, da sie meist ärmer an Kleinsäugern sind.

Damit ist eine Auswahl der Fundstellen angesprochen, die in der Kleinsäugerfauna ein ähnliches Bild zeigen wie das Upper Freshwater Bed. Als allgemeine Kennzeichen dieser "Mimomys savini-Faunen" können gelten: Von den großen Wühlmäusen ist nur Mimomys savini vertreten. Die älteren Mimomys-Formen und Arvicola fehlen. In der Spitzmausfauna sind Sorex runtonensis und Sorex (D.) savini vorhanden. Mimomys savini und Sorex runtonensis kommen in keinen jüngeren Faunen mehr vor, während Sorex (D.) savini auch in dem nächst jüngeren Faunentyp vertreten ist.

Zeitlich umfassen die "Mimomys savini-Faunen" das Cromer Interglazial und einen Teil des Elster (= Mindel) Glazials. Nach der Gliederung von Kretzoi (1965) handelt es sich wohl um die Templomhegy-Phase Ungarns.

Die "Arvicola-Faunen, Typ 1" (Arvicola-Pliomys-Faunen)

Von den Faunen mit Mimomys savini hebt sich deutlich eine Faunengruppe ab, deren Artenbestand an Kleinsäugern zwar ähnlich ist, aber statt Mimomys die evoluiertere Form, nämlich die wurzellose Arvicola cantiana enthält. Unter diesem Namen werden mehrere Arvicola-Formen zusammengefaßt, die früher als verschiedene Arten angesprochen wurden, da es sich gezeigt hat, daß bei dieser primitiven Arvicola die gleiche intraspezifische Variabilität des Vorderlobus vorkommt (Koenigswald 1970), wie dies schon zuvor für Miomys savini erkannt wurde (Kretzoi 1965). Daß Arvicola die altertümliche Mimomys in den nun zu besprechenden Faunen abgelöst hat, kann nicht ökologisch gedeutet werden, da diese Faunen sowohl aus fluviatilen Ablagerungen wie aus Höhlenbzw. Spaltenfüllungen stammen. Daher handelt es sich um eine stratigraphisch auswertbare phylogenetische Veränderung.

Die ungarische Fundstelle Tarkö (Jánossy 1965, 1969) ist durch Arvicola, Pliomys und Sorex (D.) savini gekennzeichnet. In dieser Fauna, die ein Waldbiotop spiegelt, kommt ein kleiner Lemming vor (Lemmus vel Myopus), der auch in anderen Waldfaunen wiedergefunden wurde, infolgedessen darf er bei den weiteren Interpretationen von Faunen aus diesem Zeitbereich nicht als "Kälteanzeiger" gewertet werden. Tarkö ist die Typlokalität der Tarkö-Phase bei Kretzoi (1965) und entspricht nach Jánossy (1969) einem Mindel-Interstadial. Diese Tarkö-Phase, zusammen mit der wohl kaum davon abgrenzbaren Verteszöllös-Phase, läßt sich recht gut über die Grenzen von Ungarn hinaus verfolgen.

In Hundsheim (Niederösterreich) treten nach Kormos (1937a) und Rabeder (1972) die gleichen kennzeichnenden Arten auf. Bei den Talpiden führt Rabeder neben Talpa europaea auch T. minor auf. Das Nebeneinander verschiedener Maulwurfarten läßt sich bei mehreren Faunen dieses Typs beobachten.

In Deutschland gehören Erpfingen 1 und 3 (Heller 1936, 1958) sowie der Sudmer-Berg 2 (Koenigswald 1972) zu diesem Faunentyp. In beiden Faunen von Erpfingen fehlen die Waldmäuse, was Heller mit höherem Steppeneinfluß erklärt. Die Fauna vom Sudmer-Berg 2 scheint dagegen eine Waldfauna ohne spürbaren Steppeneinfluß zu sein. Daß in beiden Faunen der kleine Lemming vorkommt, widerspricht dieser Deutung nicht. Die geographische Lage vom Sudmer-Berg am Nordrand des Harz ist deswegen beachtenswert, da bis in unmittelbare Nähe die maximale Ausdehnung der Elster-Vereisung gereicht hat. Nach dem aus der Fauna zu erschließenden klimatisch anspruchsvolleren Wald muß zu dieser Zeit der skandinavische Gletscher wesentlich weiter im Norden gelegen haben. Es handelt sich also um eine recht warme Phase, während für die Faunen aus Erpfingen auch kühleres Klima denkbar wäre.

Die Fauna Dobrkovice II ČSSR zeigt nach der vorläufigen Faunenliste (FEJFAR 1965), die Arvicola und Pliomys enthält, einen erheblich stärkeren Steppenanteil. Dieser äußert sich in Vorkommen von Citellus, Cricetus und vor allem Dicrostonyx, dennoch sind ebenfalls Apodemus und Glis vorhanden. Dieses Nebeneinander scheint hier nicht auf einer nachträglichen Mischung zu beruhen, wie man es in jungpleistozänen Faunen bei einer derartigen Faunenassoziation annehmen würde.

Zu der gleichen Faunengruppe mit Arvicola und Pliomys gehören nach den Kleinsäugern ebenfalls die klassischen Fundstellen Mauer und Mosbach. In beiden wurde Arvicola und Pliomys gefunden (Heller 1939, 1969) und in den oberen Sanden von Mosbach ebenfalls Sorex (D.) savini (Bahlo & Malec 1969). Bekannterweise ist der von Mauer und Mosbach repräsentierte Zeitraum recht groß. Darin zeigt sich, was schon durch die unterschiedlichen Klimabedingungen für Erpfingen 1 und 3 sowie Sudmer-

Berg 2 und Dobrkovice II angedeutet wurde, daß die Faunen mit Arvicola und Pliomys keineswegs aus einem eng begrenzten Zeitabschnitt stammen, sondern über einen recht umfangreichen Zeitraum existierten.

Die Zeitstellung ist in der Terminologie der Glazialstratigraphie noch nicht eindeutig geklärt. Nach den Kleinsäugern sind diese Faunen jünger als die Mimomys savini-Faunen, die wohl bis in das beginnende Elster (=Mindel) Glazial reichten. Weiter unten wird gezeigt, daß mit dem Holstein ein anderer Faunentyp in Verbindung gebracht wird, demnach müßten diese Faunen in den Elster-(=Mindel-)Komplex gestellt werden. Es ist auffallend, daß die Faunen aus Deutschland nun im allgemeinen bewaldete Biotope vertreten (Mauer, Sudmer-Berg 2) und nur in sehr geringem Umfang auch Steppeneinflüsse verraten (Erpfingen 1 und 3, Mosbach?), obwohl die Zuordnung zu einem Glazial-Komplex wahrscheinlich ist. Die Möglichkeit, daß hier nur interstadiale Phasen belegt sind, fordert eine Begründung heraus, die nicht gegeben werden kann. Ebenso unklar ist noch, wie eine Kleinfauna dieses Zeitabschnittes aussehen würde, die volle glaziale Verhältnisse repräsentiert. Denn daß in Dobrkovice II keine echten glazialen Bedingungen gespiegelt sind, besagt eine als interglazial angesprochene Schneckenfauna (FeJfar 1965).

Die "Arvicola Faunen, Typ 1" sind in ihrem Artenbestand allgemein gekennzeichnet durch das gemeinsame Auftreten von Arvicola cantiana mit Pliomys und Sorex (Drepanosorex) savini. Der kleine Lemming (Lemmus vel Myopus) ist mehrfach belegt. Während Arvicola cantiana in diesem Faunentyp auftritt und in der kommenden Phase weiterexistiert, sind Pliomys und Sorex (D.) savini schon in der vorigen Phase vertreten gewesen, kommen aber in der folgenden nicht mehr vor.

"Arvicola-Faunen, Typ 2" (Arvicola cantiana-Faunen ohne Pliomys)

Der Fortgang der Entwicklung zeigt sich weniger im Auftauchen neuer Formen oder in phylogenetisch faßbaren Veränderungen, sondern vielmehr im Ausbleiben — im Fehlen — von altertümlichen Faunenelementen bei neuen Fauneneinwanderungen, wie sie wohl immer wieder in wärmeren Perioden anzunehmen sind.

Von der Fränkischen Alb ist die Fauna von Petersbuch (Koenigswald 1970) bekannt, die wie die früheren Faunen Arvicola cantiana enthält. Ebenfalls sind hier zwei unterschiedlich große Maulwurfsarten nebeneinander und der kleine Lemming (Lemmus vel Myopus) sowie Parapodemus und Allocricetus bursae belegt. Trotz einer reichen Wühlmaus- und Insektenfresserfauna fehlen sowohl Pliomys als auch Sorex (D.) savini. Microtus und Pliomys kommen etwa gleich häufig vor. Das steht in gewissem Gegensatz zu der ungarischen Fauna von Uppony 1 (Jánossy 1962, 1969), wo Microtus schon deutlich beginnt, Pitymys zu verdrängen. Das Faunenbild von Uppony gleicht dem von Petersbuch. Sorex (D.) savini fehlt ebenso wie Pliomys lenki und episcopalis, nur ist hier eine deutlich veränderte Pliomys-Form, P.posterior vertreten, die möglicherweise zu den "Dolomys"-Formen Italiens Beziehung hat. Jánossy stellt die nach dieser Fauna benannte Uppony-Phase in das Holstein Interglazial.

Kleinsäugerfaunen aus diesem Interglazial sind bisher äußerst selten. ADAM (1959) stellt die Fauna aus dem Heppenloch in dieses Interglazial. Die Kleinfauna (KORMOS 1937a) ist zum Vergleich nur bedingt geeignet, weil sie zu arm ist, aber dennoch enthält sie nichts, was im Widerspruch zu dieser Einstufung steht.

Ebenfalls in das Holstein dürfte, nach kontinentaler Terminologie, die englische Fundstelle Swanscombe zu stellen sein. Von hier ist ebenfalls Arvicola cantiana und der kleine Lemming (SCHREUDER 1950; KOWALSKI in Vorbereitung) belegt.

Damit rundet sich auch das Bild der "Arvicola-Fauna, Typ 2". Dieser Typ ist gekennzeichnet durch Arvicola cantiana und das Nebeneinander von verschiedenen Maulwurfarten. In Deutschland sind Pitymys und Microtus etwa gleich häufig. Allocricetus bursae und Parapodemus sind vorhanden, während Pliomys episcopalis und P.lenki sowie Sorex (D.) savini im Gegensatz zum früheren Faunentyp fehlen.

Sicher tritt dieser Faunentyp im Holstein auf, ob er auch noch das folgende Glazial umfaßt, kann wegen fehlender Faunenbeschreibungen bisher noch nicht gesagt werden. Hun as wird von Heller (1966) zum Teil in das Riß gestellt. Nach den spärlichen Vorberichten kommen hier noch Allocricetus bursae, Parapodemus und wohl auch Arvicola cantiana vor.

Arvicola-Faunen, Typ 3 (jüngere Arvicola Faunen ohne Talpa minor)

Eine weitere jüngere Faunengruppe läßt sich sowohl durch phylogenetische Veränderungen bei Arvicola als auch durch eine weitere Verarmung der Artenzahl warmzeitlicher Faunenvergesellschaftungen kennzeichnen. Die Fauna von Erkenbrechtsweiler (KOENIGSWALD & SCHMIDT-KITTLER 1972) zeigt gegenüber Petersbuch eine veränderte Arvicola. Während bei Arvicola cantiana noch wie bei Mimomys das Schmelzband an der konvexen Prismenkante verstärkt ist, ist bei den Funden der würmzeitlichen Arvicola terrestris stets das konkave Schmelzband verstärkt. In Erkenbrechtsweiler liegt nun gerade der Übergang vor: Das Schmelzband ist auf beiden Seiten nahezu gleich stark. Dieses Arvicola cantiana-terrestris-Übergangsstadium scheint sich schon im Riß anzubahnen, denn es wurde in England im gutton-stratum der Tornewton-Cave gefunden, das in das vorletzte Glazial gestellt wird (SUTCLIFFE 1962). Es ist aber ebenso in den verschiedenen Hippopotamus-Faunen, die dem letzten Interglazial zugeordnet werden, belegt. Von den beiden Maulwürfen, die in Petersbuch nebeneinander vorkamen, ist in Erkenbrechtsweiler nur noch der größere Talpa europaea vorhanden. Der kleinere T.minor taucht in keiner jüngeren Fauna nördlich der Alpen mehr auf. RABEDER (1972) meint, daß dieser kleine Maulwurf in Talpa caeca, der am Südrand des Verbreitungsgebietes von T.europaea vorkommt, weiterlebt. Zumindest sind aber die ökologischen Ansprüche beider Formen recht unterschiedlich. Auch der kleine Lemming (Lemmus vel Myopus) ist aus dem Faunenbild verschwunden. Es ist möglich, daß er sich erst während des zwischen Petersbuch und Er-

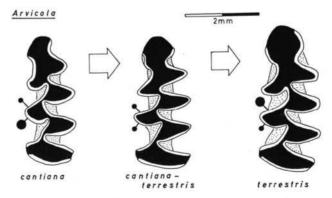


Abb. 2. Die Entwicklung der Schmelzbandverhältnisse bei den Arvicola-Formen in Mitteleuropa. Arvicola cantiana (Elster-Riß), Arvicola cant. terr. Übergangsform (Riß-Eem); Arvicola terrestris (Eem-Holozän).

kenbrechtsweiler liegenden Glazials an sein heutiges arktisches Milieu angepaßt hat. Die Gattung Pitymys ist durch P.subterraneus vertreten. P.gregaloides, den Heller (1966) im Vorbericht über Hunas erwähnt, fehlt. Pitymys ist allerdings wesentlich seltener als Microtus. War in Petersbuch das Verhältnis zwischen beiden Gattungen noch 1:1, so ist es hier auf 1:10 abgesunken. Die Fauna von Erkenbrechtsweiler ist wegen des Vorkommens von Dicerorhinus kirchbergensis, Capreolus und besonders Crocidura in ein Interglazial zu stellen, allerdings sind sehr deutliche Steppeneinflüsse spürbar, die sich im Auftreten von Citellus, Cricetus und Ochotona abzeichnen.

Mit einer ähnlichen ökologischen Gegensätzlichkeit ist auch die Fauna aus dem letztinterglazialen Travertin des Biedermannschen Steinbruchs in Stuttgart-Untertürkheim (Heller 1934) gekennzeichnet. Hier schiebt sich, ähnlich wie in Weimar-Ehringsdorf, ein Horizont mit kälterer Fauna, der "Steppennagerhorizont", in den Interglazialen Travertin ein. Die Arvicola dieser Fundstelle ist übrigens schon moderner und zeigt die gleiche Ausbildung der Schmelzbänder wie Arvicola terrestris. Somit sind die Übergangsformen von A. cantiana zu A. terrestris auf das ausgehende Riß-Glazial und einen Teil des letzten Interglazials beschränkt und damit von gewissem stratigraphischen Wert.

Da es im Jungpleistozän leichter fällt, den Faunen glazialen oder interglazialen Charakter zuzuschreiben, kommt bei der Beurteilung dieser Faunen der ökologische Aspekt hinzu. Demnach kann man die "Arvicola-Faunen, Typ 3" als warmzeitliche Faunenvergesellschaftung charakterisieren, in der die Arvicola cantiana-terrestris Übergangsform oder bereits A. terrestris auftritt. In diesen Faunen fehlen Talpa minor und Parapodemus sowie der kleine Lemming (Lemmus vel Myopus), die alle in den klimatisch anspruchsvolleren Faunen des vorigen Typs anzutreffen waren. In diesen Faunen, die zeitlich in das letzte Interglazial (Eem) zu stellen sind, fehlt ebenfalls Allocricetus bursae, der aber im Gegensatz zu den anderen genannten Formen zu Beginn des folgenden Glazials noch einmal kurz auftritt.

Diese eben besprochenen eemzeitlichen "Arvicola-Faunen, Typ 3" gehen in die Kleinsäuger-Assoziationen des letzten Glazials über, wobei sich die ökologischen Veränderungen durch das Einwandern der großen Lemminge (Lemmus und Dicrostonyx) abzeichnen. Zur gleichen Zeit treten die Waldformen Glis, Apodemus und Clethrionomys zurück oder verschwinden ganz. Da diese Faunen recht gut bekannt sind und häufig beschrieben wurden, soll auf sie hier nicht näher eingegangen werden.

Schluß

Die Veränderungen in der Kleinsäugerfauna sind also zum Teil phylogenetisch bedingt, wie etwa die Aufeinanderfolge der verschiedenen Arvicola-Formen. Dies sind aber im Grunde seltene Fälle. Wesentlich auffälliger ist die Verarmung im Artenbestand (siehe Abb. 1). Hierbei handelt es sich nicht um ein Aussterben am Ort. Vielmehr ist anzunehmen, daß bei dem mehrfachen Wechsel zwischen Glazial und Interglazial bzw. Stadial und Interstadial die klimatisch anspruchsvolleren Arten bei einer Abkühlung abwanderten, sich aber nicht alle an der Neueinwanderung bei einer späteren Wiedererwärmung beteiligten. Im einzelnen werden die Gründe hierfür sehr heterogen sein. Der Zeitpunkt des endgültigen Aussterbens kann wesentlich später liegen. So ist Pliomys, der in Mitteleuropa spätestens nach dem Elster-Glazial verschwindet, im Mittelmeergebiet bis ins Würm nachgewiesen (Chaline 1970) und kommt mit einer nahe verwandten Form Dolomys in Jugoslawien noch rezent vor. Da es sich hier also primär nicht um ein Aussterben handelt, sondern um eine klimabedingte Arealverschiebung, sind die Faunentypen auch durch das Fehlen von einzelnen Arten charakterisierbar, obwohl man sonst in der Palä-

ontologie wohlweislich wegen der mangelnden ökologischen Kontrollmöglichkeit vermeidet, mit dem Fehlen von Arten zu argumentieren.

Während man die jüngeren Faunen nach einem glazialen oder interglazialen Charakter der zu Grunde liegenden Biotope unterscheiden kann, fehlen bei den älteren Faunen bisher solche mit glazialem Gepräge. Obwohl die Funde aus den "Mimomys savini-Faunen" und den "Arvicola-Pliomys-Faunen" nicht selten sind, belegt keine einzige glaziale Bedingungen, wenngleich das Elster-Glazial zeitlich in diesen Komplex fällt. Es kann sich dabei aber kaum um eine mangelnde ökologische Differenzierung in den Faunen handeln, weil eine solche in der Faunenfolge von Koneprusy (Fejfar 1961) sehr wohl zu beobachten ist. Daher müssen wir zum derzeitigen Kenntnisstand noch mit Fundlücken in diesem Bereich rechnen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Faunenentwicklung in Deutschland etwa parallel zu der in Ungarn, wie sie Jánossy (1969) beschrieben hat, verläuft. Allerdings erscheint es mir noch nicht möglich, die auf ungarische Fundstellen begründete Phasenbezeichnung auf Deutschland anzuwenden, da zu viele Fragen der genauen Korrelierung erst durch weitere Untersuchungen geklärt werden müssen.

Literatur

ADAM, K. D.: Mittelpleistozäne Caniden aus dem Heppenloch bei Gutenberg (Württ.). — Stuttgarter Beitr. Naturk., 27, 1—46, 10 Abb., 6 Taf., 4 Tab., Stuttgart 1959.

Bahlo, E. & Malec, F.: Insectivoren (Mammalia) aus den Oberen Mosbacher Sanden (Mittelpleistozän) bei Wiesbaden-Biebrich/Hessen. — Mainz. naturw. Arch., 8, 56—76, 5 Abb., 2 Taf., Mainz 1969.

Brunner, G.: Eine präglaziale Fauna aus dem Windloch bei Sackdilling (Oberpf.). — N. Jb. Min. B 71, 303—328, 9 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1934.

CHALINE, J.: *Pliomys lenki*, forme relique dans la Microfaune du Würm ancien de la Grotte de Lezetxiki (Guipúzcoa-Espagne). — Munibe, **22**, 1/2, 43—49, 11 Abb., San Sebastian 1970.

FEJFAR, O.: Review of Quaternary Vertebrata in Czechoslovakia. — Prace Inst. Geol., 34, INQUA, 109—118, 3 Abb., 1 Taf., Warschau 1961.

—: Die unter-mittelpleistozäne Mikromammalier Fauna aus Dobrkovice, Südböhmen. — Ber. geol. Ges. DDR, 10, 1, 57—65, 6 Abb., Berlin 1965.

Human remains from the early Pleistocene in Czechoslovakia.
 Current Anthropol., 10, 170—173, 9 Abb. 1969 (a).

—: Die Nager aus den Kiesen von Süssenborn bei Weimar. — Paläontol. Abh. A 3, 761—770, 5 Abb., Berlin 1969 (b).

Heller, F.: Eine Forest-Bed Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpf.). — N. Jb. Min. etc. Beibd., 63 B, 247—298, 27 Abb., 5 Taf., Stuttgart 1930.

Ein Nachtrag zur Forest-Bed Fauna der Sackdillinger Höhle (Oberpf.).
 Cbl. Min. etc. 1933, B, 60—68, 4 Abb., Stuttgart 1933.

Die Kleinsäugerreste aus dem Travertin des Biedermann'schen Steinbruchs von Untertürkheim-Bad Cannstatt.
 Jber. Ver. vaterl. Naturk. Württbg., 90, Stuttgart 1934.

 Eine Forest-Bed Fauna aus der Schwäbischen Alb. — S.-B. Heidelberger Akad. Wiss. math.nat. Kl., 1936, 1—29, 15 Abb., Heidelberg 1936.

-: Neue Säugetierfunde aus den altdiluvialen Sanden von Mauer a. d. Elsenz. - S.-B. Heidelb.

Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 8, 23 S., Heidelberg 1939.

Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen (Schwäb. Alb).
 N. Jb. Geol. u. Paläontol. Abh., 107, 1—102, 75 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1958.
 Eine Kleinsäugerfauna aus den mittleren Mosbacher Sanden bei Biebrich-Wiesbaden.

naturw. Arch., 8, 25—55, 3 Abb., 2 Taf., Mainz 1969.

HINTON, M. A. C.: Monograph of the Voles & Lemmings (Microtinae) living and extinct., 488 S., 110 Abb., 15 T., London 1926.

Jánossy, D.: Vorläufige Mitteilung über die Mittelpleistozäne Vertebratenfauna der Tarkö-Felsnische (NO-Ungarn, Bükk-Gebirge). — Ann. Hist.-natur. Mus. Nat. Hungar., 54, 155—176, 2 Abb., 2 T., Budapest 1962.

Die Insectivoren-Reste aus dem Altpleistoz\u00e4n von Voigtstedt in Th\u00fcringen. — Pal\u00e4\u00fcntol. Abh. A., 2, 664—679, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1965 (a).

—: Nachweis einer jungmittelpleistozänen Kleinvertebratenfauna aus der Felsnische Uppony I (Nordungarn). — Karszt-éz Barlangkutatás, 4, 55—68, 6 Abb., Budapest 1965 (b).

Jánossy, D.: Stratigraphische Auswertung der europäischen mittelpleistozänen Wirbeltierfauna. —
 Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläontol., 14, Teil I, 367-438, 8 Abb., Teil II, 573-643, 20 Abb., 7 Taf., Berlin 1969.
 Kahlke, H. D.: Die stratigraphische Stellung der Faunen von Voigtstedt. — Paläontol. Abh. A.,

2, 691-692, Berlin 1965.

 Die stratigraphische Stellung der Kiese von Süssenborn bei Weimar. — Paläontol. Abh. A., 3, 787—788, Berlin 1969.

KOENIGSWALD, W. v.: Mittelpleistozäne Kleinsäugerfauna aus der Spaltenfüllung Petersbuch bei Eichstätt. — Mitt. Bayer. Staatssammlung, Paläontol. hist. Geol., 10, 407—432, 40 Abb., München 1970.

 Sudmer-Berg-2, eine Fauna des frühen Mittelpleistozäns aus dem Harz. — N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 141, 194—221, 19 Abb., Stuttgart 1972.

KOENIGSWALD, W. v. & SCHMIDT-KITTLER, N.: Eine Wirbeltierfauna des Riß/Würm-Interglazials von Erkenbrechtsweiler (Schwäbische Alb, Baden-Württemberg). — Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläontol. hist. Geol., 12, 143—147, 2 Abb., München 1972.
KORMOS, T.: Über die Kleinsäuger der Heppenlochfauna. — Jber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver., 26,

88-97, Stuttgart 1937 (a).

 - : Revision der Kleinsäuger von Hundsheim in Niederösterreich. - Földtani Közlöny, 67, 1, 23-37, Budapest 1937 (b).

Kretzoi, M.: Die Nager und Lagomorphen von Voigtstedt in Thüringen und ihre chronologische Aussage. — Paläontol. Abh., A 2, 585—661, 2 Abb., 2 Taf., Berlin 1965.

RABEDER, G.: Die Insectivoren und Chiropteren (Mammalia) aus dem Altpleistozän von Hundsheim (Niederösterreich). — Ann. naturhist. Mus., Wien, 76, 375—474, 8 Abb., 14 Taf., Wien 1972.

Schreuder, A.: Microtinae from the Middle Gravels of Swanscombe. — Ann. Mag. Natur.Hist., 12. Ser., 3, 627—635, 6 Abb., London 1950.

SUTCLIFFE, A. J. & ZEUNER, F. E.: Excavation in the Torbryan Caves, Devonshire. I. Tornewton Cave. — Proc. Devon Archeol. Explor. Soc., 1957/58, 5/5—6, 127—145, 3 Taf., 1962.

WEST, R. G.: Pleistocene Geology and Biology. - London 1968.

Manuskript eingeg. 27. 2. 1973.

Anschrift des Verf.: Dr. Wighart v. Koenigswald, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Sonderforschungsbereich 53, 74 Tübingen 1, Sigwartstraße 10.

Das Grönenbacher Feld

Band 23/24

Ein Beispiel für Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck

Von Ingo Schaefer, München

Mit 2 Tafeln und 4 Abbildungen

Zusammenfassung. Die Untersuchung gilt dem Grönenbacher Feld, dem locus typicus für die Mindeleiszeit Pencks. Es ist in der bisher angenommenen Geschlossenheit weder geomorphologisch — als Schotterfeld — noch geologisch — als Jüngerer Deckenschotter — vorhanden, sondern besteht aus insgesamt 10 selbständigen Schotterterrassen. Nach ihrer Ausbildung, Lage und Erstreckung wird man auf voneinander getrennte Gletschervorstöße mit jeweils eigenem Erosionsund Akkumulationsablauf schließen müssen. Die zugehörige Altmoränenzone ist ebenso aus verschiedenen Stücken zusammengesetzt. Die Mindeleiszeit PENCKS wäre danach eine an Eigenleben besonders reiche Eiszeitengruppe. Ein Novum der alpinen Eiszeitforschung.

A b s t r a c t. The object of investigation is the Grönenbacher Feld, the locus typicus of PENCK's Mindel glaciation. Its uniform nature assumed so far exists neither geomorphologically (outwash) gravel) nor geologically (younger Deckenschotter); on the contrary, it is composed of 10 independent gravel terraces. On the basis of their facies, position and extension various glacial advances in connection with independent processes of erosion and accumulation may be assumed. The older moraine zone is also built up of different parts. It may thus be said that PENCK's Mindel glaciation comprises a group of glaciations which is particularly rich in inner life, a novel feature in the study of Alpine glaciation.

1. Vorbemerkungen

Sein großes Eiszeitwerk beginnt Albrecht Penck 1901 mit den "neueren Aufgaben der alpinen Eiszeitforschung" (S. 2-10). Eingehender und klarer als schon 1882 in seinem ersten Werk (Kap. I u. XXIX) stellt er drei große Probleme der Eiszeitforschung heraus; "Die Ausdehnung der alten Gletscher, ihre periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Gestalt der Erdoberfläche." Es sind die großen Probleme der Eiszeitforschung bis heute geblieben. Zwar hatten sich schon vor ihm eine ganze Reihe von Forschern in einer beachtlichen Zahl von Publikationen mit Fragen der Eiszeitforschung befaßt, erstmals aber zu einer umfassenden Problemerkenntnis vorgestoßen zu sein, die Fülle der Fragen nach ihrer Bedeutung geordnet und die Kernfragen entsprechend herausgestellt zu haben, das ist - neben der riesigen Zahl von Beobachtungen und Erkenntnissen, mit denen er aufgewartet hat - sein einmaliges und bleibendes Verdienst.

In der alpinen (geologischen und geomorphologischen) Eiszeitforschung kehrte er den bisherigen Forschungsgang sozusagen um 180 Grad um. Seine Vorgänger verfolgten die Glazialbildungen "von den innersten Teilen des Gebirges" in den Tälern abwärts nach außen hin; er ging den umgekehrten, richtigen Weg: von außen her, "in den Tälern aufwärts zum Gebirge hin" (1901/09, S. 12). Schließlich erkannte er - und das ist das Erstaunliche - von Anfang an die verschiedene Aussagekraft der einzelnen Räume: Vornweg rangiert die Nordseite der Ostalpen, danach die Nordseite der Westalpen, dann die Südseite der Alpen und schließlich die Ostseite. An der Nordseite der Ostalpen wiederum gab er dem Iller-Lechgebiet den Vorzug; mit ihr beginnt er das erste Buch seines großen Werkes, dabei mit der Analyse des Gebietes um Memmingen, wo man den Aufbau am besten kennenlernen könne (S. 27-58). Vier Schotterfluren, das Memminger, das Hitzenhofer, das Grönenbacher und das Hochfeld, weist er jeweils einer Eiszeit zu. "Die vier Felder von Memmingen" sind also Ausgangspunkt, Schlüsselstelle und Musterbeispiel für

alle seine weiteren Untersuchungen und Ausführungen über "Die Alpen im Eiszeitalter" (A.i.E., Fig. 2; hier Abb. 1).

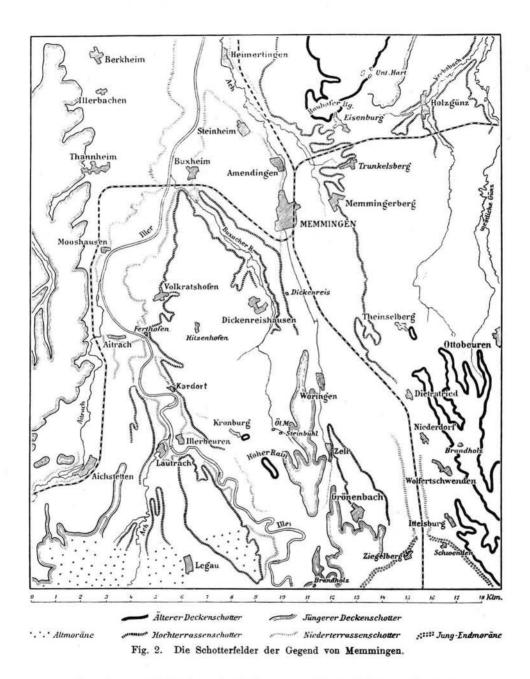


Abb. 1. Lage und Verbreitung der vier Penckschen Schotterfelder von Memmingen (aus A.i.E., S. 29)

Wie verhält es sich heute damit? Seit Erscheinen der 1. Lieferung der A.i.E. sind über 70 Jahre vergangen, und die Eiszeitforschung hat in dieser Zeit eine ungewöhnliche Entwicklung genommen, zuletzt allerdings in anderen Gebieten stärker als im Alpenraum. Und hier ist auffallend, daß dem von Albrecht Penck als Glanzstück betrachteten Memminger Gebiet in der Folgezeit nur noch wenig Beachtung geschenkt worden ist. Auch BARTHEL EBERL geht in seinem Werk bloß randlich und nebenbei darauf ein (S. 17/18, 79, 234, 262/63, 277, 302). Später wurde lediglich das Memminger Feld (= würmeiszeitliche NT) näher behandelt (Schaefer 1940, 1953; Graul 1953; Stepp 1953), und zum Hitzenhofer Feld (= rißeiszeitliche HT) habe ich dort wie an verschiedenen anderen Stellen vorerst nur Einzelbeobachtungen und Teilergebnisse bringen können (1951 u. a. O.). Aber schon diese wenigen Arbeiten zeigen, wieviel verwickelter die Verhältnisse selbst hier liegen, wo sie Penck besonders klar gegliedert glaubte. Bis zu welchen geologischen Details man vorstoßen muß und wie schwierig eine geomorphologische Analyse sein kann, soll nach dem Memminger Feld nun auch für das Grönenbacher Feld vorgeführt werden, also für jenes zweite Teilstück in PENCKS "System der Glazialbildungen", aus dem er seine Mindeleiszeit abgeleitet hat.

Wenn Penck zur Namensgebung die Mindel wählte, so führt er dafür an, daß sich der Grönenbacher Schotter nach NW hin im Tal der württ. Roth fortsetze. Zwar wäre der entsprechende Schotter auch im Mindeltal ein Talschotter; jedoch käme es bei Mindelheim zu der geforderten deckenähnlichen Talverbreitung "von mehreren Kilometern Weite" (= "Jüngerer Deckenschotter", A.i.E., S. 54, 110, 113). Es spielte aber gewiß noch ein anderer Grund eine Rolle, vielleicht sogar die Hauptrolle: Denn deckenförmig war — nach Pencks eigener Darstellung — schon der Schotter im Grönenbacher Feld entwickelt. Jedoch fehlte hier ein Flußname, der mit einem zwischen G (= Günz) und R (= Riß) liegenden Konsonanten begann, damit Penck in seiner alphabetischen Reihenfolge bleiben konnte. Der locus typicus für seine Mindeleiszeit ist nicht das Gebiet um Mindelheim, sondern das Grönenbacher Feld.

Hier ist in methodischer Hinsicht — zur Arbeitsweise und Darstellungsart ALBRECHT PENCKS wie auch BARTHEL EBERLS - eine Bemerkung am Platze, die einen ersten grundsätzlichen Wandel in der alpinen Eiszeitforschung anzeigt. Beide gehen vielleicht nicht von Anfang an, wohl aber in ihren Hauptwerken - von festen Prämissen aus: Bei Penck war es die Viergliederung, bei Eberl, damit sein System mit der Strahlungskurve übereinstimmte, die Fünfgliederung (mit insgesamt 12 Gletschervorstößen). Es werden in keiner Weise die überragenden Verdienste PENCKS durch die Feststellung gemindert, daß die Auffindung von 4 verschieden alten Fluvioglazialschottern in den meisten circumalpinen Talbereichen nicht mehr unüberwindliche Schwierigkeiten bereitete, nachdem durch seine Viergliederung der Monoglazialismus endgültig überwunden war. In dieser Hinsicht hatte es EBERL wieder schwerer, der für sein System viel mehr, nämlich 12 verschieden alte Fluvioglazialschotter vorführen mußte, von denen drei älter als die PENCKschen günzeiszeitlichen sein sollten. Immerhin: Beide konnten ihre Feldarbeiten jeweils beenden, wenn die ihren Leitprinzipien entsprechende Zahl vorlag. Nicht viel anders haben es die meisten Späteren, die sich mit diesen Fragen befaßten, vor allem die Schüler Pencks, gehandhabt.

Das ist heute anders. Nun heißt es, die Diluvialbildungen ohne eine vorgefaßte Meinung, genauer: ohne ein bestimmtes Gliederungssystem aufzunehmen — zuerst in jedem einzelnen Tal- und Moränenbereich, danach in größeren zusammenhängenden Gebieten, ehe an die Frage der Zusammengehörigkeit und der Gliederung gegangen werden kann. An genauen Einzelaufnahmen mangelt es aber noch sehr. Wo solche vorliegen, hat sich bisher fast immer gezeigt, daß weder das Penck'sche noch das Eberl'sche System zu einer befriedigenden Erklärung ausreichen.

Bei den Arbeitsmitteln ist noch kein grundlegender Wandel eingetreten. Was die Karten anbetrifft, war man, so merkwürdig das auch klingen mag, früher mit den alten bayerischen Positionsblättern (1:25 000) besser dran. Zur Einmessung der stratigraphischen Grenzen sind Höhenpunkte viel wichtiger als Höhenlinien. Solche sind aber auf den neuen bayerischen Karten (im Gradabteilungsschnitt 1:25 000) — zumindest auf der Iller-Lechplatte (= Reg.Bez. Bayerisch-Schwaben) — viel zu wenige vorhanden.

So finden sich im Kartenbereich des Grönenbacher Feldes nur 16 Höhenpunkte, davon sind aber 3 im Gelände nicht festlegbar, und 2 korrespondieren nicht mit den anderen; es verbleiben 10, auf je 2 km² also knapp 1 Höhenpunkt. Andere Gebiete der Iller-Lechplatte sind damit noch schlechter bestellt; so entfällt im Bereich des Mindeltales, wovon meine nächste Arbeit handelt, 1 (im Gelände auffindbarer) Höhenpunkt auf 3, manchmal erst auf 4 km². In entsprechenden Gebieten westlich der Iller stehen in den württ. Karten je km² stets 4—6 Höhenpunkte, also zehnmal so viel zur Verfügung. Rechts der Iller werden hingegen wegemäßig umständliche, immer wieder zeitraubende Fahrten zu entfernter liegenden Meßpunkten notwendig. Zum Schluß bleibt oft nichts anderes übrig, als von sicher erkannten Höhenpunkten aus ein eigenes engmaschigeres Höhenpunktnetz zu schaffen.

Selbstverständlich haben die inzwischen hochentwickelten neuen Höhenmeßgeräte die eigene Meßtätigkeit sehr erleichtert¹). Aber auch sie bleiben von den Luftdruckveränderungen abhängig, und da kann entscheidend sein, ob zwischen zwei einzumessenden Aufschlüssen 1 Stunde (Fußmarsch) lag oder nur 5 Minuten (Autofahrt) vergangen sind. Im Grönenbacher Feld z. B. sind Meßgenauigkeiten von 1 bis 2 m erforderlich; schon bei einer solchen von 2 bis 3 m können falsche Einordnungen die Folge sein, da die geologisch-geomorphologischen Einheiten meist nur eine Höhendifferenz von 4—5 m haben. Jedoch sollte, wer heute über ein modernes Höhenmeßgerät und über ein Automobil verfügt, nicht allzu schnell ungenaue Höhenangaben in früheren Publikationen ankreiden — ganz im Gegenteil: eher respektieren, welche verhältnismäßig genauen Höhenwerte geliefert worden sind — zu einer Zeit, als man auf die alten Aneroide und als Fortbewegungsmittel — wie Penck — auf Eisenbahn und Stellwagen oder — wie Eberl und lange Zeit auch noch ich — auf Eisenbahn und Fahrrad angewiesen war, am meisten aber gepäckbeladen auf die eigenen Füße.

Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung im Ausgangsgebiet der A.i.E. werden besonders in den bildlichen Darstellungen sichtbar. In Pencks Fig. 3 (siehe Abb. 2) erscheinen die Verhältnisse einfach und klar, bestechend klar. Kein Wunder, daß dieses erste Querprofil der A.i.E. das Modell für alle weiteren dieses Werkes wurde und darüber hinaus das Leitbild für ungezählte Forschungsarbeiten danach. In den zwei dieser Arbeit beigefügten Tafeln hingegen erscheinen die Verhältnisse vielschichtig und schwierig, vor allem aber recht seltsam — wie kaum sonst irgendwo auf der Iller-Lechplatte.

Die Beendigung dieser Arbeit wurde in finanzieller Hinsicht durch das stets großzügige Entgegenkommen der Deutschen Forschungsgemeinschaft sichergestellt, der ich hiermit meinen besonderen Dank ausspreche. Zu den Druckkosten, spez. für die Tafeln u. Abb., steuerte die Stadt Memmingen einen Zuschuß bei, wofür ich ihrem Kulturamtsleiter Braun zu herzlichem Dank verpflichtet bin. Nicht unerwähnt darf die Unterstützung des Bayer. Geolog. Landesamtes bleiben, die mir auch nach meinem Ausscheiden zuteil geworden ist, vor allem seit seiner Amtsführung durch den jetzigen Präsidenten Dr. Vidal. Der Universität Regensburg danke ich für das Forschungs-Freisemester, mit dem der Abschluß dieser Arbeit ermöglicht worden ist. Stellvertretend für viele Einheimische (Landwirte, Waldarbeiter, Forstbeamte, Bauunternehmer, Bürgermeister), denen ich Dank für mancherlei Auskünste schulde, nenne ich Herrn Dr. Robert Stepp, Gymnasialprofessor in Memmingen, der bei aller seiner Berufstätigkeit den Kontakt mit der geologischen und geographischen Forschung nie verloren hat.

¹⁾ Ich selbst benutze das schwedische Gerät "Paulin" oder das schweizerische Gerät "Thommen".

2. Forschungsgeschichte

Penck hat seine Vorstellungen über das Grönenbacher Feld und die Mindeleiszeit im 1. Kapitel der A.i.E. dargelegt (S. 27—58); seine hier in Abb. 2 wiedergegebenen Fig. 3 und 4 zeigen die Lagerungsverhältnisse im Querprofil, der erste Aufriß seiner Tafel I auch im Längsprofil. Die Schottermächtigkeit nimmt von 15—20 m im N auf 40 und 50 m im S zu, entsprechend auch das Gefälle von 4 bzw. 5,5 % (für die Schottersohle bzw. Schotteroberfläche) auf 10 % bei Grönenbach, weiter südlich sogar auf 13 % wie es für den Übergang zu Moränen typisch ist. Die Verknüpfung mit ihnen erfolgt bei den Einöden Brandholz und Manneberg, unweit der Illerbrücke der Grönenbach—Legauerstraße, etwa 1 km nördlich der Jungendmoränen. Es handelt sich um einen einheitlichen Schotterkörper, der das Grönenbacher Feld aufbaut, ebenso einheitlich ist die mit ihm durch einen großen Übergangskegel verbundene Altmoränenzone.

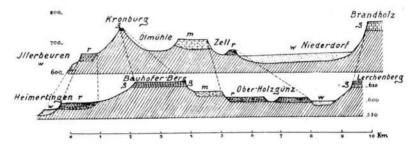


Abb. 2. Das für die Viergliederung Pencks bezeichnende Querprofil durch die Memminger Schotterfelder (aus A.i.E., S. 31)

EBERLS Vorstellungen über den Aufbau des Grönenbacher Feldes gehen besser aus dem seinem Werk beigefügten Kärtchen 1:250 000 hervor, im Text ist davon nur kurz an zwei Stellen die Rede (S. 79 u. 277). Danach wird das Grönenbacher Feld zweigeteilt, ein mittlerer Streifen, im Woringer Wald, stellt einen höheren M I-Schotter dar, "an seine Flanken angelehnt erscheint in niedrigerem Niveau der Mindel II-Schotter". Jener verbindet sich mit der Moräne von Brandholz und Manneberg, dieser mit einer weiter vorgeschobenen Moräne bei Haitzen und Hohmanns.

Eine Geländeuntersuchung scheint EBERL hier aber nicht durchgeführt zu haben. Seine Teilung des Grönenbacher Feldes dürfte aus dem Kartenstudium erschlossen sein, ebenso seine M II-Moräne, die im Gelände nicht vorhanden ist, auch wenn die auf der topographischen Karte erscheinenden flachgewölbten Rücken den Eindruck einer Altmoräne erwecken.

Der Verfasser widmete sich dem Grönenbacher Feld 1949/50 bei der Vorbereitung der Quartär-Exkursion durch die Riß-Lechplatte 1950²). Dabei ergab sich eine Aufspaltung — auf jeden Fall im Raum nördlich des Zeller Mühlbachtales — in mindestens drei

²⁾ Die Exkursion wurde jedoch am Grönenbacher Feld vorbeigeführt, so daß diese und andere damit zusammenhängende Fragen nicht behandelt werden konnten — wie etwa die von mir damals entdeckten verwitterten Liegend-Schotter von Fautzen oder — dicht daneben — die Eberlsche M II-Moräne von Haitzen und Hohmanns. Das hatte folgenden Grund: Seit Erscheinen des Eberlschen Werkes (1930) war dies die erste größere Exkursion durch die Iller-Lechplatte; an ihr nahm Barthel Eberl sozusagen als Ehrengast teil. Es wäre höchst unschicklich gewesen, alsbald nach Eintritt in sein ehemaliges Arbeitsgebiet mit der Demonstration und Diskussion eines ihm ganz offensichtlich unterlaufenen Irrtums zu beginnen.

verschieden alte mindeleiszeitliche Schotter, die sich — auch das anders als bei EBERL — dem Alter nach von W nach O tiefer staffeln. Als mir in der Zeit meiner Zugehörigkeit zum Bayer. Geolog. Landesamt die Aufnahme des Blattes 8027 (Memmingen) oblag, mußte ich mich, da sein Nordende noch in dieses Kartenblatt hineinreicht, 1954/55 erneut mit dem Grönenbacher Feld befassen und kam zu einer Gliederung in 6 Schotter. Der dritte Forschungsvorstoß fiel in die Jahre 1971/72 und führte zu den hier vorgelegten Ergebnissen.

3. Das Arbeitsgebiet und sein Erforschungsstand

Gradabteilungskarte 1:25 000, Bl. 8027 (Memmingen) und 8127 (Grönenbach); Positionsblätter 726 (Memmingen) und 750 (Grönenbach); Topographische Karte 1:50 000, Bl. L 8126 (Memmingen); Karte des DR 1:100 000, Bl. 648 (Memmingen). Geolog. Karte von Bayern 1:500 000, Geolog. Übersichtskarte von Württemberg 1:200 000, Bl. 4.

Das Grönenbacher Feld bildet eine nach außen gut umgrenzte, verhältnismäßig geschlossene Hochfläche. Das macht ihre Höhenlage sowie die — von außen gesehen — fast durchgehend erscheinende Bewaldung. Sie ist jedoch durch zwei größere Grünlandflächen unterbrochen - etwa in der Mitte, w. Zell, mit den Einöden Molzen, Heißenschwende, Wieslings, Hörpolz, Schachen, Hohmanns und Haitzen, sowie im S, im Altmoränengebiet, mit den Einöden Brandholz, Manneberg, Greit und VormWald. Seinen Anfang nimmt das Grönenbacher Feld an den äußersten Jungendmoränen (Sommersberg-Herbisried-Kornhofen), die zur Illertalzunge des ehem. Illergletschers gehören. Nach N verschmälert es sich und endet, spitz auskeilend, nw. Woringen. Der höchste Punkt liegt mit 789 m im S, am Brandholz (w. Herbisried), der tiefste mit 682 m am Nordende "im Brändle". Nach O fällt die Hochfläche des Grönenbacher Feldes steil zum 50-60 m tieferen "Memminger Feld" ab, wobei sich von Grönenbach bis Zell eine HT zwischenschaltet, die sich beim "Waldegg" aus dem Trockental des Memminger Feldes heraushebt ("Terrassenkreuzung"). Die westliche Grenze ist im S das um 160 m steil eingesenkte Illertal (622 m), im N das 60 m tiefer liegende Buxachtal (622 m); dazwischen bildet ein Höhenzug eine nicht minder markante Grenze, der Schotterrücken des Hohen Rains (757 m), der das Grönenbacher Feld um 40-50 m überragt.

Durch das diagonal von SW nach NO und N, vom Pkt 697 über Sägemühle Rothenstein nach Zell ziehende Zeller Mühlbachtal wird das Grönenbacher Feld in zwei Hälften zerlegt. Die Entwässerung der nördlichen erfolgt hauptsächlich durch die Buxach und ihre Quellarme, die der südlichen durch den Zeller Mühlbach, dessen wichtigster Zufluß der Greiter Bach ist, der bis zu den äußersten Jungendmoränen zurückreicht. Sonst haben nur wenige weitere vermocht, tiefer in das Grönenbacher Feld einzudringen; daher sind Trokkentäler eine häufige, aber landschaftlich besonders reizvolle Erscheinung.

Die Erstreckung in der Längsrichtung beträgt 11 km, in der Querrichtung im S 4 km, weiter nördlich nur etwa 2 km und schließlich bloß noch 1 km. Die Flächengröße beträgt rd. 20 km².

Aus diesem verhältnismäßig kleinen Gebiet führt PENCK 5 Aufschlüsse an, aus dem Text könnte man auf 2 weitere schließen³); die Zahl der von ihm besuchten Aufschlüsse wird nicht mehr als ein Dutzend betragen haben. Es hatte aber ausgereicht, um das Grönenbacher Feld als 2. Glied in seinem System der vier Glazialablagerungen auszuweisen.

³⁾ A.i.E., S. 30 — und zwar zur Bestimmung der Schottermächtigkeit am Nord- und Süd-Ende des Grönenbacher Feldes. Unmittelbar genannt sind folgende Aufschlüsse: 1. bei Grönenbach, Kgr (S. 30), 2. bei Untersteinbühl, Stbrch mit T/Q in 690 m (S. 31), 3. am Mühlsteig mit T/Q in 675 m (S. 31), 4. zwischen Grönenbach und Rothenstein mit T/Q in 700 m (S. 36), 5. bei Brandholz und Manneberg, Wechsellagerung von Schotter und Moränen (S. 37).

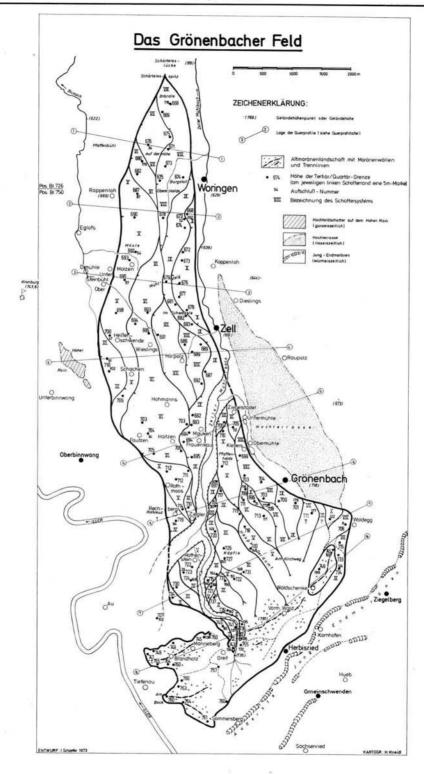


Abb. 3. Die Gliederung des Grönenbacher Feldes, des "locus typicus" für Pencks Mindeleiszeit, in 10 Schotterterrassen.

Um den Wandel in der Forschungsintensität kenntlich zu machen, um zu zeigen, welche Kleinarbeit heute geleistet werden muß, seien die für die vorliegende Abhandlung aufgenommenen Aufschlüsse genannt: 98 Kiesgruben im Quartär und 96 weitere Aufschlüsse, die für die Feststellung, vor allem der T/Q-Grenze von Belang waren, pro km² also mehr als 9. Hinzu treten die sonstigen Beobachtungen an Gewässern, Bodenformen, Vegetation oder Siedlungsanlagen. Eine größere Aufschluß- und Beobachtungsdichte war kaum mehr möglich; sie wurde aber auch nötig, denn erst so schälte sich allmählich der tatsächliche Bau des Grönenbacher Feldes heraus, wie ihn die Abb. 3 wiedergibt ^{3a}).

Die geologische Aufnahme des Blattes 8027 (Memmingen) durch den Verfasser liegt im Manuskript vor und nach Abfassung der Erläuterungen zum Druck bereit. Die nördlich und südlich anschließenden Blätter (7927, Amendingen und 8127, Grönenbach), stehen vor ihrer Fertigstellung.

4. Geländebefunde

4.1. im Schottergebiet, 4.1.1. zur Stratigraphie, 4.1.1.1. Querprofile 3b)

Die nördliche Hälfte des Grönenbacher Feldes zeigt ihren Bau in den Querprofilen 1—4 (Tafel I). Aus ihnen wird ersichtlich, daß es sich nicht um eine geschlossene Schotterdecke ("Jüngerer Deckenschotter"), sondern um eine Reihe von Schotterterrassen handelt.

Schon im Querprofil 1 finden sich ihrer zwei; in den weiteren liegen drei, vier und schließlich sieben gestaffelt nebeneinander. Das ist nicht eine Beobachtungsauswertung, die man auch in anderer Weise vornehmen könnte, etwa in der Penckschen Vorstellung der Einlagerung eines mächtigen fluvioglazialen Schotters in ein im Querschnitt muldenförmiges Tal mit entsprechend nach seiner Mitte hin abfallender Aufschüttungssohle.

Dagegen spricht das Querprofil 2, wo die Schottersohle am westlichen Hang des Burgstall-Tälchens in 678 m liegt (Schotter VIII), gegenüber aber am östlichen Hang und ein Stück talab in 673 m — wie auf der anderen Seite des Rückens (Schotter IX). Hier findet sich in einem kleinen schmalen Rest, wie angepappt an den höheren Schotter, ein noch tieferer mit einer Sohlenhöhe in 668 m (Schotter X).

Im Querprofil 3 hat der westlichste Schotter (V) von der Einöde Molzen rings um das Ende des Riedels herum eine gleiche Schotter-Unterkante (Uk) in 693/95 m. Ebenso hat der östlichste Schotter (X, am Mühlsteig) an seinem Ostabfall wie an seinem Westrande, wo er an den höheren Schotter (IX) angelagert ist, die gleiche Uk (675 m).

Dieses Querprofil deckt sich mit dem mittleren Teil des ersten Querprofils der A.i.E. mit dem Schnitt durch das Grönenbacher Feld (Abb. 2). Bei seiner entsprechenden Wanderung (von Illerbeuren über die Kronburg nach Zell) gibt Penck (S. 31) am Aufstieg zum Grönenbacher Feld im Steinbruch von Untersteinbühl (750/57) für die T/Q-Grenze 690 m an, am Abstieg im Mühlsteig 675 m; die Oberfläche hat 710 m. Daraus erschloß Penck eine sich zur Talmitte hin neigende Schottersohle mit einer Schottermächtigkeit von 35 m. Nun liegen in diesem Mühlsteigprofil aber vier verschiedene Schotter nebeneinander: V hat (im Steinbruch von Untersteinbühl) eine Sohlenhöhe in 695 m; die des östlich anschließenden Schotters (VI, in 690 m) wird hier nach beiden Seiten hin verdeckt. Die des Schotters IX ist im Mühlsteig in 679 m zu fassen und erst danach folgt die von Penck angeführte Uk in 675 m. Der dazu gehörige Schotter (X) bildet sogar — trotz aller Solifluktionsabflachung — kleine, aber deutlich von den höheren abgesetzte Terrassenreste, so nördlich des Mühlsteiges in 696/97 m und südlich in dem kleinen, nach O vorgreifenden Sporn in 698 m.

Die Verschiedenheit der einzelnen Schottersohlen tritt besonders klar im Querprofil 4 heraus. Die des hier höchsten Schotters (III) ist nur am Westhang (in 709/11 m) zu fassen,

³a) Von den aufgenommenen Aufschlüssen werden nur die im Text genannten eingezeichnet. Der notwendigen Verkleinerung wegen erscheinen bloß die Nummern; aus der am linken Rand markierten Grenze zwischen den Pos.bl. 726 u. 750 ist aber ersichtlich, um welchen Aufschluß es sich handelt (726/176 oder 750/176).

³b) Lage der Querprofile: siehe Abb. 3.

der Osthang ist durch Solifluktionslehm verkleidet. Die Uk des benachbarten Schotters (V) erscheint in 702 m — sowohl am Westabfall des Rückens von Heißenschwende als auch an dessen Ostabfall. Am Hang östlich gegenüber liegt die Uk plötzlich 5 m tiefer (in 697 m); sie gehört zum Schotter VI, der den Rücken von Wieslings einnimmt. Am Hang östlich davon findet sich wiederum eine um 5 m tiefere Uk (in 692 m, Schotter VII), die sich in der gleichen Höhe (692/93 m) auch auf der anderen Rückenseite, an der Talflanke bei Hörpolz, fassen läßt. Die Uk im Rücken östlich davon liegt erneut 5 m tiefer (688 m, Schotter VIII), in der gleichen Höhe (688/89 m) auch am Steilabfall auf der anderen Seite über Zell. Nördlich davon finden sich "im Schwabele" noch zwei tiefere Schotter (mit Uk in 685 und 680 m), die zu den Schottern IX und X, den tiefsten des Grönenbacher Feldes, gehören.

Die südliche Hälfte des Grönenbacher Feldes zeigt einen vielfältigeren Bau, aber die gleiche Aufspaltung in einer Serie von verschiedenen Schottersträngen. Die Querprofile 5 und 6, die sich über das Zeller Mühlbachtal hinweg auf beide Hälften erstrecken, erweisen deren Zusammengehörigkeit und damit die Einheitlichkeit des "Grönenbacher Feldes": Die Schotterstränge des Nordteils lassen sich zwanglos mit denen des Südteils verbinden.

Im Querprofil 5 liegt die Uk des Haitzener Schotters (VI) am Westabfall in 750 m⁴), ebenso an seinem Ostrand. Der unmittelbar daran gelagerte Schotter IX hat eine um 11 m tiefere Uk (in 694 m). Noch deutlicher wird die Nebeneinanderstaffelung der Schotter auf der anderen Seite des Zeller Mühlbachtales, am Nordende des PfaffenhaldeRückens. An dessen Ostabfall liegt die Uk in 705 m, am Westabfall jedoch in 700 m; der an sich schon schmale Rücken wird also in seiner Osthälfte vom Schotter VI, in der Westhälfte vom Schotter VII eingenommen. Aber nicht genug damit: Südlich des letzteren setzt sprungartig höhergestaffelt ein Schotter mit Uk in 710 m ein (V), und nördlich davon finden sich Reste von drei tieferen Schottern — mit Uk in 696 m (VIII), 692 m (IX) und 688 m (X). Ähnliche Reste von tieferen Schottern (VII und VIII) erscheinen auch auf der Ostseite. Beim PfaffenhaldeRücken handelt es sich um einen Mündungszwickel, wo häufig Reste von Flußablagerungen am längsten und vollständigsten zu erhalten sein pflegen.

Das Querprofil 6 zeigt im Westen einen Schnitt durch den Rechbergrücken, in dem mindestens zwei, wenn nicht gar drei Schotter liegen (IV mit Uk in 719 m, V in 714 m und möglicherweise VI in 710 m). Nördlich davon sind (in der alten Kgr dicht nö. Rothmoos) noch ein oder gar zwei tiefere Schotterreste (VII und VIII) angelagert. Auf der anderen Seite des Zeller Mühlbachtales quert oder berührt die Straße nach Grönenbach fünf Schotter: Den in der großen Kgr rechts der Straße mit Uk in 704 m (VII oder VIII), gleich nördlich setzt IX mit 699 m ein, etwas daneben liegt IV mit Uk in 718/19 m, beim Abstieg V mit Uk 715 m und VI mit Uk 710 m. Bis in den Ort hinein treten an die Straße noch einmal vier oder fünf verschiedene Schotter: In der Kgr am Sportplatz X mit Uk in 696 m, nw. gegenüber scheint der an der Straßenböschung der anderen Talseite angeschnittene Schotter zu IX zu gehören, weiter beim Anstieg gen Grönenbach findet sich an der linken (nördlichen) Straßenböschung VIII mit Uk in 703 m, der den Grönenbacher Schloßbergrücken erfüllt, an der rechten (südlichen) Straßenböschung VII mit Uk in 708 m, und im Ort selbst steht die Pfarrkirche auf dem Schotter IX mit Uk in 701 m.

Im Querprofil 7 enthält der kleine Rothensteiner Rücken drei oder gar vier Schotter (II mit Uk 734 m, III mit 730 m, IV mit 724 m und vielleicht V mit 719/20 m). Der Form nach erscheint der Rücken wie aus einem Guß, dem schärfer beobachtenden Auge zeigen sich aber drei auch von kleinen Nahtrinnen (bzw. randlichen Einkerbungen) getrennte Rückenflächen. Auf der anderen Seite des Greiter Tälchens hat oberhalb des Stellweihers

⁴⁾ Hier wird die Uk durch den Schotter IX verdeckt, gleich südwestlich liegt sie aber (im Tälchen sö. von Haitzen) in 706 m und nnö. davon (am Steilhang nnw. Mauken) in 703 m; für die Stelle des Querprofils ergibt sich demnach genau 705 m.

der erste Terrassenschotter eine Uk in 715 m (VI); er lagert sich nördlich vor drei ältere Schotter, denen jeweils ein Rücken entspricht: Der westliche Schotter (V) endet in der Kgr an der Waldstraße nach Greit mit Uk in 721 m, im mittleren Rücken liegt der Schotter III mit Uk in 731 m und im östlichen Rücken endet — etwas südlich des Querprofils — wieder Schotter V mit Uk in 721 m. Selbstverständlich sind auch alle nächsten Tälchen Nahtrinnen: So gehört der Schotter im Waldbezirk "Käpfle" mit seiner höheren Uk (in 729 m) zu III, der jenseits des folgenden Tälchens (mit dem Hauptgeräumt, Uk unter 722 m) zu V. Am Ostende dieses Querprofils zeigt sich das auch an der Schotteroberfläche (Ok): Über der alten Kgr am Waldegg liegt sie in 734 m und nur 250 m westlich, über der auf der anderen Rückenseite befindlichen Kgr, in 726 m. Entsprechend ist der Rücken durch Einkerbungen geteilt und bildet zwei deutliche Kuppen (736 m und 726 m).

Das Querprofil 8 verläuft vorwiegend im Moränengebiet. Doch liegen im Greitertal — dicht nebeneinander gestaffelt — die drei höchsten Schotter des Grönenbacher Feldes: I mit Uk in 746 m, II in 741 m und ihm gegenüber III in 736 m. Letzterer erscheint in diesem Querprofil noch einmal im Osten, angelagert an den WaldschenkeRücken mit Uk in 733/34 m. Bis zum nördlich davon liegenden Schotter VIII der Waldegg-Kgr (Uk in 708 m) findet sich noch ein weiterer (VII) mit Uk in 715 m.

Durch diese Querprofile dürste zur Genüge die Pencksche Vorstellung von einem einheitlichen Schotterkörper des Grönenbacher Feldes widerlegt sein — ebenso die Vorstellung, daß die zahlreichen Unterschiede in der Höhe der Schottersohlen durch Einlagerung in ein Tal mit muldenförmigem Querschnitt bedingt sein könnten, oder die Vorstellung einer wellenartig verlaufenden Aufschüttungssohle und vollends etwa die eines willkürlichen "Naturspieles". Es handelt sich vielmehr um verschiedene, jeweils tiefer liegende Schotter, die — scharf, oft fast senkrecht voneinander getrennt — stets in kastenförmigen Tälern zur Ablagerung kamen. Erstaunlich ist die Ebenheit der Aufschüttungssohlen, die im ganzen Grönenbacher Feld in der Richtung des ehemaligen Talquerschnittes jeweils nur um 1—2 m schwankt. Ein größerer Höhensprung erfolgt immer erst an der Grenze zu einem neuen (tiefer oder höher liegenden) Schotter. Noch erstaunlicher ist die große Zahl; alle 10 Schotterstränge zeigen aber ausnahmslos die gleichen geradezu gesetzmäßigen Erscheinungen.

Ob alle Schottervorkommen richtig miteinander verbunden und eingeordnet worden sind, mag für den Einzelfall dahin gestellt sein. Bei den geringen Vertikalabständen der Schottersohlen (in der Regel jeweils bloß 4—6 m) können allein durch Ungenauigkeiten bei den barometrischen Höhenmessungen falsche Zuordnungen entstanden sein. Nur wenige Kiesgruben reichen bis zum Tertiär hinab — abgesehen davon, daß ohnehin der größte Teil der zahlreichen kleinen und mittleren schon aufgelassen oder gar verschüttet ist. Auf den Grundwasseraustritt als Anzeiger für die T/Q-Grenze ist dort kein Verlaß, wo er unter einem Schuttmantel erfolgt; ebenso sagt selbst der schärfste Hangknick dazu nichts aus, wo er an die unterste Nagelfluh gebunden ist, darunter aber noch loser Kies liegt. Auch Windbrüche, die vielfach an der T/Q-Grenze entstehen, oder Wildpfade, die dort mit Vorliebe verlaufen, oder der Pflanzenbestand können, so gute Hinweise sie auch bieten, leicht in die Irre führen. Als zutreffend hat sich jedoch stets herausgestellt, daß mächtigere Hangrutschmassen — mit großen Nagelfluh-Trümmern und Ausbildung ganzer "Tomalandschaften" — besonders dort auftreten, wo ein tieferer Schotter auskeilt und so schmal geworden ist, daß schließlich die ganze restliche Wand abgeht.

4.1.1.2. Längsprofile

Diese 10 Schotter des Grönenbacher Feldes verteilen sich über einen Höhenabstand von 40 m. Das bezieht sich auf die Aufschüttungssohlen — als das sicherste, weil in der Regel unversehrteste schotterstratigraphische Element. Dieser Vertikalabstand — allein für die Schotter einer Eiszeit — ist so groß, daß ihm nachgegangen werden muß. Am besten eignen sich dazu die Längsprofile — hier jene, die im Greiter Tal liegen, der Hauptabflußrinne, mit der (für Gefällsvergleiche wichtigen) geradesten Erstreckung, dazu noch ohne Moränenüberdeckung (Tafel II).

Schotter I ist n. Greit nur in einem kleinen Vorkommen erhalten (750/161 mit Uk 745 m); eine Gefällsermittlung ist daher nicht möglich. Schotter II ist abwärts Greit schon in 3 Vorkommen über 1 km Länge verfolgbar, erst links, dann rechts des Greiter Tales, das Gefälle beträgt 5,5 % (60 (von 750/134 mit Uk 743 m bis 750/141 mit Uk 737/38 m). Schotter III hat vom südlichsten seiner 5 Vorkommen, nö. Greit (750/136 mit Uk 737 m), bis zu seinem nördlichsten (w. Schachen, 750/61 und 750/102 mit Uk 710 m) ein Gefälle von 5,4 % o. Schotter IV ist nur rings um Rothenstein und Rechberg in 4 Stücken erhalten und hat ein Gefälle von 5,1 % (von 750/146 mit Uk 724 m bis 750/91 mit Uk 717 m). Schotter V läßt sich — wie alle folgenden — über den größten Teil des Grönenbacher Feldes hinweg verfolgen, sein Gefälle beträgt von sö. Rothenstein (750/139 und 750/151 mit Uk 721/22 m) bis sw. Woringen (750/87 mit Uk 687 m) 6,1 %. Schotter VI hat von seinem südlichsten Vorkommen in der Greiter Rinne (über dem Rothensteiner Stellweiher, 750/140 und 750/164 mit Uk 715 m) bis w. Woringen (726/179 mit Uk 680 m) ein Gefälle von 5,0 % 0. Schotter VII ist in der Greiter Rinne nicht mehr erhalten; von s. Grönenbach (750/173 mit Uk 708 m) bis zur Kgr nw. Woringen (726/34 mit Uk 676 m) ermittelt sich ein Gefälle von 5,4 % 000. Schotter VIII hat von der großen Kgr n. Rothenstein (750/30 mit Uk 704 m) bis zum "Brändle" am Nordende des Grönenbacher Feldes (726/176 mit Uk 668 m) ein Gefälle von 5,3 % % 600 ter IX besitzt von w. Grönenbach (750/92 mit Uk 697 m) bis ssw. Woringen (750/52 mit Uk 673 m) ein Gefälle von 5,3 %. Schotter X ist in der Greiter Rinne nicht vorhanden; von der Sportplatz-Kgr w. Grönenbach (750/31 mit Uk 696 m) errechnet sich bis zu seinem Nordende (ssw. Woringen, 750/202 mit Uk 668 m) ein Gefälle von 5,6 %.

Das Gefälle dieser 10 Schottersohlen ist demnach ziemlich gleich, es liegt zwischen 5,0 und 5,6 $^{0}/_{00}$. Nicht anders ist es bei jenen Schottern, die östlich des Greitertales in das Waldgebiet südlich Grönenbach ziehen: Bei VI (nach 750/117, Uk 713 m) 5,3 $^{0}/_{00}$, bei VII (siehe oben) 5,4 $^{0}/_{00}$, bei VIII (nach 750/8, Uk 708 m) 5,1 $^{0}/_{00}$, bei IX (nach 750/176, Uk 701 m) 5,6 $^{0}/_{00}$ und bei X (siehe oben) 5,6 $^{0}/_{00}$.

Die kleinen Schwankungsbeträge — bis zu maximal 0,6 % — haben gewiß lokale Ursachen, meist liegen sie in einem stärker gekrümmten oder mehr geradem Flußverlauf — gegenüber einem früheren. Weiterhin ist bemerkenswert, daß das Gefälle auch innerhalb eines Schotterstranges — vom Anfang bis zum Ende — gleich bleibt.

Die Gefällsverhältnisse der ursprünglichen Schotteroberflächen sind im Bereich des Grönenbacher Feldes schwieriger zu ermitteln. Die schmalen Schotterstränge wurden von der Abtragung nicht nur randlich, sondern meist auf der ganzen Oberfläche angegriffen. Bei ihrer großen Zahl waren zudem die trennenden Terrassenstufen niedrig, die Solifluktion hatte ein leichtes Spiel, sie abzuflachen oder gar zum Verschwinden zu bringen und mit den anfallenden Schuttmassen die tiefere Schotteroberfläche zu überhöhen.

Schotter I und II sind in zu kleinen Resten erhalten, als daß sich die ursprüngliche Oberfläche gegenüber der Abtragung hätte behaupten können. Schotter III hat (vom südlichen Rothensteiner Rücken, vom "Käpfle" und dem entsprechenden Vorkommen dazwischen bis nw. Schachen) ein Oberflächengefälle von 6 % bei letzterem, in einem verhältnismäßig kleinen, bis 717 m aufsteigenden Rücken, wird man allerdings — entsprechend der (anschließend ermittelten) Abnahme der Schottermächtigkeit (um 1 m auf 1 km) — die ursprüngliche Schotteroberfläche bei etwa 721 m ansetzen müssen. Schotter IV ist in zu wenigen schmalen Vorkommen erhalten. Schotter V hat (von den eben genannten südlichsten Punkten mit 740/45 m bis an sein Nordende mit 692 m) ein Oberflächengefälle von 6,1 bis 6,4 % oberflächen schwafter VI (von 732 m im S bis 695 m im N) ein solches von 6,1 % oberfläche von Schotter VII (vom s. Grönenbach mit 635 m bis zu seinem Ende nw. Woringen mit 690 m) 6,4 % oberfläche VIII (vom Grönenbacher Schloßberg mit 726 m bis zum "Brändle" nw. Woringen mit 686 m) 6,1 % oberfläche Oberfläche von Schotter IX ist im südlichen Teil des Grönenbacher Feldes nur in kleinen, schmalen Vorkommen zu fassen, um so besser an seinem Nordende, in der "Oberen Halde", ssw. Woringen, bei 690 m; das Gefälle liegt auch hier bei etwa 6 % oberfläche von Schotter X hat (von w. Grönenbach mit 720 m oder von osö. Grönenbach mit 726 m bis zum Rücken nö. des Mühlsteiges mit 695 m) ebenso 6,0 % ober von osö. Grönenbach mit 726 m bis zum Rücken nö. des Mühlsteiges mit 695 m) ebenso 6,0 % ober von osö.

Für die Schotteroberflächen gilt also dasselbe wie für die Schottersohlen. Ihr Gefälle liegt bei allen Schottersträngen zwischen 6 und $6,4\,^{0}/_{00}$, es schwankt noch weniger, lediglich um $0,4\,^{0}/_{00}$. Auch innerhalb jedes einzelnen Schotterstranges verändert es sich kaum.

Den Angaben über die Längs- und Querprofile sind auch die Schottermächtigkeiten zu entnehmen. Bei den Schottern I bis IV betragen sie 10-15 m und nur ganz im S bis 20 m. Die folgenden Schotter werden etwas mächtiger, schon am Nordende bis 20 m (Schotter IX, ssw. Woringen) und im S bis 22 m (VIII im Grönenbacher Schloßberg, 704—26 m) oder 26 m (VIII in der Waldegg-Kgr, 708—734 m). Das scheinen aber auch die größten Beträge zu sein; wo in Riedeln oder Rücken mächtigere Quartärschichten liegen, ist die Ursache in der Regel eine hangende Moränendecke. Die größere Mächtigkeit der jüngeren Schotter ist auch der Grund für die verhältnismäßig geringen oder — so besonders im S — sogar fehlenden Höhenunterschiede der Schotteroberflächen.

Aus dem Unterschied von etwa $1\,^0/_{00}$ zwischen dem Gefälle der Schottersohlen (5 bis 5,6 $\,^0/_{00}$) und dem der Schotteroberflächen (6 bis 6,4 $\,^0/_{00}$) läßt sich die Zunahme der Schotter mächtigkeit ermitteln; sie ist verhältnismäßig gering und beträgt etwa 1 m auf 1 km ($1\,^0/_{00}$).

Dafür nur zwei Belege, und zwar von jenen beiden Schottersträngen, die am weitesten nach N und nach S reichen: Schotter VIII, mit dem das Grönenbacher Feld im N abbricht, ist "im Brändle" 15 m mächtig (668-83 m), 4 km weiter südlich (ssw. Zell) 19 m (689-708 m) und 3 km ssö. davon (am Grönenbacher Schloßberg) 22 m (704-26 m). Schotter VII ist nw. Woringen 15 m mächtig (676-91 m) und 6,5 km ssö. davon (ssw. der Kirche Grönenbach) 21/22 m (708-729/30 m). Im ersten Beispiel beträgt die Zunahme der Schottermächtigkeit 7 m auf 7 km, im zweiten Beispiel 6,5 m auf 6,5 km, also stets 1 %.

4.1.2. Zur Petrographie, 4.1.2.1. Geröllgröße

Im N des Grönenbacher Feldes sind die Gerölle im Mittel etwa hühnerei- bis faustgroß; bis kopfgroße und fußlange kommen nur vereinzelt vor. Nach S sollte man — mit Annäherung an die Moränenzone — eine stärkere Zunahme der gröberen Gerölle erwarten. Der günzeiszeitliche Hochfeldschotter auf dem Hohen Rain z. B. besitzt sie in genügender Zahl, und der Schotter der würmeiszeitlichen Illertal-Niederterrasse gleich westlich daneben führt Gerölle bis Kalbskopfgröße und 40 cm Kantenlänge. In den Schottern des Grönenbacher Feldes bleibt es aber bei der mittleren Geröllgröße. Gröbere als bis etwa 8 cm Durchmesser und 16 cm Kantenlänge sind vor allem südlich des Zeller Mühlbachtales zahlreicher eingestreut, aber auch hier treten sie gegenüber der Masse der anderen zurück. Das ist so bis an den Moränenraum heran und noch in diesen hinein.

Schotter I hat trotz seiner Lage dicht nö. der Moräne des Manneberger Tobels (n. Greit, 750/161) keine gröberen Gerölle. Nicht anders ist es beim ebenso dort einsetzenden Schotter II (750/134. 750/137 und 750/162). Der an der Talflanke gegenüber an einer über 20 m hohen Wand anstehende Schotter III führt allerdings in etwas größerer Zahl bis kopfgroße Gerölle, die überwiegende Masse ist aber auch hier in der üblichen mittleren Größe ausgebildet (750/135 und 750/136). Gröberes Geröll findet sich s. Waldegg (bei 750/124), das aber von dem Waldschenke-Moränenrücken darüber stammen könnte. Beim Schotter IV, gleich ssw. Rothenstein (750/29), am Rechberg (750/94) oder w. und sw. Grönenbach (750/91 und 750/149) erscheint ebenso hin und wieder gröberes Geröll, manchmal auch schlechte Schichtung und Sortierung. Schotter V ist in der Kgr ob dem Rothensteiner Stellweiher (750/139) auf 19 m Höhe aufgeschlossen; auch hier herrschen die mittleren Gerölle vor. Im Vorkommen ö. davon (750/151) sind die eingestreuten gröberen Gerölle — neben schlechter Schichtung und Sortierung — häufig auch kantig-eckig. Der Kgr im Hauptgeräumt (750/148) fehlen solche wieder, der Schotter ist auch verhältnismäßig gut geschichtet. Schotter VI hat in seinem südlichsten Aufschluß in der Greiter Rinne (750/164) ebenso keine gröberen Gerölle, dicht ssw. Grönenbach beißen allerdings an einem Waldweg (bei 750/117) bis fußlange Gerölle aus. Schotter VII besitzt die übliche mittlere Geröllgröße (ssw. und nw. Grönenbach (750/173 und 750/112), ebenso Schotter VIII in der großen Kgr am Waldegg (750/8), wo in der hohen Abbauwand (708—734 m) hin und wieder ein größeres Geröll zu sehen ist, ohne daß sich deswegen der mittlere Durchschnitt verändert. Nicht anders ist es bei Schotter IX und X (bei 750/92 und 750/31, wnw. bzw. wsw. Grönenbach, oder in 750/122, n. des Pflanzgartens).

Wo diese verhältnismäßig geringen Unterschiede der Geröllgröße im Vertikalen eines Schotters auftreten, handelt es sich gewiß — wie auch anderswo — lediglich um die Auswirkung von Lageveränderungen des Gletscherrandes. Sonst aber ist zu beachten, daß auch gleichalte, dicht benachbarte Schotter oft eine ganz andere Geröllausbildung haben, weil sie zu verschiedenen Abflußrinnen gehören.

4.1.2.2. Geröllzusammensetzung

Das Einzugsgebiet des diluvialen Illergletschers, dessen Schmelzwässer das Grönenbacher Feld aufgebaut haben, liegt in den Allgäuer Alpen. Deren Bausteine: Aus der Trias in erster Linie Hauptdolomit, daneben Plattenkalk und Wettersteinkalk, dann die bunte Fülle der verschiedenartigen Jura- und Kreidekalke mit ihren zwischengeschalteten harten (Radiolarit-, Hornstein-, Kiesel-)Gesteinen, dazu die nicht minder reichhaltige Flysch- und Molasseserie — vor allem mit ihren härteren Sandsteinen und Conglomeraten. Alle diese Gesteine finden sich als Gerölle in den Grönenbacher Schottern wieder. Auffallend ist dabei allerdings der Anteil an kristallinem Zeug. Hierzu einige Angaben, die in keiner Weise Anspruch auf letzte Genauigkeit erheben, für die hier zur Entscheidung anstehenden Fragen aber ausreichen 5).

Schotter I ist nur an einem Wegrand aufgeschlossen (750/161); es läßt sich kein Kristallin erkennen. Bei Schotter II kann man nördlich Greit in einer mittleren Höhenlage (von 750/134) auf etwas Kristallin stoßen, der Anteil bleibt aber unter 1 %; die anderen Aufschlüsse sind ohne Kristallin. Schotter III hingegen bietet (an dem über 20 m hohen Hangabbruch 750/136 im Greiter Tälchen) in der unteren Hälfte 7 %, stellenweise sogar bis 20 % Kristallin. In der Kgr gleich n. davon (750/135) sind es 8-10 %. Hierzu gehört auch ein Schotterfetzen am Hang gegenüber, dicht südlich 750/137 mit Schotter II, von dem er sich nicht nur durch den hohen Kristallinanteil (bis 10 %), sondern auch durch die gröberen Gerölle abhebt. Anders ist es wiederum in der nächsten östlichen Rinne, wo (in 750/165) der Anteil unter 1 % liegt. In der nächsten "Käpfle"-Rinne stößt man in den Nagelfluh-Ausbissen (von 750/198) wieder auf mehr Kristallin, nördlich davon (in 750/150) muß man aber schon größere Nagelfluh-Wandflächen absuchen, um wenigstens 1 Kritallin zu finden. Schotter IV enthält (in 750/29, bei Rothenstein) etwa 4—5 % Kristallin. Schotter V hat (in 750/139, sö. des Stellweihers) bis 7 und 8 % Kristallin, in 750/148 (am Hauptgeräumt) dürften es schätzungsweise bis 4 oder 5 % sein; im Nordteil des Grönenbacher Feldes zählt man (in 750/54, Kgr im "Mösle" n. Molzen) 3 bis 4, stellen- und lagenweise sogar bis 7 % Im Schotter VI findet man in den Nagelfluhen bei 750/164 (w. des Stellweihers) auffallend viel Kristallin; n. davon sind es in der Kgr 750/34 (zwischen Haitzen und Fautzen) etwa 3-4%. Im Schotter VIII dürste in 730/30 (an der Straße nach Legau) der Anteil etwa bis 3 % gehen; ähnlich — oder höher — ganz im N in der Kgr "Auf der Höhe" nw. Woringen (726/34). Bei den Schottern VIII und IX tritt in den meisten Aufschlüssen das Kristallin zurück. Zum Schotter X gehört gewiß die Kgr 750/122 (n. des Pflanzgartens, am Waldegg), wo die Zählung 1,5 % erbrachte.

Selbstverständlich muß man berücksichtigen, daß der Kristallinanteil stets örtlichen Schwankungen unterliegt — im vertikalen Aufbau wie im Querschnitt eines Schotterstranges, oft schon innerhalb eines größeren Aufschlusses feststellbar. Ebenso ist zu beachten, daß er talab manchmal sehr rasch abnimmt, vor allem wenn viele kristalline Schiefer dabei sind, die im Schottertransport verhältnismäßig rasch aufgearbeitet werden. Trotzdem schält sich folgendes heraus: Die Schotter I und II führen kaum oder wenig Kristallin, der Anteil liegt ganz gewiß unter 1 %, boch ist er dagegen im Schotter III, im Mittel 7—10 %, aber auch der in den Schottern IV, V und VI ist noch erheblich und liegt bei 3—8 %, in Schotter VIII hat er nur noch bis zu 2 oder 3 %, und in den Schottern VIII, IX und X sinkt er weiter auf 1—2 %, vielfach sogar unter 1 %.

Daß der verschieden hohe Kristallinanteil nicht durch unterschiedliche Verteilung innerhalb eines großen Schotterkörpers erklärbar ist, sondern von einem Schotterstrang zum nächsten wechselt, sei an zwei Beispielen vorgeführt.

⁵⁾ Die genaue Feststellung des Kristallinanteils ist in den Grönenbacher Schottern nicht ganz einfach, da sie zumeist tüchtig verfestigt und die Nagelfluhwände entweder schwer erreichbar oder bemoost oder verwittert und die Geröllhalden darunter oft völlig überwachsen sind. Da es aber in erster Linie auf Vergleiche ankam, wurden an je einem (oder mehreren) Quadratmeter Nagelfluh-Wandfläche die kristallinen Gerölle ausgezählt und — aufgrund des entsprechenden Anteils in losen Geröllen — in überschlägige Prozentwerte umgesetzt, selbstverständlich in ganzen Zahlen; so auch bei Zählungen loser Gerölle (oder bestenfalls mit ½- oder ¼ %-Werten), da die Schwankungen meist schon innerhalb eines Aufschlusses zu groß sind. Wo in der Literatur Angaben mit Dezimal- oder gar Zentesimalstellen erfolgen (3,95 % bei Auszählung von 300—400 Geröllen!), ist es mehr (frommer) Selbstbetrug.

Gleich am Beginn des Greiter Tälchens finden sich die drei ältesten Grönenbacher Schotter. Unter ihnen besitzt der von III einen Kristallinanteil von 7—10, lagen- bzw. stellenweise sogar bis zu 20 %, wie eben für 750/136 und 750/135 gezeigt wurde. Letztgenanntem Aufschluß unmittelbar gegenüber, bloß 50—100 m entfernt, steht (in 750/137) die Nagelfluh von II (mit 5 m tieferer Uk, in 741 m) an; in ihr findet man kein einziges kristallines Geröll. Das andere Beispiel: Am östlichsten Rand des Grönenbacher Feldes besitzt das Waldegg zwei Kgr; eine alte und aufgelassene am Ostabfall (750/8, mit Schotter VIII), wo man ziemlich lange nach einem kristallinen Geröll suchen muß, der Anteil bleibt (in allen Lagen) unter 1 %. In der anderen, im Forstbetrieb genutzten Kgr am Westabfall (750/122, wohl zu X gehörig) stößt man immer wieder auf ein kristallines Geröll; der eben angeführte Wert (von 1,5 %) ist ein Mittelwert, in den unteren Lagen stellt er sich auf 3—2, in den mittleren auf 2—1 und in in den oberen auf 1 %. In dem Waldegger Doppelrücken (736 m im O und 726 m im W) liegen demnach zwei schon durch ihren verschiedenen Kristallingehalt deutlich voneinander getrennte Schotter.

Die Gerölluntersuchungen bestätigen also die schon auf schotterstratigraphischem Wege gewonnenen Ergebnisse der Aufgliederung des Grönenbacher Feldes in eine Reihe von selbständigen Schotterterrassen mit eigenen Schotterkörpern.

4.1.3. Zur Geomorphologie, 4.1.3.1. Nahtrinnen und Abflußrinnen

Der Aufbau des Grönenbacher Feldes aus verschiedenen Schottern spiegelt sich — trotz ihrer geringen Vertikalabstände — auch noch in der Oberflächengestaltung wider. Selbstverständlich begann die fluviatile Zerschneidung von den Rändern her, also im W von den tiefer liegenden Talgebieten der Buxach und der Iller (bzw. ihres Vorläufers) und im O vom Grönenbach-Memminger-Tal. Beim weiteren Eindringen jedoch folgte die Zertalung immer mehr den Grenzen zwischen den einzelnen Schottersträngen, so daß allmählich fast alle Täler und Tälchen im ganzen oder auf lange Strecken hin zu Nahtrinnen nen wurden. Man kann immer wieder nur staunen, wie selbst unbedeutende petrographische, stratigraphische und geomorphologische Unterschiede vom Gewässer aufgespürt werden. Beispiele: Das Tal w. Woringen zwischen den Schottern VIII und IX, die Buxachzuflüsse zwischen den Schottern V, VI und VII, das Tälchen w. Zell zwischen VII und VIII. Andere, die jünger und kürzer sind, schwenken, wo sie im Zuge ihrer rückschreitenden Erosion eine Naht erreicht haben, alsbald in diese ein, wie etwa der Bachgrund nördlich Molzen zwischen die Schotter V und VI oder der von Mauken—Frauenkau zwischen VI und IX.

Aus Lage und Verbreitung (Abb. 3) sowie aus den Querprofilen der Schotterstränge und Schotterterrassen (Taf. I) läßt sich auch die Flußgeschichte erkennen. In der nördlichen Hälfte ist sie verhältnismäßig einfach zu deuten. Der Schmelzwasserstrom ist nach und nach von W nach O gewandert. Allerdings war das anfangs noch nicht ununterbrochen der Fall; denn die älteren Schotter wurden — bis auf einen Rest von III — durch V beseitigt; auch dicke Sandlagen in Kgr am linken Rand dieses Schotters (750/47) weisen auf das westliche Tertiärgebiet. Anschließend erfolgte die Abwanderung nach O hin aber stetig, am stärksten war sie in der Breite zwischen dem Hohen Rain und Zell. Dazu wird der Vorläufer des Zeller Mühlbaches beigetragen haben, dessen Oberlauf, wie STEPP (1953, S. 182) dargelegt hat, damals jenseits des erst während der Würmeiszeit entstandenen Illercañons (Schaefer 1940, 1953) in den Ausläufern des Eschach/Kürnach-Berglandes lag, vornehmlich in der Richtung des (Ottenstaller) Rohrachtales. In den Grönenbacher Schmelzwasserstrom mündete er zuerst wohl etwas weiter nördlich, mehr bei Oberbinnwang, wo sich die Überhöhung des Schotters VI (um 3-4 m) bei Haitzen (720/21 m statt 717 m) auf seinen Mündungsschwemmfächer zurückführen ließe, ebenso wie die seltsamen Liegendschotter von Fautzen 6). Südlich davon mögen die breiten Einschnitte zwischen

⁶⁾ Siehe Anm. 2). Wenn die Fautzener Schotter auch unmittelbar zum "Grönenbacher Feld" gehören, so mußte ich, um den mir zur Verfügung gestellten Publikationsumfang nicht über Gebühr za überschreiten, die Ausführungen dazu herausnehmen und für eine eigene Abhandlung zurückstellen.

Rothmoos und Rechberg sowie zwischen letzterem und Rothenstein — jeweils in Form eines Taltorsos — spätere Mündungen widerspiegeln, vielleicht aber auch die weiterer Zuflüsse. Nicht zufällig liegt auch hier jener Illermäander, der am weitesten nach O ausschwingt. Auf jeden Fall wurde dadurch der Hauptstrom nach rechts abgedrängt, damit verlagerte sich Schritt für Schritt auch die Mündung dieses einzigen größeren linken Zuflusses nach NO, entsprechend verlängerte sich sein Unterlauf, und durch ihn wurde dann der Zusammenhang der jeweils älteren Grönenbacher Schotterstränge unterbrochen. Beim Taltorso von Rechberg—Rothenstein fällt das, wie der gerade verlaufende linksseitige Talrand von Schotter V zeigt, vor allem in die anschließende Zeit (Schotter VII—X). Das Zeller Mühlbachtal, welches das ganze Grönenbacher Feld diagonal von SSW nach NNO durchzieht und in zwei Hälften teilt, ist also — anders als die meisten übrigen Täler und Tälchen — keine Nahtrinne, sondern Erbrest eines alten Vorläufers. Damit hängt auch seine Größe und Länge zusammen sowie sein breitsohliger gewässerloser Taltorso, der an einer Tertiärschwelle (bei Pkt 697 und nördlich davon) steil über der Iller abbricht.

Ob allerdings dieser Rothensteiner Taltorso wegen seines geringen Gefälles von 4 % (gegenber 11 %) im anschließenden Talstück) mit der Zeller HT verbunden werden sollte, wie Stepp (S. 182) meint, ist fraglich, für seine Erklärung nicht einmal nötig. Dieser Gefällswechsel dürfte, wie auch der plötzliche Wandel der Talform, gesteinsbedingt sein: Der breitsohlige, gefällsschwächere Taltorso liegt zum größten Teil noch im weniger widerstandsfähigem Tertiär, der mehr muldenförmige, gefällsstärkere folgende Talabschnitt in den harten Nagelfluhschottern des Grönenbacher Feldes; er gehört physiognomisch zum Greitertal, wohin auch dem Gefälle nach eine nahtlose Verbindung besteht. Hier wie dort wären die Talsohlen in der Würmeiszeit entstanden, im Greiter Tal (und seiner Fortsetzung im Zeller Mühlbachtal) zumindest zeitweise — während des Gletscherhochstandes von Sommersberg—Herbisried — mithilfe fluvioglazialer Schmelzwässer (Simon, 1926), im Rothensteiner Taltorso durch periglaziale Planationsvorgänge.

In der südlichen Hälfte scheinen die Verhältnisse verwickelter zu sein; sie hellen sich aber auf, wenn man wiederum die Entwicklungsgeschichte des Flußnetzes ins Auge faßt. Die Querprofile 6-8 zeigen nicht nur eine Abflußrinne, wie in dem Teil nördlich des Zeller Mühlbachtales, sondern zwei, drei oder sogar vier (Abb. 4). Die erste Abslußrinne ist das Greitertal; in ihm finden sich abwärts Greit die Schotter I-III, bis Rothenstein treten IV, V und VI hinzu und bis Zell noch die restlichen. Eine zweite Abslußrinne lag östlich davon - beginnend mit Schotter III im "Käpfle"-Rücken. Ob der dazwischen liegende Schotter III (Querprofil 7) zur westlichen oder zur östlichen gehört oder in einer eigenen, verhältnismäßig schmalen Rinne abgelagert wurde, läßt sich nicht ohne weiteres entscheiden. Sicher ist aber, daß der Käpfle-Rücken von nun an (III) eine Wasserscheide bildet - zwischen der Greiter-Rinne im W und der im O ("Kirchweg-Rinne"). Und auch hier ist das Abwandern nach O unverkennbar: An den Käpfle-Schotter (III) schließt sich rechts der von IV an, an diesen - ebenso wieder östlich angelagert - der von V (im S am Hauptgeräumt, im N in der Pfaffenhalde). Damit bestand östlich des Greiter Tales eine geschlossene Wasserscheide, die aus der Gegend "VormWald" über das "Käpfle" bis zum Nordende der "Pfaffenhalde" reichte. An sie schließen sich — weiterhin stets nach rechts — die Schotter von VI (s. des Sportplatzes an der Straße Grönenbach-Legau), VII (mittlerer Rücken des Waldbezirkes "am Kirchweg"), VIII Schloßberg Grönenbach) und IX (Schotterrücken der Pfarrkirche Grönenbach) an. Weiter östlich findet sich eine dritte Abflußrinne. Dafür sprechen die Schotter am Waldegg (III mit Uk 732 m, VII mit 715 m und VIII mit 708 m), die östlich des WaldschenkeRückens abgelagert wurden, der mit seiner hohen T/Q-Grenze (an seinem Nordende in 745 m) eine neue Wasserscheide darstellt. Vielleicht gehören zu dieser Rinne auch die Schotter der beiden Rücken östlich von dem mit der Grönenbacher Pfarrkirche (s. der "Kleinen Kuranlage", mit 750/177 und ssw. des "Pflanzgartens"), die sich — wegen unbekannter Uk — nicht mit Bestimmtheit einordnen lassen. Für zwei Rinnen spricht auch, daß östlich der Käpfle-Wasserscheide der letzte Schotter (X) zweimal auftritt, in der Sportplatz-Kgr an der Straße Grönenbach-Legau (750/31, Uk 696 m) und in der Kgr n. des Pflanzgartens (750/122, Ok 725/26 m,

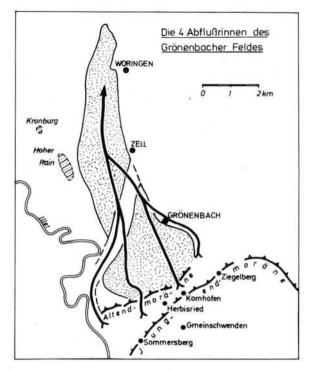


Abb. 4. Die vier Abflußwege der Grönenbacher Schotter (Greiter Tal und KirchwegRinne in der Mitte, Waldegg- und AuerRinne im O und W).

Uk unter 715 m). Die Vereinigung dieser beiden Rinnen mit der Greiter-Rinne muß während IV w. von Grönenbach (etwa in der Gegend des Querprofils 6) erfolgt sein, während V schon ein ganzes Stück weiter n. davon — am Ende des Pfaffenhalderückens (etwa beim Querprofil 5). Es könnte noch eine vierte Abflußrinne bestanden haben, die westlich um das Moränenland herumzog; zu ihr würde der Nagelfluhschotter ö. Au (750/152) gehören, der bis 707 m hinabreicht. Mit der auf der anderen Talseite in die Luft ausstreichenden Brandholzmoräne (Uk 747 m) läßt er sich nicht verbinden; das geht nur mit dem Schotter IX (oder besser noch mit X). Diese westlichste Rinne wäre wohl erst später geschaffen worden, als das enge Greiter Tal, in das nur die Schotter I—VI hineinziehen, verstopft war und die weiteren Schmelzwässer (VII—X) sich einen neuen Weg suchen mußten und ihn weiter westlich, am Grenzsaum gegen das Tertiärland fanden. Ein zum Rohrach-ZellerMühlbachtal gerichtetes kleines Nebental bestand hier ohnehin schon, wie die (von 765 auf 747 m) plötzlich abfallende Aufschüttungssohle der Brandholzer Altmoräne anzeigt, wovon gleich die Rede sein wird.

4.1.3.2. Breite und Herkunft der Schotterstränge

Die ursprüngliche Breite der Schotterstränge ist deswegen nicht ohne weiteres anzugeben, weil infolge des Westwanderns der Grönenbacher Abflußrinne jeweils nur die linken Teilstreifen erhalten sind. Jedoch lassen sich Mindestbreiten ermitteln. Die größte mit 1,2 km zeigen die Schotterstränge V (Rothmoos—Pfaffenhalde, zwischen den Querprofilen 5 und 6) und VI (n. des Querprofiles 5). Im südlichen Teil des Grönenbacher Feldes mit seinen drei bzw. vier Abflußrinnen sind sie natürlich schmäler. Die im Nordteil des Grönenbacher Feldes vereinigten Rinnen haben gewiß $1^{1}/2-2$ km Breite ge-

habt. Das Memminger Trockental, die Hauptabflußrinne des würmeiszeitlichen Illergletschers, hat eine solche von 2-3 km.

Die Herkunft der Schotterstränge läßt sich nur in einem größeren Rahmen angeben: Aus dem Gebiet südlich Grönenbachs. Dann setzen sie aus oder tauchen unter die Jung- und Altmoränen unter. In der GreiterRinne lassen sich I—II bis zum Greiter Becken verfolgen. Es ist daher kaum denkbar, daß es sich bei ihm um eine kleine Ausräumungslandschaft in Tertiär handelt, wie man — in Anlehnung an ähnliche Beispiele — annehmen möchte. Die Schotterstränge der KirchwegRinne haben, je weiter sie sich in das Waldgebiet südlich Grönenbachs hinein ziehen, nur wenige, schließlich gar keine Aufschlüsse mehr. Immerhin läßt sich aus dem Verlauf der Schotterrücken folgendes erschließen: Der Schotter III im "Käpfle" kam von SSO aus der Richtung VormWald und Herbisried und bildet die westliche Wasserscheide (mit zuletzt faßbarer Uk in 731 m bei 750/198); die östliche ist der Waldschenke-Rücken (mit Uk in 748/745 m). In dem dazwischen liegenden verhältnismäßig schmalen, nur etwa 350 m breiten Durchlaß müssen alle Schotter von IV bis X durchgeschleust worden sein. Bei der östlichen Abflußrinne, die durch die Schottervorkommen s. und w. des Waldeggs bezeugt wird, dürfte es sich — wie bei der westlichsten — auch nur um eine später geschaffene schmale Randrinne handeln.

Die geringe Breite der mittleren Abflußrinne braucht nicht zu verwundern. Eher schon die des Greiter Tales, vor allem wenn man bedenkt, daß es in seinem obersten Teil nur einen Schlauch von knapp 100 m Breite bildet. Man ist angesichts dessen versucht, sie für Neben- und nicht für Hauptabflußrinne der schotterbeladenen Grönenbacher Schmelzwässer zu halten; es standen jedoch keine anderen Abflußwege zur Verfügung.

Insofern wird man nicht fehl gehen, die Grönenbacher Schotter als durch die Iller, den Hauptfluß dieses Gebietes, abgelagert zu betrachten. Dafür spricht neben der Vereinigung der einzelnen Schmelzwasserzuflüsse im nördlichen Teil des Grönenbacher Feldes zu einer Hauptrinne das ständig gleichbleibende Gefälle (5—5,5 % 00 der Schottersohlen, 6—6,4 % 00 der -oberflächen) — Werte, die zwanglos in das Günztal, als das ehemalige Illertal, hinführen, wie noch im folgenden gezeigt wird.

4.2. Moränen gebiet, 4.2.1. Schotter/Moränen-Verknüpfung

Zum Fortschritt jeder Forschung gehören Umwege und Irrwege. In der Eiszeitforschung ist dafür ein lehrreiches Beispiel, daß der erste Beweis für eine mindeleiszeitliche Schotter/Moränen-Verzahnung nicht zutrifft, selbst wenn schon viele, wie seinerzeit auch ich als Student, mit den A.i.E. in der Hand dort gestanden und voller Bewunderung den Penck'schen Ausführungen gefolgt sind. Jedoch gilt, was ich in einer Rede anläßlich der 10jährigen Wiederkehr seines Todestages sagte, daß sogar seine Irrtümer geistreich und fruchtbar waren.

PENCK läßt die Schotter/Moränen-Verzahnung bei Rothenstein-Brandholz erfolgen.

Es lohnt sich, diese Stelle zu zitieren: "Wir verlassen letztere" (die Grönenbach/Legauer-Straße) "2 km von Grönenbach unweit Rothenstein und ersteigen hier die Höhe des Grönenbacher Feldes, auf welcher wir sanft aufwärts bis 750 m Höhe gelangen. Dann steht ein fast 30 m höherer Wall vor uns, auf dessen sanft welliger Höhe die Höfe Manneberg und Brandholz liegen. Er erhebt sich auf einem Sockel vom Grönenbacher Schotter, wovon wir uns in dem kleinen, von Greit gegen Rothenstein führenden Tälchen, sowie auch am Steilabfalle gegen die Iller überzeugen können. Hier finden wir eine Wechsellagerung von Schotter und Moräne, beide sind zu einer ziemlich losen Nagelfluh verkittet, darunter kommt das Miocän zum Ausstriche. Danach haben wir es mit einem zum Grönenbacher Schotter gehörigen Moränenwall zu tun" (S. 37).

Das trifft aber — wie gesagt — nicht zu, auch wenn die einzelnen Beobachtungen als solche richtig sind — ebenso wie jene, daß der Schotter ob Rothenstein an Mächtigkeit gegenüber den anderen Schottern des Grönenbacher Feldes abnehme (S. 39). Der "Grönenbacher Schotter" nimmt nicht an Mächtigkeit ab, Penck ist vielmehr bei seiner Wan-

derung im Südteil des Grönenbacher Feldes in die höheren Schotter gekommen, die eine geringere Mächtigkeit besitzen. Im Rothensteiner Rücken liegen, wie gezeigt wurde, ihrer drei oder gar vier. Keiner von ihnen zieht aber, wie PENCK meint, zur Altmoräne von Brandholz-Manneberg, sondern alle schwenken in einem nach SO gerichteten Bogen in den Greiter Talschlauch ein. Vor allem fehlt der "Übergangskegel", den PENCK als wichtigstes Verbindungsglied der "glazialen Serie" (Fig. 1 der A.i.E.) herausgestellt hat. An seiner Stelle liegt - ganz im Gegenteil sogar - eine Tiefenzone: Nach W hin das steil eingesenkte Tälchen mit dem nach Au fließenden Bach und nach O (bzw. NO) die Mulde zum Greitertal. Selbst auf dem Rücken dazwischen, bis wohin die Erosion noch nicht vorgedrungen ist, liegt eine Einsattelung (743 m). Hier findet sich zudem weder Moräne noch Schotter, sondern nur geröllfreier, sehr flinzartiger Lehm; so auch noch ein Stück nach N hin, zum höchsten Teil des Rothensteiner Rückens (749 m). Erst jenseits davon setzen die Schotter ein (II mit 734-746 m und III mit 730-744 m). Die Altmoräne von Brandholz-Manneberg und die Schotter des Rothensteiner Rückens wurden also voneinander durch ein tertiäres Hochgebiet geschieden, von dem sich ein Rest bis heute erhalten hat. Auch nach S (bzw. SSO) steht bis zur Einöde Manneberg in einem breiteren Streifen beiderseits des Weges nur geröllfreier sandiger Lehm an. Am Hang nach W hin erscheinen erstmals Moränengeschiebe ein ganzes Stück nn. von Manneberg an einer Hangstufe (über dem kleinen Anwesen der Frau Hohenegger) - mit T/Q-Grenze in 749 m, die sich bis zum NW-Eck der Brandholzer Altmoräne ein wenig (auf 748 m und 747 m) senkt. Am Hang nach O hin setzt quartäre Nagelfluh (mit Uk in 750 m) erst etwa 200 m abseits des Weges, am westlichen Sporn des Manneberger Tobels ein. Bezeichnend ist, daß - außer an ihrem Ost- und Westende - am ganzen Nordabfall der Brandholzer Altmoräne kein Grundwasser austritt. Die Wasserversorgung für das genannte Anwesen (Hohenegger) erfolgt durch eine Widderpumpe vom darunter liegenden Bach her, der im Tertiär verläuft. All das zeigt, daß der Rothensteiner Schotterrücken und die Brandholz-Manneberger Altmoräne sich nicht unmittelbar verbinden lassen. Die Altmoräne streicht heute an ihrem Nordabfall in die Luft aus, ehedem war sie gegen höheres Tertiärgelände angelagert.

Ostlich des Manneberger Tertiärrückens reicht im Manneberger Tobel verfestigte Moräne, gespickt mit kalbskopf- und sogar koffergroßen Blöcken bis 745 m hinab. Dabei handelt es sich aber nur um die Zufüllung einer schmalen Rinne; wie die Nagelfluh nach W hin gleich an dem genannten Tobelsporn endet, so steigt sie auch nach O hin mit ihrer Uk rasch auf 754 m, bald danach auf 761 m, bis 3 m unter das Gelände (664 m) an. Das Tertiär taucht hier also wieder auf, möglicherweise bis zur Geländeoberfläche, worauf besonders starke Rutschmassen des anschließenden Hangabschnittes hinweisen könnten. Das ist deswegen wichtig, weil nur 350 m nnö. der Moräne des Manneberger Tobels der höchste Schotter (I) die gleiche Sohlenhöhe (745 m) hat. Man könnte daher annehmen, daß beide zusammengehören, sie sich nördlich des dazwischen liegenden höheren Tertiärgeländes vereinigen. Dem widersprechen aber die petrographischen Verhältnisse. Der Schotter (I) der Greiter Rinne hat kaum gröbere Gerölle als bis 8 cm Durchmesser oder 16 cm Seitenlänge; er hält hierin keinen Vergleich mit der Moränen-Nagelfluh des Manneberger Tobels aus. Ähnlich ist es mit dem Kristallin: Wenn auch nur an einer Wegeböschung aufgeschlossen, war selbst nach gründlicher Suche nichts zu finden, auf jeden Fall wird der Anteil unter 1 % liegen. Im Manneberger Tobel hingegen zählt man auf 1 m² Nagelfluhfläche stets 2-3 kristalline Gerölle. Auch die geomorphologisch-stratigraphischen Verhältnisse laden nicht zu dieser Verbindung ein. Für den sich aus einer Endmoräne entwickelnden Schotter sollte man in der Regel ein größeres Gefälle annehmen dürfen. Der an die Jungendmoränen anschließende Übergangskegel hat 15 % Gefälle und noch nach 7 km 10 % Wenn man einen zur geringen Rinnenbreite passenden kurzen Übergangskegel von etwa 1 km Länge mit 10 % annimmt, käme man in der Talbreite des Querprofils 7 auf eine Schotter-Uk von 735 m; das wäre hier der Schotter II, der ebenso weder gröberes Geröll noch

einen sichtbaren kristallinen Anteil zeigt. Bei einer Annahme von 15 % 100 ließe sich die Moräne des Manneberger Tobels mit dem Schotter III verbinden (Uk dort in 730 m); dieser hat zwar einen hohen Kristallinanteil, jedoch läßt sich auch bei ihm nicht die geringste Gefällzunahme erkennen, seine Schottersohle verläuft weiter mit 5,5 % 100 und östlich der Manneberger Tobelmoräne liegt sie (bei 750/135) in 736 m, also 9 m darunter.

Dieselben Schwierigkeiten der Rekonstruktion einer Moränen/Schotter-Verknüpfung ergeben sich auch für das Westende der Brandholzer Altmoräne. Merkwürdig ist hier ein verhältnismäßig starker Abfall der Aufschüttungssohle. Sw. und w. der Einöde Brandholz, wo am Iller-Steilabfall Moräne mit koffergroßen Geschieben in mehreren prachtvollen Nagelfluhpartien aufgeschlossen ist, liegt sie überall bei 760/65 m. Nach N hin fällt sie aber rasch — auf einer Strecke von nur 250 m — auf 747 m ab. Für einen Übergangskegel ist dieser Gefällsbetrag (gegen 70 %00) viel zu hoch. Eher wird man als Erklärung heranziehen müssen, daß die Moräne hier in ein Tälchen geschoben wurde, das nach W zu dem damals durch den heutigen Iller-Cañon noch nicht zerteilten Rohrach-Zeller Mühlbachtal zog. Der Nachfolger dieses Tälchens — in der gleichen Richtung verlaufend, nur ein wenig nach N verschoben — wäre das Tal mit dem nach Au fließenden Bach. Das Gegenstück dazu dürfte auf der anderen Seite der Manneberger Tertiärschwelle der mit Moräne bis in etwa gleiche Tiefe (745 m) zugefüllte Manneberger Tobel sein, der nach O zum Greiter Tälchen gerichtet ist.

Südlich von Grönenbach wird seit PENCK das Schottergebiet des geschlossenen Grönenbacher Waldes als der große Übergangskegel angesehen, der zu den (waldfreien) Altmoränen überleitet. Nach dem Relief scheint das auch der Fall zu sein. Jedoch sind Aufschlüsse selten, vor allem fehlen solche, wo eine unmittelbare Moränen/Schotter-Verknüpfung erkenntlich wäre.

Was sich findet, ist hier und dort gröberes, als Moränengeschiebe zu deutendes Gestein, aber nur in jenem südlichen Streifen, der sich ohnehin schon durch seine Form als Moräne zu erkennen gibt. So zeigt die Kuppe mit (etwas über) 760 m nö. des Pkt 735 an ihrem Steilabfall zum Greiter Tälchen Nagelfluh mit kopfgroßen und fast kalbkopfgroßen Geröllen und Geschieben, die bei 755 m dem Tertiär aufliegen (750/132). Der gleich nördlich, jedoch getrennt durch einen Tobel, einsetzende Schotter III mit viel tieferer Uk (736 m) und hohem Kristallinanteil hat mit dieser Moränen- (oder moränennahmen) Nagelfluh nichts zu tun. Der an der Waldschenke mit 770 m beginnende, nach Form, Richtung und Höhenlage wie nach seiner Schottersohle eigenständige Rücken läßt an seinem Osthang — etwa dort, wo der von Pkt 742 kommende Pfad wieder hinabführt, dicht über der T/Q-Grenze (in 748 m) recht grobe Gesteine ausbeißen, dabei zwei von 50 bis 60 cm Seitenlänge.

Nach den bisherigen Ausführungen genügt zur Frage dieses großen Übergangskegels eine kürzere Stellungnahme. PENCK läßt das Gefälle seines Grönenbacher Schotters nach S hin bald ansteigen, die Schotteroberfläche von 5,5 % im Nordteil auf 10 % bei Grönenbach, die Schottersohle von 4 % auf 9 % bei Grönenbach, danach auf über 13 % o,000, und so käme es zum Übergang zu den Altmoränen; Hand in Hand damit ginge eine Zunahme der Schottermächtigkeit auf rund 50 m s. Grönenbach-Rothenstein (S. 34/36). Das trifft aber, wie schon gezeigt wurde, nicht zu. Weder das Schottergefälle noch die Schottermächtigkeit erfahren nach S hin eine sonderliche Zunahme, wenn man das "Grönenbacher Feld" in seine Teile zerlegt und die Verhältnisse in jedem einzelnen untersucht. Von da aus wird auch der einheitliche große Übergangskegel s. von Grönenbach fraglich. Und die Querprofile 7 und 8 zeigen, daß sich noch hier — zwar dicht gedrängt, aber scharf voneinander getrennt — die 10 verschiedenen Schotter finden; erst unmittelbar vor den Altmoränenwällen tauchen sie unter diese ein. Was sie oberflächlich wie zusammengeschweißt, als einen großen Übergangskegel erscheinen läßt, ist nur eine von den Moränenwällen stammende Solifluktionsdecke. Weit ist sie aber nicht gewandert; so ermittelt sich für den KäpfleRücken bei 750 m eine Schotteroberfläche von 748/49 m, die Altmoränendecke nebst der von ihr abgewanderten Solifluktionsdecke reicht also von der Höhe des Altendmoränenwalles (VormWald) nur 500-700 m weit.

Daß es sich beim Schottergebiet des Grönenbacher Waldes nicht um eine Einzelform, sondern eine Formengruppe handelt, zeigt auch eine genauere Betrachtung der Höhenlinien. Die 750 m-Linie staffelt sich vom Greitertal nach O zurück: die Entsprechungen zu Schotter II, III und V; im anschließenden mittleren Teil staffelt sie sich an der Straße Grönenbach—Herbisried ein Stück vor: die Grenze zwischen V und VII; im Waldschenke Rücken greift sie noch weiter aus, dazu in anderer Art und Richtung: ein Moränenwall. Auffallend, besonders für einen Übergangskegel, ist auch die ungleichmäßige Neigung der einzelnen Rücken, so im östlichen Teil des Grönenbacher Waldes am Kirchweg (Straße Grönenbach—Herbisried) die Versteilung bei 740/45 m oder am Rücken mit der Pfarrkirche sowie dem nächst-östlichen in 730/35 m und 740/45 m, beim folgenden in 735/40 und 745/50 m.

4.2.2. Gliederung der Altmoränen

Wenn kein Übergangskegel vorhanden ist, taucht die Frage auf, ob es sich bei dem ebenso geschlossen erscheinenden Altmoränenwall (Brandholz—Manneberg—VormWald—Waldschenke) um eine einheitliche Bildung handelt. Entsprechend aussagefähige Aufschlüsse fehlen auch hier. Die wenigen vorhandenen wurden — schon wegen (besonders unter Moränenüberdeckung auftretender) fossiler Böden — genauer untersucht. Aus den Lagerungsverhältnissen zu den einzelnen Schottern lassen sich aber Rückschlüsse ziehen. So kann der Waldschenke-Moränenrücken nicht mit den nördlichen und westlich anschließenden Schotterrücken (V—X) verbunden werden. Denn an seinem Ostabfall ist (mit 12—14 m tieferer Sohle) der Schotter III angelagert; der Moränenwall ist also älter und kann nur zum Schotter I oder II gehören. Dasselbe gilt für die schon erwähnte Moränen- (oder moränennahe) Nagelfluh am östlichen Greiter Talhang (750/132), die mit ihrer Sohle sogar 18 m über der des nördlich angelagerten Schotters III liegt; man kann nur eine Verbindung mit Schotter II oder besser noch mit I in Betracht ziehen.

Bei der Erörterung der Frage der Herkunft der einzelnen Schotter war für die mittlere Abflußrinne ein etwa 350 m breiter Durchlaß (zwischen VormWald und Waldschenke) erkannt worden, durch den alle Schotter von IV bis X durchgeschleust worden sein müssen. Der Moränenwall (mit 770 bis 780 m) ö. der Straße Grönenbach—Herbisried, der diese "Kirchweg-Rinne" verschließt, kann also nur zum jüngsten Grönenbacher Schotter gehören (X). Dieser ist zuletzt wsw. Grönenbach in der Kgr an der Straße nach Legau beim Sportplatzgelände aufgeschlossen (750/31, Uk 696 m, Ok wohl bei 724 m), wo er w. vom Schotter VI und ö. von den Schottern VII und VIII begrenzt wird, zwischen ihnen geradezu eingeklemmt. Eine Anschüttung kann nur durch das Tal erfolgt sein, das zwischen den Rücken mit den Schottern VI und VII liegt. Die Schmelzwässer hatten anscheinend nicht mehr genügend Kraft und Zeit, sich eine eigene, breitere Rinne zu schaffen, oder es war alles schon zu sehr verschüttet; daher wurden ihre Schotter lediglich in die Naht zwischen zwei ältere eingelagert. Dasselbe gilt für die westlich anschließenden Schotter (IX, Rücken mit der Pfarrkirche, X n. des Pflanzgartens), für die zwischen den höhren Schottern (VII und VIII ebenso kein Platz blieb.

Bei der Altersbestimmung des Moränen walles, der die mittlere Abflußrinne verschließt, handelt es sich um einen terminus post quem. Er ließe an sich auch noch jüngeres Alter, also Zuordnung zur Rißeiszeit zu. Bei einer Verbindung mit den nächsten rißeiszeitlichen Schotterfluren wären aber die Konstruktionsfehler allzu offensichtlich. Außerdem bilden Schotter wie Moränen des Grönenbacher Feldes im ganzen gesehen eine geomorphologische wie stratigraphische Einheit. Das hat PENCK, wie in so vielen anderen Fällen, mit seiner glänzenden Beobachtungsgabe richtig erfaßt. Das gilt für die Zusammengehörigkeit der Schotter mit den Altmoränen, auch wenn sich an keiner Stelle eine unmittelbare Verknüpfung zeigt; es gilt ebenso für die Zusammengehörigkeit der einzelnen Schotter wie der einzelnen Moränen untereinander. Für letzteres spricht ihre fast allenthalben gleiche Basis-

höhe. Im W, am Steilabfall zur Iller, in 760/65 m; wo sie zum Nordrand des Brandholzer Moränenrückens auf 747/49 m und 745 m (Manneberger Tobel) absinkt, ist der Zusammenhang durch genügend Aufschlüsse erwiesen. In der Mitte liegt sie bei 757 m und 755 m (sw. und ö. Greit), im O. bei 748 m und 745 m (Waldschenke-Rücken).

Westlich des Greiter Beckens erfährt der Altmoränengürtel eine erhebliche Verbreiterung, indem sich hier zwischen die Brandholzer Altmoräne und die Jungmoränen der flachere, jedoch breitere Rücken mit Pkt 782 zwischenschaltet; dessen Illerseitigen Steilabfälle legen vor allem an dem westlichsten Sporn ("am Bock") eindrucksvolle Nagelfluhwände frei, in denen sich kalbskopfgroße Geschiebeblöcke in z. T. recht wirrer Lagerung finden. Zu den entsprechenden Moränenaufschlüssen der Brandholzer Altmoräne läßt sich kein Unterschied erkennen, und auch die Basis ist die gleiche: Westlich Brandholz in 765 m, südlich in 760 m, und in dieser Höhe zieht sie ohne eine Unterbrechung zum "Bock" und läßt sich sogar noch ein Stück in den Jungmoränenraum hinein verfolgen. Man wird daher auch diesen Altmoränenrücken nicht absondern dürfen 7).

4.2.3. Moränenmächtigkeit

Auch dabei stößt man auf ungewohnte Verhältnisse. Am Altmoränenrücken von Brandholz beträgt sie 20 m (760/65—780/85 m), nur am Nordrand — hier aber sicher als Rinnenfüllung zu verstehen — etwas mehr (bis 30 m). An der Altmoräne "am Bock" beträgt sie ebenso bis 20 m, und nicht größer ist die Moränenmächtigkeit nö. Greit (750/132) oder im Waldschenke-Rücken (750/188 mit 748—768 m). Bei den halb Dutzend flachen Moränenrücken rings um VormWald dürfte es nicht anders sein: Der Schotter III (bei 750/198 im Käpfle mit 730—45 m) hätte mit seinem stets gleichbleibenden Gefälle hier eine Oberkante von 750 m, die Moränendecke betrüge demnach 20 m und etwas sw. davon beim Pkt 781 bestenfalls 30 m. Daß diese geringe Mächtigkeit auffallend ist, zeigt ein Vergleich mit den östlich benachbarten Jungmoränen: Bei Ziegelberg (734 m) wurde bis in 100 m Tiefe der tertiäre Untergrund noch nicht erreicht.

5. Auswertungen und Deutungen

5.1. Zur Herkunft der kristallinen Gerölle

Für den Zweck dieser Arbeit reichte es aus, die Eigenständigkeit der einzelnen Schotterstränge durch ihren verschieden hohen Kristallinanteil bestätigt zu sehen. Da dieser aber auch sonst zur Schotterdifferenzierung eine nicht unwesentliche Rolle spielt, sind einige Worte hierzu am Platze.

Penck hat die Herkunst der "krystallinischen Geschiebe" des Illergletschers, also eines Gletschers, der nicht aus den Zentralalpen kommt, mit Aufnahme aus den miozänen Konglomeraten der Berge westlich Kempten erklärt (1882, S. 107; 1901/09, S. 50). Dafür spricht Verschiedenes, so etwa das Fehlen oder Zurücktreten der charakteristischen Hornblendegesteine der Zentralalpen, von wo z. B. der Amphibolitreichtum der Moränen und Schotter des diluvialen Rheingletschers stammt. Dann der nach O abnehmende Kristallinanteil: In den Grönenbacher Schottern bis zu 10 %, östlich davon an der Hauptzunge (Ziegelberg—Ittelsburg) in den NT-Schottern wie in den seitlich flankierenden HT-Schottern nur bis 1 oder 2 %. Schließlich spricht dafür auch, daß die kristallinen Gerölle talab in immer größerer Zahl in jeweils kleineren Korngrößen auftreten, d. h. rasch aufbereitet wurden, da sie nicht nur an sekundärer, sondern schon an tertiärer Lagerstätte liegen.

⁷⁾ STEPP (1953, S. 183) möchte ihn aufgrund einer Schichtfuge zwischen liegenden Schottern und hangender Moräne als rißeiszeitlich ansehen.

Allerdings lassen sich gegen die Pencksche Auffassung der Herkunft der kristallinen Gerölle aus den Molasse-Konglomeraten gewichtige Einwände anbringen. Einmal ist das Fehlen oder Zurücktreten der Amphibolite kein zwingendes Unterscheidungsmerkmal. Denn in den altdiluvialen Ablagerungen des Rheingletschers treten sie oft so stark zurück, daß sich zum Kristallin der altdiluvialen Schotter der Iller-Lechplatte kaum ein Unterschied zeigt.

Zur Abnahme des Kristallinanteils mit wachsender Entfernung vom Liefergebiet (w. und sw. von Kempten) folgendes: Das müßte schon für die Rißmoränen und Würmmoränen gelten. Erstere hatten — durch die größere Gletscherausdehnung — eine besonders enge Berührung mit dem tertiären (Eschach/Kürnach- oder Adelegg-)Bergland. Entsprechend wäre eine besonders reichliche Aufnahme kristallinen Zeuges zu erwarten. Die Jungendmoränen hingegen staffeln sich ein ganzes Stück weiter zurück, zwischen ihnen und dem Bergland findet sich fast allenthalben eine Nahtrinne, wie sie häufig auch bei rezenten Gletschern zu beobachten ist: Bis nach Wiggensbach hinauf das Rohrachtal (mit dem Ottenstaller Bach), danach das Kollerbachtal und einige kleinere Täler, wie es deutlich genug auf dem geologischen Blatt Buchenberg (MÜLLER, 1952) zu sehen ist. Eine unmittelbare Berührung zwischen dem würmeiszeitlichen Illergletscher und dem Bergland fand nur an einzelnen Stellen statt. Entsprechend wäre — so sollte man meinen — weniger Kristallin als zur Rißeiszeit aufgenommen worden. Der Kristallinanteil ist aber in der in Betracht kommenden Altusried—Legauer Gletscherzunge in den Altmoränen und HT-Schottern (6 %) fast ebenso hoch wie in den Jungmoränen und NT-Schottern (5 %) 8).

Ein weiterer Einwand ist folgender: Die Masse der tertiären Schotter ist konglomeriert, oft sogar sehr dicht konglomeriert, und bildet die Molasse-Nagelfluhen, die sich von den quartären im allgemeinen gut unterscheiden lassen (Penck, A.i.E., S. 34). Nun sollte man erwarten, daß bei der kurzen Transportstrecke in den entsprechenden Endmoränen sich genügend Blöcke tertiärer Nagelfluh fänden. In der großen Zahl der aufgenommenen Aufschlüsse fand sich aber nur ein einziger, in der mindeleiszeitlichen Moräne des Manneberger Tobels (750/138), ein Block von etwa 30 x 60 x 70 cm Kantenlänge mit geglätteten Seiten, unter den taubenei- bis hühnereigroßen Geröllen sind auch kristalline.

Schließlich gibt besonders folgendes noch zu denken: Der Kristallinanteil in Ablagerungen des diluvialen Rheingletschers geht im allgemeinen bis 20 %, manchenorts sogar bis 30 %; in dem von ihm aufgebauten Teil des Hitzenhofer Feldes (sw. Memmingen) beträgt er 15 %, stellen- und lagenweise steigt er auf 25 % (PENCK, S. 30). Wohlgemerkt: Das gilt für Verfrachtung durch große und starke Gletscherarme aus den kristallinreichen Zentralalpen. Darin konnte der diluviale Illergletscher in keiner Weise mithalten — weder in der Größe noch, was hier wesentlicher, in der Möglichkeit, kristallines Zeug in größerer Menge aufzunehmen. Der hierfür in Frage kommende Streifen kristallinführender Molasse war nur schmal und kurz: bis 6 km breit und bis 10, bestenfalls bis 15 km lang, ein Bruchteil des Einzugsgebietes des diluvialen Illergletschers, dazu noch an seinem Ende, also — mit Blick auf die randliche Lage — nicht mehr im Hauptgebiet der glazialen Erosion; dafür sind die vielen kleinen und größeren Tertiärhöhen (etwa Hohenegg 917 m), die sich bis heute westlich von Kempten erhalten haben, ein beredtes Zeugnis. Weiter: Die miozänen Conglomerate sind bankartig zwischen die übrige (Sand- und Mergel-) Molasse eingelagert - mit deutlicher Abnahme ihrer Zahl und Mächtigkeit nach N (Schiemenz, 1960, S. 44 ff). In ihnen beträgt der Anteil an kristallinen Geröllen in der Burdigal-Molasse bis 4,2 %, in der des Helvet/Torton bis 5 % und nur in dem kleinen

⁸⁾ Graul (1953, S. 23/24) gibt für die HT und NT vor der Hauptzunge des diluvialen Illergletschers "selten mehr als 1 % an, für die NT des Legauer Tales 3 %, für deren HT 4 %. Grauls Werte stammen vielleicht aus Zählungen in Kgr unterhalb von Legau, meine von oberhalb Legau; auf jeden Fall ist auch bei ihm der Unterschied zwischen NT- und HT-Schottern nur gering.

nördlichsten Teil des Eschach/Kürnach-Berglandes bis zu 11,5 % (S. 37/38) ; im Eschach/Kürnach-Schwemmkegel, der einen mittleren Durchschnitt der Conglomerate widerspiegeln wird, 3 % (GRAUL 1953, S. 269). In den Moränen und Schottern des Illergletschers beträgt der Kristallinanteil aber bis zu 5 und 8 %, hie und da (wie im Grönenbacher Schotter III) bis zu 10 und lagenweise sogar bis 20 %. Das ist doch ein ganz offensichtliches Mißverhältnis zum Kristallinanteil in den tertiären Nagelfluhen! Daraus mag die Skepsis gegenüber dieser — an sich sehr eingängigen Deutung PENCKS verständlich werden: Wie will man auf dieses kleine Herkunftgebiet, darin lediglich auf zwischengeschaltete Konglomeratbänke, die selbst einen Kristallinanteil bis zu 5 % (und in den nördlichen Bereichen bis zu 11,5 %) haben, die in ihrer Gesamtheit riesige Masse an kristallinen Geröllen in den altdiluvialen Schottern der Iller-Lechplatte zurückzuführen?

Man sollte daher genauer klären, ob ein Zustrom vom Rheingletscher her wirklich ausscheidet, wie es Penck (S. 198) und Eberl (S. 137) hinstellen. Das Montafon und Klostertal mit ihrem kristallinreichen Hinterland bieten sich dafür an; der schwächere Gletscherarm des Bregenzer Achtales wäre am Nunatak des Pfänders (1064 m) mit nach rechts hin abgelenkt worden, und die damals sicher noch geschlossene tertiäre Hochschwelle bis zum Sonneneck (1100 m) gab nur den Weg zum Illergletscher hin frei.

Natürlich ließe sich der in den einzelnen Grönenbacher Moränen und Schottern wechselnde Kristallinanteil auch damit erklären, daß der Illergletscher die in verschiedener horizontaler Erstreckung und in unterschiedlicher Höhenlage eingebetteten tertiären Conglomerate — je nach dem Fortschreiten der Gletscherausdehnung und der glazialen Tiefenerosion — zu verschiedenen Zeiten angeschnitten hat. Damit ließe sich aber zur Not der Wechsel des Kristallinanteils im einzelnen erklären, jedoch nicht das Mißverhältnis im gesamten zwischen dem in den tertiären Conglomeratbänken und dem in den altdiluvialen Moränen- und Schottermassen. Verständlicher wäre der Wechsel des Kristallinanteils durch das spätere Hinzutreten eines Rheingletscherarmes und dessen mehr oder weniger starke Einengung durch den Illergletscher. Dafür könnte auch der beschriebene Kristallinanteil in den Grönenbacher Schottern passen: Wenig in I und II, viel in III, noch genügend in IV—VI, abklingend bis X.

Noch ein Wort zur Frage einer fluviatilen Zufuhr kristalliner Gerölle vom tertiären Eschach/Kürnach-Bergland zur Iller oder zum Illergletscher hin — und zwar vor Anrükken des Eises als fluvioglaziale "Vorstoßschotter" oder als glaziofluviatile (also rein periglaziale) "Basisschotter". Das könnte nur für den jeweiligen Ablagerungsbereich der Iller (oder einen anderen westlich davon) gelten. Die kristallinhaltigen Schotter finden sich aber auch östlich davon, also in einem Gebiet, das von den Kristallin-Konglomeraten der Tertiärberge westlich von Kempten durch die Iller abgeschnitten war. Man müßte dann schon ein Tertiärbergland (mit Kristallin-Konglomeraten) auch östlich von Kempten annehmen. Wo aber sind dessen Reste? Warum findet sich hier kein Kristallin? Wie sollte sich überhaupt der Illergletscher entfaltet haben? Dem widerspricht auch, daß dieses Gebiet — nach westwärts-Abwandern der Iller — keinen Fluß mehr besaß, der bis zu diesem (hypothetischen) Bergland zurückgereicht hätte. Die Wertach floß immer östlich der Wasser- (und Eis-)Scheide des Kemptner Waldes, und die beiden Günz wie die Mindel haben es bis heute noch nicht geschafft, ihre Quellen so weit zurückzuverlegen.

Gegen eine fluviatile (oder glaziofluviatile) Zufuhr kristalliner Gerölle spricht auch die Talgeschichte des Eschach/Kürnach-Berglandes (Adelegg). Nur ganze kurze junge Tälchen des Ostrandes ziehen zum Kemptner Becken, alle anderen sind nach W und NW gerichtet (Weitnauer und Wengener Argen, Eschach, Kürnach, Holzmüller-, Kimratshofer-, Ottenstaller Bach). Nirgends ist ein Anzeichen für eine so grundlegende Veränderung des Gewässernetzes (um 90 bis 180°) zu erkennen, wie sie für ein früheres nach O und NO

⁹⁾ Mir sind allerdings genügend Nagelfluhbänke mit einem Kristallinanteil bis zu 30 % (und noch mehr) bekannt (vom Hohentannerwald, nördl. der Kürnach, bis zum Iller-Einschnitt hin) — jedoch stets nur lagenweise, nicht in größerer Erstreckung oder Mächtigkeit.

gerichtetes "Adelegg-Flußsystem" erwartet werden müßte. Die einzige wenigstens nach N ziehende Rinne wäre das Rohrachtal mit seiner ehemaligen Fortsetzung (jenseits des Illercañons) im Zeller Mühlbachtal. Aber auch sie reichte in der Günzeiszeit nur bis zum HohenRain/Kronburg-Rücken und in der Mindeleiszeit bloß bis zum jeweiligen Westrand der Grönenbacher Schotter. Der strittige Kristallinanteil findet sich aber östlich davon. Unwahrscheinlich ist auch, daß ein inzwischen abgetragener östlicher Teil des Tertiär-Berglandes nach O (oder NO) hin entwässert hätte. Im Gegenteil: Alle entsprechenden geomorphologischen Befunde, auf die hier einzugehen der Platz fehlt, weisen auf eine alte Entwässerung auch dieses Gebietes nach W hin. Die Quellgebiete sind, wie allenthalben zu erkennen, geköpft, aber nicht in ihrer Richtung umgekehrt worden.

5.2. Zum Fehlen der rißzeitlichen Moränen

Bei der Zuordnung aller Altmoränen zur mindeleiszeitlichen Serie muß man in Kauf nehmen, daß an der Hauptzunge des Illergletschers rißeiszeitliche völlig fehlen würden. Das ließe sich wie folgt erklären.

Schon in der Mindeleiszeit muß es zu einer Aufspaltung in zwei Gletscherzungen gekommen sein; darauf weisen die beiden Hauptabflußrinnen des Südteiles des Grönenbacher Feldes hin, die Greiter und die Kirchweg-Rinne. Sie müssen zuletzt aber so mit den Schottern der mindeleiszeitlichen Aufschüttungsserie verstopft worden sein, daß auch die Kirchweg-Rinne, schon ehe sie von den letzten Altmoränen verschlossen wurde, ihre Aufgabe immer mehr an die östliche Randrinne (am Waldegg) abgab. Hier hat dann auch die Iller ihren Lauf genommen und sich einen bequemeren Weg durch das weniger widerstandsfähige Tertiär im Gebiet des heutigen Trockentales zwischen Waldegg und Ittelsburg gebahnt. Hierhin ging in der Rißeiszeit auch der Vorstoß der östlichen Gletscherzunge. Die westliche wich der Nagelfluh-Bastion des Grönenbacher Feldes nach W hin aus 10), wo in den Ausläufern des tertiären Eschach/Kürnach-Berglandes die glaziale Erosion wieder ein leichteres Spiel hatte. Der Gletscherbewegung kam hier die nach N geneigte Oberfläche entgegen, vor allem brauchte der Gletscher keine Beckenrandschwelle zu überwinden, er konnte sich auf sanst abfallendem und nur wenig reliefiertem Gelände frei entfalten. So wird das weite Vorprellen der rißeiszeitlichen Legauer Gletscherzunge, einer bis dahin noch nicht in Erscheinung getretenen randlichen Nebenzunge des Illergletschers, zu verstehen sein. Begünstigt wurde das gewiß durch die Verbreiterung und Vertiefung des westlich Kempten liegenden Durchlasses zwischen dem Hohenegg (915 m) und dem Blender/Rauhen Stein (1073 m).

Der östlichen Gletscherzunge war, auch wenn sie im damaligen Illertal und im "weichen" Tertiär ebenso günstige Bedingungen vorfand, ein solch weiter Vorstoß von zwei Seiten her verwehrt: Links lag die harte Grönenbacher Schottermasse und rechts die nicht minder verfestigten günzeiszeitlichen Schotter, die von Schrattenbach bis Lachen die steile Talwand des Trockentales bilden. In dem schmalen, heute 2—3, damals wohl nur 1—2 km breiten Raum dazwischen dürfte zudem noch die alte Beckenrandschwelle dem rißeiszeitlichen Gletscher eine feste Grenze gesetzt haben. Auch der würmeiszeitliche kam hier zum Stehen, konnte zuvor aber noch die rißeiszeitlichen Moränen aufarbeiten.

5.3. Zum Fehlen der Schotter/Moränen-Verzahnung

Ganz im Gegensatz zu den östlich benachbarten würmeiszeitlichen Schottern und Moränen, die für Pencks Modell der "glazialen Serie" (Fig. 1 der A.i.E.) geradezu ein Lehrbeispiel darstellen, passen die geschilderten Verhältnisse der Grönenbacher Schotter und

¹⁰⁾ Das Grönenbacher Moränen- und Schotterfeld war die Ursache für die Abspaltung der westlichsten (Legauer) Gletscherzunge, nicht der Hohe Rain - Kronburg-Rücken (GRAUL 1953, S. 26); dieser lag schon zu weit nördlich — auch für den rißeiszeitlichen Maximalvorstoß.

Moränen ganz und gar nicht in dieses Bild. Es fehlt der Gefällsanstieg, man findet keinen Übergangskegel, die Geröllgrößen nehmen kaum zu, die Schotter werden nicht sonderlich mächtiger, — und das alles bis in den Moränenraum hinein, den man nach diesen Erscheinungen frühestens erst in 3—6 km Entfernung vermutet haben würde. Die Moränen selbst sind genügend breit, aber von überraschend geringer Mächtigkeit.

Zur Erklärung dieser eigenartigen Verhältnisse ist noch einmal ein Blick in das westlich benachbarte Gebiet der rißeiszeitlichen Gletscherzunge von Legau von Vorteil. Wie eben dargelegt, ging der weite Gletschervorstoß sozusagen in ein quartäres Neuland, das erstmals — und nur einmal — glazial und fluvioglazial überformt und überschüttet wurde; dieses Neuland war zudem nur schwach reließert und vor allem nach N hin geneigt. Wo die Altmoränen im SO durch die tieß eingeschnittene periphere Randrinne des Rohrachtales von den Jungendmoränen getrennt werden, haben sie (bei Wetzleberg) eine Höhe von 755 m; 7 km nördlich davon, an der Legauer Gletscherstirn (bei Witzenberg-Windbauer) nur noch 685 m. Der Gletscher fuhr also nicht eine Beckenrandschwelle hinauf, sondern mit einem Gefälle von etwa 10 % zu seinem Endmoränenstand hinab.

Darin scheint ein grundlegender Unterschied zu liegen: Im Legauer Gebiet sind die Endmoränen nicht besonders mächtig, an der Gletscherstirn gerade 10 m; oft erheben sie sich nur wenig über das Umland, was allerdings zu einem Teil auch auf die Solifluktionsabtragung zurückgehen kann. Ein Übergangskegel fehlt, das Gefälle der anschließenden Schotterflur bleibt ziemlich gleich, im Hitzenhofener Feld 5 % 000, bis an die Altmoränen heran steigt es nur auf 6 % 000. Zum Vergleich: Das würmeiszeitliche Memminger Feld hat von den Endmoränen weg 20 % 000, dann 15 % 000, nach 3 km noch 10 % 000 Gefälle; 5—6 % 000 besitzt es erst (bei Memmingen) nach 12 km. Die Schottermächtigkeit beträgt im Hitzenhofener Feld, an dessen Aufbau allerdings Rheingletscher-Schmelzwässer maßgeblichen Anteil haben, etwa 18 m; zur Illergletscherzunge hin steigt sie vor den Altendmoränen (zwischen Ampo und Engelherz) auf knapp 20 m an (bei den Jungendmoränen mehr als 100 m). Ebenso verhält es sich mit der Geröllgröße; in unmittelbarer Moränennähe sind bis kalbskopfgroße Geschiebe eingestreut, aber schon nach kurzer Entfernung verschwinden sie in der übrigen Schottermasse, die sehr gleichartig — in mittlerer Korngröße — ausgebildet ist.

Die Ähnlichkeiten mit den entsprechenden Erscheinungen beim Grönenbacher Feld sind so verblüffend, daß man getrost auf dieselben Ursachen schließen kann. Also: Auch hier hat eine ausgesprochene Beckenrandschwelle gefehlt, der Gletscher schob sich in einem Tertiärgelände voran, das nur sanft anstieg oder sogar ein Gefälle nach außen hin besaß. Bei der von mir seinerzeit geführten Quartärexkursion (1950) hatte ich für die eigenartigen Verhältnisse bei Legau schon eine in diese Richtung gehende Erklärung gegeben (1951, S. 104): Das Eis des rißeiszeitlichen Maximalvorstoßes hätte sich in dieser äußersten Zone schon so ausgedünnt, daß keine stärkere Akkumulations- und Erosionsleistung mehr möglich war. Außerdem sei diese Zone vom Eis nur einmal — eben während dieser Maximalvereisung — bearbeitet worden, aber erst die Summe der Erosionsleistungen von mehreren, sich in der gleichen Richtung bewegenden Gletschervorstößen würde es zur Entstehung von ausgeprägten Becken mit stärkerer Reliefenergie kommen lassen. Möglicherweise hätte dieser rißeiszeitliche Maximalvorstoß auch nur verhältnismäßig kurze Zeit angedauert, so daß auch aus diesem Grunde keine größere Einwirkung auf den Untergrund erfolgt wäre.

Genau so ist es im Grönenbacher Altmoränengebiet: Die Tertiär-Oberfläche senkt sich von 760/65 m am Iller-seitigen Steilabfall auf 755/57 m im Greiter Becken und auf 745/48 m im Waldschenke-Rücken, das ist eine fast unmerkliche Neigung von 3—6 0/00.

Aus diesen besonderen Verhältnissen des Grönenbacher Feldes könnte man schließen, daß die glaziale Übertiefung des Illergletscher-Hauptbeckens wie auch seiner Zweigbecken

noch nicht so weit fortgeschritten war, daß der Gletscher bei seinem Vorrücken fest vorgezeichneten Tiefenlinien hätte folgen müssen. Infolge geringerer Höhenunterschiede — auch zu den Randgebieten hin — war es leichter möglich, eine neue Richtung einzuschlagen. Stärker als vom Relief wurde das vom Gestein beeinflußt: Einem von Moränen und Schottern (oder gar von harten Nagelfluhen) eingenommenen Geländeteil weicht auch ein Gletscher aus. Dazu war damals noch genug Platz vorhanden; später nicht mehr, es wurden die tertiären Gebiete immer stärker, zuletzt fast gänzlich vom Quartär überdeckt.

Wo der Gletscher an höherem Tertiärgelände, etwa über dem heutigen Illertal, eine seitliche Begrenzung fand, fehlte später die schützende Quartärdecke; darum kam es hier zu besonders starker Abtragung — bis zur völligen Reliefumkehr. Die zwischen den beiden westlichen Altmoränenrücken wie eine Talmäanderkonkave erscheinende Bucht von Tiefenau ist nicht das Werk der Iller, sondern allein der Hangabtragung; das alte Höhenrelief (oder genauer: die seitliche Begrenzung des Altmoränengebietes gegen das höhere Tertiärland) erscheint bis in Einzelheiten nach unten projiziert.

5.4. Zur großen Zahl der Grönenbacher Schotter

Sie ist die Hauptfrage. Weil es sich dabei um ein bisher einmaliges Phänomen im alpinen Diluvium handelt, wird man zuerst nach einer lokalen oder einer speziellen Ursache suchen. Scheidet das aus, würden die neuen Ergebnisse zur Gliederung des Grönenbacher Feldes, des "locus typicus" für die Pencksche Mindeleiszeit, allgemeinere Bedeutung erhalten.

Eine tektonische Ursache muß ausgeschlossen werden. Im Bereich von Grönenbach wie seiner weiteren Umgebung sind bisher weder bruch- noch flexurartige Heraushebungen festgestellt worden, als deren Folge sich die einzelnen, zeitlich aufeinanderfolgenden Schmelzwasserströme eingetieft und ihre Schotter in einem jeweils tieferen Niveau abgelagert hätten. Solche tektonischen Bewegungen müßten in den oft über lange Strecken durchziehenden Leithorizonten des Tertiärs (Ton-, Mergel-, Kies- oder Konglomeratlagen) zu erkennen sein. Das ist aber weit und breit nicht der Fall.

Ebenso scheidet aus, die 10 Grönenbacher Schotterstränge als spätglaziale Erosionsterrassen zu deuten. Diese entstanden beim Gletscherrückzug in das tiefere Hauptbecken und durch die damit zusammenhängende Tieferschaltung der Schmelzwasserbahnen und finden sich vornehmlich in übersteilten Übergangskegeln. Ein solcher fehlt aber im Grönenbacher Feld. Außerdem betraf die spätglaziale Erosion in erster Linie die Schotteroberflächen, die Schottersohlen blieben davon im allgemeinen unberührt. Hier ist es aber anders: Bei jeder tieferen Schotteroberfläche liegt zugleich auch die Schottersohle tiefer. Es handelt sich stets um einen neuen Schotter, also um einen neuen Aufschüttungs-, nicht nur um einen neuen Erosionsvorgang.

Die einzelnen Schotterstränge und Schotterterrassen des Grönenbacher Feldes als "Teilfelder" anzusehen, hat schon mehr Wahrscheinlichkeit und ist eingehender zu prüfen. Penck hat in seinen methodisch grundlegenden Ausführungen über den glazialen Komplex und die glaziale Serie (A.i.E., S. 18) deutlich genug herausgestellt, daß sich die Teilfelder lediglich auf die Nachbarschaft der Moränen beschränken: "... in meist geringer Entfernung von denselben laufen die Teilfelder in ein einziges großes Feld zusammen, das seinerseits ebenso dem ganzen Moränengürtel entspricht, wie jedes Teilfeld einem einzelnen Walle" (siehe auch Schaefer 1951, S. 299 ff.). — Wie steht es damit hier? Soweit sich die einzelnen Grönenbacher Schotterterrassen verfolgen lassen, und das ist immerhin eine Entfernung von 10 km abwärts der Endmoränen, ist nicht zu erkennen, daß sie zusammenlaufen oder zusammenlaufen würden. Dann haben Teilfelder stets ein verschiedenes Gefälle, die obersten — wegen der Bindung an die äußersten Endmoränen — das stärkste, die tieferen — infolge ihres Zusammenhanges mit weiter zurückgestaffelten, also tiefer im Beckenraum liegenden Endmoränen — ein geringeres. Auch das trifft bei den Grönenbacher Schotterterrassen nicht zu, ihr Gefälle ist bei allen und durchgehend sehr

gleichartig. Schließlich müssen Teilfelder, ob es sich um reine Erosionsterrassen oder auch um letzte Aufschüttungen von Rückzugsmoränen aus handelt, das gleiche Schotterzeug führen. Im Grönenbacher Feld ist dies aber nicht der Fall, die Geröllzusammensetzung weist — sowohl nach Größe wie Gesteinsart — in den einzelnen Schottern z. T. erhebliche Unterschiede auf. Damit dürfte diese Erklärungsmöglichkeit genügend entkräftet sein. Vollends geschieht das durch die folgenden Ausführungen.

5.5. Zu ihrer Fortsetzung im Eisenburger Riedel

Topograph. Karte 1:25 000, Gradabt.blätter 7827 (Babenhausen), 7927 (Amendingen); Positionsblätter 703, 704, 681; Karte 1:50 000, L 7926; Karte 1:100 000, Blatt 635 (Laupheim).

Penck hat diese — ohne eine Begründung anzuführen — nach NW hin, jenseits der Iller, im Tal der württembergischen Roth angenommen (S. 35, 54). Das ist deswegen erstaunlich, weil er selbst schon im Günztal, zwischen Holzgünz und Unterhart, einen Terrassenschotter (in 620—35 m) entdeckt und richtig als dem Grönenbacher Schotter altersgleich angesprochen hat. Die seiner Meinung nach zwar deutliche, im ganzen gesehen aber "bescheidene Abstufung" am Ostabfall des Eisenburger Riedels (Bauhofer Berg) betrachtet er jedoch nicht als die Fortsetzung des Grönenbacher Feldes. Daß es sich aber nicht nur um eine Hangabstufung handelt, sondern um einen eigenen, durch ein Tal abgetrennten Schotterrücken von 5 km Länge, ist ihm entgangen.

Die Frage der Fortsetzung der Grönenbacher Schotter beantwortet sich aus der Talgeschichte. Im O bildete die rechtsseitige hohe Schotterwand des Memminger Trockentales (von Schrattenbach bis zum Theinselberg) mit ihrer Weiterführung durch das rechte Günztalgehänge eine eindeutige Wasserscheide. Im W lag damals ein vom Hohen Rain und der Kronburg bis zum Eisenburger Riedel reichendes Höhengelände, das einen Übertritt in das heutige Illertal verhinderte. Der Grönenbacher Schotterstrom konnte also nur ins Günztal ziehen (Schaefer, 1951, S. 103). Hier richtet sich das Augenmerk auf jenen großen, hoch aufragenden, bis 12 km langen und 5 km breiten Riedel, der die Wasserscheide zum Illertal bildet, bei Eisenburg, nö. Memmingen, einsetzt und bis Klosterbeuren-Winterrieden reicht. Mit seiner fast geschlossenen Bewaldung erscheint er wie ein einheitlich geschaffener Landblock. Daß aber bei seiner Größe, die das Grönenbacher Feld um das Dreifache übertrifft, nicht nur ein Schotter allein an seinem Aufbau beteiligt wäre, mußte jeder Kenner der geologischen und geomorphologischen Verhältnisse des Alpenvorlandes von vornherein vermuten. Es würde jedoch den Rahmen dieser Arbeit, die dem Grönenbacher Feld, dem Ausgangsgebiet der Penck'schen Mindeleiszeit gewidmet ist, überschreiten, wenn die Einzeluntersuchung sich noch auf dies Gebiet erstreckte. Das soll nur so weit geschehen, wie es zur Beantwortung der in diesem Kapitel gestellten Hauptfrage notwendig ist.

Der von Penck entdeckte Terrassenschotter (von w. Holzgünz bis zum Eichelgarten w. Lauben) ist nicht der einzige. Westlich von ihm läßt sich ein weiterer Schotterstreifen (mit Lauberhart und der westlichen Hälfte des "Stiftungswaldes") abtrennen, und nördlich davon erscheinen noch weitere verschieden hoch liegende Schotter. Es ist nicht nötig, sie alle vorzuführen. Vier Schotter, deren Sohlen verhältnismäßig genau ermittelt werden konnten, mögen ausreichen, um die Verbindung mit den Grönenbacher Schottern zu zeigen (Tafel II).

Um keine Fehlverknüpfungen entstehen zu lassen, wurden nur die Schottersohlen herangezogen; die Schotteroberflächen sind zu oft (durch Abtragung) erniedrigt oder (durch jüngere Deckschichten) überhöht, als daß eine genaue Verbindung stets ohne Zweifel wäre. Bei den Schottersohlen scheidet das aus. Die Längsprofile ziehen vom Greiter Becken, dem Wurzelgebiet der älteren Grönenbacher Schotter (I—III), im Greiter Tal hinab und am linken Rand des Grönenbacher Schotterfeldes in einem flachen Bogen über Memmingerberg sowie östlich an Eisenburg vorbei nach Unterhart und Lauberhart. Da alle Schottervorkommen des Grönenbacher Feldes, wie auch die des

Eisenburger Riedels, der linken Talseite angehören, wird diese Profilachse die geringsten Fehler zeigen. In sie wurden — der Flußrichtung entsprechend — die abseits gelegenen Schottervorkommen (Hoher Rain, Kronburg, HT, NT) hineinprojiziert.

Eine Ausnahme von dieser Lage an der linken Talseite ist der Kohlstatt-Schotter bei Ungerhausen; er könnte, wenn damals der Streifen der Hawanger und anschließenden Günztal-HT noch tertiäres Hochgebiet war, einem — allerdings dicht benachbartem — östlichen Flußsystem (Ottobeurer Günztal) angehört haben. Ebenso liegen rechtsseitig der Felsenberg- und Theinselbergschotter, die des Vergleiches wegen einbezogen wurden. Eine gewisse weitere Ausnahme wäre der Reichauer Schotter, der auf der anderen, dem Günztal abgewandten Seite des Eisenburger Riedels liegt.

Als höchsten Eisenburger Schotter könnte man den schon von Penck (S. 32 u. Fig. 4, hier Abb. 2) angeführten am Bauhofer Berg ob Eisenburg bezeichnen — mit Uk (am A.T. w. des Bauhofes) in etwa 662 m 11); 5,5 km nnö. liegt die Schottersohle am Sattelberg, östlich gegenüber Otterwald, in etwa 641 m (= 3,8 % (00) 12). Als tiefsten Eisenburger Schotter könnte man jenen bezeichnen, der wnw. Lauben den ersten waldbedeckten schmalen Teilriedel erfüllt und dessen Sohle (in der alten Kgr etwas n. der Straße nach Otterwald) in 592/93 m erscheint. An ihn schließt sich nach S der genannte 5 km lange Riedel von w. Lauben (Eichelgarten) bis w. Holzgünz an, dessen Schottersohle Penck (unter der alten Kgr an der Straße nach Unterhart) richtig mit ein wenig tiefer als 620 m bestimmt hat und die 2 km nördlich bei 612 m liegt (= 4 %). Als vierter Eisenburger Schotter sei der von Reichau ausgewählt, dessen Sohle sich dort in 624 m und 2,5 km südlich (in der Kohlwald-Kgr nnw. Otterwald) in 633 m findet (= 3,6 %); damit staffelt er sich deutlich unter den höchsten Schotter, dessen Sohle dicht ö. Otterwald mit 641 m angegeben war. Die Schotteranlagerungen nw. und nö. von Eisenburg (mit T/Q-Grenzen in 652/55 m) gehören wohl schon einem höheren Niveau an; besser paßt zum Reichauer Schotter der auf der Kohlstatt bei Ungerhausen mit einer Sohlenhöhe in 655 m (= 3,8 %).

Auch wenn zwischen dem Ende der Grönenbacher Schotter und dem Beginn der Eisenburger eine Lücke von 9—10 km klafft, läßt sie sich nahtlos schließen. Die Eisenburger Schotter haben ein Sohlengefälle von $3,6\,^0/_{00}$ — $4,0\,^0/_{00}$, die Grönenbacher $5-5,6\,^0/_{00}$. Für die Lücke errechnet sich ein Mittelwert von $4,3-4,8\,^0/_{00}$; mit ihm lassen sich alle entsprechenden Schotter miteinander verbinden. Ein Gefällsbruch ist nicht vorhanden.

Einen solchen nimmt Penck (S. 35) an. Von der Donau aufwärts hätte der ältere Deckenschotter, zu dem er auch den Eisenburger Schotter zählt, 4 % % Gefälle. Für die Verbindung zum günzeiszeitlichen Schotter bei der Kronburg und am Hohen Rain gibt er 6 % 6 für die Sohle und 9 % 6 für die Oberfläche an (S. 34, 39). Dabei ist Penck ein offensichtlicher Irrtum, ein Rechenfehler, unterlaufen. Die Oberflächenhöhen nennt er richtig am Hohen Rain mit 755 m (S. 30), am Bauhofer Berg mit 675 m (S. 33), als Entfernung dazwischen 14 km (S. 34); das sind 5,7 % 0,00, und wenn man bei letzterem den hangenden Lehm wegläßt, 5,9 % 0,00, nicht 9 % 0. Damit muß der Gefällsbruch fallen gelassen werden. Vollends erledigt er sich, wenn man die richtige Verbindung vornimmt, nämlich von den Eisenburger zu den Grönenbacher Schottern (= 4,8 % 0 für die Oberfläche). Wie Kronburg und Hoher Rain das Grönenbacher Feld überragen, so nehmen sie auch deutlich ein höheres Niveau ein als der Eisenburger Riedel.

Was für die Gefällsverhältnisse ermittelt wurde, gilt in gleicher Weise für die Schotterausbildung — nach Mächtigkeit sowie Geröllgröße und -zusammensetzung. Der Kri-

¹¹⁾ Möglicherweise verbirgt sich in dem Rückengelände nördlich davon mit den Waldabteilungen Oberhart und Unterhart ein noch höherer Schotter, für den bislang allerdings noch kein Abschluß ermittelt werden konnte (die Fuchsberg-Kgr an seinem Westabfall gehört gewiß zu einem tieferen Schotter).

¹²⁾ In dieser Uk-Höhenangabe (wie auch in der vom Bauhofer Berg) könnte infolge der (gerade im Bereich dieses Kartenblattes sehr verschiedenartigen) Umsetzung von Adria- auf Nordsee-Pegelwerte ein Fehler von 1—3 m enthalten sein. Grundsätzlich würde sich aber deswegen nichts ändern; wenn die Uk am Bauhofer Berg tiefer, etwa in 660 m, und die am Sattelberg höher, etwa in 643/44 m, läge, müßte lediglich der Sattelbergschotter mit dem in Anm. 11) vermuteten höchsten Schotter verbunden werden (= 3,9 %)00).

stallingehalt ist — aus den aufgezeigten Gründen — schon in den Grönenbacher Schottern recht verschieden, er schwankt von 1—5 %, seltener bis 8 % und darüber. In den Eisenburger Schottern beträgt er — nach 10—20 km Flußtransport, dazu noch mit 4—5 % Gefälle — immer noch 1—2 %, lagenweise bis 3 %. Dabei muß berücksichtigt werden, daß die kristallinen Gerölle der vom Illergletscher stammenden Schotter auf ihrer dritten Lagerstätte liegen (Alpen-Moränen-Schotter), also dadurch recht "mürbe" geworden sind und leichter aufgearbeitet werden konnten.

Es kann nach allem kein Zweifel bestehen, daß sich die Grönenbacher Schotter in dem Eisenburger Schotterkomplex fortgesetzt haben und hier zum großen Teil noch erhalten sind. Die Zuordnung im einzelnen ist eine zweitrangige Frage. Ob der höchste Eisenburger Schotter, was durchaus möglich ist, älter und ob der tiefste jünger ist, mag einer späteren Untersuchung überlassen bleiben; an der Verbindung der übrigen Eisenburger Schotter mit den Grönenbachern kann sich dadurch nichts ändern.

5.6. Zur Stellung der Grönenbacher und Eisenburger Schotter im diluvialen System

Mit der Klärung ihrer Zusammengehörigkeit hat sich die zuvor erörterte Frage der Grönenbacher Schotter als Teilfelder (eines gemeinsamen Hauptfeldes) von selbst erledigt. Die einzelnen Schotterstränge vereinigen sich auch weiterhin nicht; bis ans Ende des Eisenburger Riedels, also über 30 km hin, und noch darüber hinaus, bleiben sie getrennt — und zwar jeweils mit den fast gleichen Abständen wie an ihrem Ursprung. Nirgends im ganzen Umkreis der Alpen gibt es das bei Teilfeldern.

Mit der Feststellung einer größeren Zahl von Schottern hat sich auch die vertikale Lücke im Aufbau des Eisenburger Riedels geschlossen, die zwischen dem Nagelfluhschotter oben (660/62—72 m auf dem Bauhofer Berg) und jenen tief darunter klaffte (Pencksche Kgr zwischen Holzgünz und Unterhart, 620—32 m, oder wnw Lauben, 593—604 m). Ein solch schotterloser Höhenabstand von ganzen 40 m wäre auch zu verwunderlich gewesen — dazu noch in einem Gebiet mit einem Reichtum an fluvioglazialen Ablagerungen wie kaum seinesgleichen. Die Lücke wird nun — wie im Grönenbacher Feld — von einer ganzen Schotterserie gefüllt. In diesem 40 m-Höhenabstand vom tiefsten bis zum höchsten mindeleiszeitlichen Schotter spiegelt sich eine erhebliche größere Erosionsleistung wider als in jenem zu den günzeiszeitlichen "Hochfeldschottern" darüber (20 m am Hohen Rain) oder in jenem zu den rißeiszeitlichen HT-Schottern darunter (20 m am Ende des Grönenbacher Feldes, 15 m am Anfang des Eisenburger Riedels).

Trotz dieses eigenen großen Höhenspielraumes bilden die Schotter des Grönenbacher Feldes — und darum kann man es durchaus bei dieser Penckschen Benennung ("Feld") belassen — eine in sich geschlössene, von den darüber wie darunter liegenden deutlich getrennte Gruppe. Aber schon im Eisenburger Riedel — und noch mehr weiter talab — ist das nicht mehr der Fall. Hier findet sich weder zu den höheren noch zu den tieferen Schottern ein größerer Höhenabstand. Es wäre daher zu erwägen, ob es sich bei jenem über und unter den Grönenbacher Schottern um eine Schichtlücke handelt. Die Längsprofile lassen diese Möglichkeit bestenfalls nach oben hin zu, also für den Höhenabstand zum (günzeiszeitlichen) HohenRain-Kronburg-Schotter. Weiterhin wäre angesichts des großen Höhenspielraumes (von 40 m allein für das Erosions- und Akkumulationsspiel e in er Eiszeit) der eben schon aufgeworfenen Frage nachzugehen, ob ein unterer Teil der Grönenbach-Eisenburger-Schotter der Rißeiszeit oder (besser noch) der von mir (1965) ins Gespräch gebrachten Paareiszeit zugeteilt werden müßte.

Gegen eine Zuweisung der tiefsten Grönenbach-Eisenburger Schotter zu den rißeiszeitlichen spräche eine Erscheinung, die letzteren im allgemeinen fehlt: Das sind die geologischen Orgeln, die hier auch schon Penck (S. 32) aufgefallen sind. Sie finden sich in allen Schottern (von I—X), natürlich nicht in jedem Aufschluß, aber fast in jeder Nagelfluh-Kgr, deren Ok sich mit der alten

Schotteroberfläche deckt. Oft reichen sie bis 6 und 8 m tief hinab und stellen echte Naturschönheiten dar, die verdienstvoller Weise durch die Forstämter Grönenbach und Ottobeuren geschützt werden. Den rißeiszeitlichen HT-Schottern, auch wo sie — wie besonders die älteren — zum Teil ansehnlich verfestigt sind, fehlen geologische Orgeln durchwegs; sie haben Verwitterungssäcke oder -taschen, manchmal sogar von schlotartiger Form, niemals aber echte geologische Orgeln.

Wesentlicher als die genaue Zahl oder die Zuordnung im einzelnen ist, daß in Pencks Mindeleiszeit eine ganze Serie von Akkumulations- und Erosionsvorgängen fällt — in einem so großen Vertikalabstand und auf eine so weite horizontale Erstreckung, daß man daraus bisher — entsprechend den Penckschen Methoden — wenn nicht unbedingt auf Glazial- und Interglazialzeiten, so doch auf voneinander recht getrennte Gletschervorstöße geschlossen hat. In einer entsprechenden Erweiterung des Begriffes Mindeleiszeit würde sich nichts anderes widerspiegeln, als was im Gelände schon geschehen ist: Die Auflösung des für Pencks Mindeleiszeit repräsentativen Grönenbacher Feldes in 10 fluvioglaziale Schotterterrassen und der vielschichtigere Aufbau des Eisenburger Riedels. Nicht unwesentlich ist auch dessen "Verjüngung". Bei Eberl (S. 305) war die Schotterdecke donaueiszeitlich, Penck (S. 32) hatte sie in seine Günzeiszeit gestellt, nun ist sie nur noch mindeleiszeitlich.

Das ist alles neuartig gegenüber dem bisher bekannten Bild vom Memminger Raum, dem Ausgangspunkt der A.i.E. und dem ersten Modell von Pencks tetraglazialem System, aber auch anders wie es EBERL hingestellt hat. Von da aus wird man wieder an eine Überprüfung der bisherigen Gliederungsversuche für die Diluvialbildungen der Iller-Lechplatte herantreten müssen. Sie ist für die alpine Eiszeitforschung wichtig und für die Aufhellung der Landschafts-, besonders der Fluß- und Talgeschichte, notwendig. Davon werden meine nächsten Arbeiten handeln.

5.7. Zur Flußgeschichte

Dazu seien, weil schon außerhalb der gestellten Aufgabe liegend, nur einige Bemerkungen getan. Daß es sich bei allen Grönenbacher und Eisenburger Schottern um Ablagerungen in Tälern, also um Talschotter, handelt, nicht um "Deckenschotter", auch nicht um solche in überaus breiten Tälern, wie Penck es für den "Jüngeren Deckenschotter" annahm, braucht nach dem Gesagten nicht weiter erörtert zu werden. Dies wird in den Querprofilen deutlich genug sichtbar, — ebenso daß alle Schotter ausnahmslos in Abflußrinnen mit kastenförmig gestalteten Querprofilen liegen. Die in meiner Arbeit über die diluviale Erosion und Akkumulation (1950) daraus gewonnenen Ergebnisse gelten auch für dieses Gebiet, besonders daß bei der Verfolgung der Schotter bis fast in den Moränenraum hinein auf die Schottersohlen recht guter Verlaß ist (S. 115).

Zur Flußgeschichte selbst bestätigt sich, daß die Iller in einer älteren Rißeiszeit im heutigen Günztal floß (Schaefer 1940 u. a. O.). Auch während der Mindeleiszeit hatte sie hier ihren Lauf, wie die ohne Zweifel von ihr verfrachteten Grönenbacher und Eisenburger Schotter zeigen. Die Westtendenz ist offensichtlich: Günztal (Mindel- und Altrißzeit) — Weißenhorner Tal (Jungriß- und Altwürmzeit) — heutiges Illertal (Jungwürmzeit und Gegenwart). Weiter südlich ist es aber umgekehrt. Der höchste, der günzeiszeitliche Schotter (Hoher Rain, Kronburg) liegt im W, nach O folgt — sich treppenartig tiefer staffelnd — die mindeleiszeitliche Schotterserie, danach — wieder nach O anschließend — die rißeiszeitliche HT (Grönenbach—Zell) und schließlich die würmeiszeitliche Schotterflur des Memminger Trockentales. Ob der HoheRain- und Kronburg-Schotter die oberste Stufe dieser Iller-Terrassentreppe darstellt, ist nicht ganz sicher. Trotzdem ist in diesem Bereich die Tendenz der Iller von W nach O unverkennbar. Auch das hat für manche geomorphologischen wie auch schotterstratigraphischen Fragen der Iller-Lechplatte einige Bedeutung.

Ergebnisse

- 1. Das südlich Memmingen liegende *Grönenbacher Feld*, der locus typicus für Pencks Mindeleiszeit, wird nicht von einem einzigen "jüngeren Deckenschotter" gebildet, sondern setzt sich aus insgesamt 10 Schotterterrassen zusammen.
- 2. Die Grönenbacher Schotter sind stratigraphisch, petrographisch und geomorphologisch eigenständige Akkumulationskörper, die voneinander jeweils durch einen Erosionsabstand getrennt werden und stets in typischen fluvioglazialen Abflußrinnen mit kastenförmigen Querprofilen und sehr ebenen Aufschüttungssohlen liegen.
- 3. Sie sind im Umkreis von Grönenbach von den günz- wie von den rißeiszeitlichen Schottern deutlich abgesetzt und bilden hier eine zusammengehörige Schotter- und Terrassengruppe. Vorerst sollte sie im ganzen bei Pencks Mindeleiszeit belassen bleiben.
- 4. Das sollte auch für die südlich anschließende Altmoränenzone gelten. Das auffallende Fehlen von rißeiszeitlichen Moränen hat ebenso wie das Fehlen eines Übergangskegels oder einer eindeutigen Moränen/Schotter-Verzahnung lokale Gründe.
- 5. Der nordöstlich Memmingen aufragende Eisenburger Riedel wird ebenso nicht nur von einem einzigen Schotter abgedeckt (nach Penck: günzeiszeitlich, nach Eberl donaueiszeitlich), an seinem Aufbau nehmen vielmehr eine Reihe von Schottern teil; sie verbinden sich mit denen des Grönenbacher Feldes, gehören demnach zu Pencks Mindeleiszeit.
- 6. Damit wird am Eisenburger Riedel die große Lücke geschlossen, die zwischen den abdeckenden Schottern oben und den HT- und NT-Schottern darunter klaffle. Ebenso verschwindet der (von Penck wie von Eberl angenommene) Gefällsbruch zwischen dem Moränengebiet im S und dem Schottervorland im N; er ist auch bei den darüber gestaffelten günzeiszeitlichen Schottern nicht zu erkennen.
- 7. Grönenbacher wie Eisenburger Schotter wurden von der Iller aufgeschüttet, die in der Penckschen Mindeleiszeit ihren Lauf im heutigen Günztal nahm. Hier zeigt sie eine Wanderungstendenz nach W, im Süden jedoch nach O. Auch das ist für die Schotterstratigraphie von einiger Bedeutung.
- 8. Ob die kristallinen Gerölle der Grönenbach-Eisenburger und auch vieler anderer altdiluvialer Schotter der Iller-Lechplatte, wie es seit Penck vertreten wird, aus den Miozän-Konglomeraten der Berge westlich von Kempten stammen und von der Iller verfrachtet wurden, ist auch weiterhin skeptisch zu beurteilen.
- 9. Indem sich die Grönenbacher und Eisenburger Schotter über 30 km Länge erstrecken und noch weiter verfolgen lassen, scheidet eine tektonische Deutung aus, ebenso eine solche als "Teilfelder", die zu einem "Hauptfeld" zusammenlaufen würden, ganz zu schweigen von der Deutung als spät(mindel)eiszeitliche Erosionsterrassen.
- 10. Angesichts der Aufgliederung des Penckschen Ausgangsbeispieles für die Mindeleiszeit in eine reiche Ablagerungsserie, die allein für eine Eiszeit ein Phänomen und Novum in der alpinen Diluvialforschung darstellt, wird man nicht unbedingt den Penckschen Methoden folgend auf Glazial- und Interglazialzeiten schließen wollen, jedoch werden zumindest voneinander recht getrennte, große Gletschervorstöße angenommen werden müssen. Wie man auch vorgehen mag, ob man sie alle bei der Mindeleiszeit beläßt, ob man die ganze untere Hälfte der Paareiszeit zuweist oder einen untersten Teil zur Rißeiszeit stellt, um eine Erweiterung von Pencks Mindeleiszeit zu einer Großeiszeit (oder einer Eiszeitengruppe) wird man in keinem Falle herumkommen.
- 11. Das Grönenbacher Feld ist nach diesen Ergebnissen noch wie seinerzeit, als Penck es an den Anfang der "Alpen im Eiszeitalter" stellte, eine maßgebende Schlüsselstelle des alpinen Diluviums geblieben.

12. In methodischer Hinsicht wurde zum Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung vorgeführt, wie sich einheitlich erscheinende Landblöcke, hier das Grönenbacher Feld und der Eisenburger Riedel bei richtiger Differentialdiagnose in ihre natürlichen Bestandteile zerlegen lassen.

Schlußbemerkung

In den Vorbemerkungen war darauf hingewiesen worden, wie verwickelt die Verhältnisse im Memminger Raum, dem Ausgangsgebiet der "A.i.E.", sind, wo Penck sie besonders klar gegliedert glaubte, wie schwierig seither eine geologische und geomorphologische Analyse geworden ist und daß dies am Beispiel des Grönenbacher Feldes vorzuführen ein weiterer Zweck dieser Arbeit sei. Wie berechtigt, notwendig und wichtig dieser Nebenzweck war, erweist eine am Geographischen Institut der Universität Heidelberg erstellte Dissertation (von Peter Sinn über "Die präwürmeiszeitlichen Ablagerungen im mittleren und südlichen Illergletschervorland", 1971 - 220 Schreibmasch.-S.). Man muß den Mut bewundern, mit dem in einer ersten wissenschaftlichen Arbeit thematisch und räumlich ausgeholt wird. Wofür bisher Dutzende von wissenschaftlichen Einzelarbeiten notwendig waren, das wird hier in einem Zuge aufgearbeitet :... von der Riss bis an die Mindel, von der Alb bis nach Tirol . . . Im Verzeichnis der genannten Aufschlüsse werden 359 angeführt, eine hohe Zahl für 2 oder 3 Arbeitsjahre, zumal dem in dieser Zeit als Gymnasiallehrer tätigen Verfasser, wie man dem Lebenslauf entnehmen kann, für Geländearbeiten nur die dafür recht kurzen sommerlichen Schulferien zur Verfügung gestanden haben werden. Andererseits für das viel zu groß gewählte Gebiet eine viel zu kleine Zahl. Zum Vergleich: Bei Sinn fallen in das Grönenbacher Feld 33 Aufschlüsse; das reichte in keinem Falle aus, um seinen Bau, der allein aus der etwa doppelt so großen Zahl von geologischen Einzelparzellen besteht, zu erkennen. Bei mir sind es sechsmal soviel. Danach auch die Ergebnisse. Für das Grönenbacher Feld und den Eisenburger Riedel muß man, so hart es auch klingen mag, geradezu alle Sinnschen Beobachtungen für nicht ausreichend oder unzutreffend und die Auswertungen für falsch ansehen. Beim Blick auf manche der beigefügten Profile, etwa 14 a, von der Kronburg über den Mühlsteig zur Zeller HT und zum Memminger Trockental, fragt man sich, warum nur eine Rückkehr zu Penck erfolgt ist; es ließen sich in gleicher Weise alle Sinnschen diluvialen Schottersohlen miteinander verbinden, und er hätte auch zu Leps i us' Monoglazialismus zurückkehren können. Ein Jammer, wenn man bedenkt, wieviel Arbeit in der Erstellung einer Dissertation liegt — und auch in dieser gelegen hat! Eine Beschränkung auf ein sachlich oder räumlich enger begrenztes Thema hätte ganz ohne Zweifel zu anderen Ufern geführt - immer noch nach dem alten, guten Leitmotiv: multum. non multa.

Schrifttum

- EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. 427 S., Augsburg 1930.
- FÖRDERREUTHER, M.: Die Zungenbecken des Illergletschers und die Illerdurchbrüche bei Reicholzried und Kempten. — Mitt. Geogr. Ges., 16, 337—338, München 1923.
- GRAUL, H.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Geolog. Bav., 18, 13—48, München 1953.
- —: Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorlande. Geolog. Bav., 19, 266—280, München 1953.
- MÜLLER, F.: Die geologischen Verhältnisse des Blattes Buchenberg. Geolog. Bav., 13, 24 S., München 1952.
- Penck, A.: Die Vergletscherung der Deutschen Alpen. 483 S., Leipzig 1882.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 1199 S., Leipzig 1901/09.
- Schaefer, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. Abh. Naturwiss. Ver. f. Schwaben u. Neuburg, 2, 148 S., Augsburg 1940.
- Die diluviale Erosion und Akkumulation. Untersuchungen über die Talbildung im Alpenvorlande.
 Forsch. z. dt. Ldskde., 49, 154 S., 38 Abb., Landshut 1950.
- —: Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. Geolog. Bav., 6, 98—114, 4 Abb., München 1951.
- —: Über methodische Fragen der Eiszeitforschung im Alpenvorland. Z. dt. geol. Ges., 102, 287—310, 6 Abb., Stuttgart 1951.
- —: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Geolog. Bav., 18, 49—112, 9 Abb., 1 Prof.-tafel, München 1953.
- —: The Successions of fluvioglazial deposits in the Northern alpine Foreland. Proceedings of the VII. Congress Volume 14/INQA, 9—14, Boulder-Denver/Colorado 1965.

Schiemenz, S.: Fazies und Paläogeographie der subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar.

— Beih. z. Geolog. Jb., 38, 119 S., Hannover 1960.

SIMON, L.: Der Rückgang des würmeiszeitlichen Allgäuvorlandgletschers. — Mitt. Geogr. Ges., 19, 1—37, München 1926.

STEPP, R.: Zur Talgeschichte der mittleren Iller. - Geolog. Bav., 19, 168-185, München 1953.

Manuskript eingeg. 12. 2. 1973.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Ingo Schaefer, 8032 Gräfelfing, Maria-Eich-Straße 120.

Entstehung und Alter der "toba"-Sedimente in Mexiko

Von Klaus Heine, Bonn und Ernst Schönhals, Gießen

Mit 7 Abbildungen

Zusammenfassung. Schluffige, gelblichbraune Sedimente von oft großer Mächtigkeit sind in Zentralmexiko im Bereich der Sierra Neovolcánica weit verbreitet. Über ihre Entstehung gab es bisher nur Vermutungen; man sah in ihnen primär sedimentierte vulkanische Tuffe, Staubsedimente, die subaerisch akkumuliert wurden, nachdem sie aus vulkanischen Aschenfeldern ausgeblasen worden waren, oder ein lößartiges Material, dessen Auswehungsgebiet in allen vegetationslosen Flächen zu suchen ist, wie trockengefallene Seen, Schotterfluren und vulkanische Lockerprodukte.

Geologisch-geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen der jungpleistozänen und holozänen Lockersedimente im Bereich des Beckens von Puebla erbrachten Aufschlüsse über die Entstehung der Staubsedimente. Es handelt sich meistens um äolisch umgelagerte vulkanische Aschen und Bimse, wie die Parallelisierung der lößartigen Ablagerungen mit den vulkanischen Förderprodukten zeigt. Daneben kommen auch häufig - jedoch in der Regel geringmächtiger lößartige Sedimente vor, die sich mit typischen glazialen und periglazialen Ablagerungen korrelieren lassen; sie wurden vorwiegend aus vegetationslosen Periglazialgebieten der Vulkangebirge und weiten Schotterfluren ausgeblasen, und zwar während größerer Gletschervorstöße an den höchsten Vulkanen. - Eine Besonderheit bildet das Ausgangsmaterial der fossilen Andosole an der Malinche; es wurde zum Teil von der Sierra Nevada und aus den Beckengebieten angeweht. Das Alter der lößartigen Bildungen reicht vom Holozän bis weit ins Pleistozän. Einzelne Horizonte können aufgrund stratigraphischer Untersuchungen genau datiert werden. Die Frage, ob diese in Mexiko "toba" genannten Sedimente als "Löß" bezeichnet werden können, wird aufgeworfen.

Summary. Silty, yellowish brown sediments of great thickness can be observed frequently in Central Mexico in the region of the Sierra Neovolcánica. So far different views have been advanced as to their origin, they are supposed to be subaerically deposited volcanic tuffs, dust sediments subaerically accumulated after being blown out of volcanic ash fields, or loess-like material derived from all areas which are free of vegetation such as desiccated lakes, gravel fields and volcanic tefras.

Geologic-geomorphological and pedological investigations of the Late Pleistocene and Holocene sediments in the region of the Valley of Puebla led to information about the origin of the dust sediments. Most of them are eolically redeposited volcanic ashes and pumices, as indicated by the correlation of the loess-like sediments with volcanic layers. There are also loess-like sediments - generally less thick - which can be correlated with caracteristically glacial and periglacial deposits; they were mainly blown out of periglacial regions of the volcanic massifs and the gravel fields with an open vegetation cover during periods of the mayor glacial advances on the highest volcanoes. The unweathered material of the fossil andosol soils of the Malinche shows certain special features; some of it was transported by wind from the Sierra Nevada and the nearby basins. The age of the loess-like formations reaches from the Holocene far into the Pleistocene. By means of stratigraphical investigations some layers can be dated exactly. The question is raised whether these sediments which are called "toba" in Mexico can be called "loess".

I. Einleitung

Die Vulkane sind die auffälligste morphologische Erscheinung Mexikos; sie liegen im Bereich einer Achse, die das Land in etwa 19° n. Br. von Ost nach West quert (Sierra Neovolcánica). Beträchtliche Flächen sind im Gebiet der Sierra Neovolcánica von vulkanischen Lockermassen, Tuffen, Sanden und Aschen bedeckt. Zu diesen Ablagerungen gesellen sich schluffreiche, gelbliche bis gelblichbraune Sedimente. Besonders an den Hängen können diese Ablagerungen große Mächtigkeiten erlangen. Im Landschaftsbild treten sie deutlich hervor, da gewaltige Schluchtsysteme die Lockersedimente an den Gebirgshängen zerschnitten haben. Die Frage nach der Entstehung dieses in Mexiko als "toba" bezeichneten Materials ist wiederholt gestellt worden.

JAEGER (1926, 18 ff.) vertritt die Auffassung, daß es sich im wesentlichen bei den "toba"-Sedimenten um einen aus der Luft abgesetzten Tuff von vulkanischen Aschenausbrüchen handelt. Diese Ansicht über die Entstehung nimmt JAEGER für die gelbbraunen Staubsedimente in den Becken von Mexiko und Puebla an, während er für andere, besonders trockene Gebiete des mexikanischen Hochlandes auch einräumt, daß die "toba"-Sedimente eine lößartige, äolische Ablagerung darstellen, die vom Boden eines Beckens abgeweht und an den Gebirgsrändern abgesetzt ist. An eine äolische Sedimentation des Materials denkt auch der erfahrene mexikanische Geologe P. Wattz (zit. nach Jaeger 1926, 23).

BRYAN (1948, 11 u. 14) sieht in dem massigen, ungeschichteten, gelblichbraunen Material ein Sediment, das hauptsächlich aus vulkanischem Glas besteht und das direkt vulka-

nisch entstanden oder aber vom Wind abgelagert sein kann.

WHITE (1962, 17 ff.) glaubt in den "toba"-Sedimenten die ältesten alluvialen Ablagerungen wiederzufinden. Die Akkumulation des Materials erfolgte nach WHITE (a) während Perioden starker fluvialer Erosion, (b) in Zeiten verstärkter Gletscherausdehnung an den höchsten Vulkanen oder (c) während jungpleistozäner vulkanischer Eruptionen.

TICHY (1968, 9) berichtet von lößähnlichen, gelblichen vulkanischen Tuffen, die die

unteren Hangteile der Vulkangebirge aufbauen.

CORNWALL (1968 u. 1970, 6 ff.) spricht in Verbindung mit den "toba"-Sedimenten von "Wind-Aschen" (wind-ash), die durch bestimmte Merkmale charakterisiert werden. Dabei soll es sich um vulkanische Aschen handeln, deren Korngrößen vorwiegend im Schluffbereich liegen, die eine schwache chemische Verwitterung aufweisen, die ohne offensichtliche Schichtung allmählich akkumuliert wurden, und die als äolische Staubsedimente angesehen werden können, da sie durch Winderosion von ihrem ursprünglichen Ablagerungsort abgetragen und transportiert wurden.

VALDEZ MARIN (1970) schließlich schreibt in seiner Arbeit über die Böden auf diesen

"toba"-Sedimenten nichts über die Entstehung des Ausgangsmaterials.

Bodenkundliche und morphologische Untersuchungen im Gebiet des zentralmexikanischen Hochbeckens von Puebla-Tlaxcala¹) (vgl. Heine 1971, 1973, Heine et al. 1972, Heide-Weise et al. 1971, Aeppli 1972, 1973; Aeppli & Schönhals 1973) ergaben neue Anhaltspunkte für die Klärung der Frage nach der Entstehung der "toba"-Sedimente.

II. Die "toba"-Sedimente

Hinsichtlich der Korngröße zeigt das Material alle Übergänge von einer vulkanischen Brekzie mit scharfkantigen Gesteinsfragmenten bis zu tonreichen schluffigen Sedimenten. Das Material enthält auch oft Bimslapilli und wechsellagerungen häufig mit reinen Bimslapillischichten. Ebenso werden Übergänge und Wechsellagerungen mit glazifluvialen Ablagerungen angetroffen. An vielen Stellen erscheint das "toba"-Material wie ein sehr stark ausgetrockneter, nur mit der Picke, nicht aber mit dem Spaten bearbeitbarer braungelber sandiger Lehm, der in den Becken von Mexiko und Puebla die flachen Fußhänge der Vulkane zusammensetzt. Korngrößenanalysen dieses Materials zeigen, daß ca. 70 % der Sedimente aus Grobschluff, Mittel- und Feinsand bestehen, ohne ein ausgeprägtes Maximum in einer Fraktion aufzuweisen. Eine typische Korngrößenverteilung für die feinsten "toba"-Ablagerungen zeigt die Tabelle 1.

Tabelle 1 Korngrößenverteilung von zwei "toba"-Proben

	(T) (<2 μ)	Feinschluff (fU) (2-6 μ)	Mittelschluff (mU) (6-20 µ)	Grobschluff (gU) (20-63 μ)	Feinsand (fS) (63-200 μ)	Grob- und Mittelsand (gS + mS) (200-2000 μ)
Probe Nr. 1	9,60	11,25	16,40	19,78	25,29	17,68
Probe Nr. 3	6,40	7,85	12,30	21,65	30,83	20,97
Bemerkung.	Probe Nr 1	Strafe Pueble	_Teymelucan	-Meviko: I	Probe Nr 3.	I ahmaruha hai

Bemerkung: Probe Nr. 1: Straße Puebla—Texmelucan—Mexiko; Probe Nr. 3: Lehmgrube be Ciudad Serdán, Edo de Puebla, Mex.

Die Verfasser danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die großzügige Reise- und Sachbeihilfe, die die Untersuchungen ermöglichte, recht herzlich.

Das "toba"-Material ist stets schichtungslos und neigt dazu, sowohl in natürlichen wie auch künstlichen Aufschlüssen senkrechte Wände zu bilden. Das Vertikalgefüge des Staubsediments scheint — wie beim Löß (vgl. Füchtbauer et al. 1970, 143 ff.) — durch das Überwiegen der Kohäsionskräfte im Körnerverband bedingt zu sein; das Wurzelsystem der Pflanzen verstärkt diesen Effekt. Eine hohe Porosität zeichnet das gelbbraune, leicht zerdrückbare Material aus; liegt es an der Oberfläche, so kann es beim Überschreiten hohl klingen. Vereinzelt können Calcit-Abscheidungen in Porenräumen, Spaltrissen und Wurzelhohlräumen beobachtet werden. Der Carbonatgehalt schwankt sehr in einzelnen Proben, ist aber in der Regel recht gering. Konkretionen und Kalkhorizonte sind nur vereinzelt ausgebildet (vgl. Valdez Marin 1970, 166 f.).



Abb. 1. Übersichtskärtchen des zentralmexikanischen Hochlandes.

Die mineralogische Zusammensetzung der "toba"-Sedimente zeigt die gleichen Minerale wie die pleistozänen vulkanischen Lockerprodukte. Verschiedene mineralogische Provinzen lassen sich im Untersuchungsgebiet (Abb. 1) ausgliedern (Malinche, Popocatépetl, Iztaccíhuatl, Sierra Nevada im Bereich von Tláloc und Telapón). Die Auswertung der Körnerdünnschliffe der Schwermineralfraktion einer Probe vom Osthang der Iztaccíhuatl aus 2820 m NN ergab beispielsweise folgende Ergebnisse: In der Fraktion 0,6-0,2 mm beträgt der opake Anteil 10% des Gesamtpräparates; es handelt sich um kugelrunde Körner. Der durchsichtige Anteil besteht zu 99 % aus Hypersthen, wovon 40 % idiomorphe Kornformen aufweisen, der Rest sind Bruchstücke. Auffällig ist hier gegenüber den Proben vulkanischer Lockerprodukte in situ, daß alle Körner eine leichte Zurundung zeigen. Die Körner sind sehr zerfurcht, besitzen oft beginnende Hahnenkammund Sägezahnstrukturen, haben häufig dunkelbraune Blasen und seltener opake Einschlüsse oder Verwachsungen; einige Zwillinge sind vorhanden. Den Rest des durchsichtigen Anteils bildet grünbraune Oxihornblende (1 %). Die feineren Fraktionen zeigen eine Zunahme des Hornblende- und opaken Anteils; auch sind die Lösungserscheinungen deutlicher ausgebildet. Mineralogisch gesehen sind die "toba"-Sedimente mit den vulkanischen Auswurfmassen an primärer Lagerstätte identisch²).

Ein besonders auffälliges Merkmal der "toba"-Sedimente ist eine schwache, jedoch immer vorhandene Verwitterung des Materials, die gleichmäßig durch die gesam-

²⁾ Frau Dr. H. Heide-Weise führte die mineralogischen Arbeiten durch. Ihr sei an dieser Stelle herzlich gedankt. (Vgl. Heide-Weise et al. 1971). Mineralogische und mikromorphologische Untersuchungen an Einzelproben verdanken wir Herrn Dipl.-Geol. Th. Poetsch, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, Gießen und Herrn Dr. H. Altemüller, Braunschweig.

ten Schichtkomplexe verteilt ist und die keinen bestimmten Bodenhorizont dokumentiert, der auf bodenbildende Prozesse hindeuten könnte, die von einer möglichen früheren Landoberfläche ausgegangen sind. Die "toba"-Ablagerungen können bis über 5 m mächtig werden, ohne eine sedimentologische oder pedologische Unterteilung bzw. Gliederung erkennen zu lassen. Die durchgehende gelblichbraune Farbe (zwischen 10 YR 7/3 und 10 YR 6/8 der Munsell-Soil-Color-Charts) wird in allen Fällen auf die Anwesenheit von Limonit (2Fe₂O₃·3H₂O) zurückgeführt (Cornwall 1970, 7), was auf gewisse Oxydationsund Hydrationsvorgänge der ursprünglich eisenhaltigen Minerale und vulkanischen Gläser hinweist.

Die tonmineralogische Untersuchung ergab, daß außer röntgenamorphen Substanzen nur Halloysit vorhanden ist, der eine Neubildung darstellt. Die Zusammensetzung der Tonfraktion $\leq 2~\mu$ weist daher ebenfalls auf eine sehr schwache Verwitterung hin.

Die Hauptverbreitung der "toba"-Sedimente liegt in den verschiedenen Bekken des mexikanischen Hochlandes. Die Staubablagerungen sind nicht allein auf die vulkanischen Gebiete der Sierra Neovolcánica beschränkt, sondern kommen in bedeutender Entfernung von diesen vor (JAEGER 1926, 21). Charakteristisch ist, daß sie einen durch Erosionsschluchten in zungenartige Flächen gegliederten Streifen am Fuß der die Becken oder Bolsone einrahmenden Gebirge zu bilden pflegen. Die Höhenlage ist nicht nur in verschiedenen Becken, sondern auch innerhalb eines Beckens recht wechselnd. Im Becken von Mexiko reichen die "toba"-Ablagerungen bis über 2700 m NN hinauf, an der Iztaccíhuatl und am Popocatépetl bis etwa 3 300 m NN, im Becken von Puebla an der Sierra Nevada bis durchschnittlich rund 3 000 m NN und an der Malinche in der Regel nur bis 2 750 m NN. Am Citlaltépetl wurden "toba"-Sedimente von großer Mächtigkeit am Nordhang bis in 3 600 m NN gefunden. Die Staubablagerungen bilden aber keinen geschlossenen Saum um alle Gebirge, sondern fehlen auch an Stellen, wo man sie erwarten möchte. An vielen Hängen der Ajuscokette fehlen sie infolge jüngerer Lavaströme, die sie überschütteten, andere Vulkanbauten sind erst nach der "toba"-Ablagerung entstanden, und bei wieder anderen Gebirgen schließlich wurden die Sedimente durch nachträgliche Abtragung beseitigt.

Im Bereich der von weiten Lavafeldern bedeckten nördlichen und nordöstlichen Hänge der Iztaccíhuatl zeigen die "toba"-Ablagerungen eine starke Expositionsabhängigkeit. Unterhalb 3 000 m NN werden in dem hügeligen Gelände besonders die nach Norden exponierten Hänge von "toba"-Sedimenten eingenommen, die eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen, während die Süd-exponierten Hangbereiche nur einen Schleier aus "toba"-Ablagerungen aufweisen. Eine deutliche Abhängigkeit von der Exposition ist bei fast allen hoch gelegenen "toba"-Vorkommen zu beobachten, sofern Reliefunebenheiten vorhanden sind.

III. Beispiele für eine lithologisch-stratigraphische Deutung der "toba"-Sedimente

1. Beziehungen zwischen Tephra und "toba" - Sedimenten

Umfangreiche Untersuchungen der Lockersedimente an den Hängen des Malinche-Vulkans (Heine 1973) ergaben, daß oft enge Beziehungen zwischen vulkanischen Locker-produkten, die bei einem Ausbruch durch die Luft geworfen wurden, und den "toba"-Sedimenten bestehen. Verschiedene Profile in der Barranca Xotanacatla am Malinche-Westhang in 2 650 bis 2 500 m NN (Abb. 2) zeigen, daß zwischen Tephra und "toba"-Sedimenten ein allmählicher Übergang hangabwärts besteht. In allen Einzelprofilen befindet sich im Liegenden ein kräftig entwickelter fossiler Boden (fBo1), der unterhalb 2 580 m NN als Braunlehm und oberhalb 2 580 m NN in der Regel als Andosol ausgebildet ist; der Boden hat ein Alter von rund 25 000 Jahren v. h. (Heine 1973). Darüber

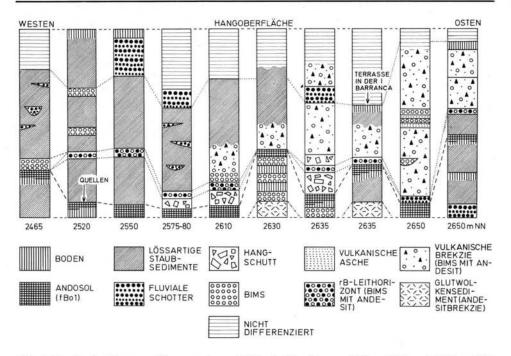


Abb. 2. Profile der Barranca Xotanacatla am Malinche-Westhang zwischen 2650 und 2465 m NN. Stratigraphisch wichtige Horizonte sind der fossile Boden fBo1 und das Bimslapilli-Band mit Andesitfragmenten (rB).

liegt oft ein Schutthorizont, der weiter hangaufwärts in einen Periglazialschutt übergeht, der stratigraphisch dem Moränenmaterial eines Gletschervorstoßes entspricht; der Schutthorizont ist durch die Radiokarbonbestimmung eines Baumstammes auf 12 100 Jahre v.h. datiert. Zum Hangenden hin folgt in den Profilen ein schmales Band aus rotgelben bis rotbraunen Bimslapilli mit Andesitfragmenten, die oft rötlich, braun oder braunschwarz bis schwarz gefärbt sein können. Dieses Bimsband (rB) hat wegen seiner charakteristischen Ausbildung und weiten Verbreitung eine besondere Bedeutung bei der Korrelierung der Lockersedimente an den Malinchehängen. Über dem rB-Bimsband befindet sich in den höher gelegenen Profilen eine weißgraue vulkanische Brekzie aus Bims- und Andesitlapilli und -fragmenten. Die Korngröße dieses Materials nimmt hangabwärts ab. Besonders gröbere Andesitbröckchen bis zu einem Dezimeter Durchmesser wurden nicht so weit talwärts befördert wie die relativ leichten Bimslapilli. Aber auch diese zeigen eine Seigerung hinsichtlich der Größe hangabwärts. Der Übergang von dem relativ unverwitterten Material der vulkanischen Brekzie zu einem gelblichen bis gelblichbraunen "toba"-Sediment erfolgt sowohl hangabwärts ohne sichtbare Grenzen ganz allmählich wie auch in den Profilen vom Liegenden zum Hangenden. So wird das Bims- und Andesitmaterial im Profil bei 2 650 m NN oben durch einen fossilen Boden abgeschlossen; in 2 635 m NN ist diese Bodenbildung nicht mehr direkt auf der vulkanischen Brekzie erfolgt, sondern auf "toba"-Material, das hier bereits die vulkanische Brekzie überlagert, ohne einen erkennbaren scharfen Übergang zu dem liegenden Material zu bilden. In den tiefer gelegenen Profilen zeigt sich, daß die "toba"-Ablagerungen an Mächtigkeit zunehmen, während die Mächtigkeit der vulkanischen Brekzie abnimmt. Dabei ist zu berücksichtigen, daß hier häufig in dem "toba"-Material Bimslapilli eingeschlossen sind, daß also noch nicht die charakteristische Korngrößenverteilung bei den "toba"-Sedimenten erreicht ist. Erst weiter talwärts wird das Sediment immer feiner, bis schließlich der größte Anteil aus Körnern der Schluff- und Feinsandfraktion gebildet wird.

An anderen Stellen der Malinche sind ergänzende Beobachtungen zu machen. Häufig werden mächtige Lagen aus Bims im Hangenden von "toba"-Ablagerungen bedeckt, die hangabwärts stets an Mächtigkeit zunehmen, während die Bimshorizonte, die Eruptionsstellen in mittleren bis oberen Hangbereichen entstammen, meist keine weite Verbreitung talwärts zeigen. Hierfür gibt es viele Beispiele am Südhang der Malinche, aber auch entlang der Autobahn zwischen Mexiko-Stadt und dem Rio Frio-Paß im Norden der Iztaccíhuatl, sowie am Nordosthang des Popocatépetl bei San Nicolas de los Ranchos und Xalitzintla. In allen Fällen zeigt sich, daß die "toba"-Sedimente eine besonders große Mächtigkeit erreichen, wenn die vulkanischen Lockerprodukte in mehreren einzelnen Eruptionen gefördert wurden, wie beispielsweise am Malinche-Westhang (Abb. 2), wo das Profil bei 2 650 m NN eine Gliederung des Brekzien-Materials durch eine Wechsellagerung von Bimslapilli und Aschen aufweist, sowie durch - vermutlich fluvial oder äolisch umgelagerte - Bimslinsen. Die gleichen Beobachtungen lassen sich entlang der Autobahn am Westhang der Sierra Nevada machen, wo verschiedene Aufschlüsse eine Wechsellagerung aus Bims und "toba"-Sedimenten zeigen, die durch fossile Böden gegliedert werden (Abb. 3 und 4).

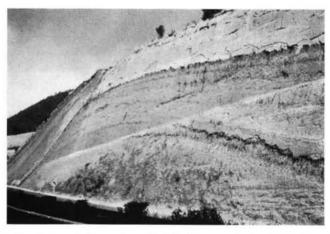


Abb. 3. Photographie eines Aufschlusses in "toba"-Sedimenten an der Autobahn zwischen Mexiko-Stadt und dem Rio Frio-Paß in rund 2750 m NN. Zur Erklärung vgl. Abb. 4.

Den Abbildungen ist zu entnehmen, daß über einer älteren Lava, die in den oberen Partien verwittert ist, Bimslapilli liegen; dann folgt zum Hangenden ein Übergang zu "toba"-Ablagerungen. Die Abfolge von Bims zu lößartigen Sedimenten ist darüber noch dreimal ausgebildet; dann sind mehrere fossile Böden zu beobachten, jeweils aus "toba"-Sedimenten entwickelt. Ein kräftiger Braunlehm bildet die Grenze zu den darüber lagernden Schichten aus Bims und "toba"-Sedimenten, die wiederum von einem fossilen Braunlehm abgeschlossen werden. Dieser Braunlehm entspricht dem fBo1-Boden der Abb. 2. Die Parallelisierung ist von der Malinche bis zum Osthang der Sierra Nevada möglich (Heine et al. 1972) und von dort entlang der Autobahn bis zum Becken von Mexiko (CORNWALL 1968, 1970). Über dem fBo1-Boden befinden sich "toba"-Sedimente, denen oft Bimslinsen (PWA), die Andesitfragmente enthalten und die einem Ausbruch des Popocatépetl zwi-

schen 14770 ± 280 und 12900 ± 400 Jahren vor heute (Mooser 1967, 14 f.) zugeordnet werden, und kleinere Gerölle, die eine Hangabspülung dokumentieren, beigemischt sind. Ein weiterer braunerdeartiger fossiler Boden — in seiner Ausprägung jedoch weniger intensiv als die tiefer liegenden — gliedert die "toba"-Sedimente im Hangenden. Unter dem rezenten Boden ist oft ein schmales Bimsband in die "toba"-Ablagerungen eingeschaltet. Dieses Profil zeigt deutlich die enge Beziehung zwischen den Bimslagen und den "toba"-Sedimenten.

Eine Interpretation der hier beschriebenen Geländebefunde hinsichtlich der Entstehung der "toba"-Sedimente spricht für eine äolische Ablagerung des schluffigen Materials, denn es zeigt keinerlei Schichtung. Die Frage, ob es sich um eine primäre Ablagerung feiner vulkanischer Aschen handelt, muß verneint werden, da die "toba"-Sedimente stets eine leichte Verwitterung des Materials aufweisen, die gleichmäßig die oft recht mächtigen Ablagerungen erfaßt hat. Bei einer Ablagerung des Materials nach einem heftigen Vulkanausbruch jedoch müßte die Verwitterung von einer (ehemaligen) Oberfläche aus erfolgt sein und eine Differenzierung der Verwitterungsintensität von oben nach unten zeigen. Das ist nicht der Fall. Auch eine mehrmals wiederholte Förderung feiner Aschen würde nicht die Einheitlichkeit der Verwitterung und die Schichtungslosigkeit erklären.

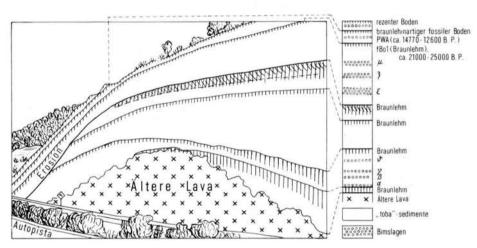


Abb. 4. Die Zeichnung zeigt den gleichen Profilausschnitt wie das Photo der Abb. 3. Das schematische Profil der Schichten (rechts) macht die enge Beziehung zwischen Bimslapilli-Lagen und "toba"-Sedimenten deutlich. Die Ablagerungen unter dem fossilen Boden fBo1 haben ein Alter über rund 25 000 Jahre vor heute. Auf dem Photo (Abb. 3) sind die Bimslagen nicht zu erkennen, da infolge von Abspülungsprozessen "toba"-Material die Aufschlußwand überzieht.

Die Feldstudien belegen, daß das "toba"-Material äolisch sedimentiert worden ist. In den hier genannten Profilen erfolgte nach der Ablagerung der vulkanischen Brekzien bzw. Bimslapilli und Aschen eine leichte Verwitterung der vegetationslosen Oberfläche. Der Wind hatte die Möglichkeit, das feinste Material auszuwehen, zu transportieren und an anderer Stelle wieder abzulagern, zuerst dort, wo eine Vegetationsdecke eine spätere Umlagerung verhinderte. So wurde nach und nach der vielleicht schon am Ort seiner Ausblasung leicht verwitterte Staub abgelagert. Dies geschah vorwiegend in den mittleren und unteren Hangbereichen, die von der primären Bedeckung mit vulkanischen Lockerproduk-

ten nicht mehr betroffen wurden oder lediglich eine dünne Bestreuung mit Aschen und Lapilli erhielten, die jedoch keine Vernichtung der Vegetation zur Folge hatte. Die Wurzelröhrchen in den "toba"-Sedimenten und die häufig meist im Grobschluff vorkommenden Bioopale (Abb. 5) belegen eine allmähliche Akkumulation zwischen einer ständig weiterwachsenden Vegetation bei gleichzeitiger schwacher Verwitterung (vorwiegend Oxydation von Fe). In Gebieten, die völlig mit oft recht mächtigen vulkanischen Auswurfmassen zugedeckt wurden — es sind meistens die oberen Hangbereiche —, konnte die Winderosion leicht das Feinmaterial ausblasen und weit über das Land verteilen.

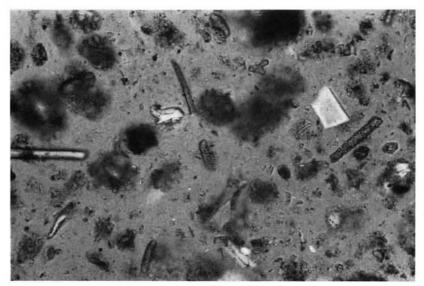


Abb. 5. Im Streupräparat einer Probe aus einem Aufschluß an der Straße Puebla—Texmelucan — Mexiko-Stadt sind die stäbchenförmigen Bioopale deutlich zu erkennen (320 : 1). (Aufn. Dr. H. Altemüller.)

Primär abgelagerte vulkanische Staubsedimente wurden nicht im Bereich der Sierra Nevada und der Malinche gefunden; auch CORNWALL (1970, 7) schreibt, daß derartige Sedimente nicht als subaerische, sondern nur als limnische Ablagerungen bekannt sind.

2. Beziehungen zwischen Periglazial- und "toba"-Sedimenten

Glazialgeologische und tephrochronologische Untersuchungen am Malinche-Vulkan (Heine 1973) haben ergeben, daß die "toba"-Sedimente häufig im gleichen stratigraphischen Niveau wie Moränen, Periglazialschutt, glazifluviale Ablagerungen, Geröllhorizonte und Bändertone anzutreffen sind (Abb. 6). Die schluffreichen Sedimente bilden in der Regel bis zu mehrere Meter mächtige Ablagerungen im unteren und mittleren Hangbereich der Malinche; hangaufwärts werden sie geringmächtiger und bedecken oder verzahnen sich mit charakteristischen Periglazialsedimenten. Häufig ist zu beobachten, daß die "toba"-Ablagerungen entweder einen langsamen Übergang zu periglazialen Sedimenten aufweisen oder aber diese bedecken, wobei häufig die Grenze "toba"-Sedimente/Periglazialablagerungen kryoturbat gestört sein kann.

Am Malinche-Vulkan sind dort, wo die Beziehung zwischen "toba"-Sedimenten und Horizonten aus periglazialen Ablagerungen gegeben ist, die "toba"-Sedimente nur bis in

Höhen um 3 000 m NN zu finden. Moränenschutt wird meist nie von "toba"-Sedimenten des gleichen stratigraphischen Niveaus bedeckt; wenn das der Fall ist, dann bilden die lößartigen Ablagerungen lediglich eine dünne Bedeckung der äußersten Endmoränenwälle.

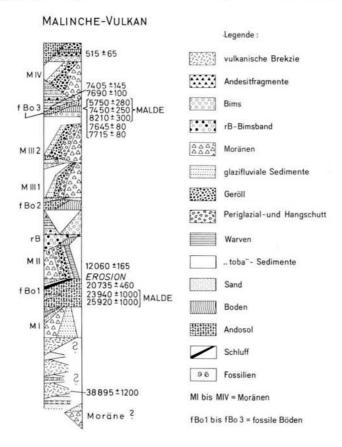


Abb. 6. Sammelprofil der Lockersedimente der Malinche-Hänge in 2600 bis 4200 m NN. Berücksichtigung finden besonders die glazialen und periglazialen Ablagerungen.

Hieraus ergibt sich, daß in Zeiten stärkerer Vergletscherungen "toba"-Sedimente akkumuliert wurden. Während das Gipfelgebiet der Malinche eine Schnee- und Eiskappe trug und lange Talgletscher am West-, Süd- und Osthang vorstießen, waren die Hänge vermutlich bis in Höhen unter 3 000 m NN waldfrei; das Auftreten von Periglazialschutthorizonten in den Profilen bis in 2 750 m NN während der MII-Vergletscherung läßt vermuten, daß zumindest zeitweise oberhalb dieser Höhe mehr oder weniger vegetationslose Gebiete anzutreffen waren, aus denen Feinmaterial, das infolge früherer vulkanischer Eruptionen in großer Menge vorlag, ausgeweht werden konnte. Aber auch aus den breiten aus glazifluvialen Kiesen und Sanden aufgebauten Schwemmfächern am Ausgang der mit Gletschern erfüllten großen Täler konnte das Staubmaterial äolisch abgetragen und verweht werden. Bevorzugte Sedimentationsgebiete waren die unteren Hangbereiche, die eine Vegetationsdecke trugen. Nur vereinzelt wurden auch Staubsedimente auf glazifluvialen Ablagerungen oder Moränenschutt in einem dünnen Schleier akkumuliert; dabei ist jedoch stets festzustellen, daß die Sedimentation des "toba"-Materials die periglaziale Phase beendet.

Nicht nur an dem Malinche-Vulkan, sondern auch an den anderen hohen, während der letzten Eiszeit stark vergletscherten Vulkangebirgen Zentralmexikos belegen viele Beobachtungen, daß dort häufig "toba"-Ablagerungen im stratigraphischen Niveau typischer
Glazial- und Periglazialsedimente anzutreffen sind. Im Bereich der Sierra Nevada zeigen
wiederholt Profile eine erstaunliche Übereinstimmung mit mitteleuropäischen Lößprofilen.

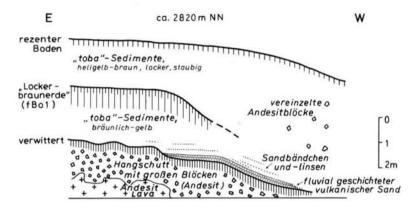


Abb. 7. Profil am Nordosthang der Iztaccíhuatl an der Straße (Libre) von Texmelucan zum Rio Frio-Paß. Über Andesitlava befindet sich Hangschutt, darauf — durch einen fossilen Boden gegliedert — "toba"-Sedimente. Vgl. die Erläuterungen im Text.

Am Nordosthang der Iztaccíhuatl befindet sich an der Autostraße von San Martín Texmelucan zum Rio Frio-Paß in 2 820 m NN folgender Aufschluß (Abb. 7): Über einem aus groben Andesitblöcken bestehenden und in seinem oberen Teil leicht verwitterten Hangschutt sind "toba"-Sedimente abgelagert worden, und zwar im Liegenden solifluidal, wie die Beimengung von Geröllen und kantigem Gesteinsmaterial belegt; aber auch Abspülungsprozesse haben zuerst noch bei der Akkumulation des Materials mitgewirkt, denn umgelagerter und fluvial geschichteter Sand befindet sich im westlichen Teil des Aufschlusses unmittelbar über dem Andesit-Hangschutt. Der Übergang zu äolischer Sedimentation ist allmählich. Der unterste Teil der "toba"-Sedimente ist stärker verwittert als das darüber liegende Material. Der fossile Boden ähnelt aufgrund seiner makroskopischen Merkmale der von Schönhals (1957) beschriebenen Lockerbraunerde. Die hangenden, ca. 2 m mächtigen "toba"-Ablagerungen sind gelbbräunlich gefärbt und zeigen nur an der Oberfläche einen (rezenten) Boden. Die gesamte Abfolge der Decksedimente über dem Hangschutt aus Andesitblöcken keilt zum oberen Hang, der im Bereich des hügeligen Reliefs eines Lavastromes liegt, hin aus. Hier und an anderen Stellen sind nur die Nord-exponierten Hänge mit mehrere Meter dicken "toba"-Sedimenten bedeckt, während die Kuppen und die Süd-exponierten Hänge keine oder nur eine dünne Bedeckung mit "toba"-Material aufweisen.

Die von der Exposition abhängige Akkumulation des sehr schwach verkitteten und daher leicht zerdrückbaren Materials, die fehlende Schichtung, die Feinheit der Körner im gesamten Schichtkomplex, die gleichmäßige gelblichbraune Färbung, die Wurzelröhren, die Tendenz, senkrechte Aufschlußwände zu bilden, und die Gliederung der Sedimente durch fossile Böden deuten auf eine Ablagerung hin, die unter den gleichen Bedingungen erfolgte wie die Lößsedimentation in Europa. Die fossilen Böden repräsentieren klimatisch bedingte Stillstandsphasen der Akkumulation analog den fossilen Lößböden in Mitteleuropa.

3. Akkumulation von "toba"-Sedimenten während Zeiten geringer vulkanischer Fördertätigkeit

Die mineralogischen Untersuchungen der bodenbildenden Substrate der fossilen Böden fBo1, fBo2 und fBo3 an der Malinche ergaben einen hohen Hypersthengehalt. Das Augit: Hornblende-Verhältnis liegt bei 46:54 bis 80:20 in den untersuchten Andosolen. Dieses Verhältnis ist für die Malinche atypisch. Sowohl die hell- bis dunkelgrauen Aschen- und Bimstuffe, das graue, rötliche oder violette Schutt- und Moränenmaterial einschließlich vulkanischer Brekzien, als auch die gelblichbraunen "toba"-Sedimente enthalten sehr gleichmäßig 90—95% Oxihornblende, etwas Hypersthen, diopsidischen Augit, Biotit, Apatit, Zirkon, ± Olivin und Quarz. Die genannten Hornblende-andesitischen Tuffe und andere Sedimente der Malinche haben ein Augit: Hornblende-Verhältnis von 2:90 bis 10:90. Sie unterscheiden sich damit von den dazitisch-rhyolitischen Tuffen des Tláloc-Telapón-Gebietes, deren Augit: Hornblende-Verhältnis mit Werten von 64:36 bis 75:25 in Richtung des Hypersthen verschoben ist. Die Hypersthen-Augit-andesitischen Tuffe des Popocatépetl und der Iztaccíhuatl schließlich zeigen ein Augit-Hornblende-Verhältnis von ca. 96:4 in den jüngeren vulkanischen Lockerprodukten und den daraus hervorgegangenen Sedimenten fluvialer und äolischer Entstehung.

In den durch die fossilen Andosole charakterisierten Sedimenten an der Malinche, die sich aufgrund ihrer mineralogischen Zusammensetzung deutlich von den vulkanischen Lockerprodukten, die im Bereich der Malinche gefördert wurden, einschließlich der aus diesen Lockerprodukten hervorgegangenen umgelagerten Sedimente abheben, ist der Erhaltungszustand der Hornblende (= Malinche-Material) sehr gut, wohingegen der Hypersthen (= Sierra Nevada-Material) häufig starke Lösungserscheinungen zeigt, was auf ein höheres Alter und/oder eine wiederholte Umlagerung der Hypersthene hinweist. Umfangreiche vergleichende mineralogische Untersuchungen haben ergeben, daß in der Tat die bodenbildenden Substrate der fossilen Andosole an der Malinche häufig aus äolisch herantransportierten Staubsedimenten bestehen, deren Herkunftsgebiete neben der Malinche die Schotterfluren der Atoyac-Zahuapan-Niederung im Becken von Puebla-Tlaxcala, aber auch die Hänge der Sierra Nevada gewesen sind. Die Vermischung des durch Transport und Verwitterung gegenüber dem Malinche-Material bereits stärker beanspruchten Materials der Sierra Nevada in den fossilen Andosolen ist ein eindeutiger Beweis dafür.

Man darf daher annehmen, daß in den Zeitabschnitten mit Andosolbildung die gleichsam Zeiten geringer vulkanischer Aktivität waren, ständig eine geringfügige äolische Staubverfrachtung über große Entfernungen stattgefunden hat. Diese Staubauswehung und -akkumulation war jedoch gegenüber den Staubverlagerungen im Anschluß an vulkanische Tufferuptionen recht gering, wie die Mächtigkeiten der mit Malinche-fremdem Material durchsetzten Schichten belegen. So darf für die Ausbildung des fBo1-Bodens ein Zeitraum von über 5000 Jahren angenommen werden; die Hypersthen-haltigen Ausgangssedimente dieses Bodens haben aber nur Mächtigkeiten, die selten einen Meter überschreiten.

3. Zusammenfassende Bemerkungen

Die Ausführungen haben gezeigt, daß das "toba"-Material ein äolisches Sediment ist. Drei Möglichkeiten der Bildung wurden aufgezeigt: (a) Einmal handelt es sich um eine vom Wind umgelagerte vulkanische Asche, deren Korngrößen vorwiegend im Schluff- und Feinsandbereich liegen, die vor dem äolischen Transport bereits schwach verwittert war und allmählich, ohne erkennbare Schichtung bei gleichzeitiger geringfügiger chemischer Verwitterung akkumuliert wurde. Das Sediment ist — obwohl geringfügig verwittert — kein Boden in situ, sondern eine Anhäufung umgelagerten Materials durch den Wind.

Sobald die Akkumulation aufhört und das Material von Vegetation bedeckt wird, beginnt eine Bodenentwicklung und es entstehen verschiedene Horizonte und damit charakteristische Bodentypen. (b) Zum anderen handelt es sich bei den "toba"-Ablagerungen um schluffreiche Sedimente, die im Gegensatz zu den umgelagerten vulkanischen Aschen hinsichtlich ihrer Ausblasung, ihres Transportes und ihrer Akkumulation an bestimmte, klimatisch bedingte Zeiten gebunden sind, in denen infolge eines Periglazialklimas im Bereich der oberen Vulkan- und Gebirgshänge große Flächen vegetationslos waren und somit als Auswehungsgebiete zur Verfügung standen. (c) In Zeiten mit fehlender oder geringer vulkanischer Aktivität schließlich wurden unter warm-trockenen, kühl-trockenen und vermutlich auch kühl-wechselfeuchten Klimabedingungen Staubsedimente abgelagert, die oft über größere Entferungen transportiert worden sind und die das Ausgangsmaterial für charakteristische fossile Böden bildeten.

Die Vermutung früherer Autoren über die Entstehung der "toba"-Sedimente werden durch die Untersuchungen nur z. T. bestätigt; hervorgehoben werden muß, daß eine Bildung der "toba"-Ablagerungen als Folge einer primären Sedimentation vulkanischer Auswurfmassen auszuschließen ist. Die Umlagerung vulkanischer Lockerprodukte durch den Wind — von Cornwall (1970) als Hauptbildungsursache der "toba"-Sedimente erwähnt, aber auch schon von Bryan (1948) und Jaeger (1926) vermutet — scheint von größerer Bedeutung für die quantitative Akkumulation der Sedimente zu sein; diese Bildungsart erfolgte zu allen Zeiten unmittelbar nach stärkeren vulkanischen Eruptionen von Tephra. Besonders im Bereich der Sierra Nevada, wo Cornwall (1968, 1970) seine Beobachtungen machte, stehen die mächtigsten der älteren "toba"-Ablagerungen in direktem Zusammenhang mit vulkanischen Eruptionen. Das gleiche gilt auch für das Gebiet des Pico de Orizaba, wo die "toba"-Sedimente die größte Mächtigkeit erlangen.

Der Anteil der "toba"-Ablagerungen, die ihre Bildung periglazialen Bedingungen verdanken, ist relativ klein. Besonders die Mächtigkeit der einzelnen Schichtkomplexe ist wesentlich geringer als bei umgelagerten vulkanischen Aschen, zumal die Förderung der Lockerprodukte — wie beispielsweise Bimslapilli — oft in mehreren, kurz aufeinander folgenden Phasen erfolgte, so daß stets vegetationslose, mehr oder weniger unverwitterte, große Flächen lockerer und feiner Ablagerungen für die Ausblasung zur Verfügung standen. Eine quantitative Abschätzung hinsichtlich der beiden genannten Bildungsarten für die "toba"-Sedimente ist vorerst nicht möglich; hier fehlen systematische Beobachtungen aus den verschiedenen Gebieten mit "toba"-Ablagerungen. Die Untersuchungen am Malinche-Vulkan sowie der Sierra Nevada lassen erkennen, daß dem Vulkanismus die größte Bedeutung zukommt; auch wäre sicherlich die Materialauswehung aus Periglazialgebieten geringer, wenn dort nicht vulkanische Aschen wesentlich am Aufbau des Untergrundes beteiligt wären. Darüber hinaus gibt es Beweise für vulkanische Bims- und Ascheneruptionen während Zeiten starker Vergletscherung; das bedeutet, daß beide wesentlichen Voraussetzungen für die Bildung der "toba"-Sedimente zusammentreffen können.

In den vorangegangenen Ausführungen wurde im Zusammenhang mit den "toba"-Sedimenten von schluffigen, gelblichbraunen Ablagerungen oder Staubsedimenten gesprochen. Es erhebt sich hier die Frage, ob man diese feinen Sedimente nicht auch als Löß bezeichnen darf. Löß wird als ein "homogenes, ungeschichtetes, schwach verfestigtes, poröses und karbonatführendes, gut sortiertes Sediment, das vorwiegend aus Körnern des Grobsiltbereiches besteht und gewöhnlich eine gelbliche Farbe besitzt, das vertikal geklüftet ist und senkrechte Wände bildet" (Füchtbauer et al., 1970, 137), definiert. Hinzu kommt, daß sich mit dem Begriff "Löß" die Vorstellung eines im periglazialen Klimabereich sedimentierten Staubmaterials verbindet.

Viele typische Eigenschaften haben Lösse und "toba"-Sedimente gemeinsam. Dazu gehören die Körnung, die Färbung, die Standfestigkeit sowie die homogene, ungeschichtete, schwach verfestigte Ausbildung des Materials. Während Löß stets karbonatführend ist, tritt diese Eigenschaft bei den "toba"-Sedimenten stark zurück, ja sie fehlt sogar oft. Ein weiterer Unterschied besteht in der mineralogischen Zusammensetzung zwischen dem Material des Auswehungsgebietes und dem des Akkumulationsraumes; Lösse unterscheiden sich stets durch bestimmte Mineralneubildungen von dem Material des Ausblasungsbereiches; die "toba"-Sedimente hingegen haben immer die gleichen Mineralassoziationen wie die vulkanischen Tephra; Mineralneubildungen konnten außer Halloysit nicht beobachtet werden. Sieht man einmal von den "toba"-Ablagerungen ab, die während starker Vergletscherungen aus vegetationslosen Periglazialgebieten ausgeweht und umgelagert worden sind, so wird deutlich, daß die "toba"-Sedimente keine Beziehungen zu rezenten oder früheren Vereisungen aufweisen; die Lösse Europas, Nord- und Südamerikas und Neuseelands beispielsweise sind nur während früherer Vereisungen in den nicht vereisten Periglazialgebieten entstanden. Es empfiehlt sich daher nicht, die "toba"-Ablagerungen mit den periglazialen Lössen zu vergleichen und ihnen dieselbe Bezeichnung zu geben. "toba"-Sedimente sind äolische Sedimente von lößartigem Charakter. Sie gehören zur Gruppe der Staub-Sedimente (FÜCHTBAUER et al. 1970, 135 ff.); als "Staub" werden feste Körper bezeichnet, die in der Luft schweben oder aus der Luft auf eine feste Unterlage abgesetzt wurden.

IV. Die Datierung der "toba"-Sedimente

Das Alter der "toba"-Ablagerungen richtet sich einerseits nach dem Alter der Tephra, aus denen sie ausgeweht worden sind, andererseits nach dem Alter einzelner Gletschervorstöße während Zeiten mit erweiterten Periglazialbereichen an den hohen Gebirgsmassiven. Die vulkanischen Eruptionen reichen für den hier betrachteten Raum bis ins Jungtertiär zurück. Inwieweit jungtertiäre und altpleistozäne vulkanische Lockerprodukte die Bildung von "toba"-Ablagerungen mit einem entsprechend hohen Alter bedingt haben, läßt sich nicht sagen, da bisher keine hinreichend exakten Untersuchungen zur stratigraphischen Einordnung der verschiedenen vulkanischen Lockersedimente vorliegen. Nur für die jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen gibt es stratigraphische Untersuchungen (Moo-SER 1967, Heine et al. 1972). Sie reichen bis rund 33 500 Jahre vor heute (Mooser 1967) zurück. Die Datierung des fossilen Bodens fBo1 (Abb. 2 und 4) auf rund 25 000 Jahre vor heute macht deutlich, daß die mächtigen "toba"-Sedimente entlang der Autobahn Mexiko -Puebla an den Hängen der Sierra Nevada nur in ihren hangenden Partien der Wisconsin-Kaltzeit zuzuordnen sind. Die verschiedenen fossilen Böden im Liegenden des fBo1-Bodens veranschaulichen nicht zuletzt durch ihre intensive Ausbildung — es handelt sich um Braunlehme mit einem B-Horizont von oft mehreren Metern -, daß die Akkumulation des "toba"-Materials bis weit ins Mittelpleistozän reicht. Nur für die letzten 25 000 Jahre können einzelne "toba"-Horizonte genauer datiert werden (Abb. 6 und 7). Ein schematisches Sammelprofil der Lockersedimente der Malinchehänge, in dem vor allen Dingen die glazialen und periglazialen Ablagerungen berücksichtigt wurden (vgl. auch die Profile bei Heine 1973), erlaubt eine zeitliche Einordnung der "toba"-Ablagerungen, die ihre Bildung einer kälteren Klimaphase verdanken. An der Malinche sind nur selten Sedimente, die älter als 25 000 Jahre sind, aufgeschlossen; daher ist nicht bekannt, ob im Bereich des Vulkans "toba"-Ablagerungen auftreten, die ein wesentlich höheres Alter haben. Da die Ablagerung der "toba"-Sedimente im Bereich der Sierra Nevada bis weit ins Mittelpleistozän reicht (und vermutlich bis ins Altpleistozän), ist auch am Malinche-Vulkan mit älteren lößartigen Ablagerungen zu rechnen. Die Untersuchungen über die Entstehung der "tepetate"-Horizonte in den "toba"-Ablagerungen (AEPPLI 1973) haben ergeben, daß die liegenden der von intensiven fossilen Böden gegliederten mächtigen "toba"-Sedimente an kleineren Höhenrücken im Bereich des Beckens von Puebla allein aufgrund

der Ausbildung der fossilen Böden ein recht hohes, vermutlich bis ins Altpleistozän zurückgehendes Alter aufweisen. Andererseits ist festzustellen, daß holozäne "toba"-Sedimente nur recht selten und dann in äußerst geringer Mächtigkeit angetroffen werden.

Rezente äolische Materialumlagerung ist häufig während der Trockenzeit im Gebiet der Beckenlandschaften Zentralmexikos zu beobachten, was auch JAEGER (1926) veranlaßte, zumindest die "toba"-Ablagerungen der ariden Gebiete als äolisch umgelagertes Material anzusehen. Schon bei mäßig starken Winden wird das Staubmaterial von den in der Trockenzeit vegetationslosen Feldern im Bereich der Becken und unteren Hänge ausgeblasen und zum Teil über große Entfernungen und bis in Höhen um 3 000 m getragen. Die Lage der Inversion zwischen 3 000 und 4 000 m NN verhindert oft, daß die Staubteilchen in größere Höhen gelangen. Hier sieht LAUER (frdl. mdl. Mitt.) die Ursache für das Auftreten der "toba"-Sedimente unterhalb rund 3 000 m NN. Da das Alter der lößartigen Sedimente aber in der Hauptsache ins Pleistozän zu stellen ist und da für eine trockenzeitliche Materialauswehung aus den Beckenlandschaften vegetationslose (und zumeist frisch gepflügte) Felder Voraussetzung sind, ist nicht damit zu rechnen, daß die "toba"-Ablagerungen und ihre Verbreitungsgrenze zur Höhe hin direkt mit der Inversionslage zusammenhängen. Auch muß berücksichtigt werden, daß eine intensive Landnutzung durch den Menschen in diesem Gebiet erst nach der Seßhaftwerdung begann, die für das benachbarte Tehuacán-Tal durch den Fund von ca. 8 500 Jahre alten, kultivierten Pflanzen auf ein entsprechend hohes Alter festgesetzt werden kann (MACNEISH et al. 1970, JOHANNESSEN et al. 1970). Zum anderen existieren zur Zeit der jungpleistozänen und auch holozänen Gletschervorstöße in dem Becken von Mexiko ausgedehnte flache Seen (IAEGER 1926, DE TERRA et al. 1949), und auch für das Becken von Puebla und die Niederungen bei Amozoc/Tepeaca sowie das Gebiet des El Seco zwischen dem Malinche-Vulkan und dem Pico de Orizaba gibt es viele Hinweise auf kaltzeitliche Seenbildungen. Die Beckenlandschaften können demnach nicht als Hauptauswehungsgebiet der Staubsedimente während der Vergletscherungszeiten in Frage kommen. Während der Klimaabschnitte mit geringer oder fehlender Vergletscherung muß jedoch auch mit einer geringen Staubauswehung aus den vegetationslosen oder -armen Becken- und Vulkangebieten gerechnet werden. Die stratigraphischen Beobachtungen haben ergeben, daß diese Klimaabschnitte - wenn überhaupt - nur durch geringmächtige fluviale und/oder äolische Ablagerungen vertreten sind; d. h. die Staubumlagerung durch den Wind war unbedeutend im Vergleich zu den Zeiten mit einer großen Vergletscherung der Vulkane und bedeutenden fluvialen Abtragungs- und Akkumulationsprozessen oder zu Zeiten mit größeren Eruptionen vulkanischer Lockerprodukte.

Schrifttum

AEPPLI, H.: Aclaraciones acerca del Diseño del Mapa de los suelos de la Cuenca de Puebla - Tlax-cala. — Comunicaciones, 6, 7—13, Puebla, Pue., Mexiko, 1972.

—: Barroböden und Tepetate. Untersuchungen zur Bodenbildung in vulkanischen Aschen unter wechselfeuchtem gemäßigtem Klima im zentralen Hochland von Mexiko. — 172 S., 44 Abb. u. 63 Tab., Diss., Gießen 1973.

AEPPLI, H. & Schönhals, E.: Los suelos en la cuenca de Puebla - Tlaxcala. — Comunicaciones, 7, 15—18, Puebla, Pue., Mexiko 1973.

Bryan, K.: Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en relanción a los cambios climáticos. — Bol. Soc. Geol. Méx., XIII, 1—20, Mexiko 1948.

CORNWALL, I. W.: Outline of a stratigraphical "bridge" between the Mexico and Puebla basins. — Bull. No. 7, 88—140, Univ. of London, Inst. of Archaeology, London 1968.

—: Outline of a stratigraphical "bridge" between the Mexico and Puebla basins. Part. II. — Bull. No. 8/9, 1—54, Univ. of London, Inst. of Archaeology, London 1970.
 DE TERRA, H., ROMERO, J. & STEWART, T. D.: Tepexpan Man. — Viking Fund Publ. in Anthro-

pology, 11, 160 S., New York 1949.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie. Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. — 726 S., Schweizerbart Stuttgart 1970.

Heide-Weise, H. & Heine, K.: Sobre la mineralogía de algunos sedimentos fluviales y depósitos volcánicos en la zona de Puebla, Pue. (México). — Comunicaciones, 4, 1—3, Puebla, Pue., Mex. 1971.

Heine, K.: Observaciones morfológicas acerca de las barrancas en la región de la cuenca de Puebla-Tlaxcala. — Comunicaciones, 4, 7—23, Puebla, Pue., Mex. 1971.

 Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche-Vulkan, Mexiko. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24, 46—62, Ohringen 1973.

Heine, K. & Heide-Weise, H.: Estratigrafía del Pleistoceno reciente y del Holoceno en el volcán de la Malinche y región circunvecina. — Comunicaciones, 5, 3—8, Puebla, Pue., Mex. 1972. JAEGER, F.: Forschungen über das diluviale Klima in Mexiko. — Pet. Mitt. Erg. H., 190, 64 S.,

JAEGER, F.: Forschungen über das diluviale Klima in Mexiko. — Pet. Mitt. Erg. H., 190, 64 S., Gotha 1926.

JOHANNESSEN, C. L., WILSON, M. R. & DAVENPORT, W. A.: The domestication of maize: Process or event? — Geogr. Review, LX, 393—413, New York 1970.

MACNEISH, R. S., PETERSON, F. A. & FLANNERY, K. V.: The Prehistory of the Tehuacan Valley. Volume III. Ceramics. — 306 S., Univ. of Texas Press, Austin & London 1970.

MALDE, H. E.: La Malinche Volcanic Ash Stratigraphy. — Manuskript, o. J.

Mooser, F. H.: Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. — Boletin de INAH, 30, 12—15, Mexiko 1967.

Schönhals, E.: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 8, 5—17, Öhringen 1957.

Ticht, F.: Das Hochbecken von Puebla-Tlaxcala und seine Umgebung. — "Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft", Bd. I: Berichte über begonnene und geplante Arbeiten, 6—24, Steiner Wiesbaden 1968.

VALDEZ MARIN, L. A.: Características morfológicas y mineralógicas de los suelos de tepetate de la cuenca de México. — Tesis. Escuela National de Agricultura, Col. de Postgraduados, 183 S., Chapingo (Mex.) 1970.

WHITE, S. E.: El Iztaccihuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior. — Investicaciones, 6, INAH, 80 S., Mexiko 1962.

Manuskript eingeg. 12. 10. 1972.

Anschrift der Verf.: Prof. Dr. Klaus Heine, Geographisches Institut der Universität, 53 Bonn, Franziskanerstraße 2; Prof. Dr. Ernst Schönhals, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität, 63 Gießen, Ludwigstraße 23.

Lithologische und chronologische Gliederung der Lösse in Ungarn ¹)

Von Márton Pécsi, Budapest

Mit 1 Abbildung

1. Auch in Ungarn lassen sich sowohl lithologisch als auch stratigraphisch die sogenannten jüngeren und älteren Lösse unterscheiden. Die jüngeren Lösse bilden dort, wo ihre Abfolge vollständig ist, einen Komplex von 25 bis 30 m Mächtigkeit (Abb. 1). Für das obere Drittel des Komplexes sind mächtiger sandiger Löß und lößhaltige Sandschichten kennzeichnend (z. B. Dunaföldvár). In den geringmächtigeren, typischen Lößpaketen liegen zwei schwache, humose Lößhorizonte (>0,4 m; z. B. Mende).

Die unteren zwei Drittel der jüngeren Lösse sind durch drei kräftig entwickelte, dunkel gefärbte Bodenhorizonte Waldsteppen-Charakters gegliedert. Diese sind in mehreren Fällen doppelte Böden.

- 2. In der Ziegelei von Mende liegt der obere doppelte Bodenkomplex ("Bodenkomplex von Mende Felső") zwischen 10 und 12 m, für den oberen Bodenhorizont ist nach mehrmaligen ¹⁴C-Untersuchungen ein Alter von 28 000—29 000 Jahren festgestellt worden. Dieser Bodenkomplex wiederholt sich in zahlreichen Lößprofilen Ungarns und des Karpatenbeckens. Auch der untere Teil des Bodenkomplexes dürfte nicht mehr als 32 000 Jahre alt sein. Somit repräsentiert der "Bodenkomplex von Mende Felső in der Löß-Chronologie von Ungarn den interstadialen Zeitabschnitt zwischen dem mittleren und oberen Würm.
- 3. Die von diesem nach unten folgenden zwei fossilen Steppenböden haben wir aus dem Löß-Aufschluß der Ziegelei Basarharc (im Donauknie gelegen) erstmalig beschrieben (Pécsi 1965, Földr. Közl. 4: 346—351). Dabei wurde ein charakteristisch doppelter Bodenkomplex (etwa zwischen 14 und 16 m) "Basaharc D" = BD und ein mächtiger humoser Boden (zwischen 18—20 m) "Basaharc A" = BA bezeichnet (Abb. 1).
- 4. In größeren Aufschlüssen werden die "jungen Lösse" von den älteren durch den sog. "basalen Bodenkomplex von Mende" und die darunter nachweisbare starke Erosionsdiskordanz unterschieden. Der "Bodenkomplex Mende B" = MB besteht aus dem Verband eines sehr kräftig entwickelten Waldbodens (Braunerde) mit einem unmittelbar darauf gelagerten dunkelfarbigen Steppenboden (>2 m). Aufgrund von terrassenmorphologischen, paläontologischen und mehreren anderen Angaben haben wir den "basalen Bodenkomplex von Mende" in die zweite Hälfte des letzten (Riß-Würm-)Interglazials gestellt.
- 5. Der gesamte jüngere Lößkomplex von Ungarn und seine innere Gliederung kann chronologisch mit dem letzten Glazial des Pleistozäns ziemlich gut parallelisiert werden. Dagegen kann die Gliederung des älteren Lößkomplexes nur im großen und ganzen angegeben werden.
- 6. Die älteren Lößpakete unterscheiden sich gut von den jüngeren nicht nur durch eine bestimmte Diskordanz, sondern auch in lithologischer Hinsicht. In der Regel

¹⁾ Kurzfassung des auf der 16. wissenschaftlichen Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 23.—30. 9. 1972 in Stuttgart-Hohenheim gehaltenen Vortrags.

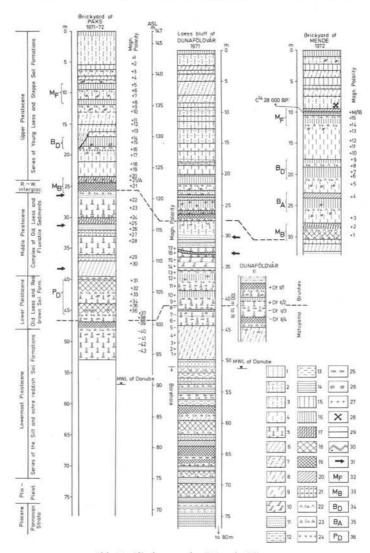


Abb. 1. Gliederung der Lösse in Ungarn

Aolische Ablagerungen: 1. Feinsand, Flugsand; 2. Lössiger Sand; 3. Sandiger Löß; 4. Löß; 5. Toniger Löß.

Koluviale, deluviale Ablagerungen: 6. Gehängesand; 7. Lößhaltiger Gehängesand; 8. Sandiger Gehängelöß; 9. Gehängelöß; 10. Toniger Gehängelöß.

Fluviatile-Proluviale Bildungen: 11. Sand; 12. Schluffiger Sand; 13. Schluff; 14. Ton.

Rezente und fossile Böden: 15. Schwache Humushorizonte; 16. Steppenböden; 17. Tschernosem Braunerde; 18. Braunerde; 19. Parabraunerde; 20. Semipedolite; 21. Moorböden. Iluviale Bildungen: 22. Kalkanreicherung; 23. Starke Kalkanreicherung; 24. Vulkanischer Tuffit; 25. Lößkindel; 26. Krotowinen, Wurmgänge; 27. Holzkohlenreste; 28. Makrofauna. Sonstige Symbole: 29. Genaue Schichtengrenze; 30. Ungenaue Schichtengrenze; 31. Erosionshiatus; 32. M_F Mende-oberer Bodenkomplex; 33. M_B Mende Basis Bodenkomplex; 34. B_D Basaharc doppelter Bodenkomplex; 35. B_A Basaharc unterer Bodenkomplex; 36. P_D Paks doppelter Bodenkomplex.

sind sie kompakter, tonhaltiger, haben viele zerstreute Konkretionen; Kalkkonkretionen führende Schichten wiederholen sich zyklisch in manchen mächtigeren Lößpaketen. In den Lössen selbst findet man einen geringeren Karbonatgehalt.

Der "ältere Lößkomplex" liegt in einer Mächtigkeit von 25—50 m vor. In den Aufschlüssen können aber höchstens davon 20—30 m untersucht werden; die tiefer gelegenen Zonen sind nur aus Kernbohrungen bekannt geworden (Abb. 1).

In den ungarischen Profilen kommen im älteren Lößpaket 4—6 fossile Bodenbildungen vor, aus den Bohrungen bei Paks und Dunaföldvár sind noch weitere 3—4 Bodenhorizonte bekannt gemacht worden (Abb. 1). Außerdem haben 2—3 sehr kräftige Erosionsdiskordanzen und ebensoviel fluviatile Sand- und Schlammeinlagerungen die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt. Diese letzteren Schichten gehören vornehmlich dem Mittelpleistozän an.

In den meisten Profilen sind die ältesten Böden paketartig fast unmittelbar übereinander gelagert; bloß ein geringmächtiger Anhäufungshorizont ohne wesentliche Lößeinlagerung schaltet sich dazwischen. Die Mehrheit der Böden besteht aus rötlich-braunen Waldböden (z. B. der doppelte "untere Bodenkomplex von Paks" in einer Tiefe von etwa 40—46 m), aus rötlich-ockerfarbigem Lehm (unterste Bodenserien von Dunaföldvár, zwischen 55 und 72 m tief gelegen) und aus Rotlehm (z. B. bei Kulcs). Es gibt aber auch zwei dunkel gefärbte hydromorphe Lehmböden (Paks) und ein fahler Boden als "stratigraphischer Leitsatz" (Dunaföldvár und Paks, in einer Tiefe von etwa 50 m).

Wie mit paläomagnetischen Untersuchungen der Löß- und Bodenschichten festgestellt wurde, liegt die Brunhes-Matuyama-Grenze unmittelbar unter der Schichtfolge des "unteren doppelten Bodenkomplexes von Paks". Nach den Analysen von M. A. Pevzner (Abb. 1) beginnt das unterste Pleistozän in Dunaföldvár vermutlich mit dem hellrosenfarbigen sandigen Silt-Komplex, dem zwischen 40—50 m tief liegenden sog. steinigen Löß. Für die ziemlich mächtige (20—30 m) Schichtenserie des untersten Pleistozäns ist kennzeichnend, daß zwischen den ockerbraunfarbigen und tonigen Böden mit mediterranem Gepräge nur geringmächtige Lößschlamm-/Silt-Schichten eingelagert sind.

Literatur-Auswahl

Pécsi, M.: Horizontal and Vertical Distribution of these Loess in Hungary. — Studia Geomorphologica, 1. Krakow 1967.

Guide-book for Loess Symposium in Hungary. Budapest-Dunaujváros 15—19 August, 1971. Budapest, Geol. Inst. 1971. 34 p. (IGU/International Geographical Union/European Regional Conference) (Red. M. Pécsi - E. Szebényi).

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. M. Pécsi, Geogr. Forschungsinstitut der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Budapest VI, Népköztársaság Útja 62.

Manuskript eingeg. 10. 9. 1973.

State of Research on the Quarternary of the Federal Republic of Germany

by K.-E. Behre, K. Duphorn, B. Frenzel, H. Graul, F. Grube, J. Lüning, B. Menke, K.-D. Meyer, H. Remy, W. Schirmer, H. Schwabedissen, A. Semmel, H. Streif, and R. Vinken

Sponsored by Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn - Bad Godesberg

Editors: E. SCHÖNHALS and R. HUCKRIEDE

		page
Со	ontents	
Pro	reface of the editors	219—221
A.	. Area of Scandinavian Glaciation	
	Pleistocene and Holocene by Klaus Duphorn, Friedrich Grube, Klaus-Dieter Meyer, Hansjörg Stre Renier Vinken	222—250 HF, and
	2. History of Vegetation and Biostratigraphy	251—267
В.	Foreland of the Alps	
		268—280
		281—292
C.	. Area between the Scandinavian and the Alpine Glaciation	
	Periglacial Sediments and their Stratigraphy	293—305
	2. The Holocene of the Former Periglacial Areas by Wolfgang Schirmer	306—320
	3. On the Pleistocene Vegetation History by Burkhard Frenzel	321—332
D.	. Palaeozoological Research	333—339
E.	Archaeological Research	
	Palaeolithic and Mesolithic Periods	340—359
	2. Neolithic Periods	360—370

Preface

Nowhere else in Europe is Quaternary research so much favoured by topographical situation and geological features as in Germany. This country includes parts of two separate areas of Pleistocene glaciation that of the vast Scandinavian Glaciation and that of the Alps.

Fortunate circumstances exist in the North:

Here are the fringes of the sea, and climate-controlled eustatic transgressions and regressions are in correlation with various non-marine deposits, either of interglacial or Holocene or glacigene nature. In this northern region German research has for a long time been in close partnership with congenial Quaternary scholars of several nations bordering the North-Sea and Baltic.

In the South Germany possesses an area, which in former decades was regarded as the most "classical" region of Ice Age stratigraphy: the Alpine Foreland. Here large alpine glaciers repeatedly found their entry, advanced and retreated. Although many scholars lay stress upon a priority or superiority of the Scandinavian Glaciation Area for international stratigraphic decisions, the research on Alpine Glaciation is of great consequence for a multiplicity of geological problems in Middle and Southeast Europe as well as in the mediterranean areas.

Both the areas of Pleistocene glaciation are separated (and connected) by a broad belt of varied morphological character. Mountainous regions vary with basins and valleys or are interrupted by them. Blocks still in tectonic uplifting border on areas of predominant subsidence. Old landsurfaces (with all their possibilities to preserve remnants of past periods) neighbour on areas of rather continual or temporary accumulation. Pliocene and Quaternary tectonic movements play a role in certain regions. Basins may be caused by subsolution of Permian salinar rocks.

It is easy to understand that a multitude of different kind of deposits and geomorphological details are to be found in this middle part of Germany and that diverse fossil faunas and floras are preserved. Since it is a part of the former periglacial belt and situated in the broad zone of loess which stretches from France to Southeast Europe, it is not to be wondered at, that loess, solifluction sheets and all events concerning cold ages are of main interest, also the problems of local glaciation.

An enormous help to date and correlate fluviatile, aeolian and peaty deposits are the different kinds of volcanites of the Middle Rhine region. Some of the tuffs have a wide range throughout Middle Europe.

For the knowledge of Holocene stratigraphy and vegetation history the large bogs and fens of Northern Germany and of the Alpine Foreland are of great importance.

There is still another fact that contributes to the vivid picture of German Pleistocene and Holocene: over Germany the oceanic type of climate changes to a more continental one, and so it has been during most of the past Quaternary periods.

Favourable for Quaternary research are the large rivers flowing from the South to the North. Their terrace systems connect the former periglacial area with the former glaciated one in the North. The river Rhine even traverses Germany from the Alps to the Northwestern glaciation area, but it very much looks as if the Rhine Graben more impedes than promotes the efforts to correlate the Alpine and Northwestern Glaciation areas.

It is known even to non-Europeans that it was in German regions where decades ago the first general stratigraphical subdivisions of the Ice Age ware achieved (Penck &

Preface 221

BRÜCKNER, SOERGEL, EBERL, Preußische Geologische Landesanstalt) subdivisions still today applied the world over.

Finds of artifacts make it certain that man lived in Germany since Abbevillan times. Perhaps he roamed over Germany still earlier, in pre-Abbevillian periods. There are magnificent artifacts of Older and Middle Palaeolithic that do not rank below the classical ones of Western Europe. Early in palaeoanthropological research Germany contributed to international science Homo neanderthalensis, Homo heidelbergensis and Homo steinheimensis. Germany has been settled by agriculturalists since the fifth millenium B.C. Prehistory is in Germany an important part of Quarternary research and often is a great help to date and characterise natural events.

In the last 1—2 decades so many important Quaternary results have been attained in Germany (especially in loess investigations, palaeopedology, palynology, prehistory, and radiocarbon dating) that it seems desirable to summarize and outline the state of knowledge and present it to the German as well as the foreign Quaternary investigator. Regrettable reasons well known to the reader, force us to give a summary on only a part of Germany: the Federal Republic. We give this short account, although we are conscious that in several fields of research great gaps are still to be filled, still many problems await solution, for instance in palaeomagnetism, Older Pleistocene and the passage from the Pliocene, and in the knowledge on Pleistocene tectonic.

We have been fortunate in securing for this account the co-operation of several of the most competent and active Quaternary scholars. They all have endeavoured to preserve a balance of the various aspects, fields, and areas of research, but nevertheless in some cases it was not to be avoided that out of the abundance of the heart the special fields of interest are given some preference and others are slightly neglected.

Much of our scientific progress only could be attained by the stimulating contacts with the Quaternary scholars of the neighbouring countries. The more it is regrettable that such an exchange of thoughts and experience is not yet possible with many of our German colleagues.

Gießen and Marburg September 11, 1973 E. Schönhals R. Huckriede Editors

A. Area of the Scandinavian Glaciation

1. Pleistocene and Holocene

by Klaus Duphorn, Friedrich Grube, Klaus-Dieter Meyer, Hansjörg Streif, and RENIER VINKEN, Hannover

With 1 figure

1. Introduction

The "Northwest-German Glaciation Area" is that part of Northwest Germany which was covered by ice during at least one glacial period during the Pleistocene. The southern and western borders of this area are generally delineated by the outer margin of the continental icesheet that proceeded farthest during the Elster- or Saale-glaciation. To the east, the border between the FRG and the GDR forms the boundary, in the North the North Sea and the Baltic Sea limit the area, though about this region only little is known at present. Within the limits of this area a periglacial climate prevailed over long periods of time during the pre-Elster period and the Weichsel cold period and also during the Elster and Saale cold period. Periglacial sediments and structures were formed and the discussion of them overlaps to a certain extent with "Periglacial Sediments and their Stratigraphy" by A. Semmel, another chapter in this volume. However, a regional separation has been maintained.

The statement made in "Periglacial Sediments and their Stratigraphy" applies here also: despite the progress in research during the last two decades, no satisfactory knowledge has been achieved so far. There are important reasons for this situation. Primarily, there is a lack of scientists interested in the geoscientific research of the Quaternary of Northwest Germany (except for perhaps the fields of geomorphology and palyonology) inspite of the steadily increasing economic importance of unconsolidated sediments with regard to groundwater supply, waste disposal, problems of engineering geology, e.g. coastal construction, and near-surface economic deposits. In the universities, study of the Quaternary diminishes; the governmental geoscientists are often so involved with routine work and compilation of geological and pedological maps that thorough, purely scientific work can either not be done continuously or cannot be done at all.

Additionally, scientific evaluation is possible for the data from only a small number of boreholes. True progress is no longer to be made merely by studying the near-surface strata that generally will be known within some years after the routine mapping of the entire area. Improvement may only be achieved by the study and stratigraphic division of the total Quaternary which may reach a thickness of up to 500 m. Geophysical logging of a great number flush-drilled boreholes for water supply purposes has given information on the sequence of beds. In most cases, however, no material can be obtained that allows proper petrographical and paleontological interpretation. Not before the total Quaternary has been carefully studied in detail in a dense grid of observation points and the results interpreted by various methods will it be possible to analyse with greater success such questions as the division of the glaciations, the number of basal moraines and the distance of the ice retreat between two cold phases.

For this joint report, each author has contributed a discussion of a particular area. F. Grube described the geology of the Quaternary in the Hamburg region. K. Duphorn dealt with Schleswig-Holstein, K.-D. Meyer with central and northern Lower Saxony; H. Streef was concerned with the coastal Holocene. R. Vinken added some data regarding southern Lower Saxony not contained in the "Periglacial Sediments and their Stratigraphy", chapter moreover, he coordinated the individual contributions and orientated them towards the theme "Northwest-German Glaciation Area". The large-scale division of the contribution was effected according to stratigraphy, the division of the individual chapters in general according to regions or to genesis and facies. When this contribution was compiled, a manuscript by K. E. Behre and B. Menke titled "History of Vegetation and Biostratigraphy in the Northwest-German Glaciation Area since the Pliocene" was in hand. In its entirety this manuscript is included in the chapter "History of Vegetation and Biostratigraphy".

2. Pleistocene

2.1. Early Pleistocene to the Elster glacial stage

In the Neogene the sea covered wide areas of the Northwest-German lowlands. During the time from late Tertiary to early Quaternary the sea retreated to the western coast of the Netherlands. In this area was a river system which, in general, drained towards the West and was active until the boreal continental ice sheet advanced during the Elster glacial stage. In this river system a quartz sand sequence was deposited—the so-called kaolin sand. On the Isle of Sylt its late Pliocene age is proved by intercalated lignite seams (Weyl et al. 1955, cit. Gripp 1964, Averdieck 1971). Deposition of the quartz sand series extended into the early Pleistocene (see below). Its initial extent is only roughly known. Today the sequence stretches from the Isle of Sylt, where it is 40 m thick, via the Emsland as far as the Netherlands and via Schleswig-Holstein and Mecklenburg far into northern Poland.

The major source area of the Pliocene and lower Quaternary quartz sand is, from the pebble composition (blue quartz, lavender-blue Silurian chert, and quarzite), the eastern Baltic Sea between Central Sweden and the Baltic provinces. On the other hand, the presence of true lydite demonstrates the influence of the Central-German Hercynian. Particularly in the Ems area, where the "white sands" crop out, but also in other parts of Ostfriesland and of Oldenburg, lavender-blue jasper is not rare in drill holes and surface exposures. The mode of transportation of the quartz sand has been extensively discussed. Because of the size of some boulders (up to 30 cm) Wirtz & Illies (1951, cit. Gripp 1964) suggested the possibility that part of the transportation route was covered by glacial scour or drift.

In the Lieth limestone quarry on the Elmshorn (western Holstein) salt dome are several sedimentary layers which were deposited during the cold and warm periods between the late Pliocene and the Elster cold period (Crommelin 1954; Dücker & Menke 1968, Grube 1968, both cit. Menke 1970, Menke 1970). Above the "pre-Tegelen" deposits follows a very complex early Quaternary sequence (see also chapter "History of Vegetation"). The "warm" periods are characterized particularly by the pollen from mixed forests. In the "cold" periods an arctic to boreal climate prevailed with vegetation that consisted mainly of Ericales heather mixed with herbs (details are given in the chapter "History of Vegetation").

Also in northern Lower Saxony pollen analyses (unpublished report, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, NLfB) have shown that the upper portion of the quartz sand series is of early Pleistocene age. The quartz sand encountered in drill

holes in the Elbe region, e.g. near Cuxhaven, probably corresponds in part to the deposits near Lieth.

BIJLSMA and CLEVERINGA (1971) correlated fluviatile sediments in the icepushed zone of Itterbeck-Uelsen (Emsland) with the Dutch division of the early Pleistocene on the basis of pebble and heavy mineral analyses.

In southern Lower Saxony near Bilshausen a complete warm period, the Rhume interglacial, is represented in a basin clay series (LÜTTIG & REIN 1955, CHANDA 1962, H. MÜLLER 1965, cit. LÜTTIG 1965). On the basis of varve counts, H. MÜLLER estimated this warm period to have lasted 28,000 to 36,000 years. The vegetation during this period was quite different from that of the Holstein and Eem periods. The sequence of the layers, the climate- and lithostratigraphical considerations, and above all the mammal discoveries (time-equivalent to Voigtstedt, personal communication SICKENBERG) indicate that it should be assigned to the pre-Elster period.

A clear correlation with the early Pleistocene warm periods in the Netherlands or with the Cromer Forest Bed is not possible at present; it is most similar to the Westerhoven deposits in the Netherlands.

According to DUPHORN (1969) a cave loam in the Einhorn-Höhle near Scharzfeld/Harz Mountains developed during the pre-Elsterian Rhume interglacial; it contains a rich vertebrate fauna (mainly bear bones).

The Osterholz near Elze warm period strata which include a complete warm period sequence (GRÜGER 1967) and are overlain by a basal moraine of the Elster period (according to LÜTTIG, 1960, cit. 1964), are assigned to the "Cromer Complex" by GRÜGER as is the Bilshausen clay. He emphasizes that both occurences are not of the same age, but have to be assigned to two different warm periods of the Cromer Complex.

In situ, true glacial sediments of the pre-Elster period have not been found as yet, even in boreholes. In the Upper Muschelkalk cropping out in the Elm Mountains (southeast of Braunschweig), Beug, Goedeke, and Grüger (1965) describe a sink hole which is said to be filled with silt and clay of the "Cromer Complex" and underlying "boulder clay of the Elbe cold period". Grüger (1967) concludes from the vegetation that the warm period strata are of the same age as those of Osterholz near Elze. According to Look (1968), the occurrence in the Elm Mountains represents a late Saale pingo structure in solifluction detritus, whereas, according to an unpublished report of H. Müller (Geol. Survey of the Fed. Rep. of Germany) the warm period sediments have to be assigned to the Eem period.

Also no glacial sediments, in particular no basal moraine older than of the Elster glaciation (unpublished reports, NLfB Hannover) have been found in the up to 400 m deep channels in the Hamburg area and in northern Lower Saxony. In general, sediments of the Elster period, more rarely also of the Saale or Weichsel period, overly Tertiary beds.

It can be assumed that the glaciers of older glaciations, the existence of which has to be accepted as true, did not reach North Germany, whereas the North European ice sheet formed in the central parts of Scandinavia already during the early Pleistocene "cold periods".

Though placement of the Tertiary/Quaternary boundary is still regionally as well as internationally biostratigraphically in question, the attempt has been made in the NLfB to compile a map of base of the Quaternary sequence during the recent years. Particularly in the Hamburg region and in northeastern Lower Saxony good results have been achieved since the lithostratigraphy is relatively well known and in comparison to

other areas, there is a great amount of drill-hole data to be evaluated. For northwestern and central Lower Saxony, these maps represent a first attempt to understand the distribution of the base of the Quaternary sequence.

2.2. Elster

Elster period deposits are in general know from drill-holes or deeper exposures only except for the late Elster "Lauenburg clay", a near-surface glacial sediment widely distributed between Lauenburg/Elbe and the Netherlands and of some significance as a key horizon of the Nortwest-German Quaternary. The general knowledge on the deposits of the Elster glaciation and the resulting stratigraphic and paleographic conclusions are not satisfying. Differentiation from the Saale period deposits is often difficult, as the Holstein interglacial interbeds are seldom widespread. For this reason sedimentologic methods, primarily those to identify drift material (Geschiebestatistik), are of great importance for the recognition of the strata, although many problems with the statistics of drift material remain unsolved, as will be demonstrated.

In the northwestern forelands of the Harz Mountains LÜTTIG (1954, 1958, both cit. 1964, 1970) distinguished an older Bornhausen and a younger Bockenem stage. Below the Holstein occurrence of Northeim, LÜTTIG (1960) found loess of the Elster glaciation.

According to LÜTTIG'S counting of the drift material, which correspond with HESE-MANN'S results, the Elster sediments in this southeastern part of Lower Saxony are characterized by a comparatively high percentage of material from the eastern Scandinavian Shield. More recent still unpublished mapping of gas pipe trenches has shown, however, that part of the sediments previously assigned to the Elster period actually belong to the Saale period. Moreover, it seems to be verified that at the northern margin of the Harz Mountains the Saale glaciation and not — as has been assumed up to now — the Elster glaciation progressed farthest to the South (Duphorn, in the press).

The composition of the drift material in the Elze section which is the stratigraphically best-substantiated occurrence of Elster period sediments, shows no distinct predominance of material from the eastern Scandinavian Shield.

In other areas of North Germany drift material originating on western Scandinavia has been found and described: Hesemann (1937) demonstrated dominance of south Norway drift material in the boulder clay of the Elster glaciation near Wenningstedt on the Isle of Sylt; Cepek (1962, 1969) assumed that the Elster basal moraines of Brandenburg came from the North-Northwest. As Cepek used other methods to identify drift material and as he does not give more details of the percentage of crystalline rock fragments, his and K.-D. Meyer's (1970) results cannot directly be compared.

In the Hamburg Elbe region K. RICHTER (1962, cit. 1964) could not confirm a strong influence of the eastern Scandinavian Shield in the composition of the drift material of the Elster period.

On the basis of clast-counts of the drift material, particularly chert coefficients (among others, percentage of translucent chert) in drill-hole samples as well as in decalcification zones, Richter suggested a division of the Elster cold-period into 5 glacial advances separated by interstadials. According to studies of K.-D. Meyer, however, the chert coefficient is partly dependent on the grain size and the nature intensity of weathering of the components; it is not of much help in stratigraphically dividing the cold-period deposits and has only limited values as evidence for demonstrating interstadials.

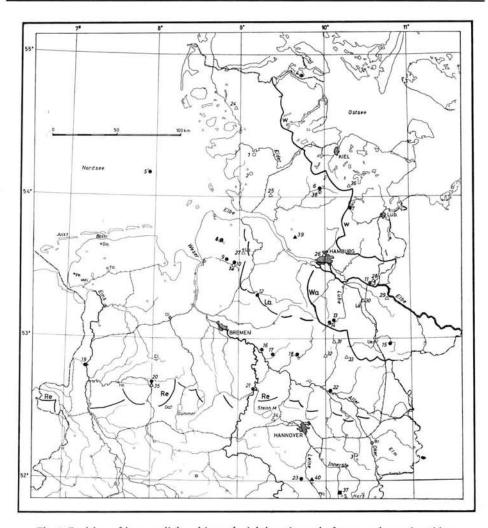


Fig. 1. Position of interstadial and interglacial deposits and of some end moraine ridges in northwestern Germany



In the Hamburg area, the basal moraine of the Elster-period is locally up to 70 m thick. In surface exposures the Elster sediments could not as yet be assigned to individual stages.

In recent years the basal moraine of the Elster-period has been encountered frequently beneath the Lauenburg clay in Ostfriesland/Oldenburg (K.-D. MEYER 1970). Here, but also in the Hümmling, near Bremerhaven, and in the area of Lüneburg, the gravels of the Elster-period show a great percentage of Norvegian material, mainly rhomb porphyries.

In much of North Germany there was certainly an ice advance strongly influenced by western Scandinavia, however its relationship to the east fennoscandian related sediments described in the first part of this chapter is unclear. Of the two possible interpretations, co-existence of a "North Sea glacier" and a "Baltic Sea glacier" or one existing after the other, the latter is more probable as the differences in the drift material are considerable. A more firm interpretation would depend upon detailed study of series of samples collected according to a dense sampling grid.

Similarly, the little known western and southwestern distribution boundary of the Elster-deposits should be drawn not only according to the depth of the sediments. Also in this case the sampling grid is not dense enough to obtain conclusive data.

In recent years, a great number of hydrogeological exploration drillings has increased our knowledge considerably and resulted in abundant material that has so far not been evaluated completely. Especially worth mentioning is the substantiation of the extension to large areas of northeastern Lower Saxony and southern Schles-wig-Holstein of "channels" long known from the Hamburg area. These comparatively narrow, but more than 400 m deep depressions (maximum depth = base of the Quaternary deposits so far is 502 m in a borehole near Reeßeln, LÜTTIG 1972) cut into the underlying Tertiary strata and are mainly filled with thick, Elster-period deposits. These are predominantly melt water deposits, occasionally interbedded with boulder clay and covered by the Lauenburg clay. Though often several Elster period basal moraines have been found overlying each other in boreholes, these cannot yet be correlated and assigned to individual phases with certainty.

The age and mode of development of these channels has provoked lively discussion. According to Cepek (1967, 1968, cit. 1969) they resulted from an interlacing network of streams which drained to the North Sea and hat a pattern determined during a pre-Elster cold-period (Eburon). Also W. Richter et al. (1968) give a similar explanation using crustal movements to support their point of view. In our opinion, however, cross section (steep sides), course and depth, gradient of the channel bottom, and especially the channel fill predominantly of scandinavian material, are incompatible with subaerial drainage. It is probable that subglacial valleys are involved with the (partly confined) glacial meltwater for the erosive modelling of the channels more. Melting of deeply buried dead ice may have caused the down of the basal moraines, so that the stratigraphic interpretation of channel sequences has to be done with great care (compare Eissmann 1967).

According to Johannsen (1971, cit. Johannsen & Löhnert 1971), the development of the channels is closely connected with salt tectonics in the area. The channels were mainly cut along structural strike, that is, along the deep zones themselves or along the flanks of the salt anticlines. Often a diversion of the channels by the structural trends can be observed.

2.3. Holstein

The Holstein interglacial deposits represent an important key horizon for the stratigraphic subdivision of the glacial deposits in Northwest Germany. Regrettably they are often disturbed as they were deformed by the Saale ice running over them. Especially important are the marine deposits with their characteristic fauna. They are widely distributed as can be seen for example from the International Map of the Quaternary, scale 1:2500000, sheet 6, Copenhagen. The coast line of the Holstein Sea was irregular. The most conspicuous feature was the Lower Elbe embayment which extended inland to western Brandenburg and from western Mecklenburg far to the northnortheast. In southern Holstein was another large bay. Comparison of the configuration of the coast of the Holstein Sea with the tectonic structure and the salt structures of the subsurface shows considerable similarity. This refers in particular to the continuous trends through time of both large bays which are nearly concordant with the "Rhenish" trend of the salt structures as well as with the structural grain of the pre Cretaceous tectonics.

Though PICARD (1966) suggests that Schleswig-Holstein atteined its "seaencircled" shape only during the Saale period, the present-day features of the coast already formed, according to GRIPP (1964), during the Holstein interglacial. Marine Holstein depositions on the Isle of Sylt and near Esbjerg indicate the extent of the Holstein Sea to the Northwest.

The existence of the Baltic Sea during the Holstein period is shown by marine deposits near Rögle Klint on Fünen. The present-day western Baltic Sea area was at that time filled with water, at least as far as to the Oderhaff. Recently, marine Holstein sediments were drilled in Mecklenburg (CEPEK 1968, cit. 1969), proving the existence of a seaway connection via the Lower Elbe bay during the Holstein-period, preceeding today's North Sea and Baltic Sea.

Ecological interpretation of the mollusc fauna (Grahle 1936) and of the microfauna (Woszidlo 1962, Lange 1962, Lafrenz 1963, cit. Menke 1970) indicates a rise in temperature in the Holstein Sea proceeding from arctic to boreal conditions; the temperature reached maximum values similar to the present only in the southern North Sea. The pollen analyses by Menke (1968, cit. 1970) confirm that the transgression of the Holstein Sea in the type area already occurred while the ice gradually melted during the late Elster period. In western Holstein the sea obviously advanced directly into the meltwater basin of the Elster glaciation where the Lauenburg clay was deposited. An early Holstein freshwater phase as has been found in some places in the southern Holstein bay, has not yet been recognized. In nearly all complete Holstein sections of the marine facies, the transition from marine to estuarine and fluviatile-terrestrial sediments, i. e. the process of regression, can be observed.

In the Hamburg area and in Lower Saxony, only a few exposures of marine facies are presently accessible. In Hamburg-Hummelsbüttel the transgression of the Holstein Sea (Mytilus clay, Cardien sands) over the lacustrine deposits of the early warm-period as well as over the Lauenburg clay can be studied (GRUBE 1959, HALLIK 1960, cit. GRUBE 1967). The marine Holsteinclays, which are still accessible in the brick-works of Nindorf (west of Stade), in the icepushed moraine of Lamstedt and in the exposures near Wacken (near Itzehoe), are glacial-tectonically disturbed.

GRUBE, KHOO, and WEITSCHA are presently working in the Nindorf area. The marine Holstein interglacial deposits in the "Elba" brick-works near Lüneburg described by BENDA and MICHAEL are no longer exposed. The profile showed sand-clay lacustrine beds above the Lauenburg clay, which are in turn overlain by clay (with Mytilus); the content of foraminifers, ostracods and diatoms indicates a brackish-marine biotope. The profile ends with glazio-fluviatile sand and gravel of the Drenthe-period.

A brackish-marine influence is also to be seen in the Breetze interglacial deposits near Bleckede/Elbe. In a section recently found by K.-D. Meyer in an abandoned brickyard, two clay horizons with a diatomite up to 3.3 m thick overlie Lauenburg clay and its

fine-sand facies. Paleobotanic interpretation (BENDA & MEYER, in print) shows a rather complete forest development with a climate optimum in the diatomite. The lower part of the section (lower clay and diatomite) is purely lacustrine; the upper portion, however, was deposited in a brackish-marine environment.

Though a number of Holstein occurrences are known in Northwest-Germany, few have been biostratigraphically evaluated in comparison with deposits of the Eem-interglacial. In the marine portion, only one Holstein occurrence meets present requirements for a type locality, this is the occurrence of Wacken.

Through pollen analyses Menke (1968, cit. 1970, 1970) showed a development of vegetation typical for the "Classic" Holstein-interglacial in the marine clay deposits near Wacken. Moreover, he found for the first time in Northwest Germany an equally thermophile vegetation between the "Classic" Holstein interglacial and the Drenthe stage. DÜCKER (1969) divided the occurrence of Wacken into two warm-periods which he designated as the Muldsberg warmperiod (Holstein I) and the Wacken warm-period (Holstein II). The interbedded colder period was designated the Mehlbek cold-period (see also "History of Vegetation" chapter). A more detailed discussion of the stratigraphic classification of the "Wacken warm-period" is given by WOLDSTEDT and DUPHORN (in print). In the Hamburg area and in Lower Saxony, the division of the Holstein sequence into two separate interglacial periods could not be found in an undisturbed sequence of the marine facies (as to the Quakenbrück borehole, see below).

Concerning non-marine facies, mainly the lacustrine interglacial deposits and among them the diatomite (Kieselgur) occurrences of the Lüneburger Heide are of interest (HALLIK 1960, cit. GRUBE 1967). The Neuohe-Wiechel and Munster-Breloh deposites, which are still worked as well as the newly exposed occurrence near Hetendorf are, also with regard to their position, clearly distinguishable from the Eem-period diatomites in the Luhe valley (Behre 1962, cit. 1966). In connection with the now finished studies for mining purposes carried out by the NLfB, Benda and his colleagues have succeeded in determining the entire history of the interglacial vegetation. From the varve counting of the sediments, the surprisingly short period of 12,000—15,000 years has been found to be the absolute duration of the Holstein interglacial (Benda, K.-J. Meyer, H. Müller, in print).

Newly interpreted is the well-known Quakenbrück interglacial south of Oldenburg (Hartung 1954, Kopp & Woldstedt 1965, cit. Kopp 1968) as a result of coredrilling suggested by Woldstedt and financially supported by the German Research Assocation (Deutsche Forschungsgemeinschaft) in 1967. The results are not yet available; according to a short written note, the succession is very complex: below several Weichsel interstadials follows the normally developed Eem interglacial and beneath a disconformity at a depth of 61 m, a bipartite Holstein interglacial. The drilling, which was abandoned at a depth of 100 m, did not reach the partly very thick boulder clay known from many neighbouring drillholes. Accordingly, this boulder clay has to be assigned to the Elster period. This means that the Quakenbrück Basin, which has to be regarded as the tongue basin of the Damme-Fürstenau lobe of the Rehburg phase, was formed already during the Elster period. It is strange that sediments of the Saale period are completely missing in the section drilled. Of importance is the bipartite subdivision of the Holstein interglacial. When interpreting the drilling profiles, caution is necessary because of possible dislocations, consequently we have to wait whether this bipartition will be confirmed.

2.4 Saale

With the exception of the highland ridges and the southermost part of the country, all Lower Saxony, Westphalia, and the Rhine district as far as the Ruhr area and beyond the Rhine were covered by ice during the Saale period. In the icepushed moraine ridge of

Krefeld-Kleve west of the Rhine, which marks the farthest advance of the Saale ice in West Germany, the petrographically well distinguishable deposits of the Lower Middle Terrace of the Rhine are the youngest deformed sediments. Seraphim (1972) dealt with the maximum extension of the Saale ice in the area between Osning and the Weser. East of the Weser as far as the foreland of the Harz Mountains, the conclusions of Lüttig (1954, 1958, cit. 1964) are in general still valid. In the Leine valley, the ice sheet advanced as far southward as the vicinity of Freden. In the immediate Harz foreland Duphorn (in print) has shown with the help of the remnants of basal moraines overling the middle terraces of the Harz rivers, that in the area northwest of the Harz Mountains (on the Seesen sheet) the Saale ice advanced farther southward than the Elster ice. In the Harz Mountains proper, Duphorn (1971) assumes local valley glaciation extending outward from the Acker Bruchberg range.

There are no recent studies of a large part of eastern Lower Saxony with regional data on the maximum extension of the Saale ice and, with the exception of the immediate margin of the Harz Mountains, on the ratio of glacial sediments to fluviatile deposits from rivers flowing in from the South. Only from the Elm area are the more detailed studies of Look (1968) available.

For the last two decades a great number of authors has dealt with the subdivision of the deposits of the Saale period in Northwest Germany; it is not possible to refer to all of them in more detail here. Following demonstration that the Weichsel ice did not cross the Elbe (the recent suggestion that the Weichsel ice advanced southward past the Elbe must be regarded as speculation) of increasing importance has been the question of the order of successions, the extent of the individually distinguishable advances, and the role of the dividing intervals. It had to be established if the Saale cold period must be subdivided into two or several individual cold periods separated by true interglacials. Present-day authors are largely unanimous in denying such a subdivision. The great number of boreholes and exposures that have been studied during the last few years, and mainly the excellent cross-sections of the Elbe side canal which is presently under construction from Artlenburg in the North and the "Mittellandkanal" near Gifhorn in the South have not given any indications as to true intra-Saale interglacials.

Existence of the "Treene warm period" postulated as occurring between the Drenthe and Warthe period by Picard (latest in 1970) and Stremme (1960, cit. in 1964) based on fossil soils, has not remained uncontradicted and has not been biostratigraphically substantiated by palynological methods as yet. The diatomite (Kieselgur) deposit of the "Ohe warm period" (v. d. Brelie 1955) could be assigned palynologically to the Holstein period by Hallik (1960, cit. by Grube 1967); this result is confirmed by recent investigations (L. Benda, K.-J. Meyer & H. Müller, in print). An interglacial occurrence discovered in the Gerdau valley near Linden which is not identical with the "Gerdau interstadial" (Lüttig 1958, cit. 1964) was definitely assigned to the Eem period by Benda, Lüttig & Schneekloth (1966). Proof is also missing from the marine facies. Though Northwest Germany was free of ice between the individual longer phases of advance and retreat of the ice, a warming in connection with a peak sea level of "interglacial character" has not yet been demonstrated (Kopp & Woldstedt 1965, cit. Kopp 1968).

There is general agreement on the fact the Drenthe and Warthe stage are subdivided into several phases, but not on the number and the order of the phases and the extent of the ice advances during these phases. This uncertainty is due to the great number of individual advances from various directions and of differing intensity; partly they overlapped each other and mainly in the Lüneburger Heide, formed a rather undecipherable confusion of glacier margin deposits (compare Table 7 in LÜTTIG 1964). There is great dif-

ficulty in satisfactorily assigning the ground moraines to specific marginal moraines. This frequently encountered and actually normal discrepancy between the number of ground moraines and the number of the various mostly morphologically distinguishable, "marginal moraines" ("Endmoranen") may have several causes.

One possibility is the erosion and removal of the ground moraines by the next-younger ice advance (LÜTTIG 1964). On the other hand, there is no certainty that each glacier margin marked by "marginal moraine" must be attributed to an advance phase with characteristic ground moraine and that in the different phases the ice retreated rather far, returned causing new glacio-fluviatile accumulation and finally left its ground moraine at the top of these meltwater deposits. It increasingly appears that there were partial halts in the advance of the ice which occassionally caused the development of distinct ridges; that means that the ice did not retreat and that thus no splitting up of the ground moraine is to be expected. For the same reasons there are difficulties concerning the stratigraphical subdivision of the locally rather thick glacio-fluviatile deposits of the Drenthe stage. The processes taking place in connection with the "stagnation" of large masses of continental ice and the possible reactivation of these ice masses in case of supraregional climatic changes complicate the genetic and stratigraphic interpretation of the data obtained in exposures and drillings. Almost unknown is also the drainage pattern of the individual phases of the Saale glaciation (cf. also "Warthe-sandurs"), mainly because of the lack of statistical data from widespread measurements of the cross-bedding in sedimentary bodies of definately uniform age.

"Marginal moraine stratigraphy" which considers only morphological criteria involves some serious faults. Accordingly, the attempt has be to check and complete it by a "ground moraine stratigraphy" in spite of the uncertainties. A locally valid stratigraphy can be applied to larger regions only with great caution so that ground moraine layers which owe their existence to minor oscillations of the glacier margin are not overrated. In applying glacial till statistics as an auxiliary method in ground moraine stratigraphy, it must be checked whether differences in the till composition indicate always true stratigraphical differences or only facies differences in a rock succession of about the same age.

LÜTTIG has published a series of papers on the Drenthe stage in central and southern Lower Saxony (1954, 1958, 1960, all. cit. 1964, 1965, 1968). According to his findings, the Drenthe stage consists of quite a number of phases, these again are divided into "Staffeln" which are separated by intervals (and/or "Etappen"). The southermost advance took place during the "Hameln" phase. In southern Lower Saxony the ground moraine from this advance overlies in general wide areas of the Middle Terrace complex of the Weser, Leine, Innerste and Oker rivers which transported material from the south. From their position at the very bottom of these ground moraine, the loesses and fluvio-periglacial as well as solifluidal-periglacial sediments, for example east of Hildesheim, can definitely be assigned to the early Drenthe period (VINKEN 1969). In the same stratigraphic position in the more proximal Hannover area, the material of the Middle Terrace complex transported from the South interfingers and is mixed the glaciofluviatile deposits of the advancing Drenthe ice sheet. This mixing or transition-zone shows here a N-S-extent of approximately 40 km. In the area north of the "Wiehengebirge" as well as on the Weser terraces south of the Porta Westfalica recent, namely petrographical investigations on the interfingering of sediments transported from the south by the Weser river and meltwater deposits drifted from the North, despite the comprehensive studies e.g. of WORTMANN (1968), did not yet yield conclusive results as to the course of the Weser during the Saale period. Detritus from the Weser can be traced as far as the Netherlands; it is, however mostly exposed in icepushed moraines, so that the stratigraphic relations are often unclear.

According to LÜTTIG, the "Rehburg" phase preceded the "Hameln" phase. The Rehburg "end moraines", designated by WOLDSTEDT (1928) the "Rehburger Stadium, probably the most important and most distinctive marginal moraine of Northwest Germany" extend as individual cresents and patches from the Dutch border in an east-west direction as far as the area east of Braunschweig. Within the Drenthe stage the actual time and development of this ridge which shows a strong glacio-tectonic imbricate structure, has been discussed extensively. Woldstedt concluded that, because no sandurs are developed and the ground moraine overlies the Middle Terrace in the forelands, probably a "phase of advance rather than a phase of retreat" is concerned here. This opinion was substantiated by him in 1954. The idea that such a distinct end moraine was overrun by the ice has been previously questioned. R. RICHTER (1955, 1958, 1968) reached the modified view that overlapping took place at the boundary between the active and the "dead" ice. Reconnaissance mapping by the NLfB during the last few years, which covered also the entire area from the "Rehburger Berge" to the "Fürstenauer Berge", showed remnants of ground moraine on the crests of the end moraines and chiefly, over a wide area, at their southern outer margin. As a result it can no longer be denied that the ice overran the end moraines. In the immediate hinterland no doubling of the Drenthe ground moraine was found. The ice could not have retreated considerably towards the North after the ridge material has been pushed; it must have advanced further southward after a short halt. LANG (1964) reached similar conclusions with regard to the "Mellendorfer Berge" north of Hannover; they were likewise deposited and overrun during the "Rehburg" phase. According to the evidence from the glacio-tectonic structures and morphological observations, however, the "Brelinger Berge" deposits immediately adjacent in the North, were contorted during a younger phase (according to LANG during the "Heisterberg" phase) when the ice retreated.

In the northwestern part of Lower Saxony the situation is in general simpler. Distinct ice-margin deposits (end moraines) do not occur, and only one ground moraine of the Drenthe period has been found. Concerning the glacial till, the ground moraine shows in general the usual compositional spectrum of the Drenthe period with predominantly material from South and Central Sweden.

In the Cloppenburg - Vechta - Herzlake area, however, there is a sudden and considerable change. The percentage of east-Baltic material (mainly rapakivi) increases abruptly. The percentage of flintstone decreases to a minimum, the clay content increases considerably, and the moraine aquires a red colour. According to K. RICHTER (1961) this red moraine is equivalent to the older of the two boulder clays of the Drenthe stadial of the Saale glaciation.

In mapping and particularly by recording km-long exposures (gas pipe trenches), however, it became obvious that the "Red Drenthe Moraine" (which is also known in the Netherlands) is extensive and always near the surface. It is not separated from the underlying "normal", grey, more sandy Drenthe-moraine by beds of glacio-fluviatile character, but always overlies it directly. Reworked deposits of an older Drenthe period till cannot be concerned here, and definitely not an Elster period moraine. The extension towards the East past the area described above has not yet been discovered. Although there remains difficulty in the glaciologic interpretation because of the great differences in the composition of the glacial till, we hold the opinion, according to the data available, that the "Red Drenthe Moraine" represents a facies of the one Drenthe period moraine.

In the area between the Weser and the Elbe are several Saale period ground moraines. However, these cannot be assigned in each case to particular icemargin deposits and the end moraine cresents going along with them. In the northern part of the Lüneburger Heide and in the area near Lauenburg (K.-D. MEYER 1965, cit. 1970), two

ground moraines of the Saale period have been definitely found so far, (the older "Drenthe Main Moraine" and the "Younger Drenthe Moraine") as well as a ground moraine of the Warthe stage. The Younger Drenthe Moraine, according to the mapping of the NLfB, locally consists of two units; this is probably due to a local oscillation of the glacier and does not necessarily mean that another phase took place. The division set up by GRUBE (1967) for the area of Hamburg with its great number of excellent exposures is comperable with this sequence.

The "Drenthe Moraine" of Grube corresponds to the "Drenthe Main Moraine" of Meyer, and the "Niendorfer Moraine" is, according to all its characteristics, identical with the "Younger Drenthe Moraine". Grube's "Fuhlsbütteler Moraine" is, also according to K.-D. Meyer's studies of the glacial till, assignable to the Warthe-stage.

Recently, Grube (1971) identified above the "Fuhlsbütteler Moraine" (or Fuhlsbüttel I) and separated from this by glacio-fluviatile and glacio-lacustrine sediments, a fourth Saale moraine (Fuhlsbüttel II), which is correlated with the "Vasdorfer Red Warthe Moraine" (Gauger and K.-D. Meyer 1970) of the Lüneburg area. According to Meyer it is, however, possible that in case of the Fuhlsbüttel-I-Moraine a facies of the Younger-Drenthe-Niendorfer Moraine is concerned, while the Fuhlsbüttel-II-Moraine corresponds to the actual Warthe Moraine; the "Vasdorfer Red Warthe Moraine" being only a different facies of the last one. It is hoped that the study of glacial till in additional exposures in the Hamburg area and especially the interpretation of the data obtained in the large exposures and core-drilling for the Elbe-side canal will clear up this problem and a full understanding will be reached in the near future.

The "Younger Drenthe- or Niendorfer Moraine" is most probably the ground moraine corresponding to the Lamstedter end moraine (west of Stade). The Lamstedter end moraine, one of the most important ones in northern Lower Saxony, for morphological reasons and because of the composition of its glacial till should not to be assigned to the Warthe-stage (ILLIES 1955, cit. LÜTTIG 1964, K. RICHTER 1955), but to the Drenthe-stage (LÜTTIG 1964); this is confirmed by recent sedimentological studies by K.-D. MEYER. According to Kopp (1968), also the soil development is definitely more similar to that of the Drenthe stage than to that of the Warthe stage. In his paper, which is interesting also in the methods used, MARCZINSKI (1968) indicates that the Lamstedter (and Stader) advance took place during the "late Drenthe period to early Warthe period". This dissertation based on the sedimentological studies of K. RICHTER, descriebes an "Uthleder glacial till community" of the early Drenthe period followed by one "Meyenburger" advance and two "glaciers of the main Drenthe period", namely, one "earlier advance of the main Drenthe period" (only in drillings) and the "Late Bremer advance". The paper deals with comprehensive observations; nevertheless there arises the possibility of a stratigraphic overinterpretation.

In the course of several years' mapping, PICARD (most recently 1970) succeeded in drawing a detailed picture of the glacier margine of the Saale period in Schleswig-Holstein. However, it has not been possible so far to connect the corresponding glacier margins in the Hamburg area and in Lower Saxony.

One of the central problems of the Saale glaciation in northeastern Lower Saxony is still the Warthe stage (WOLDSTEDT 1927, cit. 1954). Originally designated as the "Warthe glaciation", WOLDSTEDT pointed out again and again that the Warthe is separated from the Weichsel by a genuine interglacial period but not from the "Saale" and/or Drenthe and consequently represents a younger stage of the Saale glaciation. As has been described above, in Lower Saxony, from palynological studies, there is so far no basis for assuming an acute warm period within the Saale glaciation between the Drenthe and Warthe. As concerns the sedimentology, the content of glacial till that is character-

ized by material from the eastern Baltic shield and differs considerably from that of the Drenthe, suggests a major retreat of the ice, but the petrographic uniqueness does not prove the existence of a glaciation.

The ground moraine with its unmistakeable till content, determines also the distribution boundary of the Warthe stage ice. It corresponds to the morphological boundary described by Woldstedt, i. e. it extends via the Fläming-Uelzen basin margin — Wilseder Berg — Harburger Berge past the Elbe into Schleswig-Holstein. The outermost "Warthe" end moraines are partly built up of older, dominantly Drenthe stadial, glacio-fluviatile material, the ridges of which the Warthe ice ran up against, as has already been suggested by K. RICHTER (1958) and, for some localities, also by other scientists. Under these circumstances it is not surprising that the "Warthe sandurs" lying in front of these "Warthe" end moraines, contain no glacial till of the Warthe but only of the Drenthe period. This applies e.g. to the "sandur" at the western margin of the "Harburger Berge" and the "Sprakensehler sandur" south of Uelzen. Both "sandurs" are overlain by a ground moraine of the late Drenthe period as recent mapping of the NLfB has shown. On the other hand, also fluvial sediments of the Weichsel period are to be found in the sandurs, as can be seen from the intercalated sediments of the Eem interglacial (e.g. in the "Wümme sandur" (LANG 1971)).

Several phases and/or "Staffeln" may be distinguished on geomorphological bases within the Warthe stage; their namens and stratigraphic terminology changes with the different authors (HÖVERMANN 1956, LÜTTIG 1958, cit. 1964, K. RICHTER 1958). Also here, as at the outer margin, older end moraines of the Drenthe period, partly overran by the ice, seem to be concerned here.

Under these conditions it is easy to understand that correlation with neighbouring areas meets with difficulties; an example will explain this further. Among the three Saale ground moraines recognized by CEPEK (most recently in 1969) in the area of the northern G.D.R., the S2-moraine representing the ground moraine of the Fläming glacial within the Saale period is characterized by a very high percentage of early Paleozoic calcereous and dolomitic glacial till. Since in the Hamburg area also three Saale ground moraines were know in 1967 (GRUBE 1967), CEPEK assumes that an examination of the percentage of dolomitic glacial till "... would essentially support the formal correlation very much". Regrettably, this assumption cannot be confirmed. The middle Saale moraine of GRUBE (Niendorfer Moraine = Younger Drenthe Moraine) is characterized by a very high percentage of cretaceous limestone. The Silurian limestone content is not nearly as high as in the S2-moraine of CEPEK, but, particularly, dolomitic glacial till is essentially missing. On the other hand, high dolomitic-percentages (25 % in the maximum) are to be observed in the Lüneburger Heide in the uppermost Saale moraine, i.e. in the Warthe ground moraine (Vasdorfer Red Warthe Moraine) (GAUGER & K.-D. MEYER 1970). This Warthe ground moraine undoubtedly overlies the Younger Drenthe Moraine (large exposures in the Elbe-side canal) both moraine complexes being separated from each other by thick glacio-fluviatile sediments. There is rather little doubt that the S2-moraine of CEPEK hat the same age as the Warthe moraine of our area, although CEPEK does not take into consideration any key drift material ("Leitgeschiebe") in its proper sense. This correlation would imply that the Warthe moraine cropping out in eastern Lower Saxony is overlain by another ground moraine farther to the East, i.e. the S3-moraine of CEPEK, that represents a second Warthe moraine or perhaps (in the North) already a Weichsel moraine. Assuming this classification is correct, the stratigraphic position of the Rügen period of CEPEK would have to be reconsidered (see also Chapter "History of Vegetation", p. 251). In Lower Saxony the S₁-moraine of CEPEK could then be divided into the Drenthe Main Moraine and the Younger Drenthe (Niendorfer) Moraine.

The only known complete profile of the Saale late glacial period was found by Menke & Ross (1967, cit. Menke 1970) near Brokenlande south of Neumünster. Below diatomite and claymud of the Eem interglacial up to 7 m thick, siltclay basin sediments of the late Saale period are deposited. This period, in contrast to the Weichsel late glacial period represented obviously only a short transition phase with a continuously improving climate without recognizable climatic deterioration.

2.5. Eem

The number of Saale/Weichsel interglacial occurrences known and investigated during the last two decades is so large, that here only the most important ones can be mentioned. Woldstedt, Rein and Selle gave a general outline in 1951. In 1962, Selle described the interglacial periods of Oerel, Godenstedt, Grevenhof, Mengebostel, Honerdingen and Nedden-Averbergen. H. Müller (1958) studied the interglacial deposits of Rosche and Liebenau. The kieselgur (diatomite) beds of the Eem period in the Luhe valley were studied by Behre (1962, cit. 1966); Benda and collaborators will soon publish a paper on the mining-geological investigations of these occurrences. As one result of these studies, H. Müller, by counting the annual layers, came to the conclusion that the absolute duration of the Eem period was 10,000 to 12,000 years. Benda & Schneekloth (1965) describe a nearly complete section from Köhlen (Kreis Wesermünde). Hallik has published several papers on the Hamburg area (1953, 1957 et al. cit. 1957) and included the distribution of the known Eem occurrences of this area on a map with a scale of 1:50 000 (1971). For Schleswig-Holstein, Averdieck (1967, cit. 1971) and Menke (1967, cit. 1970)have carried out a series of investigations.

The studies as a total give a rather complete description of the development of the Eem vegetation. Details about the development of the forest, the attempts to divide the Eem period according to plant-evolution, and the development of the climate are described in this volume by Menke and Behre in the chapter on "History of Vegetation and Biostratigraphy".

In contrast to the continental Eem occurrences that are often accessible in surface exposures, one mostly has to rely on drillholes when studying the marine Eem-sediment in et a since the sea level of the Eem period did not exceed — 7 m NN (Dechend 1959, Sindowski 1965). In the central part of the Deutsche Bucht the base of the Eem deposits, according to Sindowski (1970) hat an elevation from — 37 to — 62 m, whereas the Eem upper surface varies between — 33 and — 54 m. Within the area of the North Sea and the Baltic Sea, marine sediments are mainly to be found beyond the present coastline. Only in some narrow channels in the Marshlands of Lower Saxony, in the low-lands between the Eider and the Danish/German border and in the Lübeck Bay did the sea advance into the present land. The marine Eem sediments are locally bounded above and below by lacustrine-telmatic strata. Here, the maximum duration of the Eem-transgression can be limited by pollen-analyses (v. d. Brelie 1954, cit. 1955; Gripp 1964). The coincidence of the climatic optimum during the warm-period, maximum retreat of the glaciers and highest sea level have been substantiated for the Eem interglacial period.

In comparison with floral studies, the treatment of the fauna materials is lagging. As the kieselgur is nowadays worked by machines, vertebrate-remains are only occasionally found in the mines; the freshwater marl mines that formerly yielded abundant material, since long have been abandoned. For this reason, the study of the mammal fauna in the limy marls of Lehringen, the most "productive" locality of the Eem period sediments (Sickenberg 1969), and the attempts to study the Eem profiles entomologically (Ullrich, in preparation) are most welcome.

2.6. Weichsel

Before the Weichsel pleniglacial, two important interstadial periods can be demonstrated in the Weichsel early glacial period: the Brørup interstadial and the "Odderade-interstadial". Only few organogenic deposit were found so far in the Weichsel pleniglacial sediments of Northwest Germany. The development of vegetation and the problem of correlation with the neighbouring areas are described by Menke and Behre in the chapter "History of Vegetation and Biostratigraphy" of this volume.

The Scandinavian ice sheet did not cross the Elbe line during the pleniglacial period of the Weichsel glaciation. As detailed studies of DUPHORN (1968), particularly in the Oder valley, have definitively shown a valley glaciation took place in the Harz Montains during the Weichsel period. Almost entire Lower Saxony and the western part of Schleswig-Holstein were thus exposed to a periglacial climate during the Weichsel period; evidence is given by the widespread occurrence of permafrost structures and periglacial sediments. Accordingly, the deposits of the older glacial and interglacial periods in the lowlands and of the Mesozoic in the mountains regions are concealed by an almost complete but thin cover of eolian, fluvial and solifluction sediments.

Solifluction sediments are widely distributed in the mountain areas. A subdivision into a basal unit which is free from loess material and consists of rocks originating from the pre-Quaternary basement and an upper unit which contains in addition a more or less large amount of redeposited loess material can be mapped over wide areas. The percentage of loess material, however, is nearly always distinctly lower than in the Holocene loam which is deposited on the slopes and may cover the solifluction strata of the Weichsel period. Part of these solifluction sediments are overlain, with a gradual transition, by loess in situ. In these cases the solifluction sediments in the sequence must certainly be assigned to the Weichsel glaciation ("pre-loess") or beginning of the loess sedimentation), as can also be concluded from the local interfingering with the Low Terrace (Niederterrasse) sediments. On the other hand, there are occurrences of solifluction sediments with the same facies and stratigraphic sequence which must be assigned to the Drenthe period (VINKEN 1969), because of being overlain by the Drenthe boulder clay. A division and stratigraphic classification without any datable intecalated or underlying and overlying beds may therefore lead to errors (compare Bartels 1967).

The loess of the Weichsel period in Lower Saxony mainly belongs to the late Pleniglacial of the Weichsel period; in areas of only little relief it is about 2 m thick, in the uplands, however, the thickness varies considerably (up to 15 m). Merkt (1968) has compiled a map of the loess distribution in southern Lower Saxony. The uncertainties of loess-stratigraphy, chiefly of that of the middle and late Weichsel period, are described by Semmel in Chapter "Periglacial Sediments and their Stratigraphy" in this volume. Near the northern loess boundary, a number of occurrences of loesses with thin sandy interbeds and similar strata have been mapped; these have so far not been studied in detail, so that their stratigraphic and genetic relation to the actual loesses on one hand and the wind-blown sands and the sandloesses ("Flottlehm") in the northern foreland on the other hand, has not yet been clarified.

In comparison with the upland deposits, lowland solifluction sediments are of minor importance due to the less distinct relief. Particularly in case of sandy areas, only a few decimeters beneath the surface the old sedimentary structure is still intact. In case of loamy material, especially ground moraines, the lower boundary of the periglacial influence cannot be identified as easily. Except for deep fissures caused by frost action ("Frostspalten"), the so-called "cryoturbated sand cover" ("Geschiebedecksand"), which is here interpreted as a periglacially affected weathering product of the ground moraine,

extends to an average depth of 75 cm; different original material and the relief cause variations the extent of which, however, is only little known. On the whole, knowledge about the solifluction sediments in the lowlands, in comparison to the results obtained in the neighbouring areas, is unsatisfactory.

The fluvial sediments of the Weichsel period are from several meters to tens of meters thick. To them belong the typical Low Terraces (Niederterrassen) of the rivers and moreover, at least part of the deposits in the lowlands formerly designated as "Talsand". These last mentioned, mostly fine-sandy sediments are obviously not homogeneous neither genetically nor with regard to their age. On one hand, they grade without any distinct boundary into the alluvial fans of the ridges, on the other hand, eolian and/or "niveo-fluvial" processes must have contributed to the development of these strata. Part of the sections may have to be assigned to the Warthe period. The interfingering with the Low Terrace and intercalated organogenic sediments proves, however, that the main body of strata developed during the last cold-period. A more exact classification will not be possible before the age of the frequently occurring organogenic sediments is determined (e.g. Behre 1966).

During the Weichsel period, the sandy loess ("Flottlehm" and/or "Flottsand") was deposited as a facies of the loess over wide areas of the lowlands north of the loess boundary. Little is known about the period of deposition of the sandy loess; Roeschmann (1963) has shown that the sandy loess was locally deposited already before the latest glacial temperature fluctuations. Vierhuff (1967) distinguished two development periods of sand-loess separated by an erosion phase, which he correlated with the "Older Coversands" in the Netherlands.

The sand-loess interfingers often with wind-blown sand. From this wellknown fact it can be derived that at least large quantities of wind-blown sand have to be assigned to the Weichsel period. This is confirmed by the intercalated organogenic sediments of the Bölling- and Alleröd-interstadial (Dücker & Maarleveld 1958, Erbe 1959, Behre 1966). The Alleröd-horizon in particular often occurs, partly in form of the Usselo-soil-horizon. Later redeposition during the Holocene as is caused by wind-blowing over young moorlands and/or culture horizons, is to be assumed for some widely distributed areas. Except for the areas adjacent to those of Holocene dunes, however, sediments of only minor thickness were deposited. In addition to the above mentioned papers, also further individual data are available, but modern comprehensive studies of the cover of wind-blown sand are still missing. Because of their wide distribution particularly in northwestern Lower Saxony, such studies would, however, be desirable.

In Schleswig-Holstein the glaciation was preceded by a period of approx. 50,000 years during which periglacial processes dominated the geolocical scence. In the pleniglacial period the young moraine landscape of the eastern part of the country got its characteristic features; the good state of preservation allows, for example, the study of the details of the marginal zone of a continental glacier. GRIPP (1964) distinguishes three main icemargin deposits: one outer marginal deposit with several zones (A-end moraines), a second marginal deposit, also with several zones (M-end moraines), which in the North partly forms the outer marginal deposit, and finally the third innermost marginal deposit of the I-moraines near to the coast of the Baltic Sea and conforming with the coastal line.

WOLDSTEDT & DUPHORN (in print) connect the A-end moraines in eastern Holstein with the "Frankfurt" stage and the M- and I-end moraines with the "Pommern" stage in Mecklenburg, whereas in Holstein the "Brandenburg" stage cannot be identified glacial-morphologically.

In the northern part of Schleswig-Holstein, the connecting of the individual ice-margin deposits is in general more difficult, since they pinch together here and it is not known if they bifurcate or cross one another. Different opinions are also held concerning the morphogenesis of some surface forms. This refers in particular to the subglacial tunnel valleys (Gripp 1964, Hormann 1969, Grube 1969, cit. Homci 1972) and to the inland sandurs (A. Herrmann 1971). Gripp (1964), Schlenger et. al. (1969) and Woldstedt & Duphorn (in print) discussed the glacial-morphological and stratigraphic problems in more detail. According to recent work of K. Picard (1970), loess was occasionally deposited also in Schleswig-Holstein.

Through pollen analyses the course of plant evolution (literature and discussion — cf. Behre, in this volume, Chapter...) and the stratigraphic division of the late- and post-glacial period in Northwest Germany have become well known. Recently, a pre-Bölling-interstadial improvement of the climate was demonstrated in late-glacial lake deposits near Glüsing in western Holstein which Menke (1968, cit. by Menke in 1970) called the Meiendorf interval (according to ¹⁴C-analyses their age is 13,000-13,600 years bp.) A worldwide improvement of the climate seems to have been involved. There after followed the Grömitz- or Fehmarn-advance (Stephan 1971, Brückner 1954); with this advance the ice reached the mainland of Schleswig-Holstein for the last time. It most probably corresponds to the Langeland-advance on the Danish islands and to the "Rosenthaler" zone in Mecklenburg.

The Grömitz oscillation was followed by the Bölling-interstadial. A bibliograph of the numerous pollen diagrams and the development of the younger section of the Weichsellate-glacial together with the Older tundra period, the Alleröd and the younger Tundra-period is to be found in the Plant Evolution History chapter of this volume.

3. Holocene

3.1. Continental facies range

During the last few decades, the deposits of the Holocene have received varying geoscientific attention. In the continental facies of the inland, chiefly the flood plain sediments and the moorland and the lacustrine deposits in the lakes were studied. The eolian strata, mainly the dunes which have partly very well developed intercalated podsols, and the overlying beds did not receive the necessary attention. The studies of the Holocene concentrated doubtlessly on the marine and perimarine deposits in the marshlands, in the tidal areas and on the islands of the North Sea. A bibliography on further Holocene research, such as general plant evolution history, reconstruction of fossil plant-associations, history of cultivated plants, way of life of the primeval man and his influence on vegetation, and development of the moorlands can be found in the Plant Evolution History chapter of this volume.

LÜTTIG discussed the division of the floodplain sediments (1960, cit. by LÜTTIG in 1964), after mapping along the Weser near Liebenau and along the Leine south of Hannover. Chiefly from petrographic differences and height above the river, he identified three Holocene phases, gave them local namens and tried to assign them to certain periods. However, mapping along the Innerste (VINKEN 1971) and still unpublished data from the upper Weser, the Leine and the Oker collected by the NLfB, indicate that the presently valid divisions have primarily local character as is also emphasized by LÜTTIG. For example, the interchange between erosion and accumulation, the time-stratigraphic

interpretation of these processes and the alteration of the deposits by the development of soil (Oelkers 1970) along the rivers of Northwest Germany have not yet been dealt with systematically on the whole. Mainly geological and pedological mapping covering wide areas along the individual rivers, as well as a considerable number of pollen analyses and ¹⁴C-analyses allowing a statistical evalution are still missing. Thus it is easy to understand that a correlation of the fluviatile depositions of the river systems with the perimarine (e.g. "river flood plain") and the marine strata is at present not satisfactorily possible. This is in contrast to the Netherlands, where much progress in these fields has been made.

Problems of the age of the lake sediments, of the development of the lakes and the influence of human settlement on this development up to present times are important when studying the Northwest Germanlakes. The results obtained during the investigation of the following lakes deserve mention: Dümmer (Dahms 1972), Steinhuder Meer (H. MÜLLER 1970), Otterstedter See (H. MÜLLER 1970, P. ROHDE, in print), Zwischenahner Meer (H. O. Grahle & H. MÜLLER 1967), Seeburger See (Streif 1970), Bederkesaer, Flögelner, Halemer and Dahlemer See (lakes at the margin of geest areas, MERKT, in print). In connection with these studies, Geyh, MERKT, and H. MÜLLER (1970) dealt with the dating of lacustrine sediments by ¹⁴C-scale, and the adjustment of the ¹⁴C-scale. As a further result, a suggestion for the division and definition of lacustrine sediments was published by MERKT, LÜTTIG and SCHNEEKLOTH (1971).

3.2. Marine facies range

In the following, studies concentrated on the Holocene marine facies are discussed in more detail, also because of their supraregional importance (cf. also to Chapter: Plant Evolution History, in this volume).

The factors which affect coastal displacement, can be subdivided into two groups:

Controlling geophysical factors: To them belong the glacial-eustatic rise of the sea level — i.e. alterations of the macro-climate — and epirogenetic, isostatic and halokinetic movements of the land. Apart from these controlling factors, a series of modulating factors are important: settling of the sediments that show different degrees of compaction, natural and artifical alterations of the coastal features, influences of micro-climate and athmosphere. Here, emphasis is placed on the correlation of phases of the coastal development by various methods.

As old as the knowledge about the cyclic formation of the coastal Holocene are attempts to correlate the units that are locally observed in wells and exposures, and to get an idea of the paleogeographic development of the coast. Possibilities for a correlation are offered by the lithological facies of the individual complexes, their fossil content, the archaeological inventory and the ¹⁴C-age determination method.

Lithostratigraphic correlation

In the older literature, two theories confront each other. One (HAARNAGEL 1950 and NILSSON 1948) assumes a stronger regression during the sub-boreal period, the other one denies that the sea level dropped at all (BENNEMA 1954, and DITTMER 1952). BAKKER (1954), SCHOTT (1950) and ZWILLENBERG (1954, as cit. by DECHEND in 1956) hesitate between these two opinions. DECHEND (1954, cit. in 1954) was the first to distinguish "transgression-" and "regression-layers" and thus made the first attempt of a further subdivision of the coastal Holocene. From the vertical sequence and the areal distribution of "transgression-" and "filling-up layers", DECHEND (1956) suggests a unit of "sedimtary cover" that includes both kinds of layers. As an analog, MÜLLER (1962) applies the terms

"transgression sequence" and/or "inundation sequence". The emphasis has shifted from areas of purely clastic sedimentation to those of lagoonal and perimarine facies, where clastic sedimentary units interfinger with peat layers; for such facies pollen-analyses and ¹⁴C-determinations can be carried out. On the proposal of LÜTTIG (1964), lately the term "ingressivum" or the synonym "ingression sequence" is applied for the smallest lithostratigraphic unit of the coastal Holocene. A summary of the results and a comparison of the subdivisions developed in the coastal areas of the Netherlands, Lower Saxony and Schleswig-Holstein are presented by Brand, Hageman, Jelgersma and Sindowski (1965).

The attempt of Sindowski (1968, cit. by Streif in 1971) to apply by means of "sedimentary cycles" the classification system known from the interfingering zone of clastic sediments with peat layers to the purely sandy coastal Holocene must be regarded critically. He restricts his investigations to the "normal channel fillings" as distinguished from the "tidal sand series" on the one hand and from the "yong fillings of the island separating tidal channels" on the other hand. But also in the "normal channel fillings" independent sedimentary processes can be expected, during which "sedimentary cycles" may fail to be formed, may be incomplete or may occur additionally. Thus, a definite separation of the sedimentary cycles from each other is often problematic and a correlation of successions of cycles is very doubtful.

The objective to find a standard lithostratigraphic division of the coastal Holocene with a hierarchic system valid for the entire southern North Sea area, becomes particularly obvious in the paper of Brand, Hageman, Jelgersma and Sindowski (1965). Here, the "ingressivum" (the "ingression sequence") ranks as the smallest lithostratigraphic unit, a "bed". Six transgression sequences are distinguished B.C. which have local names from the coastal area of Schleswig-Holstein: Barlt-, Eesch-, Fiel-, Husum-, Meldorf- and Schwabstedt-Beds. The two transgression sequences that were formed A. D., were named Tönning-Bed (before diking) and Wyk-Bed (after diking). As the next higher lithostratigraphic unit "members" include two transgression sequences each and have local names from Lower Saxony. The sediments deposited in the period B.C. are divided into three "members": Baltrum-, Dornum- and Midlum-Members. The Pewsum-Member includes the deposits from the period A. D. The "formation" ranks above the "members". In accordance with Dutch usage, the Calais-Subformation (Baltrum- and Dornum-Members) and the Dünkirchen-Subformation (Midlum- and Pewsum-Members) were introduced. For the uppermost lithostratigraphic unit the name "Holocene North Sea Formation" is recommended. DE JONG (1971) points out that this term has a chronostratigraphic indication which is in contradiction to the rules of lithostratigraphic nomenclature, and suggests the term "North Sea Formation".

The admirable attempt made by Brand, Hageman, Jelgersma and Sindowski (1965) to set up a detailed, regionally valid classification (division) has however some faults. A valid correlation of lithological units extending large distances along the coast requires the assumption of a dominant factor controlling the development of the coast. The rise of the sea level caused by eustatic movements, is such a factor. The above-mentioned multiplicity of overlapping, controlling and modulating factors gives rise to doubts whether a strict simultaneity in the starting and ending of the transgression at different places necessarily must be assumed. Prange (1967 a and b, cit. by Menke in 1969) points to the strong influence of local factors on the transgression process. It is indisputable that he is right in his opinion, "The succession of beds in the individual areas was consequently determined not only by the rise of the sea level but to a considerable extent also by local factors". A graphic comparison of the transgression sequences in the coastal areas of the Netherlands and of Lower Saxony shows a distinctly differing local development. De Jong's (1971) correlation of lithostratigraphic units based on Hageman's (1969, cit.

by Streif in 1971) studies in the tidal areas, indicates, in comparison to Brand et al., more transgression sequences. Also Streif (1971) points out the problems of a lithostratigraphic correlation of local data with the supraregional system. According to this latest work, the transgression sequences are not geochronologically identical and also their simultaneity in the lithostratigraphic sense, which Lüttig (1967) assumed, has to be reconsidered.

Moreover, the proposal submitted by Brand et al. (1965) to abolish the older numerical (sub)division of the coastal Holocene and to give local names ("from possible type localities") to the lithological units, is only of advantage if type localities are defined and also a clear-cut definition of the lithological unit is given, as is required by the regulations of stratigraphic nomenclature. As concerns the individual "bed" this requirement has not been fulfilled yet for one single case. Only for the Baltrum-Member have more detailed investigations in form of pollenanalyses been carried out on the material of well 6/54 drilled in tidal land (sheet Baltrum, scale 1:25,000) by Grohne (1957, cit. by Behre in 1970). There are differences between the profile described by Brand et al. (1965) and the representation and profile description by Grohne. For the rest of the "members" as well as for the "formations" no type localities have been defined so far.

From this situation it is apparent that the classification system suggested by Brand et al. (1965) has to be substantiated in detail by additional investigations. It will possibly turn out that a detailed, purely lithostratigraphic correlation of the Holocene sedimentary sequences is possible only in limited areas and then often only after careful observation. A regional correlation is so far only possible with the help of age determinations by pollenanalyses and ¹⁴C-measurements.

Palynological correlation

The systematic application of pollen-analysis in the field of coastal research was introduced by ERDTMAN (1928) and OVERBECK & SCHMITZ (1931, both cit. by NILSSON in 1948). Palynological correlations of lithological units were made by WILDVANG (1933 a and b, cit. by NILSSON in 1948). A comprehensive interpretation of these and other studies is given by Nilsson (1948). A modern correlation for the coastal region of Ostfriesland was carried out by Grohne (1957, cit. by Behre in 1970). The basis of these studies is a detailed pollen-floral interpretation of the undisturbed highmoor profile of Tannenhausen that was not affected by marine transgressions. Here, characteristic breaks in the vegetation history are marked by so-called developmental lines which allow a correlation of partly incomplete profiles and of peat series broken by clastic transgression sediments with the standard profile. According to the investigations of Grohne, the peat developed in a completely different way in the areas which are now tidal- and marshlands. In the present tidal lands around the island of Juist and in the Hilgenried Bay, highmoor bogs were developed. Here, the deeper areas were affected by the transgression of the sea already during the first part of the Atlantic period. In the areas of higher ground this happened only some decades B. C. In contrast, the profiles studied in the tidal lands around Krummhörn and around Baltrum show two peat beds separated by clastic sediments. A synchronous development of the upper peat beds cannot be proved. Grohne reached the opinion that the occurrence of the peats is mostly dependent on the facies and that the peat beds are only of minor value as stratigraphic marker horizons.

Grohne's observation that, during the Holocene, a transgression began with a brackish water environment followed by a later marine environment is important for an understanding of the paleogeographic development at the coast. These findings are interpreted as evidence of a continually rising sea level. In areas not easily accessible to the sea, lagonal more or less muddy lowmoor bogs and non-flooding highmoor bogs were formed.

Only after a considerable rise of the sea level are such areas directly affected by marine sedimentation following the removal and destructions of protecting barriers. As examples of these protecting barriers Grohne (1957, cit. by Behre in 1970) discussed "landbarriers" and "sphagnum highmoors" which, considering the processes in the outer dike moor of Sehestedt, can float on stormflood high tides.

Menke (1968, cit. in 1969), in dealing with plant associations at the western coast of Schleswig-Holstein, made very important contribution to the palynological correlation of transgression sequences. Apart from comprehensive palynological age determinations these papers also give methods that allow a delimitation of transgressive sequences on the basis of plant associations; by means of their pollen spectren, "allogenic series" are distinguished from "± autogenic series". The "allogenic series" are mainly characterized by a brackish environment definitely caused by outside influences. The "± autogenic series" are chiefly characterized by decreasing wetness, freshening and often by oligotrophy and dystrophy. On the basis of these paleosociologic facts, a better, geneticaly well-founded definition of the beginning and the end of a transgressive sequence can be given than possible merely on macropetrographic evidence. The beginning of an "allogenic series" is regarded by MENKE (1969) as start of a transgressive sequence, whereas the end of it is accordingly regarded as the beginning of an "± autogenic series". Since a "sedimentary cover" in the sense of DECHEND (1956) and a "transgressive sequence" in the sense of Brand et al. (1965) are made up of an "overflooding sequence" as well as an accompanying "filling-up sequence", the beginning of a "± autogenic series" in the sense of MENKE will probably mark the end of the transgression, but not of the transgressive sequence as a whole. The end of the transgressive sequence is determined by the beginning of a newly starting "allogenic series".

The very high use of palynological and geobotanical methods in archeological research work on marshland and mounds induces the authors to give a brief outline of marshland archeology here. An outline of the geobotanical studies employed in the study of primeval and early settlement history in the marshlands of the southern North Sea coast is given by Körber-Grohne (1965). Detailed studies on plant evolution for the area at the mouth of the river Ems, and a correlation with the Holocene of the Netherlands has been made by Behre (1970) (see also Chapter A 2 in this volume). Moreover, the character of the vegetation around the pre-historic settlement of Boomborg/Hatzum has been reconstructed from the wood remains, fruits and seeds found in the excavation. Detailed geobotanical studies in the area of the Feddersen-Wierde mound at the mouth of the river Weser were published by Körber-Grohne (1967, cit. by Behre in 1970). Bantelmann (1960, cit. in 1970, and in 1970) presented results of archaeological investigations on marshlands at the western coast of Schleswig-Holstein. Prange (1968/69) noted the importance of verbal information for studies in the field of geology and settlement history in the marshlands.

Chronostratigraphic correlation

The first radiocarbon age determinations from the German North Sea coast were published by Grohne (1957, cit. by Behre in 1970); they were carried out by De Vries (University of Groningen). The importance of radiocarbon age determination for stratigraphic correlation is steadily increasing as the discussion of recent determination results by Schneekloth & Wendt (1962) shows. A chronostratigraphic, numerical system is suggested that differs from the original lithostratigraphic division of the Holocene. The review papers published by Müller (1962) and Brand, Hageman, Jelgersma & Sindowski (1965) are also based on a chronostratigraphic "skeleton" of ¹⁴C-data.

Geyh in 1969 (cit. in 1971) and in more extensive work in 1971 tried to overcome the faults of such individual analyses of ¹⁴C-data by means of statistical evaluation. Proceeding from the concept that transgression of any origin cause a retardation of the peat development at the coast, while regressions favour it, Geyh set up frequency diagrams, in which the frequency of ¹⁴C-data is plotted against time. In such histograms, transgression phases, i. e. phases of retarted peat growth, have to be represented as minima, whereas stagnation and regression phases, i.e. phases of full peat growth, appear as maxima of sample frequency. The peats developed at the bottom of the Holocene sedimentary succession are an exception. These peats partly developed with full independence from the sea level as "basal peats", partly as "basis peats" in the sense of Lange & Menke (1967, cit. by Streif 1971) which developed under the direct influence of the rise of the sea and/or the river level. These peats cannot be considered in the statistic interpretation because they cause nonrealistic deformations of the histograms.

The histograms caculated by Geyh (1969, cit. in 1971) for the Netherlands, Lower Saxony and Schleswig-Holstein, as well as the regional histogram of the North Sea coast indicate a distinct cyclic return of the transgressions which can be traced over wide distances. This is interpreted as evidence of regionally simultaneous transgressions (Geyh 1971). Some caution is necessary, however, for the tentative assignment of the maxima and minima in the histograms to the different lithostratigraphic division schemes cannot be applied for the individual coastal sections, since the defined meanings of the lithostratigraphic terms would partly require reinterpretation. The value of the independent chronostratigraphic system would, however, not be diminished.

If individual histograms are combined to a total histogram, one must realize that the common tendencies may be accentuated by the cumulation, but that significant differences in the details of the coastal development and important trends of local development may be neglected. When calculating histograms, it should always be clear for which purpose, regional or local, they are set up.

The main problems of the chronostratigraphic correlation are the procuring and selection of suitable samples. The problem of a perfect routine drilling of undisturbed sedimentary cores of the coastal deposits has also been solved technically in Germany since Merkt & Streif (1970, cit. by Streif in 1971) developed a special coring device. The material thus obtained allows one in general to determine if the peat layers found are autochthonous or allochthonous, that means it is possible to distinguish stationary from drifted material.

Nevertheless some preliminary investigation of the material to be dated is necessary in order to check the homogeneity of the sample. Already Menke (1969) points out that there are contaminations in the samples that can only be seen under the microscope. The investigated material often has a considerable content of clay, halob diatoms, hystrich-opheres, foraminifera as well as pollen and spores of taxae which contradict the plant association and which originate from reworked older material and thus cause the ¹⁴C-age of the total sample to be too high. Menke therefore recommends a selection of samples according to macroscopic and microscopic examination. The microscopic studies have the additional advantage that exact, reproducible genetic niveaus within the sedimentary sequences can be recognized and the beginning and end of a sequence of transgressions can be determined more exactly.

As Streif (1971) demonstrated, ¹⁴C-ages which are too low because of the great number of roots in the samples must be as frequent as falsification of ¹⁴C-data by reworked older material. Streif examines the manually sorted root- and stigmaria-fraction of lowmoor peats and the residual substance separately. Except for a few cases when the ¹⁴C-data of both fractions were identical, the root- and stigmaria-fraction turned out to be generally younger, in the maximum even about 845 ± 210 years. As would be expected,

the relation between the degree of contamination and the sedimentation rate is clearly recognizable. On this evidence, the separation of the stigmaria- and the rootsubstance is regarded as necessary in order to exclude any possible contaminations by root material not belonging to the sample.

Results of other systematic studies on the reliability of the ¹⁴C-age determinations on fossil A_h-horizons of soils, the so-called Dwog-horizons, are presented by Geyh (1970, cit. by Geyh et al. 1971) and Geyh, Benzler & Roeschmann (1971). On the basis of the comparison of the statistic interpretation of representative ¹⁴C-data of dwogs and peat samples of the same area, these authors concluded that Dwog-material yields such unreliable data that neither the individual dates nor the statistic interpretation of many ¹⁴C-analyses produce results of any use. The reason is that humic acids of different age are mixed and the samples contain a great number of roots; in general this results in ages which are too low. Falsifications as a consequence of a contamination by older material that might have been reworked during short-term flooding cannot be excluded, but are generally unimportant because they are not very frequent.

The advantages of a chronostratigraphic division of the Holocene using ¹⁴C-data are quite obvious. Also palynologically little significant parts of the Holocene may be further subdivided by ¹⁴C-analyses. Thus the possibility arises to set up a detailed system that can also be applied to other regions and do not depend on facies, to study and classify local developments as well as to balance the importance of regional and local development factors against each other.

Extent and course of the sea level rise

Schütte (1933, in more detail: 1939, cit. by Menke in 1969) made the first proposals about the process of relative coastal displacements in the form of a wavy schematic curve representing the elevation of the coast with reference to time. On the basis of palynological studies on the "marsh-horizons and submersion peat-occurrences of the southern North Sea coast", Nilsson (1948) set up a hypothetical curve of the post-glacial coastal displacement relative to the mean high tide level. He also discusses the differing opinions of previous workers and the special findings obtained in individual study areas. As a result of his interpretations, Nilsson published a curve with a very characteristic and considerable rise of the sea level from — 50 m to approx. today's level during the period between approx. 7 500 and 2 000 B.C. From 2 000 B.C. to about 1 000 B.C. the mean high tide level dropped to approx. — 1 to — 1,5 m followed by a rise to the approx. + 1,5 m at present.

HAARNAGEL (1950) pointed out the differences between the results obtained in the Weser-Ems area and the Nilsson curve, and particularly to the problem of dating very early sea levels. In agreement with Nilsson, also Haarnagel assumes that an atlantic and a subatlantic transgression and a subboreal regression took place. Jelgersma (1961, cit. by Brand et al.) published a steady curve of the sea level rise at the Dutch North Sea coast; the interpretation method does not allow regression phases to be represented in this curve.

With the help of 57 radiocarbon age determinations carried out on samples from the German Dutch coastal areas, MÜLLER (1962) developed an undulating curve representing the transgression course during the last 7 500 years:

5 600 — 4 300 B.C.	transgression phase, average sea level rise: 73 cm/century
4 300 — 3 800 B.C.	distinct deceleration of transgression, peat development over wide areas
3 800 — 3 400 B.C.	transgression phase, average sea level rise: 70 cm/century
3 400 — 2 900 B.C.	strong deceleration of the transgression, possibly complete halt, if not even short regression

2 900 — 2 500 B.C.	transgression phase, average sea level rise: 45 cm/century
2 500 — 1 700 B.C.	pause; MÜLLER regards it to be possible that certain regression movements took place during this period
1700 — 1350 B.C.	transgression phase, average rise of the sea level: 36 cm/century
1 350 — 1 100 B.C.	pause with peat development over wide areas
1 100 — approx. 800 B.C.	transgression phase, average rise of the sea level: 27 cm/century
800 - shortly A.D.	distinct dropping of the sea level is most probable
100 — 250 A.D.	new flooding of wide areas
250 — 650 A.D.	pause

This pause is followed by the flood of the Ottonian and Carolingian times. The younger known high-tide catastrophes of the Late Middle Ages do not tell anything about a sea-level rise, since because of man-made structures (dikes, channel passages etc.) natural high-tide marks practically do not exist. W. Müller (1962) compared the results he obtained in the southern North Sea area with the findings and the sea-level-rise curves of Nilsson (1948), Seifert (1955), Graul (1959) and Fairbridge & Newman (1960/61). This outline should be completed by a comparison with the curve of Moerner (1969, cit. by Streif in 1971).

The in part highly varied results make it obvious that knowledge of the course and extent of the Holocene sea level rise is not yet satisfactory. In particular, it is still not known, if and to which extend the general transgression was interrupted by regressive phases. Recent results, which support the idea of a "real dropping of the local mean high tide", have been published by MENKE (1969). Moreover, MENKE sees in the alternation of transgressive and regressive phases a distinct 550 year periodicity which corresponds well with the results of BAKKER (1954) and BENNEMA (1954, both papers cit. by DECHEND in 1956) which indicate a periodicity of 500 and/or 525 years. Menke (1969) claims mainly a climatic periodicity to be responsible for these processes. Geyh (1971) develops the idea of a clear, though simplifying causality between solar activity, 14C-variations and alternations of the sea level. According to this idea, the electromagnetic field of the sun plasma, which is emitted during the periods of high solar activity, reduces the intensity of the cosmic rays reaching the earth by screening. Consequently the 14C-production goes down. At the same time an intensified shortwave radiation causes a warmer climate on the earth and starts a melting process at the polar ice caps as well as rise of the sea level. The transgressing sea interrupts or reduces the peat growth at the coast. On the basis of such considerations, GEYH (1971) assumes a 200-400 years rhythm of the sealevel-rise phases.

Actuogeological and -paleontological working methods

In order to get a detailed litho- and biofacial analysis of the various stages of coastal development in the area of the southern North Sea, a wide range of actuo-geological and paleontological investigation methods may be applied. Since the material is very abundant and the investigations are often very specialized, only the most important studies can be referred to here.

A modern summary of actuo-geological and paleontological observations from the marine shallow-water and tidal areas of the southern North Sea is given by REINECK (1970, cit. by STREIF in 1971). It contains, apart from a great number of results obtained by the "Senckenberg am Meer" working team, a complete review of the older literature. A review of history, methodology and importance of the diatom analysis with particular reference to the whole scheme of coastal research is given by BENDA (in. STREIF 1971). ZIEGELMEIER (1957 and 1966, cit. by STREIF in 1971) published a compilation of

the North Sea molluscan fauna and its environment. Studies of the foraminiferal assemblages of the tidal areas have been carried out by ROTTGARDT (1952), VAN VOORTHUYSEN (1960) and HAAKE (1962), whereas WAGNER (1960) dealt with ostracod-biocoenoses and thanatocoenoses (all papers cit. by STREIF in 1971).

The principle of actualism can be applied only to a limited extent to the coastal area since here an equilibrium has been achieved by natural and artifical changes that is not in the least typical for the total Holocene. Nowadays, only marine shallow water areas, tidal flats and estuaries are to be found in the coastal region. The whole palette of the lagoonal and partly lacustrine sediments, however, which are very important within the sequence of Holocene sediments, as well as areas with widely distributed lowmoor bogs are missing. Nevertheless the modern studies are of great importance as they allow a direct interpretation of the genesis of part of the fossil sediments and definition of different types of sediments.

Conclusions

Several conclusions can be drawn from the studies of the Holocene at the southern North Sea coast. The Holocene coastal development is characterized by a sea level rise which was primarily glacial-eustatically controlled and was caused by the melting in the North American and Greenland inland ice and polar ice caps. The sea level change was not regular and presumably also not always in the same direction. The rise, which in general took place with decreasing velocity, shows a cycle of retarding phases, pauses and partly regressive phases. A number of scientists assume a rhythmic division of the transgressions and think climatic factors to be responsible; they point to a partial causality between solar activity and sea level changes. The effect of the dominant controlling factors was modified by the superposition of numerous regional and local modulating factors.

It should be the objective of further studies of the coastal Holocene to try to distinguish local modulating factors as clearly as possible. Only this way will it be possible to get an idea of the extent and course of the supraregional transgressions. This attempt might only be reasonable on the basis of a chronostratigraphic division of the coastal Holocene.

As a further objective of the studies on the coastal Holocene a paleogeographic representation of the various phases of coastal development could be taken into consideration. A first step has already been done with the compilation of a base map of the Holocene in isoline representation on a scale of 1:50000 covering Lower Saxony (for Schleswig-Holstein it is being prepared in the Geological Survey). The computer-processed documentation and evalution of all drillings sunk at the coast is under preparation. On the basis of litho- and biofacial as well as cultural-geographical studies, an idea shall be formed on the different sedimentary environments and their alteration during certain periods of time. The purpose of this kind of investigations is to obtain very exact basic data for the future economic progress of the coastal region and possibly to predict potential trends in the expected coastal development.

Literature

Averdieck, F.-R.: Palynologische Untersuchungen zum Tertiär auf Sylt. — Meyniana, 21, 1—8, 2 Abb., 4 Taf., Kiel 1971.

Bantelmann, A.: Spuren vor- und frühgeschichtlicher Besiedlung auf einem Strandwall bei Tating, Eiderstedt. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, 9, 49—55, 3 Abb., 4 Taf., Hildesheim 1970.

BARTELS, G.: Stratigraphische und geomorphologische Auswertung von Schuttdecken vor Muschelkalkschichtkämmen und -schichtstufen im niedersächsischen Bergland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 18, 76—81, 1 Abb., 4 Tab., Öhringen/Württ. 1967. BEHRE, K.-E.: Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 17, 69-84, 1 Taf., 6 Abb., 2 Tab., Ohringen/Württ.

: Die Entwicklungsgeschichte der natürlichen Vegetation im Gebiet der unteren Ems und ihre Abhängigkeit von den Bewegungen des Meeresspiegels. - Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, 9, 13-47, 10 Abb., 6 Taf., 5 Tab., Hildesheim 1970.

BENDA, L., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H.: Aktuelle Fragen der Biostratigraphie im norddeutschen Pleistozän. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 17, 218—223, Öhringen/Württ. 1966.

BENDA, L. & MEYER, K.-D.: Das Holstein-Interglazial von Breetze bei Bleckede/Elbe. — Geol. Jb., im Druck.

BENDA, L. & MICHAEL, E.: Ein neues Vorkommen von marinem Holstein-Interglazial bei Lüneburg. - Mitt. Geol. Inst. T.H. Hannover, 3, 20-45, 3 Abb., 3 Taf., Hannover 1966.

BENDA, L. & SCHNEEKLOTH, H.: Das Eem-Interglazial von Köhlen, Krs. Wesermünde. — Geol. Jb., 83, 699—716, 1 Abb., 1 Taf., 2 Tab., Hannover 1965.

BEUG, H.-J., GOEDECKE, R. & GRÜGER, E.: Zur Frage der Zahl der Eiszeiten im Norddeutschen Tiefland. Erdfalluntersuchung am Elm. - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl., 15, 207-212, Göttingen 1965.

Brand, G., Hageman, B. P., Jelgersma, S. & Sindowski, K. H.: Die lithostratigraphische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. - Geol. Jb., 82, 365-384, 10 Abb.,

3 Tab., Hannover 1965.

Brelie, G. v. D.: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 6, 25—38, 5 Abb., Ohringen/Württ. 1955.

BIJLSMA, S. & CLEVERINGA, P.: Verslag van het kwartairgeologisch onderzoek in de omgeving van Uelsen (Grafschaft Bentheim, Duitsland) in 1970. — 50 S., 2 Tab., 16 Fig., Anl., Masch.-Mskr.,

- CEPEK, A. G.: Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. - Geologie, 18 H. 6, 657-673, 5 Abb., 4 Tab., Berlin
- CROMMELIN, R. D.: Über den Einfluß der nord- und mitteldeutschen Flüsse auf das ältere Pleistozän der Niederlande. — Mitt. Geol. Inst. Hamburg, 23, 86—97, Hamburg 1954.
- Dahms, E.: Limnogeologische Untersuchungen im Dümmer-Becken Geologische Untersuchungen an niedersächsischen Binnenseen. - Diss. FU Berlin, 231 S., 56 Abb., Ktn., Berlin 1972.
- Dechend, W.: Der Ablauf der holozänen Nordsee-Transgression im oldenburgisch-ostfriesischen Raum insbesondere im Gebiet von Jever i. O. - Geol. Jb., 72, 295-314, 5 Abb., Hannover
- -: Marines und brackisches Eem im Raum der Ems-Mündung. Geol. Jb., 76, 175-190, 4 Abb., 2 Tab., Hannover 1959.
- DÜCKER, A.: Der Ablauf der Holstein-Warmzeit in Westholstein. Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 46-57, 2 Abb., 4 Tab., Ohringen/Württ. 1969.
- DÜCKER, A. & MAARLEVELD, C. C.: Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. - Geol. Jb., 73, 215-234, 8 Abb., 5 Tab., Hannover 1958.
- Duphorn, K.: Ist der Oberharz im Pleistozän vergletschert gewesen? Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 164-174, 4 Abb., Ohringen/Württ. 1968.
- -: Geologische Érgebnisse einer Grabung in der Einhornhöhle bei Scharzfeld am Harz. Jh. Karst- u. Höhlenkde., H. 9, 83-90, 2 Abb., München 1969.
- -: Gletscherspuren im Oberharz. Umschau in Wiss. u. Techn., H. 3/1971, S. 90, Frankfurt 1971. -: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000. Erläut. Bl. Seesen, Nr. 4227 (Quartär). -Hannover, im Druck.
- EISSMANN, L.: Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) im Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes. — Geologie, 16, 804—833, 19 Abb., 1 Tab., Berlin 1967.
- Erbe, J.: Spätglaziale Ablagerungen im Emsland und seinen Nachbargebieten. Geol. Jb., 76, 103-128, 13 Abb., 3 Tab., Hannover 1959.
- GAUGER, W. & MEYER, K.-D.: Ostbaltische Geschiebe (Dolomite, Old-Red-Sandsteine) im Gebiet zwischen Lüneburg und Uelzen. — Der Geschiebesammler, 5, 1-12, 1 Abb., 2 Tab., Ham-
- GEYH, M. A.: Middle and Young Holocene sea-level changes as global contemporary events. -GFF, 93, 4, Stockholm, 679-690, 10 Abb., 1 Tab., Stockholm 1970.
- : Möglichkeiten und Grenzen der Radiokohlenstoff-Altersbestimmung von Böden Methodische Probleme. - Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Gesellsch., 10, 239-241, Göttingen 1970.
- GEYH, M. A., BENZLER, J.-H. & ROESCHMANN, G.: Problems of dating Pleistocene and Holocene soils by Radiometric methods. - Paleopedology - Origin, Nature and Dating of Paleosols., Intl. Sc. Soil Sci. and Israel Universities Press, 63-75, 3 Abb., Jerusalem, Israel 1971.

GEYH, M. A., MERKT, J. & MÜLLER, H.: 14C-Datierung limnischer Sedimente und die Eichung der

14C-Zeitskala. — Naturwissenschaften, 57, 564—567, 3 Abb., Stuttgart 1970.

Grahle, H.-O.: Die Ablagerungen der Holstein-See (Mar. Interglazial I), ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. - Abh. preuß. Geol. L.A. N.F., H. 172, 110 S., 1 Taf., 14 Abb., Berlin 1936.

Grahle, H.-O. & Müller, H.: Das Zwischenahner Meer. — Oldenburger Jb., 66, 83—121, 13 Abb., 1 Taf., 3 Anl., Oldenburg i. O. 1967.

GRIPP, K.: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — 411 S., 57 Taf., 3 Ktn., Wachholtz-Verlag Neumünster 1964.

GRUBE, F.: Die Bedeutung des Holstein-Interglazial-Aufschlusses von Hamburg-Hummelsbüttel für die Geologie Norddeutschlands. - Jb. d. Alstervereins e. V., 38, 5 S., 1 Abb., Hamburg

-: Die Gliederung der Saale-(Riß-)Kaltzeit im Hamburger Raum. - In: Frühe Menschheit u. Umwelt, T. II, 168-195, 1 Tab., 7 Taf., Köln/Graz 1967.

-: Die Pliozän-Pleistozän-Grenze und das ältere Pleistozän im Hamburger Raum. — Mitt. Geol.

Staatsinst. Hamburg, 37, 121-126, 1 Abb., Hamburg 1968. -: Die geologischen Schichten unter der Binnenalster in Hamburg. - Abh. Verh. naturwiss. Ver.

Hamburg (NF), 15, 11—16, 2 Abb., Hamburg 1971.

GRÜGER, E.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 18, 204-235, 3 Abb., 5 Taf., Ohringen/Württ. 1967.

HALLIK, R.: Material zur Vegetationsentwicklung während der Eem-Warmzeit in NW-deutschland. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 26, 31—38, 6 Abb., Hamburg 1957.

—: Geologische Baugrundübersichtskarte von Hamburg 1:50 000. — Vermessungsamt Hamburg 1971.

HARTUNG, W.: Zur Kenntnis des Interglazials von Quakenbrück und seiner Verbreitung im Artland und Südoldenburg. - Oldenburger Jb., 57, 1952/53, 211-253, 1 Abb., 1 Taf., Olden-

-: Die Frage der sogenannten "Küstensenkung" und ihre Bedeutung für vorgeschichtliche Chronologie und Klimatologie. - Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen, 4,

404-418, 6 Abb., Hildesheim 1969.

HERRMANN, A.: Neue Ergebnisse zur glazialmorphogenetischen Gliederung des Obereider-Gebietes. — Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holst., 41, 5—41, 23 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Kiel 1971.

HESEMANN, J.: Geschiebeuntersuchungen in Schleswig-Holstein. — Jb. preuß. geol. L.A., 57, (1936), 418-434, 1 Kartenskizze, Berlin 1937.

HÖVERMANN, J.: Beiträge zum Problem der saale-eiszeitlichen Eisrandlagen in der Lüneburger Heide. — Abh. d. Braunschw. Wiss. Ges., 8, 36—54, 7 Abb., Braunschweig 1956.

Номсі, Н.: Jungpleistozäne Tunneltäler im Nordosten von Hamburg (Rahlstedt-Meiendorf). — Diss. Univ. Hamburg, Geofachbereich, 1972.

HORMANN, K.: Gibt es Tunneltäler in Schleswig-Holstein? — Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst., 39, 5-11, Kiel 1969.

JOHANNSEN, A. & LÖHNERT, E.: Geologie und Grundwasservorkommen im schleswig-holsteinischen Unterelbe-Gebiet. — Meyniana, 21, 41—66, 18 Abb., Kiel 1971.

Jong, J. D. DE: The scenery of the Netherlands against the background of the Holocene Geology; a review of the recent literature. — Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), Vol. XIII, Fasc. 2, 143-162, 7 Abb., Paris 1971.

Körber-Grohne, U.: Die bisherigen geobotanischen Untersuchungen für die ur- und frühgeschichtliche Siedlungsforschung in den Marschen der südlichen Nordsee. - Probleme der Küstenfor-

schung im südlichen Nordseegebiet, 157-162, Hildesheim 1965.

KOPP, E.: Die stratigraphische Aussage rezenter und fossiler Bodenbildungen aus saale-zeitlichen Sedimenten in Norddeutschland. - Diss. math.-nat. Fakult. Univ. Bonn, 236 S., 42 Abb., 14 Tab., Bonn 1968.

LANG, H. D.: Über glaziäre Stauchungen in den Mellendorfer und Brelinger Bergen nördlich von Hannover. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, 207—220, 4 Abb., Ohringen/Württ. 1964.

-: Der geologische Aufbau des Landkreises Rotenburg (Wümme). - Rotenburger Schriften, Sonderband 21, 78 S., 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., 1 geol. Karte 1:100 000, Rotenburg (Wümme)

LOOK, E.-R.: Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in Sedimenten der Elster- und Saale-Éiszeit (Pleistozän) am Elm, östlich von Braunschweig. — Mitt. Geol. Inst. T.H. Hannover, 6, 108 S., 18 Abb., 4 Tab., 27 Taf., Hannover 1968.

LUTTIG, G.: Elster-Löß und Holstein-Ton von Northeim (Hann.) - Eiszeitalter u. Gegenwart,

11, 206-210, 1 Abb., Ohringen/Württ. 1960.

—: Prinzipielles zur Quartär-Stratigraphie. — Geol. Jb., 82, 177—201, 1 Abb., 1 Taf., Hannover 1964.

LÜTTIG, G.: The Bilshausen Type Section, West-Germany. — Geol. Soc. Amer. spec. Pap., 84, 159—178, 6 Abb., 2 Tab., New York 1965.

—: Ostsee-Küstenlinien, Nordsee-Ingressiva und Geochronologie des Holozäns. — Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Vol., 88, 520—532, 5 Abb., Stockholm 1967.

 - : Möglichkeiten der Endmoränen-Verknüpfung im Gebiet zwischen Aller und Elbe. – Mitt. Geol. Inst. T.U. Hannover, 8, 66–73, 1 Taf., Hannover 1968.

 - : Abnorme Quartärprofile im nordwestdeutschen Bergland. — Geol. Jb., 88, 13—34, 5 Abb., 2 Tab., Hannover 1970.

 Die Bodenschätze des Nordsee-Küstenraumes und ihre Bedeutung für Landesplanung und Raumordnung. — N. Arch. f. Nds., 21, 13—25, 6 Abb., Göttingen 1972.

MARCZINSKI, R.: Zur Geschiebekunde und Stratigraphie des Saaleglazials (Pleistozän) im nördlichen Niedersachsen zwischen Unterweser und Unterelbe. — Rotenburger Schriften, Sonderh., 11, 132 S., 22 Abb., 19 Tab., Rotenburg/Hann. 1968.

Menke, B.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 20,

35-45, 2 Taf., 3 Abb., Ohringen/Württ. 1969.

 Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, 5—21, 3 Abb., 4 Taf., Ohringen/ Württ. 1970.

Merkt, J.: Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Südniedersachsen. — Geol. Jb., 86, 143—148, 1 Taf., Hannover 1968.

MERKT, J., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H.: Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. — Geol. Jb., 80, 607—623, 1 Taf., Hannover 1971.

MEYER, K.-D.: Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. — Abh. Naturw. Ver. Bremen, 37, 227—246, 4 Abb., 1 Tab., Bremen 1970.

MÜLLER, H.: Die Altersstellung der Interglazialablagerungen bei Rosche, Liebenau und Hetendorf (Niedersachsen). — Geol. Jb., 73, 725—736, 3 Abb., 3 Tab., Hannover 1958.

-: Okologische Veränderungen im Otterstedter See im Laufe der Nacheiszeit. — Ber. Naturhist.

Ges., 114, 33-47, 3 Abb., 1 Taf., Hannover 1970.

Diskordanzen und Umlagerungserscheinungen in holozänen Sedimenten flacher Seen Nordwestdeutschlands. — Mitt. Internat. Verein Limnol., 17, 211—218, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1969.

MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 13, 197—226, 6 Abb., 1 Tab., Ohringen/Württ. 1962.

NILSSON, T.: Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des norddeutschen und niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südskandinaviens. — Meddelanden fran Lunds Geologisk-Minerlogiska Institution, 112, 79 S., 38 Abb., 1 Taf.,

Lund 1948.
DELKERS, K.-H.: Die Böden des Leinetales, ihre Eigensc

OELKERS, K.-H.: Die Böden des Leinetales, ihre Eigenschaften, Verbreitung, Entstehung und Gliederung, ein Beispiel für die Talböden im Mittelgebirge und dessen Vorland. — Beih. Geol. Jb., 99/3, 71—152, 16 Abb., 5 Tab., 5 Taf., Hannover 1970.

PICARD, K.: Tektonische Bewegungen und eiszeitliches Geschehen in Mittelholstein. — Die Heimat,

73, 258-262, 3 Abb., 1 Tab., Neumünster 1966.

-: Grobschluffe in Mittelholstein und deren Deutung. - Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst., 39, 49-52, 1 Tab., Kiel 1970.

PICARD, K. (mit Beitrag von HINGST, H): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Schleswig-Holstein (Bl. Todenbüttel, Holtorf, Hohenwestedt, Hennstedt), 69 S., Kiel 1970.

PRANGE, W.: Alte mündliche Überlieferung aus Nordfriesland und ihre Verwendung bei geologischen und siedlungsgeschichtlichen Untersuchungen in der Marsch. — Nordfriesisches Jahrbuch 1968/69, 262—277, 3 Abb., Husum 1969.

RICHTER, K.: Geröllanalytische Gliederung des Pleistozäns im unteren Emsgebiet mit Vergleichen zum Sylter Kaolinsand. — Geol. Jb., 71, 449—460, 6 Abb., 1 Tab., Hannover 1956.

- : Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. - Geol. Jb., 76, 223-234, 1 Taf., Hannover 1958.

—: Quartär und Tertiär im Raum der Emsniederung, des Hümmlings und Oldenburgs. — Bericht über die Exkursion B anläßl. 111. Hauptversammlung der DGG in Oldenburg, Sept. 1959. — Z. deutsch. Geol. Ges., 112, (3), 542—554, Hannover 1961.

 —: Geschiebekundliche Gliederung der Elster- (=Mindel-) Eiszeit in Nordwestdeutschland mit Nachweis von Interstadialen und interstadialer Fließerde. — Rep. VI, Cong. Quart. (INQUA

1961), II, 199-210, Łódz 1964.

 Klimatische Zyklen im Norddeutschen Vereisungsgebiet. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 262—267, Ohringen/Württ. 1968. RICHTER, W. u. a.: Ein Rückblick auf 20 Jahre hydrogeologischer Arbeiten des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung. — Geol. Jb., 85, 817—840, 4 Abb., 3 Taf., Hannover 1968.

ROESCHMANN, G.: Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 117, (Lotze-Festband), 286-302, 1 Taf., 1 Tab., Stuttgart 1963.

Schneekloth, H. & Wendt, I.: Neuere Ergebnisse der 14C-Datierung in Niedersachsen. — Geol. Jb., 80, 1963, 23-48, 1 Taf., 5 Abb., Hannover 1962.

Schlenger, H., Paffen, K. H. & Stewig, R.: Schleswig-Holstein - Ein geograph.-landeskundlicher Exkursionsführer. - Schr. Geogr. Inst. Univers. Kiel, 30, 359 S., 66 Abb., 6 Ktn., Kiel

SELLE, W.: Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. — Geol. Jb., 79, 295-352, 1 Taf., 17 Abb., 11 Tab., Hannover 1962.

Seraphim, E. Th.: Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. —

Geol. Jb., A 3, 85 S., 14 Abb., 6 Tab., Hannover 1972.

SICKENBERG, O.: Die Säugetierfauna der Kalkmergel von Lehringen (Krs. Verden/Aller) im Rahmen der eemzeitlichen Faunen Nordwestdeutschlands. - Geol. Jb., 87, 551-564, 2 Abb., 2 Tab., Hannover 1969.

Sindowski, K.-H.: Das Eem im ostfriesischen Küstengebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., 115, 163— 166, 2 Abb., Hannover 1965.

—: Das Quartär im Untergrund der Deutschen Bucht (Nordsee). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, 33-46, 8 Abb., 8 Tab., Ohringen/Württ. 1970. STEPHAN, H.-J.: Glazialgeologische Untersuchungen im Raum Heiligenhafen (Ostholstein). —

Meyniana, 21, 67-86, Kiel 1971.

STREIF, H.: Limnogeologische Untersuchung des Seeburger Sees (Untereichsfeld). - Beih. Geol. Jb., 83, 106 S., 25 Abb., 9 Taf., Hannover 1970.

-: Stratigraphie und Faziesentwicklung im Küstengebiet von Woltzeten in Ostfriesland. - Beih. Geol. Jb., 119, 59 S., 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Hannover 1971.

STREMME, H.-E.: Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (westlich Flensburg). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1964, 4, 237-247, Stuttgart 1964.

VIERHUFF, H.: Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. - Mitt. Geol. Inst. T.H. Hannover, 5, 99 S., 35 Abb., Hannover 1967.

VINKEN, R.: Zur Ablagerung und Genese von periglaziären Sedimenten. — Beobachtungen im Gebiet östlich von Hildesheim. - Geol. Jb., 87, 529-540, 4 Abb., 1 Tab., Hannover 1969.

Geologische Karte Niedersachsens 1:25 000, Erläut. Bl. Dingelbe, Nr. 3826. - 220 S., 31 Abb., 13 Tab., 1 Taf., 2 Ktn., Hannover 1971.

WOLDSTEDT, P.: Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. — J.-Ber. Nds. geol. Ver., 21, 10-17, 1 Abb., Hannover 1928.

Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 4/5, 34-48, 4 Abb., Ohringen/Württ. 1954.

WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 3. Auflage, Koehler-Verlag, Stuttgart, im Druck.

WOLDSTEDT, P., REIN, U. & SELLE, W.: Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen. -Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, 4 Abb., 83-96, Ohringen/Württ. 1951.

WORTMANN, H.: Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 227-239, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Ohringen/Württ. 1968.

ZIEGELMEIER, E.: Die Muscheln (Bivalvia) der deutschen Meeresgebiete - Helgoländer Wissenschaftliche Meeresuntersuchungen, 6, H. 1, 14 Taf., 3 Abb., List auf Sylt 1957, Nachdruck Hamburg 1962.

Manuscript received January 16, 1973.

Address of the authors: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover 23, Alfred-Bentz-Haus; F. Grube, Geologisches Landesamt Hamburg, Oberstraße 88.

2. History of Vegetation and Biostratigraphy

by Burchard Menke, Kiel, and Karl-Ernst Behre, Wilhelmshaven 1)

With 1 figure and 1 table

1. Pliocene

For the Quaternary biostratigraphy the climate changes during the Pliocene in general and the development of the climate during the Upper Pliocene in particular are of special interest.

New paleobotanical data concerning the Pliocene stratigraphy have come from studies in NW-Germany, especially on the isle of Sylt and at Oldenswort/Schleswig-Holstein (AVERDIECK 1971, HINSCH & MENKE 1972, MENKE in prep.).

Close parallels to the situation in the Netherlands (ZAGWIJN 1960) can be found in the Pliocene vegetation and facies development of Oldenswort-however, the Susterian (Oldenswort 9, ca. 420-600 m) is underlain by older strata with definitely Pliocene pollen assemblages, namely a) the "Garding-Stufe" (type locality Oldenswort 9, ca. 600-800 m, Menke in prep.) which is probably the equivalent of the "Morsum-Stufe" defined on faunal evidence (GRIPP 1964), and b) the "Bredstedt-Stufe" (type locality Oldenswort 9, ca. 800-1000 m) which is contemporaneous, at least in part, with the faunally defined "Sylt-Stufe" and perhaps also the "Gram-Stufe" (GRIPP 1964). The change from the Miocene type flora to the Pliocene type one probably occurred during the Gramian, which is defined by marine faunal evidence. This floral change was probably caused by a considerable climatic cooling during the Gramian, which was followed by a re-warming during the Gardingian.

The Gardingian flora indicates a warm-humid climate (e.g. Itea, cf. Clethra, cf. Palmae). During the Susterian the flora obviously became poorer in species because of another climatic cooling. The Brunssumian flora again contains a greater number of thermophilous taxa, however, unlike the Gardingian flora, there is a predominance of conifers (Taxodiaceae, Cupressaceae, Pinaceae). In the Brunssumian sediments of Oldenswort pollen of Calluna and Bruckenthalia-type ("Blaeria-type" of MENKE 1970) occurs for the first time. These are frequent in Quaternary sediments. In addition an increase of the Ericales, Sphagnum and Lycopodium inundatum values can be shown for the Brunssumian. This trend continues during the Reuverian, which generally is characterized by a definite decrease of thermophilous taxa in the pollen flora. The major climatic changes of the Pliocene apparently took place over millions of years (table 1).

Whether besides them minor climatic fluctuations existed during the Pliocene — as are characteristic for the Quaternary — cannot yet be safely deduced from the Oldenswort data. Actually the general climatic trend of the Pliocene can only be ascertained from longer profiles.

¹⁾ We gratefully acknowledge the translation made by Dr. E. Grüger and partly revised by Dr. Ch. Turner.

Table 1

Pliocene and Quaternary stratigraphy of NW Europe. For "Känozän" (Cenocene) compare Fig. 1.

Dates according to Zagwijn, v. Montfrans and Zandstra (1971), Hinsch & Menke (1972) and Menke (in prep.), partly changed.

		Holocene	Holozän	
10.000 B.P. — about 70.000 y. —	Weichsel glacial period Eemian interglacial	Younger	-Sunſ	
about 85.000 y.? —	Warthe-glacial period A Treene thermomer To a Section 2	Middle Pleistocene	Mittel- Pleistozän	Quaternary Quartär
? 400.000 y. — ? 700.000 y. — ? 2—2,5 m y.	"Cold period B" ? Rhume interglacial "Cold period A" Osterholz interglacial Elbe kryomer	Older	Alt-	
	numerous climate oscillations (fig. 1) "Pretiglian" (Duration: about 0,3—0,5 m. y. ?)	Cenocene	Känozän	
? about 3 m y. — ? about 5 m y. — about 7 m y. — about 9 m y. — about 11 m y. —	Reuverian Brunssumian Susterian Gardingian Morsum Bredstedtian Sylt	Pliocene	Pliozăn	Tertiary Tertiär
	Fischbachian Langenfeld	Miocene	Miozän	

2. The Tertiary - Quaternary boundary and the "Cenocene"

The Tertiary-Quaternary boundary (=Reuverian/Pretiglian, ZAGWIJN 1960) is present in the profiles of Oldenswort (Oldenswort 9, ca. 155 m; Old. B I, ca. 140 m) and Lieth (Schleswig- Holstein, Lieth B II, ca. 89 m, Menke in prep.). At Oldenswort the oldest Quaternary sediments, some 40 metres representing the Pretiglian (Old. 9, ca. 110-155 m; Old. B I, ca. 100-140 m) are underlain, apparently conformably, by a complete series of deposits extending through the Pliocene into the Miocene. At Lieth, however, the Pretiglian horizon (Lieth B II, ca. 59-89 m) is overlain by a very complex series of sediments dating from the oldest part of the Quaternary (MENKE 1969b, 1970, 1972, in prep.), which also shows no major unconformities. The Pretiglian pollen spectra of Lieth and Oldenswort (Barmstedt-Stufe of Menke 1972, see fig. 1) are dominated by nonarboreal pollen (NAP) types, mainly by pollen of Ericales, Poaceae (Gramineae), Cyperaceae and some herbs. Fern and Sphagnum spores also occur in abundance. Pollen of definitely thermophilous taxa, especially of those characteristic of the Tertiary, is practically absent. Arboreal pollen (AP) comprises mainly the taxa Pinus and Betula, but pollen of the Alnus glutinosa-Type and of Myricaceae is also of some importance. Values of Quercus, Ulmus, Salix, Larix, Picea and Osmunda are low. Alnus viridis-type pollen, occasionally found in Pliocene sediments, is much more frequent in Pretiglian samples. In addition the first, but very rare spores of Selaginella selaginoides occur. Artemisia pollen is becoming more frequent, too, but its values remain much below those reached during Weichselian late glacial times for example.

A subarctic type of vegetation, as assumed for the Pretiglian by ZAGWIJN (1960), cannot safely be deduced from the pollen spectra of Oldenswort and Lieth, the high NAP values rather being derived from the flora of vast swampy and boggy areas existing at that time (Menke in prep.) as nowadays in boreal regions. Thus the Pretiglian can be characterized definitely as belonging to the Quaternary on the base of the pollen data, but not as a glacial phase as defined by ZAGWIJN (1960) with a subarctic vegetation in northwestern Europe. The palynological Tertiary/Quaternary boundary is therefore best placed at that level in NW-Europe, where certain pre-Quaternary taxa vanish (Menke 1970). In particular this is true of Sequoia-type, Liquidambar, Nyssa and Sciadopitys. This corresponds with observations of the type profile at Meinweg (ZAGWIJN 1960).

The thickness of the sediments of the Pretiglian and earlier stages considered, together with the general character of the sediments, suggest a long duration for the Pretiglian, (at least 0.3—0.5 million years, estimated!).

The gradual climatic cooling continued from the end of the Brunssumian through the Reuverian — perhaps with some fluctuations — to the beginning of the Quaternary. Thus the Reuverian-Pretiglian transition, like the earlier Bredstedtian and Susterian, represents the final major phase of climatic cooling at the end of the Tertiary, with the Reuverian belonging definitely to the Tertiary, the Pretiglian, however, to the Quaternary.

A distinct increase of the pollen values of thermophilous taxa at the end of the Pretiglian at Lieth ("Meinweg-Thermomer" of Menke in prep.) indicates a climatic warming, followed by the first true cold stage of the Quaternary (Ekholt-Kaltzeit, fig. 1) with a probably almost arctic vegetation (Menke in prep.; diagrams 1 and 2 of the paper of Menke 1969 b show the end of the Ekholt-Kryomer only).

A comparable period does not seem to exist in pollen diagrams from the Netherlands (ZAGWIJN 1960, 1963). The Ekholt cold stage is the first of a series of major and minor climatic fluctuations (fig. 1), which have local names (MENKE 1970, 1972).

Alternating interglacial and more or less boreal conditions prevail; definitely subarctic conditions, however, are relatively rare (mainly Ekholt, Krückau, Lieth, Elmshorn cold stages). It is not yet clear how to correlate the Lieth sequence with the earliest

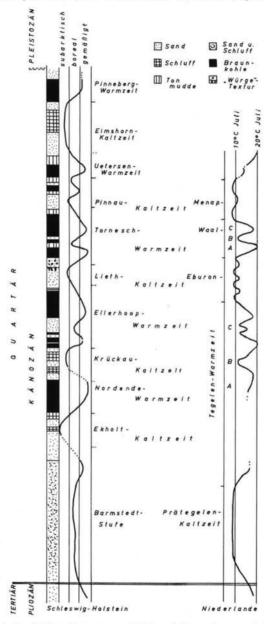


Fig. 1. Stratigraphy of the Oldest Quaternary ("Känozän" = Cenocene) in NW Europe. Dutch subdivision from Zagwijn (1960, 1963), North-German (Schleswig-Holstein) subdivision from Menke (1972, and in prep.). Kaltzeit = kryomer, Warmzeit = thermomer. The middle part of the "Tornesch-Warmzeit" shows another thermomer, represented by the coal, covered by the central sand layer. The nearly almost erodet upper part of this coal contains a distinct thermophilous flora (Menke, in prep.).

Quaternary of the Netherlands (ZAGWIJN 1960, 1963). One of the possibilities is shown on fig. 1. Here the Pinnau cold stage is correlated with the Menapian, what may be correct, provided that the division of the Waalian into 3 major temperate and 2 cool phases can be proven (v. d. Hammen, WIJMSTRA & ZAGWIJN 1971, fig. 1).

In any case, the Lieth series comprises more climatic fluctuations during the earliest Quaternary than the profiles from the Netherlands, notwithstanding that the Lieth profile is probably not complete in its uppermost section because of glacial erosion.

According to this the earliest Quaternary is much more complex than has been presumed until now. As proposed by Menke (1972), some general characteristics can be used to separate this period from the Pleistocene, as an equivalent unit, the "Cenocene" (Känozän), within the Quaternary era:

- 1. Floristic and climatic conditions during the Cenocene cold periods were different from those during the great Pleistocene glacial periods. Any attempt to distinguish "glacial" and "interglacial" periods in the Cenocene turns out to be a very subjective undertaking. Therefore it would probably be better to use the terms "kryomer" and "thermomer" (LÜTTIG 1965). By doing this the definition of interglacial and glacial periods of the Pleistocene is made easier. Because of the great number of Cenocene zones similar to one another, it will in any cases hardly be possible to correlate convincingly short profiles which have no clear connection with established earliest Quaternary horizons.
- 2. The typical middle-European forest succession of the Pleistocene and Holocene is not well developed during Cenocene time, and there are some particular Tertiary relics recorded for this period having typical positions in the middle European Cenocene forest succession.
- 3. A number of Tertiary relics connect the Cenocene with the Pliocene to which certain profiles were once assigned which are now considered to be of Cenocene age (e.g. Tegelen and Lieth). Among these relics are Eucommia, Magnolia, Actinidia, Pterocarya, Carya, Juglans, cf Castanea, cf Ostrya, Decodon, Meliosma, Parthenocissus, Ampelopsis, Proserpinaca, Tsuga, Neogenisporis (cf. Gleicheniaceae), some types of Retitriletes (cf Lycopodium), and cf Ophioglossaceae. There are taxa which were found in Cenocene levels in NW-Germany only, for example Selaginella sibirica, and there are taxa exclusively known from the Netherlands as Liriodendron and Menispermum. Some pollen types could not yet be determined.

Some of these relics spread during cenocenic times, probably because of changed conditions of competition, especially Alnus of viridis, of Ostrya and Eucommia. Of the aforementioned relics only Eucommia (Osterholz interglacial period) and Pterocarya (at the end of the Holstein interglacial period) occured for certain also during the Pleistocene s. str., at least in northwestern Europe. The faunal assemblages of sections proved to be of Cenocene age by palynological investigations are considered Villafranchian (e.g. Tegelen, Rippersroda, Leffe) in age.

4. Radiometric and paleomagnetic data (Zagwijn, van Montfrans & Zandstra 1971) suggest that the Cenocene and the Pleistocene lasted for about the same time, although these measurements have not yet really reached the degree of reliability one would like.

Lithologically the sediments of Oldenswort and Lieth belong to the "Pliocene" "Kaolinsandformation". (For this reason the Quaternary age of the long-known profile of Lieth was not realised earlier). The deeply weathered "kaolin sands" were redeposited during the cenocenic kryomers, however, but apparently without resulting in any recognizable improvement in the nutrient status for the vegetation.

Accordingly the cenocenic vegetation of Schleswig-Holstein is of a distinctly oligoor dystrophic character, a situation, which was only changed during the Pleistocene glacial periods. Numerous taxa indicate a strong oceanic influence on the cenocenic climate (see Mai, Majewski & Unger 1963, 91)). In distinguishing a Cenocene and a Pleistocene period the Cenocene/Pleistocene boundary needs discussion.

At the Tertiary/Quaternary boundary the Cenocene/Pleistocene boundary should — in NW Europe — be placed at a level where relics are vanishing, i.e. where the basic pattern of the Pleistocene forest succession starts to develop. This would be equivalent to the beginning of a glacial period. In any case, it must be situated between the Pinneberg and the Osterholz interglacial periods (fig. 1). Whether this glacial period is identical with the Menapian appears to be in doubt, as long as the correlation proposed in fig. 1 is used.

3. Pleistocene

Compared with the Cenocene the Pleistocene is characterized in NW-Germany by the lack of almost all Tertiary relics and by the middle-European succession of forest development, though the latter shows a degree of variation from one interglacial period to another. It is mainly these differences in vegetational development, which seem to follow a particular trend during Pleistocene time, which form the basis of the Pleistocene into an Older, Middle and Younger Pleistocene.

An older phase, which is more or less dominated by Quercetum mixtum (QM) pollen assemblages with much *Ulmus* as well as *Quercus*, but less *Tilia*, and a younger phase characterized by a mixed forest of *Carpinus* and conifers, are common to the Older Pleistocene interglacial periods. The Middle Pleistocene interglacial periods are distinguished by a continuous conifer-dominance, whereas for the Younger Pleistocene (and the Holocene) again an older QM-dominated phase is characteristic with much *Corylus* at the base and with more or less much *Tilia* in its younger part.

Picea and Abies reached their maximum expansion during the younger Older Pleistocene and the older Middle Pleistocene. During the Younger Pleistocene they are more restricted to mountainous regions and appear later in NW-Europe. Taxus was an important constituent of the forests during the Middle and Younger Pleistocene, Tilia during the Younger Pleistocene only.

Lower Pleistocene

Definitely of Older Pleistocene age in NW-Germany are the interglacial deposits of Osterholz and Bilshausen. The vegetation development of the completely recorded Osterholz interglacial period (Grüger 1967) is strongly reminiscent of the Cenocene of Lieth especially in the lack or sparse occurrence of Abies, Taxus, Tilia, in the low Corylus values, and the occurence of Eucommia. This apparently is the oldest interglacial period of the Pleistocene. At the Bilshausen site (H. Müller 1965; "Rhume" interglacial period, Lüttig & Maarleveld 1962, 11) the vegetation development shows from its very beginning a stronger participation of Picea and — in an early phase — also of Abies with Abies spreading earlier than Carpinus. Tilia and Corylus are present, but do not reach high values. There is no indication of Taxus and Eucommia (Grüger 1967, H. Müller 1965, and pers. comm.). The Rhume interglacial period is being compared with the deposits of Westerhoven (Zagwijn & Zonneveld 1956, 7, 11). Judging from varve counts Müller concluded that this interglacial lasted for about 30,000 years.

Whether an how the deposits of Voigtstedt (GDR, ERD 1965, 7, 1970) can be correlated with the two NW-German deposits, cannot be decided, mainly because of the great sampling intervals at Voigtstedt.

^{1) 9 =} cited in 9 of the bibliography.

ZAGWIJN, v. MONTFRANS & ZANDSTRA (1971) report three Older Pleistocene interglacial periods ("Cromerian" interglacial I—III), the oldest of which they believe to be equivalent to the Osterholz because of the occurrence of Eucommia. The second interglacial is being correlated with Westerhoven, whereas the youngest is not yet firmly established. The Harreskov interglacial (Andersen 1965, 7) is the only known interglacial of Older Pleistocene of Denmark. Unlike NW-German sites it is characterized by high Taxus values and by relatively much Corylus. That Carpinus and Abies are missing might be the effect of its more northern position. Because of these differences the Harreskov interglacial cannot definitely be correlated with any of the NW-German ones. It could be possible, that it is younger than the Rhume interglacial.

A comparison of the deposits on the continent with the English Cromerian is considered to be premature according to many specialists (SCHNEEKLOTH 1969).

Of the Older Pleistocene glacial periods, especially of their limits of glaciation, less is known, of course, than of the interglacial periods.

Whether the "Elster" complex contains indications of more than one glaciations must still be studied.

Middle Pleistocene

Despite the above mentioned reservations the boundary between Older and Middle Pleistocene can be drawn at the beginning of the Elster glacial period, the deposits of which have been found at many places in the north European, formerly glaciated region. Of special importance is the "Lauenburger Ton" (dutch "Potklei" = Peelo Formation), which comprises Elster time clayey ice lake sediments of wide distribution.

At many places in Schleswig-Holstein they lie directly below the marine clay of the Holstein interglacial.

More recently palynological investigations of NW-European Holsteinian deposits have been carried out on sediments from Hummelsbüttel (Hamburg, limnic-marine, HALLIK 1960), Wiechel (Niedersachsen, limnic, HALLIK 1960), Klieken (GDR, limnic, Majewski 1961, 5), Tornskov (Jutland, marine, Andersen 1963, 5, 10), Vejlby (Jutland, limnic, Andersen 1965, 5, 10), Tönisberg, (Niederrhein, limnic, Kempf 1966, 5), Lüneburg (Niedersachsen, brackish-marine, BENDA & MICHAEL, 1966), Wacken (Schleswig-Holstein, marine, Menke 1968 b, 10), Pritzwalk and Granzin (GDR, limnic-brackish-marine, ERD 1970) and Fahrenhorst (Schleswig-Holstein, marine-limnic, MENKE unpubl.). Characteristic of the NW-European Holsteinian vegetation development are a uniform Pinus-Alnus-dominance during most of the interglacial period, the relative unimportance of the QM (mainly Quercus, but only little Tilia), relatively little Corylus, a considerable, early expansion of Taxus (as during the Old Pleistocene Harreskov interglacial), an almost contemporaneous spreading of Carpinus and Abies (with Carpinus expanding earlier than Abies, and thus different from the situation at Bilshausen), high Abies values in the younger parts of the interglacial, and furthermore the occurrence of some distinctly thermophilous and exotic taxa such as Azolla, Salvinia, Stratiotes intermedius, Pterocarya, Celtis, Euryale, Aldrovanda, Crataegus acuticarpa, Buxus, Trapa, Vitis, some of which were able to expand far into Jutland (Andersen, 1965, 5, 10, Erd 1966, cp 1970, 10, Kempf 1966, 5). By this and by the conifer dominance, the Holsteinian interglacial is to a certain degree similar to the Pliocene. At Wacken (MENKE 1968 b, 10, 1970, DÜCKER 1969, 10) and Prignitz (ERD 1970) a younger Middle Pleistocene interglacial was proven, which is separated from the Holsteinian by a period with subarctic conditions (Mehlbeck or Fuhne kryomer). The "Saalian" interstadials of Veilby (Andersen 1965, 5, 10) belong perhaps to this Mehlbeck kryomer. The deposits of the Holstein interglacial, of the Mehlbeck or Fuhne kryomer and the Wacken or Dömnitz interglacial period were found at Wacken and at Prignitz to be present in a more or less coherent series, which was ice-pushed at Wacken.

The vegetation of the Wacken or Dömnitz interglacial was very similar to that of the Holsteinian, except for *Abies*, which is missing. *Picea* spread relatively late, at about the same time as *Carpinus*, but remained unimportant. *Carpinus* expanded earlier than in Holsteinian so that the QM phase is less developed. *Azolla filiculoides* was present during both interglacials.

The Saalian glacial period cannot yet be subdivided biostratigraphically because of the lack of suitable, pollen containing deposits. PICARD (1959, 5, 6) and STREMME (1960, 6, 1964, 5) studying fossil soils in Schleswig-Holstein postulated the existence of a "Treene" interglacial, which they consider subdivides the Saalian glacial complex into a "Drenthe" (or "Lippe") and a "Warthe" glacial period. However, palynological data are still too scarce to support or refute this view. The unimportant "Wandsbek interstadial" of the Hamburg area with its allochthonous sediments, which contain a pre-Quaternary pollen flora, belongs to this period according to GRUBE (1967).

The diatomite sediments ("Kieselgur") of the "Ohe" interglacial (v. d. Brelie 1955, 5) were placed in the Holsteinian by Hallik (1960) using palynological criteria.

The "Gerdau interstadial" (LÜTTIG 1958, 6) is probably of Eemian age (BENDA, LÜTTIG & SCHNEEKLOTH 1966, 7), ERD (1970) published the pollen diagram of a "Rügen" interglacial, which for lithostratigraphical reasons was placed in the Saalian complex by CEPEK (ERD 1970). The pollen diagram is very similar to those of the Wacken or Dömnitz interglacial. A complete profile of the "Saalian" late-glacial has only been made known by Menke & Ross (1967) from a site in Schleswig-Holstein. Contrary to the "Weichselian" late-glacial it shows a continuous transition — without any recognizable climatic fluctuations — from an open grassland vegetation via a pioneer phase rich in *Hippophaë* and *Salix*, to a spread of *Juniperus*, followed by the *Betula* phase of the Eemian.

Younger Pleistocene

The boundary between the Middle and the Younger Pleistocene is drawn at the very beginning of either the Saalian glacial or — more common — of the Eemian interglacial. During recent years so many NW-European sites of Eemian age have been studied palynologically that it is impossible to mention all of them at this place (HALLIK 1957, 2, SELLE 1957, 2, 1962 a, 5, MÜLLER 1958, 5, BEHRE 1962, MENKE 1967, 10, 1970, AVERDIECK 1967, a, b and others).

The aim of these studies was to gain more detailed informations on the Eemian forest history, the fundamentals of which had already been worked out by Jessen and Milthers (1928, 2). Thus the vegetation development during Eemian time is now fairly well known. It is recorded from many places in NW-Germany. Of especial interest are the finds of macrofossils of *Tilia tomentosa* (together with *T. cordata* and *T. platyphyllos*) in the Hils Mountains (Rabien 1953, 2) and the pollenanalytical evidence of *Taxus* (Behre 1962, 1970 a, Menke 1967, 10, 1970, Menke & Ross 1967, 10, Averdieck 1967 a, b), the pollen curve of which is mostly parallel to that of *Tilia*, sometimes reaching values as high as 40 % of the AP (Helgoland, Behre 1970 a).

In contrast to the Holocene the Eemian forest development was rather uniform everywhere as shown in many pollen diagrams. That might be due to similarities in quality of the soils, which contained fresh material at the beginning of the Eemian throughout all the glaciated area. Also, unlike the Holocene, thermophilous genera such as *Ulmus*, *Quercus*, *Cladium*, *Viscum* and others had already immigrated before the end

of the *Pinus* expansion, whereas *Corylus* spread distinctly later, when the QM was already developing, although it did then reach very high pollen values.

The Eemian pollen assemblage zones are — contrary to those of the Holsteinian for example — clearly separated from one another. The vegetational changes were caused — except for climatic changes and the sequence of immigration — probably in the first place by competition, especially competition for light (Menke 1967, 10) and not — at least not during the older phases — by the leaching of the soils. At many sites with freshwater lake marls in the region of the Lüneburger Heide (Selle 1962 a, 5) and in Schleswig-Holstein (Menke 1970 and unpubl.) the sedimentation of calcareous material continued throughout the Carpinus-phase, and also increasingly eutrophic conditions persisted until the end of the interglacial in the lakes forming the Kieselgur deposits of the Luhetal, as is known from diatom studies (Behre 1962, Benda 1963, 5).

In smaller lakes and bogs especially on outwash plains, however, a development of oligo- and dystrophic conditions can be recognized, starting with the *Carpinus*-phase (Andersen 1966, 1969, 10, Dücker & Menke 1970, Menke 1970) or even earlier.

Several attempts have been made to subdivide the Eemian on the base of vegetational changes (Jessen & Milthers 1928, 2, Selle (3 different proposals) 1941, 1951, 1953/57, 2, Hallik 1953, 2, Behre 1962).

The differences in the zonation schemes result mainly from the exclusion or inclusion of the "Saalian"-late-glacial and from the importance attached to the *Picea* curve. A separate "Fichten-Zeit" (*Picea* zone) was recognised by earlier workers. It could be shown, however, that the *Picea* expansion was not synchronous, but strongly depended on edaphic factors (as forming of *Picea* swamp forest). Therefore a separation of a *Picea* zone appears to be unreasonable and was omitted in the last mentioned subdivision.

The development of the Eemian climate can be approximately deduced from the vegetational development. Apparently an initial warming occurred very early, but thermophilous deciduous trees expanded later.

Then, the climate was uniform, summer-warm and winter-mild, for a long time, but with higher temperatures than during the Holocene, as finds of Tilia tomentosa (see above), Buxus (Denmark, Andersen 1966), Viscum, Cladium and several Najas species (macrofossils of the last three taxa occurring frequently and in great quantities) indicate. Viscum, an indicator of warm summers had its maximum distribution during the QM-phase, but also occurred during the Carpinus-phase. Ilex, indicating mild winters, was well represented in both phases and is even found in sediments of the end of the Eemian. Viscum spread distinctly earlier than Ilex. The climatic change at the end of the interglacial period probably resulted first in decreasing summer temperatures, but the expansion of Abies during late Eemian times with its northwestern limit of distribution running through Schleswig-Holstein could be explained by winters which were still mild.

Studies on the Islands of Sylt (AVERDIECK 1967) and Helgoland (BEHRE 1970 a), regions close to the North Sea, indicate the decrease of summer temperatures by very low values of *Tilia* and especially by the lack of *Viscum* on the island of Helgoland. On the other hand, high *Ilex* values at Helgoland indicate mild winters. In Denmark, too, *Tilia* is missing (ANDERSEN 1965, 10, 1966).

The Eemian North Sea transgression corresponds well with the above climatic interpretation. Unlike the Holocene no peats are intercalated in the marine sediments of Eemian time, thus indicating uniform climatic conditions. The maximum sea level stand was reached at the end of the *Carpinus* phase or later (v. d. Brelle 1954, 6, Gripp 1964), an observation that well coincides with the persistance of *Ilex*.

The transition from the Eemian interglacial to the Weichselian glacial period is shown in many pollen diagrams, represented by increasing values of herbaceous plants like *Artemisia* and dwarf-shrubs and with *Pinus* and *Betula* among the tree pollen. Usually the profiles end with sediments which are still organogenic.

During recent years some localities with Early Weichselian sediments have been discovered and studied (Hallik & Kubitzki 1962, 1, Selle & Schneekloth 1965, 1, Schneekloth 1966, Averdieck 1967 a, Schütrumpf 1967, 10, Menke 1970, Behre 1973), revealing two great interstadials, from thick peat and gyttja layers. The older of them is equivalent to the Danish Brørup (Andersen 1961). Its vegetation is dominated by Betula, Pinus and Picea (excelsa and omoricoides). Recent studies at Keller (Schleswig-Holstein, Menke 1970) and Osterwanna (Niedersachsen, Behre 1973) have shown that temporarily Larix (in Osterwanna also with macrofossils) must have been of considerable importance. The quantity of the — partly certainly autochthonous — pollen of thermophilous woody species in almost all profiles is surprisingly small. Frenzel's (1967, p. 218) assumption that "die Vegetation die Klimagunst vielleicht nicht ausschöpfte" ("that the vegetation perhaps could not fully take advantage of the better climatic conditions") is probably not correct, for the interstadial lasted for a time long enough to allow the deciduous trees reimmigration to northern Germany from their — according to the pollen finds — not too far away refugia.

The repeated deforestation following the Brørup is best proven in Odderade (Niedersachsen, Averdieck 1967 a). Here and at Oerel (Niedersachsen, Selle & Schneekloth 1965, 1, Schneekloth 1966) a second, similarly well developed interstadial has been found above the Brørup. It was called Odderade.

Its vegetation development resembles that of the Brørup. Somewhat higher NAP values during the *Betula* phase and a *Picea* curve, which is beginning later here than in Brørup diagrams, are the only (shaky, of course) features to distinguish the two interstadials.

At several localities during the Brørup interstadial-and as far as we know also during the Odderade interstadial-thick Sphagnum peat layers have been formed as was the case at the end of the Eemian. A characteristic pollen type, occurring especially at the beginning of the growth of the raised bogs, is that of Bruckenthalia (Ericaceae; Keller: Blaeria-Typ, Menke 1970; Osterwanna: numerous seeds, Behre 1973), a dwarf shrub which is known from recent vegetation of the Balkans. In earlier studies this pollen type, which has been found in great numbers in Cenocene (perhaps a different species) and Middle Pleistocene sediments (Menke 1970) and occasionally also in Eemian deposits (Menke unpubl.) has not been distinguished from Frangula and partly not even from Cornus pollen. Correlating the North German with the Dutch and the Danish biostratigraphy of the Early Weichselian it turns out that nowhere in NW-Germany that smaller thermomer preceding the two great interstadials could be found, which Andersen (1961) described as "Rodebaek" interstadial. It might be possible that the NW-German and the Danish Brørup is equivalent to the Dutch "Amersfoort" and that the Odderade corresponds with the Dutch "Brørup". The precision of radio-carbon datings unfortunately is not sufficient to solve this question, especially considering the great age of these deposits.

Only very few organogenic deposits of Weichselian pleniglacial times are known in NW-Germany. The algal gyttja from Kollau (HALLIK 1955, 1) might be of this age. Several times fossil soils have been described (DÜCKER 1967, 10 and others), the pollen frequency, however, is unsufficient in most cases and radiocarbon datings are not applicable. Schütrumpf (1967, 10) described organogenic sediments from Geesthacht, having a radiocarbon age of 26,600 years. How problematic radiocarbon dates may be, however,

can be demonstrated at Ostrohe ("Ostrohe interstadial", DÜCKER 1967, 10), where a humus layer of a fossil podsol gave a radiocarbon date of 32,200 ± 600 (Gro 1551) years, but where the pollen flora (DÜCKER 1967, p. 48) does not differ from that of the Brørup or the Odderade interstadials. According to ZAGWIJN (pers. comm.), the older Groningen dates of the Early Weichselian have been proved to be not correct (too young).

Thus the existence of the "Ostrohe interstadial" seems to be doubtful, at least at its type locality. According to all available informations it seems to be unlikely that there existed forests in northern Germany in the time span between the Odderade interstadial and the Late-glacial of the Weichselian.

The first recognizable climatic warming of the Late-glacial has been detected at Glüsing and Meiendorf in Schleswig-Holstein. It was called "Meiendorf Interval" (МЕКЕ, 1968, 10). It is indicated by changes in the NAP composition and can be synchronized with the "Hamburg culture" of young paleolithic age at the type locality of this culture. According to C-14 dates (ca. 13,500—14,000 BP) it is most probably contemporaneous with the "Raunis interstadial" of NE-Europe (Dreimanis 1970). The subsequent climatic detereoration ("Grömitz-interval") is followed by the Bølling interstadial, in the course of which trees (Betula) appeared in the area for the first time after the glaciation (Dietz, Grahle & Müller 1958, 3, Aletsee 1959, 3, Selle 1962 b, Menke 1968,10). At this time Pinus grew already in Middle Germany (Müller 1953, 5). The younger phases of the Weichselian Late-glacial period have been recorded in numerous pollen diagrams. Apparently the Older Dryas time was of short duration in NW-Germany. The Allerød is preceded in Niedersachsen (Behre 1966, 3) as in the Netherlands (Casparie & Van Zeist, 1960, 3) by a Juniperus phase with much Hippophaë (see also Schneekloth 1963, 3).

In Schleswig-Holstein, however, almost no significant *Juniperus* expansion at this time has been proved. Similar it was in Denmark, where it appeared at the beginning of the Holocene only (IVERSEN 1954, 3).

During the second half of the Allerød Pinus spread; in the Hamburg area (Schütrumpf 1955, 6. Averdieck 1957, 3, 8) pine had high values at this time, it reached its northwestern limit of distribution, however, not far away in northern Holstein (Aletsee 1959, 3). The Laacher tuff, an important horizon for synchronization is found in the southeastern part of Niedersachsen, e.g. the Hils Mountains (Firbas 1954, 3) and the surroundings of Hannover (Dietz, Grahle & Müller 1958, 3), and northeastwards as far as Mecklenburg (Müller 1965). Besides limnic and telmatic deposits, soils, dating from the Allerød have been discovered at many places in NW-Germany, often called the "Usselo-Horizont" (Erbe 1958, Dücker & Maarleveld 1958, 10, and others).

The Younger Dryas was a period of another, almost complete deforestation, with *Empetrum* heathers spreading on shifting coversands. Nevertheless, *Betula* as well as *Pinus* were still locally present in Niedersachsen (Behre 1966, 3), so that they could spread rapidly — together with *Populus* — at the beginning of the Holocene.

4. Holocene

The number of papers on the vegetation history of northwestern Germany published during the last decade, is great and the problems they are dealing with, are numerous. It is impossible to give a complete summary of the results of these studies as space is limited in this paper. They focussed mainly on the following problems:

1. Zonation of pollen diagrams by pollen assemblages, absolute dating of pollenfloristical zone borders (mainly by radiocarbon dates), and general vegetation history

(ALETSEE 1958, 8, GROHNE 1957, 4, KUBITZKI 1961, 12, MENKE 1969 a, SCHNEEKLOTH 1967, STRAKA 1961, see also papers cited in 5.) Behre (1966, 3, 1967) could detect a preboreal thermomer-kryomer-cycle (Friesland-oscillation, Piottino-oscillation).

- 2. Methodical studies preparing the reconstruction of fossil plant communities (Behre 1970 b, Grosse-Brauckmann 1962 a, 4, 1962 b, 1963, 8, 1968, 1969, Körber-Grohne 1967, Menke 1963, 4, 1968 c, 4, 9, 1969 c, 9, Trautmann 1969).
- 3. History of cultivated plants, way of life of early man and possible changes of the coastal regions of North Sea and Baltic Sea, rise of sea level (Behre 1970 b, Behre & Menke 1969, 10, Dümmler & Menke 1970, Grohne 1957, 4, Körber-Grohne 1967, Lange & Menke 1967, 9, Menke 1968 c, 4, 9, 1969 a, 1969 c, 9, Wiermann 1962, 4, 9, 1966 a, b, 9).
- 5. Development of bogs, especially the problem of recurrence surfaces (Aletsee 1959, 8, Averdieck 1957, 8, Cordes 1967, 4, Overbeck et al. 1957, 12, Schneekloth 1963 a, b, 4, 1968, 1970, Willutzki 1962).

Generally the authors focussed more or less on more than one of these and related problems. The close connection existing between vegetation history, geology and history of human settlements, appear to be very distinct in the coastal regions. This complex of problems being of more than local importance, particularly because it is closely related to sea level changes, will be discussed below restricting them to the North Sea coastal region.

Extensive geological mapping has made evident a series of lithological cycles found from Schleswig-Holstein to the Netherlands, which at some places of the coastal area have been interpreted as indicating transgressions (Brand et al. 1965, 4, 9).

The main geological question is: are these cycles local phenomena only or are they synchronous over larger areas? Were there periods with major or minor ingressions of the North Sea or differed the sea flooding according to local conditions? It is the task of vegetational history, especially of palynology, to date the sequences. The existence of a detailed pollenfloristic zonation (see point 1 above) and its continuous correction by further radiocarbon datings are necessary to do so.

Compared with the attempts to date intercalated peat layers by the C-14 method only (GEYH 1969) a paleobotanical study usually results in a great number of informations concerning the particular profile. It allows for example to recognize gaps etc. in the profile and to check the reliability of single radiocarbon dates by transferring dated marker horizons from different pollen diagrams. At the same time conclusions are possible concerning environmental conditions and their changes (mean water level, nutrient conditions, salinity and other factors), which are necessary for the interpretation of the ecologic rise of the sequences. Information derived from studies mentioned under 2 (see above) are needed for this purpose. It could be shown that taxa behave in about the same way now as they did in earlier times, and also that some plant communities, which nowadays are no longer present or which at least are very rare in the study area (e.g. Cladiumand Phragmites-Thelypteris-reeds, sedge and grassland communities partly of the recent Molinion), were of great importance in the back swamps during the past.

Salix and Frangula shrub communities — since about 1800 BC Myrica shrubs too — were present in the region, but forests were scarce even in the hinterland, except along the rivers. It could also be shown that in certain areas special trends continued throughout centuries. For example a site poorly provided with sediments might have remained in this situation for a long time, and the relatively greater wetness becomes evident in the facies changes again and again. As large scale mapping has shown, this results from the

fact that the river and creek systems of the hinterland did not change very much during such periods. Thus long-term changes in connection with ingression cycles are even better shown in these areas.

There are, however, also areas with a local development, different from the general trend, as swamp formation in the hinterland of coastal barriers, even during times of ingression.

The great marine ingressions occurred between 5200—4500 (4300) BC., 4000—3300 BC, 3000—(2800)—2400 (2200) BC., 1900—(1700)—1300 (1000) BC., 600 (500)—100 BC., 100 (200)—(800)—1100 AD.

The dates of the beginning and of the end of each ingression differ a little from place to place, which might partly be due to dating problems, i.e. to methodical difficulties.

The ingressions caused the forming, deepening and expansion of creeks (tidal channels) over larger areas in the hinterland, concurrent with the sedimentation of clay covers and with the forming of more or less extensive banks — poor in vegetation — along the rivers. They also caused the expansion of reeds, the eutrophication of raised bogs etc. These are phenomena which naturally follow the rise of the tidal high water level. The opposite is happening during the time between two ingressions (filling up of the creeks by reed peat, peat formation on clay covers, oligotrophication). Especially during subboreal times (ca. 2400—1900 BC and 1200—600 BC.) and about the time of the birth of Christ raised bogs started to develop, partly directly on tidal sediments.

During such periods vast banks, which had been poor in vegetation during the ingressions, must have been completely out of the reach of floods. When connecting in a time-depth-diagram, where considerable compaction cannot be expected, an almost asymptotic curve is resulting, similar to the one Jelgersma (1961) has drawn for the Netherlands using the radiocarbon dates of the basal peat layers. This curve, however, can only very roughly correspond to the actual position of the water level, because it is based on — increasing — maxima, whereas phases of regression and standstill are not expressed.

Considering the hydrographic conditions during the growing season, which can be deduced from changes in the former plant communities (Menke 1968 c, 4, 9, 1969 a) a much more complicated picture of ecologically important water levels is resulting. As there was no sedimentation over vast areas during the more or less regressive phases, but wide-spread peat and — at higher, i.e. dryer, sites — even soil formation (sometimes even in bogs, thus causing gaps), the regressive phases are taken only insufficiently into consideration when subdividing the Holocene in coastal regions lithologically (Brand et al. 1965, 4, 9).

The process of filling up with sediments largely depended on the local conditions. Surfaces of the same age therefore must formerly have been on different niveaus, and are not the result of subsidence only. Along the river Eider and in other parts of the West coast of Schleswig-Holstein the main filling in with clastic sediments took place during the Calais ingressions (Atlanticum).

The highest sediment surfaces dating from about 2400 BC are situated between 1 m below recent sea level and sea level (Stapelholm, Eider), though this surface is usually found at the -2 to -3 m level. Its lowest position, however, is at 5.5 to 6 m below recent sea level (at a site on the W coast of Schleswig-Holstein). These differences of elevation can - according to the vegetational development - not only be explained by later compaction. On the other hand there are indications of the forming of an "Inversions-landschaft" (inversion landscape) by compaction during phases of regression and standstill (e.g. formation of lakes in the swampy hinterland, shifting of rivers, forming of inversion ridges in former creeks), especially about 2000 BC.

Behre (1970) and Streif (1971) have stated a very low position of the older layers for the area around the Dollart, which — at least partly — must be primary. Here mainly the Dünkirchen ingressions (Subboreal, Subatlanticum) caused the filling up with clastic sediments.

Despite the fact that very detailed studies are available for some regions it is still difficult to correlate vast areas — uncorrect conclusions are therefore still possible. For example STREIF (1971; Woltzeten, Niedersachsen) did not correlate as one would have suggested the "middle peat layer" (D = 4395 ± 45 B.P.) with the main peat layer of the "Holland peat" (STREIF 1971, p. 42), which marks the boundary between the sediments of the Calais and the Dünkirchen ingression, but he considered it to be older, to be contemporaneous with a layer between the Fiel and the Husum horizons (or C III/C IV of the Dutch subdivision, ca. 2800 B.C.). New dates from Schleswig-Holstein (Menke 1969a, tab. I and p. 41) indicate, however, that the "middle peat layer" most probably corresponds with the Calais/Dünkirchen boundary (=Husum/Meldorf boundary). (Peat formation began in Schleswig-Holstein after the Husum ingression at about 2500 B.C.). Therefore the younger "intercalated peat layer" (ca. 1700 B.C.) of Streif probably corresponds with a — even in Schleswig-Holstein — not very marked interruption of the Meldorf ingression (beginning at about 1900 B.C., see Menke1969 a, tab. I and p. 42).

The other dates, which have been published by Streif, can also easily be correlated with the results from Schleswig-Holstein: the "lower peat layer" (D = 5090±33 B.P.) corresponds with the Eesch/Fiel boundary (Menke 1969 a, tab. I and p. 42), and the "upper peat layer" (D = 2905±21 B.P., peat formation from about 1300 to 600 B.C.) with the peat layer formed between the Meldorf and the Schwabstedt ingression of Schleswig-Holstein (Menke 1969 a, tab. I and p. 42). The correlation problems are mainly caused by the fact that some of the dates published by Brand et al. (1965) must be considered to be approximate dates only, which have to be corrected (see Menke 1969 a, p. 31). Remains of settlements give evidence that for a long time man had to arrange p. 31).

Remains of settlements give evidence that for a long time man had to arrange himself with the changing influence of the sea. Plant remains are often found well preserved in these cultural layers. They are an excellent source of information concerning environment and man's way of life, but also concerning the degree of salinity affecting the vegetation.

Studies on the early iron age surface-level settlement Boomborg/Hatzum, in the marsh region of the lower river Ems (BEHRE 1970 b) showed that gallery-like alluvial forests (incl. the upper hard wood alluvial forest) grew on the banks of the river Ems during early Subatlantic times, but farming, too, was already practised (mainly Linum, Vicia faba, Camelina sativa, but also Hordeum and Triticum). Animal breeding dominated, however. At that time there was only freshwater vegetation. In the same period man began to settle on a fossil coastal barrier of Tating (Eiderstedt, Menke 1969 c, 9, Bantel-MANN 1970). The next phase of ingression stopped the early iron age settlement at Boomborg/Hatzum. About the birth of Christ the colonization of the vast marshes began, mainly on the flat ground. The beginning of raised bog growth in the back swamps ("Sietland") of the river Ems region (BEHRE 1970 b), the peat formation and soil development on the Eiderstedt peninsula (ELWERT 1972) can be interpreted as indicators of a further regression. Shortly after the birth of Christ (occasionally during the century before Christ, as in Jemgumkloster, Brandt 1972) the rise of the sea level forced man along all the southern coast of the North Sea to build "Wurten" (dwelling mounds to erect houses on them). At the same time the occupation on dunes of fossil coastal barriers of the Eiderstedt peninsula was intensified (starting about 100 to 200 A.D.), where man now also raised the settlements artificially. Plant remains from the dwelling mounds of Roman period (Feddersen Wierde, KÖRBER-GROHNE 1967, Jemgumkloster, BEHRE 1972, Toffing, Scheer 1955, 8, Behre in prep.) indicate intensive agriculture (Vicia faba, Linum, Camelina sativa, Hordeum, Triticum dicoccum, Avena and Panicum). Animal breeding, however, was always more important. In addition, the botanical studies showed that pastures along the Außenweser and Eider reached far into the salt marsh area. The region formerly covered by freshwater vegetation in the lower Ems region now for the first time showed a distinct influence of brackish water. All along the southern North Sea coast region the colonization of the marshes ended in the 4th/5th century AD. Resettlement started in the 8th century AD only, from its very beginning on dwelling mounds. According to botanical studies (Elisenhof/Eiderstedt, Behre in press) the marsh settlements of early medieval times reached far into the now marine influenced area. Animal breeding in the salt marsh area was more important at that time than agriculture on the river banks (Vicia faba, Linum, only little Hordeum, and Avena).

Bibliography

ANDERSEN, Sv. Th.: Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian (Last Glacial). — Danm. geol. Unders. (II) 75, 175 p., Kopenhagen 1961.

-: Interglacial vegetational succession and lake development in Denmark. - The Palaeo-

botanist 15, 117-127, 1966.

1 AVERDIECK, F. R.: Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. - Fundamenta B/2, 101-125, Köln, Graz 1967 (1967a).

-: Botanisch-moorgeologische Untersuchungen am "Tuul" von Westerland (Sylt). - Offa 24,

84-100, Neumünster 1967 (1967 b).

-: Palynologische Untersuchungen zum Tertiär auf Sylt. - Meyniana 21, 1-8, Kiel 1971. BANTELMANN, A.: Spuren vor- und frühgeschichtlicher Besiedlung auf einem Strandwall bei Tating, Eiderstedt. - Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 9, 49-55, Hildesheim 1970.

2 BEHRE, K.-E.: Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide. - Flora 152, 325-370, Jena 1962.

3 -: The Late Glacial and Early Postglacial history of vegetation and climate in Northern

Germany. — Rev. Palaeobotan. Palynol. 4, 149—161, Amsterdam 1967.

—: Die Flora des Helgoländer Süßwasser-"Töcks", eines Eem-Interglazials unter der Nordsee. — Flora 159, 133—146, Jena 1970 (1970 a).

4 -: Die Entwicklungsgeschichte der natürlichen Vegetation im Gebiet der unteren Ems und ihre Abhängigkeit von den Bewegungen des Meeresspiegels. - Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 9, 13-47, Hildesheim 1970 (1970 b).

—: Kultur- und Wildpflanzenreste aus der Marschgrabung Jemgumkloster/Ems (um Christi Geburt). — Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen 7, Hildesheim 1972.

-: Die Vegetation der Frühweichsel-Interstadiale im Norden der BRD. - Palynology of Pleistocene and Pliocene, Proceed. III. Internat. Palynol. Conf. Novosibirsk, 13-17, Moskau 1973.

BENDA, L. & MICHAEL, E.: Ein neues Vorkommen von marinem Holstein-Interglazial bei Lüneburg. - Mitt. Geol. Inst. T. H. Hannover 3, 20-45, Hannover 1966.

Brandt, K.: Untersuchungen zur kaiserzeitlichen Besiedlung bei Jemgumkloster/Bentumersiel (Gem. Holtgaste, Kr. Leer). — Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen 7, Hildesheim 1972.

Dreimanis, A.: Climatic changes from 14 000 to 9 000 years ago: Northern Europe. — AMQUA, Abstracts-Suppl., p. 5, 1970.

DÜCKER, A. & MENKE, B.: Eemzeitliche Podsol- und Moorbildung bei Burg (Dithmarschen). — Meyniana 20, 5—8, Kiel 1970.

DÜMMLER, H. & MENKE, B.: Der Einfluß der Holozänentwicklung auf Landschaft und Böden der Broklandsauniederung (Dithmarschen). — Meyniana 20, 9—16, Kiel 1970.

ELWERT, D.: Erläuterung zur Bodenkarte 1:10 000 von Eiderstedt, H. 18, St. Peter-Ording/ Utholm, 38 S., Kiel 1972.

Erbe, J.: Spätglaziale Ablagerungen im Emsland und seinen Nachbargebieten. — Geol. Jb. 76, 103-128, Hannover 1958.

ERD, K.: Pollen-analytical classification of the Middle-Pleistocene in the German Democratic Republic. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 8, 129-145, Amster-

FLINT, R. F.: The Pliocene-Pleistocene Boundary. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 84, 497—533, New York 1965.

Frenzel, B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. — 291 S., Braunschweig 1967.

5 —: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. — 326 S., Wiesbaden

GEYH, M.: Versuch einer chronologischen Gliederung des marinen Holozäns an der Nordseeküste mit Hilfe der statistischen Auswertung von 14C-Daten. — Z. deutsch. geol. Ges. 118, 351-360, Hannover 1969.

6 GRIPP, K.: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. 411 S., Neumünster 1964.

GROSSE-BRAUCKMANN, G.: Torfe und torfbildende Pflanzengesellschaften. - Z. f. Kulturtech-

nik 3, 205—225, Berlin-Hamburg 1962 (1962 b).

—: Einige Ergebnisse einer vegetationskundlichen Auswertung botanischer Torfuntersuchungen, besonders im Hinblick auf Sukzessionsfragen. - Acta Bot. Neerl. 17, 59-69, 1968. -: Zur Zonierung und Sukzession im Randgebiet eines Hochmoores. - Vegetatio 17,

34-49, Den Haag 1969.

GRUBE, F.: Die Gliederung der Saale-(Riß-)Kaltzeit im Hamburger Raum. - Fundamenta B/2, 168-195, Köln, Graz 1967.

7 GRÜGER, E.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. - Eiszeitalter u. Gegenwart 18, 204-235, Ohringen 1967.

HALLIK, R.: Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgurlager der südlichen Lüneburger Heide. — Z. deutsch. Geol. Ges. 112, 326-333, Hannover 1960.

VAN DER HAMMEN, T., WIJMSTRA, T. A. & ZAGWIJN, W. H.: The Floral Record of the Late Cenozoic of Europe. — The Late Cenozoic Glacial Ages. Ed. K. K. Tureklan, 391—432, New Haven, London 1971.

HINSCH, W. & MENKE, B.: Exkursion Morsum-Kliff am 4. 5. 1972, Konf. der Direktoren G. L. A. in Westerland/Sylt. - Der Geschiebesammler, 7, 49-56, Hamburg 1972.

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

8 Körber-Grohne, U.: Geobotanische Untersuchungen auf der Feddersen Wierde. — Feddersen Wierde 1, 357 p., Wiesbaden 1967.

Lüttig, G.: Interglacial and interstadial period. — Journ. Geol. 73, 4, 579—591, Chicago 1965.

9 MENKE, B.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. — Eiszeitalter u. Gegenwart 20, 35-45, Ohringen 1969 (1969 a).

-: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen aus Lieth bei

Elmshorn. — Eiszeitalter u. Gegenwart 20, 76—83, Ohringen 1969 (1969 b).

10 —: Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter u. Gegenwart 21, 5-21, Ohringen 1970.

-: Wann begann die Eiszeit? - Umschau in Wissenschaft und Technik 72, H. 7, 214-218, Frankfurt/M. 1972.

-: Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. — In Vorbereitung.

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

Müller, H. M.: Vorkommen spätglazialer Tuffe in Nordostdeutschland. — Geologie 14, 1118-1123, Berlin 1965.

SCHNEEKLOTH, H.: Ergebnisse weiterer Untersuchungen an den interstadialen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit in Oerel, Krs. Bremervörde. — Z. deutsch geol. Ges. 116, 773—796, Hannover 1966.

-: Vergleichende pollenanalytische und 14C-Datierungen an einigen Mooren im Solling. -

Geol. Jb. 84, 717-734, Hannover 1967.

-: Altersunterschiede des Schwarz-Weißtorfkontaktes im Kehdinger Moor. - Geol. Jb. 85, 135-146, Hannover 1968. – : Eindrücke von einer Reise zu englischen Interglazialvorkommen. – Eiszeitalter u. Gegen-

wart 20, 245-246, Ohringen 1969.

-: Das Ahlen-Falkenberger Moor. Eine moorgeologische Studie mit Beiträgen zur Altersfrage des Schwarz-Weißtorfkontaktes und zur Stratigraphie des Küstenholozäns. — Geol. Jb. 89, 63-96, Hannover 1970.

SELLE, W.: Beitrag zur Vegetationsgeschichte des Weichsel-Spätglazials und des Postglazials im südlichen Randgebiet der Lüneburger Heide. - Ber. Naturhist. Ges. Hannover 106, 41-47, Hannover 1962 (1962 b).

12 STRAKA, H.: Relative und absolute Datierungen quartärer Ablagerungen. — Die Naturwissen-

schaften 48, 324-332, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1961.

STREIF, H.: Stratigraphie und Faziesentwicklung im Küstengebiet von Woltzeten in Ostfries-

land. — Beih. Geol. Jb. 119, 59 S., Hannover 1971.

TRAUTMANN, W.: Zur Geschichte des Eichen-Hainbuchenwaldes im Münsterland auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. - Schriftenreihe f. Vegetationskunde 4, 109-130, Bad Godesberg 1969.

13 WILLERDING, U.: Vor- und frühgeschichtliche Kulturpflanzenfunde in Mitteleuropa. - Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen 5, 287-375, Hildesheim 1970.

WILLUTZKI, H.: Zur Waldgeschichte und Vermoorung sowie über Rekurrenzflächen im Oberharz. - Nova Acta Leopoldina N. F. 25, Nr. 160, 52 S., Leipzig 1962. ZAGWIJN, W. H.: Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands.

- Meded. Geol. Sticht. Serie C-III-1, 5, 5-78, Maastricht 1960.

-: Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Meded. Geol. Sticht. NS 14, 15—45, Maastricht 1961.
Pollenanalytical investigations in the Tiglian of the Netherlands. — Meded. Geol. Sticht.

16, 49-72, Maastricht 1963.

ZAGWIIN, W. H. & MENKE, B.: Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des Pleistozäns im nordeuropäischen Vereisungsgebiet, 4. Zusammenkunft vom 25.-27. 5. 1971 in Haarlem. -Eiszeitalter u. Gegenwart 22, 192-195, Ohringen 1972.

ZAGWIJN, W. H., VAN MONTFRANS, H. M. & ZANDSTRA, J. G.: Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands, Pollen-Analysis, Palaeomagnetism and Sedimentary Petrology. -

Geologie and Mijnbouw 50, 41-58, s'Gravenhage 1971.

Manuscript received February 5, 1973.

Present addresses of the authors: Dr. B. Menke, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, 2300 Kiel, Mercatorstraße 7; Priv.-Doz. Dr. K.-E. Behre, Niedersächs. Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung, 2940 Wilhelmshaven, Viktoriastraße 26/28.

B. Foreland of the Alps

1. Lithostratigraphy, Palaeopedology and Geomorphology

by Hans Graul, Heidelberg *)

With 2 figures

1. Introduction

The northern Alpine foreland, as far as it belongs to the drainage systems of the Danube and the Lake Constance-Rhine Rivers and within the political boundaries of the Federal Republic of Germany will be dealt with in this short summary. The latest papers concerning Quaternary research in the West German Alpine foreland can be found in the first ten references of the bibliography. In addition, these reports can be drawn on for references to older literature. The attempt of RICHMOND (1970) to compare the quaternary stratigraphy of the Alps with the Rocky Mountains will be also gone into.

As is well known, Penck (1901—1909), who, together with Brückner, discovered the four glaciations of the Alps, named them after the foreland rivers Würm, Riss, Mindel and Günz. Everyone also has cognizance of the didactical principle, whereby the alphabetical sequence was applied to rivers which were not too small and at the same time allochthonous to the foreland. It is a fact that PENCK & BRÜCKNER, with their stratigraphical principle of tetraglacialism, were able to connect loci typici, which are still useful, for the glacial series of one of the four ice ages in the area of its like-named river.

The present common names for those ice ages divided by true interglaciations have been internationally accepted through the use of the Penck-Brückner names for the last (Würm) and the three preceding ones. The stratigraphical expansion by EBERL (1930) for the "Danube Ice Age" and by Schaefer for the "Biber Cold Age", which were accomplished by the same method as those above, have found wide acceptance.

The following problems for modern Quaternary research grow in this connection, that is, the relationship of the ice ages and the dividing warm ages:

- 1) Since the expansion of the four ice age pattern will probable be made worldwide, as also in the northern Alpine foreland itself (for example MÜHLBERGER in Switzerland even before Penck & Brückner), the naming of the independent Alpine foreland glaciations can be accomplished through various methods:
- a) Through geological-stratigraphical methods with or without reference to the PENCK-BRÜCKNER names.
- b) Through geomorphological methods with more or less emphasis placed on the PENCK-BRÜCKNER names. The question whether the German Alpine foreland can be taken as a whole for the locus typicus of the entire Quaternary stratigraphy can only then be answered in the positive when it can be proved that the Alpine foreland in fact exhibits a complete stratigraphical table through the comparison of numerous stratigraphical specimens with those in other well investigated glaciated areas. This question can not be dealt with here. Instead the following problem is set forth:

^{*)} Translated by THOMAS BRETT, Heidelberg.

The best occurrences of Glacial Series in the Alpine foreland or the remainder thereof for the above named Ice Ages should first be mentioned for those interested but strange to this area. Only the lithographical and pedostratigraphical, along with the geomorphological, work methods will be drawn on. The enclosed map is meant to ease the search by the visitor for those places named in the text. It is also necessary to mention a further problem of the Alpine foreland Quaternary research. It was confirmed early that the mostly hypsometrical confusedly packed meltwater deposits in the form of stepped gravel terraces especially in the area between the Bavarian tertiary hill country and the Riss valley point to more than four ice ages. PENCK resorted to the solution that tectonic activity caused the highest deposited Günz gravel to be at various heights. EBERL (1928— 1930), KNAUER (1929), GRAUL (1943) and others proved that tectonic activity in this sense had not transpired, so that more than four ice ages must be present. The middle and young Pleistocene series also appears to be divided into several independent gravel fields. EBERL and all those following have attempted to solve this phenomenon in that Würm, Riss, etc. would be divided into several stadials, even as far as ice eras, that is, in the sense of a "Riss Ice Age Group", etc. The stratigraphical quality of the cold age deposits, whether they are proof of an independent glacial, a larger climate fluctuation (stadial) or a small fluctuation (phase) or not, can to some extent be insured through various work methods. The axiom should be: so long as a climate fluctuation of inferior degree is assumed, so long can no exact evidence for a larger fluctuation be proved. The research history of the Quaternary of the Alpine foreland is only accurate when it is confirmed that the research in general has followed this axiom. Also, polyglacialism, as represented by EERL, is in no way a "fantastic product of an autodidactial outsider", but instead it is a very actual theory, in that, worldwide, tetraglacialism with an estimated maximum duration during his time of 600,000 years must be replaced by a polyglacialism with a duration of approximately three times as long. As previously mentioned, therein lies the problem of the stratigraphical labelling of the glacial series and/or their remains. Schaefer insists that the older name-giving Würm to Günz rivers are not connected with the geological-stratigraphical sequence of the ice ages which are completely divided by interglacial deposits, but instead by the physionomical, mostly geomorphological characteristics of the four glacial series of PENCK, which he at that time established. These are briefly repeated as follows:

- 1) Lower terraces: without loess and not cut up, in topographical connection with young moraine, completely fresh Würm.
- 2) Higher terraces with mostly a loess or clay cover, already with dells. The related moraine already "washed out" Riss.
- 3) Mindel Lower debris cover, partly without tertiary slope terrain already, cut up, deeply weathered (geological organs). Moraine still heavily washed out. Where covered by younger deposits, in places intensive fossil soil preserved (large interglacial).
- 4) Günz Upper debris cover, almost nowhere in valleys deposited, but form the highest, often wide levels instead, heavily cut through with small creeks and with clay, deep geological organs. As a result of later tectonic activity lies at various heights.

The discussion, whether the future stratigraphical naming of glacial series or their remains (mostly the gravel fields in the northern foreland) should result from geological or from geomorphological aspects, is still in progress. It has been completely proven that, in the entire foreland west of the line Ingolstadt—Augsburg and east of the line Schärding am Inn — Burghausen, that is, also in northern Austria, there are many fields where the fourth last ice age does not form the highest debris cover, but instead still older, surely cold age debris, is deposited. Therefore, these ice and/or cold ages are expanded by the names "Donau" (Danube) for the fifth last and "Biber" for the sixth last glaciation

based on the geological methods of PENCK & BRÜCKNER. This is not the only reason for the usual labelling of the cold and/or ice age deposits. The following must also be mentioned:

1) The division of the Pleistocene simultaneous in ice ages (e.g. the last — Würm) and in ice age groups (e.g. the ice age groups of the deposited upper terraces in the valleys by Schaefer) obliterates a clear subdivision of the Pleistocene which must be constructed on qualitative equivalent strata division. The geomorphological state of debris fields, as well as the moraine surface, are not alone dependent on age. The degree of cutting as well as removal plus the intensity of weathering and the loss of loess or clay can strongly differentiate the physiognomy of surfaces of the same age, and all the more so the older the surfaces are.

Further to be pointed out is the stratigraphical importance of various qualitative and quantitative gravel compositions of the Pleistocene deposits in the foreland. Obviously the meltwater streams of the Alpine valley glaciers had the greatest quantitative importance. These spread out after emergence into the foreland in spite of the less resistant material of the glacial eroded terminal basin with its Tertiary strata. They passed over the lower flat floored valleys (Muldentäler) of the autochthonous foreland rivers and covered them with imbedded and selected Alpine glacial meltwater facies, made up of

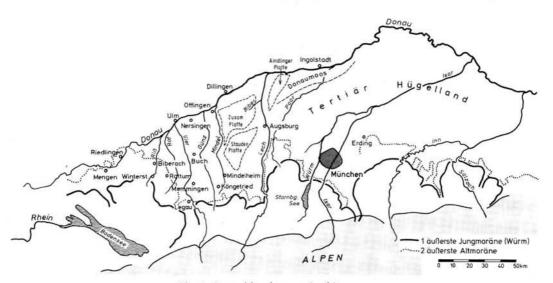


Fig. 1. Quoted local names in this paper.

river gravel which stemmed from periglacial wandering gravel-clay cover. The river gravel is to be always separated distinctly from the gravel-clay cover. More interesting is the facies change along the Danube valley, where here also the Alpine material always lie on the eastern deposits (Black Forest, Schwäbische Alb) of the one and same cold or ice age. As the latest investigations confirm (SINN, SCHEUENPFLUG, LÖSCHER) the palaeogeography of the foreland river system if of greatest importance for the Pleistocene stratigraphy, especially where palaeopedological methods leave us at a loss due to the lack of fossil soil.

These investigations were brought forth during the foreland field trip of the last conference of the DEUQUA (Stuttgart-Hohenheim 1972). Even though the occurrence of fossil soils on the surface of the recumbent facies which always shows the rubble of the

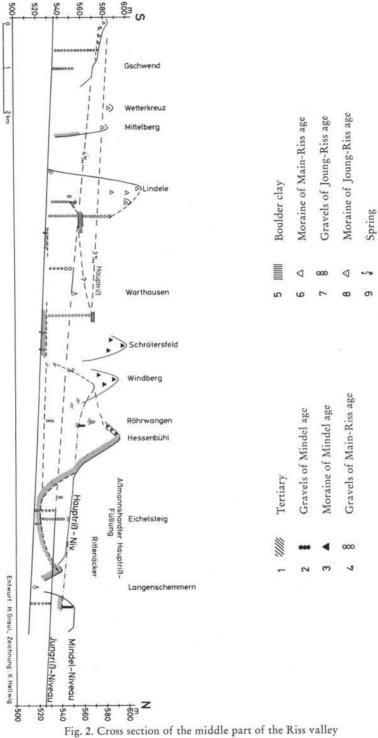
nearby drainage system, is in no way proved (in the meaning of ŠIBRAVA 1970), remains of meadow marl with determinable konchylies have been found in the debris of the higher terrace (Dillingen—Höchstädt an der Donau), in Mindel debris (Riedlingen/Danube), in the even older Bucher debris east of the Iller and in the "Donau" age material of the Staudenplatte. Since 1914, with the exception of Riedlingen (GRAUL & BRUNNACKER 1962), these konchylies have been considered to be from a cool humid or warm humid climate. This phenomenon can only be mentioned here; its final answer remains to be found. It is to be warned against extensive stratigraphical conclusions as long as the palaeobiologists haven't determined the degree and durations of resistance of the river meadow konchylies in the northern Alpine foreland during the advance of the ice. This can, in my opinion, have continued in a river meadow ectopy far into a cold age, so that a direct and absolute statement can not be made about the temperature in the long advance of Alpine glaciers and therefore also not about the Pleistocene stratigraphy based on this intermediately deposited meadow clay.

The most important occurrences of alternating rubble facies during a cold or ice age can be found in the following valleys:

- 1) The upper Danube valley as far as it falls under the influence of the Rhine glacier meltwaters on the far side of the Danube-Rhine watershed.
- The foreland rivers of the Danube as far as they spring or sprang in the foreland (foreland autochthonous valleys) and were reached by the terminal basins and their meltwaters.
- 3) Stone carried by moraine or meltwaters of the central Alps which was transported over the transfluence passes in the areas of the Lech, Loisach and Isar foreland glaciers. The basic site shows also here another composition, namely, that of the Limestone Alps with its lack of crystalline material plus Tertiary material of the foreland as opposed to the later meltwater deposited crystalline rubble. In general, the moraine of the maximum positions show the highest percentage of central Alpine material.

2. The Glacial Series of the Last Ice Age

Locus typicus for the Glacial Series of the Last Ice Age is still the profile from Lake of Starnberg (a basin scraped out by ice) to the young moraine of Leutstetten with the breaching of the Würm River and the in north adjoined main upper terrace which extends past Gauting into the Munich plain. Also this Glacial Series of the Last Ice Age can be nicely observed on the northern end of the old Iller glacier in the Memminger dry valley as well as near Winterstettenstadt on the most northerly site of the Last Ice Age Rhine glacier and also through other foreland glaciers. Frequently the main low terrace is considerably cleared away, in a funnel-shape, from the outermost moraine mound down valley (TROLL's "tumpet building" through the readvance and final retrogression of the glacier front). Deeper levels are carved into the vast fluvioglacial debris (the advance debris) of the Würm Ice Age in this cleared out area, the so called partial fields (Teilfelder), which, however, join at the level of the main low terrace down valley, so that, as a rule, further down valley they are not subdivided. Still further down, the narrow valley alluvial fans, which are deposited into one another through heavy Late Glacial carving, are to be differentiated from the partial fields, as are the Alpine rivers which empty into the Danube valley and possess very wide alluvial fans, however of the Holocene age. In this way, deciduous tree trunks, which were dredged from a depth of 4-5 meters in the Iller alluvial fan near Ulm on the Danube, were therefore first described (Graul & Groschopf 1951). Through the ever increasing gravel excavation from the Danube valley floor during the last twenty years, such large numbers of oak, beech and other trees with a length up to 12 meters and a diameter up to almost 2 meters have



been extracted so that a dendrochronological examination has promised rewarding results (see Becker). It has been proved through these discoveries that the entire Danube valley between Messkirch and Lech and in the lower valley sections of the Riss, Iller and Lech valley has no remains of the lower terrace main level, but instead that the last glacial debris, except for a few meters depth, has been cleared away and replaced by holocene debris of various ages. Meanwhile the same condition has been proved near Linz (KOHL) and in the Tullner Field on the Danube (in Piffl) over large areas. This is not only an interesting contribution to the Holocene development of many of our fluvial alluvial fans, but also it leads, lithostratigraphical and geomorphological for the quaternary in the northern strip bordering of the Danube, to the following questions:

- 1) What relationship in this respect is there to the pre-Würm age fluvioglacial debris in the Danube valley? It is possible that this debris has experienced a partical clearing away during a warm age and then a recovering?
- 2) Can cold age and warm age Danube accumulation within a debris deposit be exactly differentiated by sedementology?
- 3) Can the surface of this debris be exactly correlated with the surface of the fluvioglacial debris accumulation in the area of the foreland moraine (as has been the usual method in the past)?
- 4) As an essentially younger soil formation exists on the youngest alluvial fans and valley meadow plains, isn't it to be expected that another soil on the upper terraces in the Danube area-under the loess- another fossil soil exists as that in the southern foreland?

As is well known, the question already exists for the Last Ice Age whether there was a climate fluctuation and what qualities did it have. In general one speaks of cold fluctuations at the end of an actual forest warm age until the final disafforestation. The cold age sets in with these fluctuations, whereby a recognizable warming determined by pollenanalytical or pedological methods occured, although it is expressed as a warm fluctuation or interstadiale. Proof of such warming ages are present, but the question up to the present is not completely answered, that is, if there were warming periods which resulted in foresting, forest soil development and world wide raising of the ocean level to the approximate post glacial extent. (as Kimball & Zeuner 1946 tried to prove for the upper Rhine valley). Both here and in the Aare valley it was proved (GRAUL 1962) that the three traceable lower terraces levels below Basel completely belonged to the upper Würm/ young Würm/uppermost loess (Above Stillfried B). The decade long debate over the stratigraphical placement of the "Göttweiger" weathered horizon should be mentioned in connection with the above. One should not disregard the fact that the recumbent part of the ice age valley debris can be older than the complete stage of the maximum Würm glaciation, especially in the main terminal basins of the Alpine rim (e.g. the so called Laufener debris in the Salzach area) and also further up valley. Also to be considered is that peat can be preserved between this recumbent material and the push debris which lies above. However, these peats can only be spoken of as interstadial formations and not as those with interglacial character. Reference is made to the biostratigraphical and periglacial section.

3. The Glacial Series of the Second Last Glaciation

The interglacial between the last (Würm) and the second last glaciation (Riss) can be truly only pedologically proved through the parabrown soil under the Last Ice Age loess. Soil remains under the Last Ice Age earth flow, beyond the loess area and under the young moraine and lake clay in the ice rim basins, have the same stratigraphical importance. These are extremely rare — the best known are from Hörmating (Inn glacier),

274 Hans Graul

Kreuzpullach (Isar glacier), Federsee-Basin and the Wurzacher Basin (Rhine glacier). Each site furnishes proof that the soil remains must be from the last warm age. This is readily shown in the entire northern strip of the Alpine foreland, that is, in the Dtnube valley and its surrounding area where the young loess-covered gravel fields of the Second Last Ice Age in 8 to 14 meter levels above the valley floor as upper terraces are preserved. These gravel fields can be followed relatively with ease up valley to the terminal moraine:

a) in the Riss valley,

b) in the Danube valley near Zweifalten-Datthausen,

c) from Hitzenhofener Field near Memmingen to the terminal moraine of Legau and at other sites. Two upper terraces exist in the foreland of the Rhine glacier whereby the higher of the two can be followed to the outermost old moraine (see figure 2) and the lower to the moraine lying further within the basin (Rissegg). Here we are dealing with the complex of the young Riss stadials. Complete proof of an interglacial between the young Riss complex and the main Riss series has not yet been furnished. The stratigraphy immediately preceding the Würm age has become problematic though the latest pollenanalytical examinations in the area between the Riss and the further inward lying Würm moraine. (see Section — FRENZEL). The locus typicus of PENCK for Riss in the Riss valley from Biberach northwards can be retained, where-by in very large observation sites a phase fluctuation with two moraine deposits can be confirmed. Recognizable is a 42 meter deep fluvioglacial deposit whose base runs to the tertiary 3 meters above the present valley floor below Biberach. This is late upper glacial, as it could be only deposited with the overflow of the meltwaters of the Rhine glacier over the Rhine/Danube watershed in the northern foreland. Above this is a 4 to 6 meter thick till (Geschiebemergel) strip near Lindele, Biberach, that can be followed northward to Warthausen. This is probably the ground moraine of the furthest stand of the ice which had lain in the Riss-Lobus near Röhrwangen-Oberhöfen. A further glacial complex of a readvance stand lies above this till (Lindele terminal moraine). See figure 2 in the Biberach Guide. The glacial series (Schwaben-Erding) which lies on the east of the Munich plain and which was described and placed in the Riss Ice Age by PENCK, has been questioned by BRUNNACKER (1964). Koenig (1972) has the opinion that the stratigraphical solution at this site doesn't seem to have been found. The state of research in this area can be perused in his paper.

Also the glacial series of the Second Last Glaciation further eastward are by far not confirmed so perfectly as the locus typicus in the Riss valley. Most of all the magnificent obervation sites are missing.

The above mentioned question is difficult to answer, that is, if the Riss Ice Age melt-water deposits in the Danube area were partially cleared away again and covered by warm age debris similarly as in the post glacial. Imbedded wood lying above the ground water level is completely weathered and this weathering, which took place during the interglacial and post glacial when no loess cover was present on the higher lying lower terrace, makes it difficult to detect a different debris facies. The present loess cover is 2 to 3 times that of the post glacial. In addition almost all debris areas of the Danube valley show a definite debris facies with a strong local character which isn't absolutely warm age, but possibly late upper glacial.

4. The Glacial Series of the Third Last Glaciation

Although there are very few locations — and these of secondary importance — in the separate moraines and in the area of the terminal moraine where a discussion "Würm or Riss" can be thought of, the question concerning the stratigraphical classification of the Penck "Mindel Ice Age" is in no way settled. There are two essential conceptions for the German foreland.

- 1) The one side persists in a concept, based on the geomorphological terminology of Penck, with the distinction of lower and upper terraces and a debris cover as forms. These three geomorphological terms corresponded to the Young, Middle and Old Diluvium. (Whereby Schaefer attaches great importance to the preserving of the term "Diluvium"). That means further that the debris cover, that is, the uncovered Riedel debris therefore is and should remain Mindel and Günz Ages. Should several glacial series deposits be determined between the fields of the lower terrace and the debris cover, then we must speak of several Riss ice ages (Weidenbach since 1936 and followers in Upper Schwaben) or the Penck scheme must be utilized through additional names (e.g. Beck in Switzerland 1932 with "Kander" and "Glütsch" Ice Ages which he however gave up in 1937 and Schaefer since 1965 with "Paar" instead of the earlier "Riss I" or "Old Riss" Ice Age.)
- 2) The other side persists in a concept based on the geological-stratigraphical terminology of Penck with the naming of the last ice age as Würm, the second last as Riss, the third last as Mindel and the fourth last as Günz. The author has subscribed to this conception for the past 12 years. The following determinations were decisive for him as well as many other authors.
- a) The international nomenclature of the ice ages after Penck should not be over-thrown through further refinement of the stratigraphy in relative small areas (local effect).
- b) In glaciation areas with a large scale physiography, for example in North America, there are not many total deglaciations to be found, that is, true interglacial with deciduous foresting and corresponding soil development and with simultaneous raising of the ocean level to approximately the present height, so that we can not make do with the terms Würm to Günz for the last four great glaciations.
- c) Moreover, more than four foreland glaciations can not be determined in the Rhine glacier foreland nor in any other foreland glacier, much less in North Germany, that is, there are presently only definite moraines for four glaciations. Their stratigraphical independence are proven most positively by the vast fossil weather horizon or "Schieferkohlen" both through deciduous forest pollen. All other "evidence", such as the strata discordance in moraine areas or the various base heights of the fluvioglacial debris fields can be explained mostly by local morphogenetic phenomena within the one and the same glaciation. That means that categorically justified suspicion exists only when, in the event the weather horizon or Schieferkohle is missing, the following facts are to be observed:
- 1) Instead of weathering, polished and scarred conglomerate surfaces are under the till (e.g., Schaedel 1961 near Binsenstock in the Riedlinger Basin and Sinn 1972 near Hinterschmalholz (10 km SSE Ottobeuren). This is proof of the formation of a interglacial conglomerate and glacial polishing.
- 2) Depositing of pleistocene conglomerate rubble or drift material in the beds of a glacial series points to a preceding glaciations in the foreland (e.g., the conglomerate boulders in the Riss advance debris outside Biberach see GRAUL 1952).
- 3) A perfect debris cover complex which shows a minimum age of the mostly fluvioglacial substrata in the recumbent material based on the fossil weather level (e.g., the cover strata in the bricks works of Offingen in the Mindel valley which proves "at least the third last glaciation" for the age of the recumbent debris — Leger 1970, 1972).
- 4) The only geomorphological proof for a form of a true interglacial in the area we are dealing with is a general height difference of at least 5 meters in the heaped up base through the entire Danube valley, height differences over short stretches can originate from local causes, such as a severe shortening of the river bed, etc. It is well known that

276 Hans Graul

the convergence of the various debris accumulations of the Pleistocene is so large at the junction of the Alpine discharge into the Danube valley and their enlargements (Donauried, Donaumoos, Dungau among others) that misunderstanding and confusing are very common through the back and forth oscillation of the subsequently cleared out soils of the Danube valley during the joining of the debris remains. That is why distinct deeper debris bases are necessary in order to classify accumulations of two different ice ages.

When one considers the correlation of the Rocky Mountain glaciation phenomena with those of the Alps (RICHMOND 1970) the following should be briefly mentioned:

The Pinedale/Bull Lake soil on the upper Bull Lake moraine has a date of approximately 70,000 years from the present based on the Ryolith overflow in the recumbent material of this moraine.

Our development in the Last Interglacial or the Second Last Glaciation must be older. All quoted datings of the Schieferkohlen — with a great uncertainty of this method — only furnished an age of at least this time period.

It is therefore completely hypothetical to parallel the upper Bull Lake glaciation dated at 70,000 years with our main Riss (locus typicus — Biberach). Based on this we have only one interglacial — the Riss/Würm with Zeifen Schieferkohle as the locus typicus in the German foreland. Therefore, through such a correlation (RICHMOND 1970) one can not successfully place the lower Bull Lake glaciation (130,000—70,000 year ago) in the same age as a Riss I (Weidenbach 1936—1940 or Bourdier 1962) or Old Riss Graul 1952) or Paar glaciation (see Schaefer since 1965). Following Pencks geological-stratigraphical naming, Richmond could have also paralleled the lower Bull Lake moraine with Mindel. But he was thwarted by the young absolute age and the discrepancy in the Illinois (see his figure 6). Therefore, the correlation of Quaternary stratigraphy of the Rocky Mountains with the Alps is still open.

In conclusion is to be mentioned that we have young Riss formations in the German foreland (GRAUL 1952, 1962; EICHLER 1970) but no interglacial can be proven between them and the main Riss. The young Riss formations are, therefore, considered to be late stadials of the Riss glaciation. The young Riss formations do not lie so unfavourably, that a fossil weathering couldn't have been preserved between them. But up to the present none have been found.

As we don't know the absolute age of the Riss or Mindel in the Alpine area, we must pursue a relative stratigraphical dating. All the deposits and/or glacial series of the foreland, which up to now have been designated as Old Riss based on the example of GRAUL (1952), can be unconditionally compared with those deposits designated as Mindel by the ice age researchers in Salzburg (WEINBERGER) and in upper Austria (KOHL). The same prevails for the gravels and moraines in Mindelheim County, which Schaefer assigns to a Paar ice age. They are still well preserved through the entire Mindel valley: in the lowest section near Offingen, then Tannhausen-Kirchheim-Spoeck-St. Katharina and St. Georg near Mindelheim and then past the completely preserved debris cover (there can be positively no thought of a type of "upper terrace" from Mindelheim on) between Auerbach valley in the west and Westernach valley in the east passed Köngetried to the outermost terminal moraine of the Iller glacier in the Holzer Forest. This terminal moraine contact is considered proven by Schaefer (1965), as well as by Sinn (1972). The deposits at the Mindel valley junction with the Danube valley were proved to be from the third last ice age by Löscher (1972) based on the series of fluvioglacial gravel fields and Leger (1970) based on the cover stratum in the Offingen brick works. It is, therefore, more than suggested that these facts for the so called Mindel Ice Age from PENCK be accepted and these occurences in the Mindel valley be considered loci typici for Mindel. The name should consequently also be retained.

A succession of four ice age deposit series in the area of the Isar foreland glacier, each divided by an intensive weathering, has been made known, lithographical and pedological, by Kraus (1966). The glacial deposits of the third last ice age have also been designated by Kraus as Mindel. The deeper level of this moraine, which has an older moraine under it, gives interesting hints of the morphogenetics of the Munich plain. However, this area can not be taken as locus typicus. Only detached sections of the glacial series of the Mindel Ice Age are preserved here, as well as in other areas.

5. The Glacial Series of the Fourth Last Glaciation

The foreland glaciation of the Fourth Last Ice Age is also at other sites other than south of Munich proven by moraine, which must be older than the series of the Third Last Glaciation (Mindel) based on lithostratigraphical and pedostratigraphical grounds. Complete glacial series, as far as I know, have not been observed. Other than in the Salzach foreland glacier (Eichler and Sinn), these preceding oldest moraines lie buried under younger old moraine of the further northward reaching glaciation. Thus, older moraines with an intense weathering under above lying Mindel moraine is known of: e.g., near Hof Riedwangen/Rottum in the eastern Rhine glacier foreland. Further northward, these moraines also cover further fluvioglacial debris, which must be likewise considered as part of the glacial series of the fourth last glaciation due to their height on the tertiary and by the remains of a fossil surface weathering.

Examples can be found near Hattenburg and zum Stein in the area of the northern Rhine glacier (Graul 1968) or near Binsenstock, Riedlingen with polished and scarred conglomerate surfaces (Schädel 1961). The last occurences lie in the Danube drainage system, but possess typical Rhine glacier debris composition, so that it could have only been transported over the European watershed into the Danube area by ice. The structure of this formation through deep weathering in the Iller glacier foreland must be also kept separate from the younger old moraines (described by SINN 1972 near Hinterschmalholz). A locus typicus for the Günz Ice Age cannot be spoken of, in that the glacial series is, in all cases, only partially preserved. However, the debris of the fourth last glaciation is abundantly present in the upper section of both Günz valleys, so that no serious reason exists for changing the names.

6. Pre-Günz Ice Age Deposits with Ice Age Character

Peculiarly, there is pre-Günz ice age gravel deposits only east of the Salzach, that is, in Austria or west of the Lech. These deposits must be spoken of as cold age and even as fluvioglacial formations due to their overall structure, that is, distant material with evidence of syngenetical large grain permafrost soil. Similar moraine, which EBERL (1930) described, could not be hitherto confirmed. Nevertheless, there exist no reason for not speaking of those higher debris plains as at least Danube cold age. The conviction is universal, however, that there was foreland glaciation during that time. The name is not strictly bound to a locus typicus by EBERL, apart from the fact this old debris in the Zusam plain between the Mindel and the Lech valleys is broken off at a steep bank of the Danube valley. However, the name finds support later through the fact that the Zusam plain without doubt contains debris with a typical Danube facies (Alb limestone, Black Forest crystalline material and red sandstone) at the base of the accumulation. (Scheuen-pelug 1970 and Löscher 1973). This debris must be also considered to be from a cold age because of its large colorful distant material facies, for it differs basically from the selected Pliocene Danube debris, which remains north of the present Danube course.

278 Hans Graul

The division of the Danube age gravel plains from those of the Günz Age, which was first carried out by EBERL, has been again placed in question by SINN's antithesis 1972, in which he has constructed the longitudial profile of the S—N running meltwater deposits in Bavarian-Schwaben in the sense of PENCK, and also in which he has not accepted EBERL's cleared area structure in the longitudal furrow of Memmingen-Türkheim. However, the large weathered horizon west of the Iller on the highest debris cover with its lack of crystalline material, has been proved to be not only under Mindel deposits, but also under Günz deposits. (Near Hattenburg on both sides of the valley — GRAUL 1968, and the high ground north of Biberach — Eichler 1970).

7. The Oldest Large Grain Sedident of Cold Climate Origin

Schaefer gave a hysometrical even higher group of debris the new name of "Biber" cold age within his coldest "Diluvium", which was supposed to be pre-Pleistocene. Correct is, that the debris both in the Stufenberg (578 meters), which rises approximately 80 meters above the Zusam plain and in the highest "Schotterriedel" watershed in the Aindlingen terrace steps between Leck and Ingolstädter Donaumoos must be older than Danube age and cold age. There is also a tertiary gravel debris in a high lying summit (Kastlberg) east of the Paar, which can be pedrologically well separated. Abele & Stephan (1953) have compared this debris with that of the Staufenberg and the upper debris of Aindling.

Conclusion: The lithostratigraphical and pedostratigraphical methods, together with those of geomorphology, have furnished an important contribution to the ice age research in the relative small area which has been dealt with. However, an overintensive use of these methods will without doubt lead to confusion. The local character of some phenomena (e.g. debris-terrace sequence) can lead researchers to misinterpretation through the belief in the overall importance of the work area. They are then to be pitied when universal stratigraphical conclusions are drawn based on local pecularities. As absolute dating can not be counting on for a long time, relative dating must be expanded in every way. That is why we especially welcome the examination of the uncovered peat in the old moraine areas (see the contribution by FRENZEL) and the search for fossil peat horizons which have been systematically begun. As is well known, evidence thereof is especially the porous deposits of the pleistocene, the fluvioglacial debris and the gravel moraine under the true soil horizon with varied diagenetic changes by the activity of the water loss, which we can sum up as deep weathering. Fezer (1968) undertook a successful attempt to project the intensity of these occurrences after the elimination of climate variance and petrovariance during the duration of the influence, which he succeeded in doing in the area we are here dealing with. The aplication of these methods for a stratigraphical division is most certain, of course, in a petrographical uniform area. Relative dating of relict as well as fossil soils has also been attempted palaeopedologically, whereby especially the methodical endeavourments of METZGER (1968) in the Heidelberg Geomorphology Laboratory is to be mentioned. As these methods also prove not only four divisions of the ice ages, but, in addition, that pre-Günz relict soils on pre-Günz gravel fields exist, the diagram should, in conclusion, illustrate: the pre-Guenz age deposits show a substantial intensitivety of the weathering in opposition to the younger formations, which can only be understood as a accumulation of the weathering process through a still longer period of its influence on the surface. Moreover, this accumulation effectiveness of the weathering on the surface can be ascertained also with older fossil soils.

Literature

a) New works containing the research history of the individual sections of the German Alpine foreland.

Brunnacker, K.: Quartär, in Erläuterungen z. Geolog. Karte von Bayern 1:500 000, München, 2. Aufl. 1964.

EICHLER, H.: Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Riß und oberer Rottum. — Heidelberger georg. Arb. H. 30, 1970.

GRAUL, H.: Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet, August 1968.
— Heidelberger geogr. Arb., 20, 1968.

Könio, W.: Die Altmoränen und Altschottergebiete des pleistozänen Innvorlandgletschers. — Manuskr. Geogr. Inst. Univ. Heidelberg 1972.

LÖSCHER, M.: Die präwürmzeitlichen Ablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde. Wien u. Leipzig 1901—09.

RICHMOND, G. M.: Comparison of the Quaternary Stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains.

— Quat. Res. Vol. 1. No. 1. 1970.

Schaefer, I: Die donaueiszeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. — Geolog. Bavar., 19, München 1953.

SINN, P.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürms im südlichen Illergletschervorland. — Heidelberger geogr. Arb., 38, 1972.

Troll, K.: Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. — Forsch. z. Dt. Landes- u. Volkskunde. 23. 1924.

b) Quoted literature

ABELE, W. & STEPHAN, W.: Zur Verbreitung des Quartärs am Südostrand des Ingolstädter Bekkens. — Geolog. Bavar., 19, München 1953.

BECK, P.: Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie. — Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Thun 1932.

BOURDIER, F.: Le Bassin du Rhône au Quaternaire. — Vol. 2, Paris 1962.

Brunnacker, K.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Ismaning-7736. München 1964.

EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördl. Alpenvorland. Augsburg 1930.

EICHLER, H. & SINN, P.: Zur Gliederung der Altmoränen im westl. Salzachgletschervorland. — Geolog. Bavar. München (im Druck).

Fezer, F.: Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter. — Heidelberger geogr. Arb., 24, 1969.

Graul, H.: Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 2, 1952.

Graul, H. & Brunnacker, K.: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. — Peterm. Mitt., 106. Gotha 1962.

Graul, H. & Groschoff, P.: Geologische und morphologische Betrachtungen zum Iller-Schwemmkegel bei Ulm. — 5. Bericht d. Naturf. Ges. Augsburg 1952.

Jerz, H.: Zur Stratigraphie des Jungquartärs im nördlichen Alpenvorland nach ¹⁴C-Datierungen.

— Geolog. Bavar., **63**, München 1970.

KIMBALL, D. & ZEUNER, E. F.: The terraces of the Upper Rhine and the age of the Magdalenian.

— Univ. of London, Inst. of Arch. 1946.

Kohl, H.: Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsohle bei Linz. — Naturk. Jb. d. Stadt Linz 1968.

Kohl, H. & Weinberger, L.: Pleistocen glaciation and deposits at the northern margin of the Austrian Alps. — Univ. of Colorado Studie, Earth Science. Sec. 7, 1968.

Kraus, E.: Ein erstes zusammenhängendes Pleistozän-Profil im Süden von München. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, 1964.

Leger, M.: Paléosols Quaternaires d'l'Avant-Pays an Nord des Alpes. — Bull. de l'Assoc. franc. pour l'Etude du Quaternaire, 2—3, S. 167 f., 1970.

METZGER, K.: Physikalisch-chemische Untersuchungen an fossilen und relikten Böden im Nordgebiet des alten Rheingletschers. — Heidelberg. geogr. Arb., 19, 1968.

PIFFL, L.: Zur Gliederung des Tullner Feldes. — Anm. d. Naturhist. Mus. Wien, 75, 1971.

SCHÄDEL, K., WEIDENBACH, F. & WERNER, J.: Exkursion in das Pleistozän von Oberschwaben. — Arb. a. d. Geolog. Paläont. Inst. d. Techn. Hochsch. Stuttgart, 30, 1961.

SCHÄDEL, K. & WERNER, J.: Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 14, 1963. Schaefer, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. Augsburg 1940.

- Untergrund und Formenschatz des Landkreises Mindelheim. Der Landkreis Mindelheim 1968.
 The succession of fluvioglacial deposits in the northern Alpine foreland, Univ. of Colorado Stud. Ser. in Earth Sciences 7, 1968.
- Scheuenpflug, L.: Weißjurablöcke und -gerölle der Alb in pleistozänen Schottern der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). Geolog. Bavar., 63. München 1970.
- ŠIBRAVA, V.: Stellung der Tschechoslowakei im Korrelierungssystem des Pleistozäns in Europa. Anthropozoikum, 8 1972.
- Troll, K.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen. Forsch. z. dt. Landes- u. Volksk., 26, 1926.
- WEIDENBACH, F.: Geologische Spezialkarte von Württemberg und die Erläuterungen dazu. Bl. Waldsee 1936, Biberach 1937, Ochsenhausen 1940.

Manuscript received March 19, 1973.

Address of the author: Prof. Dr. H. Graul, Geographisches Institut, 69 Heidelberg, Universitätsplatz.

2. Some Remarks on the Pleistocene Vegetation

by BURKHARD FRENZEL, Stuttgart-Hohenheim

With 1 figure

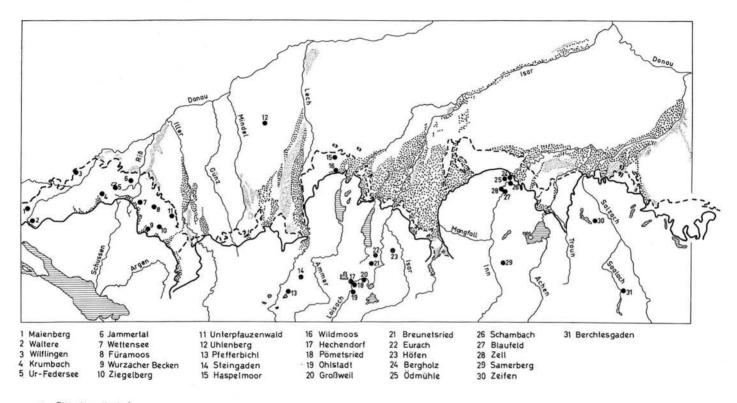
1. Introduction

In contrast to the wealth of geological and geomorphological investigations which have been published since the days of PENCK & BRÜCKNER, botanical studies have only little contributed to a well founded understanding of the Pleistocene as regards the German part of the foreland of the Alp Mts. Moreover it must be regretted that paleobotanical investigations in the area studied in general only followed geological work without having special botanical aims of their own. Only during the last years this picture seems to have changed a little. This bad starting point is the reason why here only the main lines of vegetation history can be cautiously traced.

The most essential localities yielding material for an understanding of interglacial or interstadial vegetation history are shown in fig. 1. It is striking to see that more than 50 % of them are to be found within the area of the last glaciation. This means that their geomorphological situation does not help in evaluating their stratigraphical position. This is the reason why we don't know exactly the stratigraphical equivalent of the Eemian interglacial of Northern Germany. As to the older warmperiods the situation is still worse.

2. The Problem of the Riss/Würm Warmperiod

There, where closed basins have been investigated, lying between the end moraines of the main Riss glaciation on the one hand and those of the Würm glaciation on the other, e.g. in basins the geomorphological position of which raises no doubt as to their age, in no instance exact equivalents of the Eemian interglacial could be found as far as the development of vegetation is considered. This is striking since the postglacial vegetation history of Southern Germany in many respects resembled that of other comparable regions of Central Europe. From this it follows that one can hardly believe that the evolution of vegetation in Southern Germany followed during the last interglacial other principles than in Northern or Central Germany. The investigations just mentioned were done by GÖTTLICH & WERNER (1968 a) in the northeastern part of former Rhine glacier (Stockach and Meßkirch area: Maienberg and Waltere); by ourselves (unpublished) near Wilflingen to the west of Riedlingen on the river Danube, near Krumbach (to the west of Federsee), in the Jammertal (to the west of Biberach), in Füramoos (southsoutheast of Biberach), and in Wildmoos (to the west of Fürstenfeldbruck). In each case the basal moraine lying beneath the layers with plant remains was observed in the bore holes. In the Wildmoos and Füramoos, near Stockach-Meßkirch, at Wilflingen and Krumbach the following situation could be observed in basins which are till nowadays covered by bog vegetation: On top of an older drift and lacustrine clays, and covered by periglacial hill slope sediments organic layers of sometimes several meters thickness are found, the pollenflora of which is characterized by Pinus und Picea, sometimes accompanied by other tree species. In general Abies, Fagus, Quercus, Tilia, Ulmus, and Carpinus were nearly lacking or they appeared only within the first part of this warm period in quantities which



- Sites investigated
- end moraines of Würmian age
- outwash plains and aggradation terraces of the socalled Niederterrasse (Würmian age)
- end moraines of older glacial advances
- outwash plains and aggradation terraces of the socalled Hochterrasse (Rissian age)

Figure 1. Geomorphological situation of the sites discussed in this paper.

changed strongly. The great amount of Corylus seems to show that the forest cover was not closed. Lateron the coniferous forests became still more open in consequence of increasing severity of climate. At Maienberg and Waltere the organic sediments could be ¹⁴C-dated, yielding indefinite ages of more than 42 900 or 41 500 years before present (b.p.), and more than 24 700 or 23 300 b.p. respectively (Göttlich & Werner 1968). Since the organic sediments discussed are not overlain by interglacial layers and since these sediments were found in basins which up till now are still existing so that an erosional removal of formerly existing interglacial sediments can be ruled out, the organic sediments just mentioned must have been formed after the last classical interglacial period, i.e. after the Eemian interglacial. But still another point of interest exists: Beneath the sediments under consideration an older drift always follows. Since the sites of investigation are alle situated between the end moraines of Rissian and Würmian glaciation respectively this older drift must be of Rissian age. From this it follows that the Rissian glaciation was younger than the Eemian interglacial of Northern Germany. Against this conclusion the following arguments must be raised:

- a) Those aggradation terraces, which are connected with end moraines of Rissian age, are in general covered by a fossil forest soil (Braunerde or Parabraunerde). This soil is strongly altered by cryoturbation and is covered by loess layers.
- b) The area of Rissian drift is nearly completely lacking in lakes. From this only very rare exceptions do exist. This means that the Rissian drift, there where it forms the land surface, belongs to the geomorphological type of old, weathered moraines.

To the validity of these arguments the following objections must be taken into consideration:

- a) It should be argued that a pine-spruce forest which seems to have lasted for an appreciably long time, should have thrived on a forest soil of Braunerde or Parabraunerde types.
- b) Already WEIDENBACH in 1936 has pointed out that the area of Rissian drift in the vicinity of Biberach on the river Riss resembles strongly the landscape of the last glaciation. Moreover during our own investigations it could be shown that the Jammertal and Wettensee basins still during late glacial or even late postglacial times were covered by lakes. If these observations hold true for other comparable basins of the former Rhine and Ammersee glaciers, too, it must be concluded that these regions up till very recent times resembled strongly the type of young moraines, though they were already altered by weathering and downslope movements as compared with the area of maximal Würm glaciation.

In my opinion the warm period between the Rissian and the Würmian glaciations respectively should be regarded as "Füramoos warmperiod" without synchronizing it with the Eemian interglacial.

Within the area of Rissian drift of the socalled Ammersee glacier to the northwest of Fürstenfeldbruck the Haspelmoor is situated in a comparable geomorphological situation like that of Jammertal in the area of former Rhine glacier. Paul & Ruoff stressed in 1932 that the basin of the Haspelmoor was formed by drowning a Rissian age valley by outwash sediments of Würmian age being derived from the end moraines of Fürstenfeldbruck—Jesenwang. Since early postglacial bog sediments were still inundated during the Boreal period of postglacial times, the outwash sediments just mentioned are held to have been accumulated up to this time. During our own investigations in the Haspelmoor under 5,5 m of peat 6,5 m of lacustrine clays, rich in shells, could be found without reaching the basal moraine or gravel layers. Moreover the accumulation of the outwash plain of Jesenwang must have ended at the latest when the glacier front retreated from the Ebersberger

end moraine ridge, that is to say at the very beginning of the glacier's retreat. From this it follows that the explanation given by PAUL & RUOFF can't be held any longer. On the contrary it must be stressed that here, too, an old and deep lake existed up to postglacial times. Since in the vicinity of the Haspelmoor the socalled Wildmoos was covered by a lake, too, up to the end of preboreal times of the early postglacial, it must be admitted that the area of Rissian drift within this part of former Ammersee glacier resembled more the conditions of young than those of older moraines.

3. The Question as to the Eemian Warmperiod

That wat has been stressed hitherto as to the character and age of the Füramoos warmperiod does not necessarily mean that in Southern Germany sediments of Eemian age are completely lacking. On the contrary Jung, Beug & Dehm (1972) have described at Zeifen, 7,75 km to the west of Laufen on the river Salzach, sediments of a very interesting warm period. Here the warm period lacustrine layers are situated within a 6 m deep basin, being deepened into gravels and being capped by younger gravels. The younger gravels are looked upon as equivalents of the socalled "Laufenschotter", though the base of Laufenschotter at its type section, only 7 km apart, is to be found 30 m deeper. According to the character of the evolution of the interglacial vegetation, the remains of which could be detected in the lacustrine clays and marls, these sediments are held to be of Eemian age, thus enabling the authors to date the older gravel as belonging to the Rissian glaciation since the Rissian and the Saalian glaciations be equivalents. But it must be stressed that this hypotheses cannot be proved by geological facts. According to the micro and megafossils the evolution of interglacial vegetation here followed several steps:

- a) period without forests;
- b) pine-birch period;
- c) pine-birch-elm period;
- d) oak-elm-esh period;
- e) hazel-mixed oak forest period;
- f) hazel-mixed oak forest-spruce period;
- g) Taxus period;
- h) hazel-mixed oak forest-Taxus period;
- i) spruce period;
- k) hornbeam period;
- 1) fir-hornbeam period.

It must be admitted that this trend in the evolution strongly resembled that of the Eemian period in Northern Germany, with the exception of the linden period (Tilia) which is lacking at Zeifen. So the authors seem to be right in regarding the warm period of Zeifen as equivalent of the Eemian. But from this it cannot be concluded that the Riß/Würm warmperiod of Southern Germany was of the same age like that of the Eemian since this synchronization can neither be shown by geomorphological nor by geological evidence. Moreover it must be admitted that the character of the warm period just described and that of the Füramoos warmperiod are not comparable with oneanother. So one may argue that the Zeifen warmperiod was indeed the equivalent of the Eemian interglacial, but the stratigraphic position of this warm period within the pleistocene of Southern Germany is still open to debate.

This being so I prefer to call the warm period of Zeifen only the "Zeifen warmperiod" but not Eemian interglacial. Perhaps further arguments in favour of a better understanding of the real age of the "Zeifen warmperiod" may result from investigations which are now being done by GRÜGER on sediments of a warm period in the Samerberg (near

Nußdorf on the river Inn), and by BEUG on sediments of Eurach (to the north of Penzberg). But unfortunately these two locations, the age of which seems to be the same (BEUG & GRÜGER, papers during DEUQUA-session, 1972) are only situated within the area of the last glaciation. The same holds true for sediments near Berchtesgaden, described by GANSS (1953).

4. The Problem of the socalled Schieferkohlen

Within the formerly glaciated area to the north of the Alp Mts. heavily pressed peat layers can be found at several localities. They are called Schieferkohlen. Several papers discuss the age of these coal layers, most of all that of Schambach on the river Inn. There micro- and macrofossils of beech (Fagus) were found by several authors (FRITZ 1970). In Central Europe beech seems to have disappeared at the end of the first warm periods of the pleistocene (on the beech problem see Frenzel 1968). This being so the strong amount of beech pollen in the "interglacial" coal layers of Schambach (according to FIRBAS up to 60 % of the arboreal pollen sum) was striking. During our own geological investigations (drilling) on the Schambach section (unpublished) it could be shown that the coal layers of Schambach are situated at the very base of a huge earth slide, caused by lateral erosion of the river Inn. As has been observed earlier, the coal layer of Schambach is strongly disrupted. In one place where the organic sediments had a thickness of 140 cm the pollen flora showed to be of iron or Roman ages. This is corroborated by two 14C-datings: 2160 ± 110 years b.p. (Hv 4842; 515 cm); 4830 ± 190 b.p. (Hv 4843; 585 cm). So the Schieferkohlen of Schambach on the river Inn can no longer be held to be of interglacial age. On the contrary they were formed during postglacial times within a small bog which was fossilisated by an earth slide some 2000 years ago. Comparable to the situation of the Schambach Schieferkohlen, roughly at about the niveau of the river Inn to the north of Wasserburg at several other places Schieferkohlen can be found, too. These coals are much stiffer than those of Schambach. According to their vegetation history the Schieferkohlen mentioned can be divided into two types. There are those which were formed in a pinespruce or spruce-pine forest (Zell, according to oral communication by O. Fränzle, and Bergholz), and those of a forest-less cold climate (coals of Blaufeld and of Ödmühle; the latter some 42 m above the river Inn; JOCHIMSEN & FRENZEL, unpublished). FRÄNZLE (in litt.) has shown that the coal layers of Zell have an age of 57 000 \pm 900 b.p. (GrN-4742)

and of 65 400 $^+$ 3500 b.p. (GrN-4104). Of course none of these organic layers can be looked upon as being an indication of interglacial climate. Moreover it is open to debate, whether or not both types of vegetation (coniferous forest and open vegetation) belonged to one interstadial period only, nor is it clear whether similar vegetation types were indeed formed simultaneously. This scepticism is strengthened by the fact that in Blaufeld in a situation, the real stratigraphic position of which is questionable (but in all probability above the coal layer) a well preserved molar of *Mammontheus trogontherii-primigenius* was found (determination by K. D. ADAM). Perhaps this shows that the coal layer of the Blaufeld is much older than it was hitherto thought. Besides the coal layers just mentioned those of Großweil, Ohlstadt, and Hechendorf in the vicinity of Murnau and those of Pfefferbichl near Füssen are thought to be of Riss-Würmian age, the beginning of the last glaciation included (REICH 1953; FILZER 1967). This dating is based on palynological work done by REICH on the Großweil Schieferkohlen. Here the succession of vegetation types (from oldest to youngest) is as follows:

- h) spruce pine pollen assemblage;
- g) pine with spruce pollen assemblage;
- f) spruce-pine pollen assemblage;

- e) pine with spruce pollen assemblage;
- d) spruce pollen assemblage;
- c) spruce-fir pollen assemblage;
- b) spruce-alder-hornbeam pollen assemblage;
- a) spruce-hazel-mixed oak forest pollen assemblage.

The spruce-hazel-mixed oak forest pollen assemblage is held to be the equivalent of the mixed oak forest-hazel period and of the linden period (Tilia) of Eemian time, whereas the spruce-alder-hornbeam pollen assemblage is thought to be synchroneous with the hornbeam phase of the Eemian. Some 14C-datings, lateron done on material of the last two spruce-pine pollen assemblages at Großweil seemed to corroborate this view (Gross 1960: assemblage f: 59 000 b.p.; assemblage h: more than 50 000 b.p.). From this it follows that the organic sediments of the surroundings of Murnau should be the equivalents of the Zeifen warmperiod. But the vegetation types and their mode of evolution were in the two areas compared quite different from oneanother. BEUG (in JUNG, BEUG & DEHM, 1972) feels that this might be the effect of the coals of the Murnau area lying roughly 200 m higher than those of Zeifen. This difference might have been strengthened by the situation of former sediment accumulation: Near Murnau Picea is held to have colonized the bogs, thus contributing much to their pollenflora, whereas in the former lake of Zeifen this could not happen. In favour of the contemporaneity of the two coal areas discussed according to BEUG speaks the fact that in both regions at comparable phases of the vegetation's history Taxus was of great importance, as new pollen counts in the coal layers of Großweil have shown. It may be that BEUG is right, but the age problem of the coals of Großweil and that of the adjacent places is obscured by the fact that only one profile of the Großweil coals shows the beginning of the warm period, these layers being strongly pressed (only 20 to 25 cm). All the other pollen profiles of this region only depict the end of the warm period. We have begun investigations on the vegetation history of the warm period sediments of Großweil but the results are still too meager to be discussed here (PESCHKE, unpublished). So I think it would be best to speak of this warm period as of the "Großweil warmperiod" without synchronizing it too early with other warm periods.

According to Reich (1953) and Filzer (1967) the coal layers of Pfefferbichl near Füssen are held to be synchroneous with those of the surroundings of Murnau. Brunnacker (1962) described the geological setting of the Pfefferbichl quarry and coal pit as follows: A basal moraine is covered by lacustrine clays which may reach a thickness of up to 25 m. On top of the clays Schieferkohlen follow (about 4—5 m), which are capped by a periglacial gravel. This gravel is overlain by very compact cemented gravels, on the surface and in fissures of which remains of a fossil forest soil can sometimes be observed. This fact, hitherto unknown to Brunnacker, was first observed by Jerz. Lateron J. Schröppel and I could make comparable observations. Some time later the cemented gravel and the fossil soil were capped by the youngest moraine. On this new drift, which contains remnants of the destroyed fossil soil the Parabraunerde of today is developed. After having gathered a huge quantity of coal seam, fossil wood and firmly pressed peat Vodičkova (pollenanalyses) and Buchloh (bryoflora) could check the older investigations on the Pfefferbichl Schieferkohle. Now we can trace the vegetation history (from oldest to youngest) in the following steps:

- 6) Pinus-Picea-Betula pollen assemblage;
- 5) Abies-Picea pollen assemblage;
- 4) Picea-Abies-Carpinus pollen assemblage, with Buxus, Ilex, Vitis, Juglans, Carya, Hedera, Quercus, Ulmus, Tilia, and in general with Fagus, too;

- Picea-Abies pollen assemblage; thermophilous deciduous tree species are nearly lacking;
- 2) Corylus pollen assemblage, with much Picea, together with Ulmus, Quercus and Tilia, and with only small amounts of Abies and Fagus;
- Picea-Ulmus-Tilia pollen assemblage, rich in Corylus; small amounts of Abies and Fagus.

The vegetation's history here is striking in respect to its strong influence of thermophilous tree species during the time of the Picea-Abies-Carpinus pollen assemblage. Another point of interest are the Abies-Picea and Picea-Abies pollen assemblages bracketing the time, when Carpinus was able to spread, together with quite a lot of other thermophilous species. It must be stressed that these peculiarities in the evolution of vegetation can no longer be compared with the interglacial history of vegetation at Zeifen. Whether or not a comparison with the Großweil warmperiod is warranted, cannot be answered in view of the bad representation of the first steps of the Großweil warmperiod. But it is possible to synchronize the warm period sediments of Pfefferbichl with those that were described by GERMAN, FILZER, DEHM, FREUDE, JUNG & WITT (1968) at the southwestern rim of Wurzacher Becken at a depth of 95,0 to 94,7 m. There, too, Abies and Picea were strongly represented during the second half of a warm period, before Carpinus spread. Comparable to the situation of Pfefferbichl fir had in the Wurzacher Becken immigrated very early, i.e. early during the phase of spruce and mixed oak forests which were rich in hazel. By these characteristics the two warm period layers can be synchronized with oneanother. I should like to name the corresponding warm period the "Pfefferbichl warmperiod". It is noteworth to state that it was of different age as compared with the Zeifen warmperiod.

According to German et al. (1968) the interglacial sediments of the Wurzacher Becken are held to be the equivalents of the Eemian interglacial. But here several discrepancies must be taken into consideration: First the Zeifen warmperiod may be correlated with the Eemian interglacial, as has been already shown; but the Pfefferbichl and the Zeifen warmperiods do not resemble eachother. Moreover the coal layers of Pfefferbichl are not only divided from the recent soil by cold climate sediments (periglacial gravels and moraine) but by a strongly developed forest soil, too (Braunlehm-type). So it must be admitted that the Pfefferbichl warmperiod is older than the Eemian interglacial. On the other hand there do exist floristical and vegetational affinities to the Holsteinian interglacial of Northern Germany.

At several localities in the environments of Penzberg pleistocene coal layers can be observed, too, outcropping in gravel pits (e.g. Höfen and Breinetsried, STEPHAN 1970). They reach a thickness of some 20 to 30 cm and are covered and underlain by outwash sediments. Since the organic sediments of Höfen are situated on a nearly horizontal fossil land-surface some 35 m above the bottom of the recent Wolfratshausener Becken, it must be concluded that the topography during the formation of this fossil peat layer differed strongly from that of today. As to the original topography of the coal layers of Breinetsried nothing is known, because the coals and the thick gravel layers containing them were lateron faulted and dipped (perhaps glacier activity?). The former bog of Höfen developed at 66 400 ± 2000 b.p. to 69 300 ± 2000 b.p. respectively within a forest community dominated by pine and spruce. Fir and larch were always present, but only in very small amounts. At the very beginning of the peat accumulation Quercus, Ulmus, Carpinus, and Corylus seem to have been present nearby as scattered trees, too. In contrast to this the bog of Breinetsried was formed at 46 1000 ± 900 b.p. to 49 400 ± 900 b.p. (Grootes, in litt.), and 42 570 ± 1160 b.p., 42 170 ± 1400 b.p. (Vogel & Waterbolk, 1972) within an open

woodland of pine with scattered spruce and birch. Thermophilous tree species were lacking (Peschke, unpublished). The much younger datings for this coal layer given earlier by Stephan (1970) must now be corrected. It is noteworthy that the two coal layers discussed, which differed in their ages as well as in their floristical composition, were bracketed by phases during which very thick layers of outwash sediments were accumulated. Does this mean that here we have to deal with glacier advances before 69 300 \pm 2000 and between 66 400 \pm 2000 and 49 400 \pm 900 respectively? Whether or not these fossil peat bogs can be connected with the "interstadial" sediments of Steingaden (Höfle 1969) or those of Pömetsried (Reich 1953; Peschke, unpublished) or even those of the surroundings of Wasserburg discussed earlier, cannot be answered.

5. Older Pleistocene Warm Periods

In bore holes of the Federsee Becken (Ur-Federsee 2; GERMAN, BORNEFF, BRUNNACKER, DEHM, FILZER, KÄSS, KUNTE, MÜLLER & WITT, 1967) organic sediments were found at a depth of 92-123 m and 127-145 m respectively. They are underlain and covered by sand, clay, silt and gravel. The older organic sediments were said to belong to the so called Buchau 1 — warmperiod, the younger ones to the Buchau 2 — warmperiod. Buchau 1 is characterized by 8-10 % of Pterocarya and 7-8 % of Fagus. Moreover Picea (Pc. omoricoïdes included), Abies, Ulmus, Quercus, and Corylus are worth noticing. With 25-30 % of the general pollen sum the amount of nonarboreal pollen was always very high. The authors believe that Buchau 1 is of Cromerian age or that it may be even older. A reliable dating seems to be very difficult in view of the always very small pollen sum (in general per horizon 64 pollen grains). To me it seems striking that the character of the Buchau 1 warm period is identical with that of the Tertiary Obere Meeresmolasse, the topmost horizons of which are held by the authors to belong to Buchau 1. This being so I feel that it might be much better to regard Buchau 1 as Tertiary or even redeposited Tertiary sediments than as indications of an early pleistocene warm period (as to the megafossil floras of the younger Tertiary in this area see Jung, 1968, 1970).

Buchau 2 (92-123 m) is regarded to be of interglacial age, too. It is characterized by the dominance of Picea, Pinus, Larix, and Abies, with only small amounts of thermophilous deciduous trees. Here, too, the very small number of pollengrains counted impedes a precise interpretation (in general per horizon only 52 pollen grains counted). The contemporaneous mollusk fauna seems to warrant an old pleistocene age. Moreover this age is accepted by the authors since the pollenflora of the much younger layer Buchau 5 (clay with sand and gravel) is dominated by Fagus (roughly 15 %), with spruce and pine and only 8 % of Corylus. The other thermophilous tree species are lacking or are only unregularly documented. To the authors it seems reasonable to compare Buchau 5 by its high amount of beech pollen to the "interglacial" layers of Schambach on the river Inn, which were hypothetically correlated by REICH (1953) with the Holsteinian warmperiod of Northern Germany. This interpretation can no longer be accepted as was shown earlier. Moreover the very small amount of pollengrains counted in the layers of Buchau 5 (per horizon roughly 61 pollen grains) renders a reliable evaluation as to character and age of the then vegetation very difficult. This must be stressed even more since two diagrams of the same layer differ from oneanother remarkably. The layers discussed were won in one core each only. Isn't it reasonable to think that the core with relatively much beech was polluted a little?

GÖTTLICH & WERNER described 1967 and 1968 fossil peat layers, met with in bore holes at Unterpfauzenwald and at Ziegelberg. Both these layers were held to belong to the last but one interglacial period, which is thought to be the equivalent of the Mindel/Riss warmperiod. But it must be admitted that the published results of pollenanalytical

investigations on this material do not warrant this interpretation, nor is it possible to conclude from this that the penultimate warmperiod of Southern Germany was indeed the Mindel/Rissian or Holsteinian warmperiod of Northern Germany, as the authors seem to think.

Doubtless of Old Pleistocene age are organic sediments of the socalled Uhlenberg on the Zusamplatte, only some km to the north of Dinkelscherben. Here, at about 529 m o. d. firmly pressed coal seams and wood layers lie on fluvioglacial gravels, fine sand, silt, and clay. The fluvioglacial gravel at the base of the exposure is looked upon by FILZER & SCHEUENPFLUG (1970) as belonging to the early Pleistocene Donau glaciation. The coal layers are covered by 2,5 m of loam. The pollenflora of the organic sediment and the clay just beneath of it is always dominated by spruce and pine (70 cm of the profile were analysed). At the bottom of the profile alder, hemlock (Tsuga diversifolia and Ts. canadensis types), and chestnut are represented, too. Several times, but always only in small amounts, Pterocarya, cf. Ostrya, Quercus, Tilia, Ulmus, and Abies were observed. An analysis of the macrofossils by Jung (excursion of DEUQUA, 1972) revealed the presence of Picea omoricoïdes (the pollen of which was found by FRENZEL, unpublished, too) and of Chamaecyparis cf. pisifera vel cf. obtusa. This shows that these sediments indeed were formed during the Older Pleistocene. But the findings do not warrant an exact dating (from a botanical point of view a period from the end of the Pliocene up to an early Middle Pleistocene age is possible), nor is it possible to discreminate between the end of an interglacial or a warm interstadial period. So it seems appropriate to use a neutral term only, as for instance "Uhlenberg warmperiod".

6. Periods of Cold Climate

Up till now the vegetation thriving in Southern Germany during glacial or cold climate times has not been investigated systematically. There do exist only cursory indications as to its character, won during botanical work on the beginning or the end of warm periods. In this respect (from youngest to oldest) the following papers can be mentioned: GÖTTLICH & WERNER 1968 (Waltere); FRENZEL, unpublished (Füramoos); Peschke, unpublished (Wildmoos, Höfen, Breinetsried, Pömetsried); Göttlich 1960 (Muttenweiler, Biberach County; Dürmentingen, Saulgau County); FRENZEL, unpublished (Blaufeld, Ödmühle); Jung, Beug & Dehm 1972 (beginning and end of the Zeifen warmperiod); Peschke, unpublished (beginning of the Großweil warmperiod); Reich 1953 (its end); REICH 1953, FILZER 1967, VODIČKOVA, unpublished (the end of the Pfefferbichl warmperiod). The remarks on the Old Pleistocene cold period vegetation as revealed by deep borings in the Federsee-Becken (Ur-Federsee 2, GERMAN et al., 1967) don't warrant a precise evaluation of the then prevailing conditions. In general the vegetation of early-, full- and lateglacial times (for each cold period considered seperately) was an open one, with scattered stands of cold resistant trees or even lacking tree growth completely. Besides of aquatic plants, such as Batrachium, Pediastrum, Thalictrum, Filipendula and Cyperaceae, members of steppe- or tundra-communities were regularly present: Artemisia. Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Ephedra distachya, E.fragilis, Selaginella selaginoides, Armeria, Ranunculus, Anemone-type, Campanulaceae, Cerealia-type, Botrychium and others. Juniper, willow and Hippophaë were in general only rarely to be found. It is generally accepted that this type of vegetation is characteristic for late-glacial conditions only. But in view of its long and strong occurrence in undoubtedly full glacial sediments (e.g. Füramoos) this vegetation type can no longer be used as a means for the dating of late glacial sediments; its occurrence depended on certain ecological conditions as was already shown earlier, when the fossil loess flora of Northern and Eastern Austria was investigated (FRENZEL 1964). These conditions could prevail near the Alp Mts. at several times, irrespectively of a certain phase in the evolution of a glacial period.

Up till now it is impossible to discern cold climate vegetation types which were characteristic for one cold- or glacial period only so that they could be used as a stratigraphical means; and it must be regretted that the oldest reliable indications as to the cold period vegetation date from the end of the Pfefferbichl warmperiod only.

7. Discussion

In the foregoing we have discussed the stratigraphic position of warm period sediments sometimes in quite another way than it is hitherto accepted in general. On the contrary the sediments described are elsewhere dated as follows:

- a) The coal layers of Schambach and Zell on the river Inn are looked upon as belonging to one interglacial only (Schambach hypsithermal; Zell anathermal). This interglacial is thought to have been the Eemian or the Holsteinian respectively.
- b) It is thought that during the Riss/Würmian interglacial, which is held to be the equivalent of the Eemian period, were formed the coal layers of Großweil, Ohlstadt, Hechendorf, and Pfefferbichl; the lacustrine sediments of Zeifen, Wurzacher Becken; the peat layers of Waltere and Maienberg.
- c) The coal seams of Breinetsried and Höfen are interpreted as belonging to one Würmian interstadial only, lasting from about 40 000 to 30 000 b.p.
- d) Buchau 5 and the organic sediments of Ziegelberg and Unterpfauzenwald are regarded as accumulations of the Mindel/Rissian warmperiod, which is thought to have been contemporaneous with the Holsteinian interglacial.
- e) Buchau 1 and 2 as well as the sediments of the Uhlenberg are said to date from early pleistocene times.

Attempting to revise the stratigraphic position of the warmperiod sediments just mentioned I used the principle, generally accepted by geologists, that the biostratigraphy of the Pleistocene must be based on sediments the stratigraphic position of which is proven by their geomorphologic and/or geologic settings. I feel that one should hesitate to synchronize geological events of two or more regions merely by biostratigraphical means if the geological situation does not render this possible (e.g. if it is not proven that a certain moraine belongs to the Rissian glaciation it seems to me impossible to date this moraine merely on the grounds of organic sediments, which have the character of Eemian type, thus stating that the Riss/Würmian warmperiod of Southern Germany must be the equivalent of the Eemian of Northern Germany. The same holds true for the Mindel/Rissian and the Holsteinian respectively). Moreover it is evident that the stratigraphic interpretation given here is at first only applicable to the regions investigated. It is true that we have included, thanks to the cooperation of Prof. Fink (Vienna) and Prof. Kohl (Linz), the Northern part of Austria, too, into our investigations, but the results are till now not worth discussing them.

1) If it be accepted that in closed basins between the end moraines of the Rissian and the Würmian glaciations respectively the sediments of the Riss/Würmian warmperiod must be the oldest warmperiod sediments, one should expect to find Eemian pollen assemblages, if the Eemian did indeed correspond to the Riss/Würmian. In this context the possibility must be ruled out that the times of Riss/Würmian and Eemian warmperiods corresponded eachother but that the character of their vegetation did not: Since Eemian age sediments can easily be dated by their vegetation character in such a vast area as from Western to Eastern and even to the southern part of Central Europe (Zeifen), the main trends in the evolution of vegetation must everywhere have been the same. If this

be accepted it can't have been the work of chance only that nowhere between the end moraine ridges of Rissian and Würmian ages sediments could be found the vegetation history of which resembled that of the Eemian. But everywhere only sediments of the Füramoos warmperiod were found. If one should not think of young tectonical movements forming the small basins investigated, it follows from this that at least the major part of the Rissian glaciation and the Füramoos warmperiod happened only after the end of the Eemian warmperiod. Whether the Füramoos warmperiod was one warmth oscillation only or whether in this name are lumped together formations of different ages cannot be evaluated today exactly. At any rate it must be admitted that the topography of Rissian drift resembled that of young moraines up till recent times strongly, since several lakes were filled by organic and anorganic sediments only some thousand years ago. Whether or not this depended on human activities must further be investigated.

- 2) As may be remembered, the warmperiod sediments of the Wurzacher Becken and of Pfefferbichl can easily be connected with oneanother, this the more if our new pollenanalytical evidence is used. But this Pfefferbichl warmperiod differed strongly from the Zeifen warmperiod. Since moreover between the Pfefferbichl warmperiod and postglacial times not only followed the time of accumulation of two different gravel layers and of one moraine, but also the formation of a deeply developed fossil soil, it follows, that the Pfefferbichl warmperiod is relatively old. So it may be argued that the Zeifen warmperiod was the connecting link between the Pfefferbichl warmperiod and postglacial times.
- 3) The stratigraphic position of the Pfefferbichl and Zeifen warmperiods (the Großweil warmperiod included, which was possibly contemporaneous with the Zeifen warmperiod) as to the pleistocene history of the Alp Mts. is not known.
- 4) Since the coal layers of Schambach on the river Inn date from postglacial times and since those of Zell were formed some 60 000 years ago, they both cannot belong to one warmperiod only. Moreover it is not possible to correlate the coal layers of Breinetsried and of Höfen with the Stillfried B-interstadial of Austria, since both are definitely older than this interstadial and since they have different ages as compared with one-another. Their exact stratigraphical position and their possible correlations with the warmperiod sediments of Zell, Bergholz, Pömetsried and Füramoos are still open to debate.

8. Conclusions

If the still existing great difficulties and uncertainties be duely considered the following preliminary stratigraphical division as to biostratigraphic observations may be given:

Postglacial

Würmian coldperiod

Füramoos warmperiod: Wildmoos, Füramoos, Krumbach, Wilflingen, Waltere

Rissian coldperiod (completely or only parts of it?)

? Zeifen warmperiod (possibly corresponding to the Eemian and to the Großweil warmperiods): Zeifen, Samerberg, Eurach

Pfefferbichl warmperiod (possibly the equivalent of Holsteinian warmperiod): Pfefferbichl, Wurzacher Becken

unknown number of warm and coldperiods

Uhlenberg warmperiod

Donau coldperiod (completely or only parts of it?)

Literature

- Brunnacker, K.: Das Schieferkohlenlager vom Pfefferbichl bei Füssen. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geolog. Ver. 44, 43—60, 1962.
- FILZER, P.: Das Interglazial Riß-Würm vom Pfefferbichl bei Buching im Allgäu. Vorzeit 1—4, 3—18, 1967.
- FILZER, P. & SCHEUENPFLUG, L.: Ein frühpleistozänes Pollenprofil aus dem nördlichen Alpenvorland. Eiszeitalter u. Gegenwart 21, 22—32, 1970.
- FIRBAS, F.: Über das Fagus-Vorkommen im "Interglazial" von Wasserburg am Inn. Veröff. d. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 33, 81—90, 1958.
- Frenzel, B.: Über die offene Vegetation der letzten Eiszeit am Ostrande der Alpen. Verh. d. Zool. Bot. Ges. in Wien, 103—104, 110—143, 1964.
- —: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens, I, 323 S., Franz-Steiner-Verlag, 1968.
- FRITZ, A.: Die pleistozäne Pflanzenwelt Kärntens mit einem Beitrag zur pleistozänen Verbreitungsgeschichte der Rotbuche, Fagus sylvatica L. in Europa. Naturwiss. Beitr. z. Heimatkde. Kärntens, 29, Sonderheft der Carinthia II, Mitt. d. Naturw. Ver. f. Kärnten, 63 S., 1970.
- GAUSS, O.: Ein fossilführendes Interglazial in den Berchtesgadner Alpen. Geologica Bavarica, 19, 340—345, 1953.
- GERMAN, R., FILZER, P., DEHM, R., FREUDE, H., JUNG, W. & WITT, W.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Wurzacher Becken 1 (DFG). Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, 123, 1—68, 1968.
- GERMAN, R., BORNEFF, J., BRUNNACKER, K., DEHM, R., FILZER, P., KÄS, W., KUNTE, H., MÜLLER, G. & WITT, W.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Ur-Federsee 2. Oberrhein. geol. Abh., 16, 45—110, 1967.
- GÖTTLICH, K.: Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der Moore in Oberschwaben. Teil I: Moore im Bereich der Altmoräne und der Außeren Jungmoräne. Jh. d. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, 115, 93—174, 1960.
- GÖTTLICH, Kh. & WERNER, J.: Éin Pleistozän-Profil im östlichen Rheingletscher-Gebiet. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 4, 202—216, 1967.
- Zwei wahrscheinlich letztinterglaziale Torfvorkommen im Gebiet von Stockach-Meßkirch.
 Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 175—182, 1968 a.
- —: Ein vorletztinterglaziales Torfvorkommen bei Hauerz (Landkreis Wangen im Allgäu). Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 10, 73—78, 1968 b.
- Gross, H.: Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit. Eiszeitalter u. Gegenwart, 11, 99—106, 1960.
- Höfle, Chr.: Ein neues Interstadialvorkommen im Ammergebirgsvorland (Obb.). Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 111—115, 1969.
- Jung, W.: Pflanzenreste aus dem Jungtertiär Nieder- u. Oberbayerns und deren lokalstratigraphische Bedeutung. — Ber. d. Naturwissenschaftl. Ver. Landshut, 25, 43—72, 1968.
- Eine reiche Fundstelle obermiozäner Pflanzenreste in der Oberen Süßwassermolasse Südbayerns.
 N. Jb. Geol. Paläontologie, Monatsh. 1970, 542—548, 1970.
- Jung, W., Beug, H.-J. & Dehm, R.: Das Riß-Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen
 a. d. Salzach. Bayer. Akad. d. Wiss. Mathem. Naturw. Kl., Abh. N. F. 151, 130, 1972.
 PAUL, H. & RUOFF, S.: Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen
- PAUL, H. & RUOFF, S.: Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern. II. Teil: Moore in den Gebieten der Isar-, Allgäu- u. Rheinlandvorgletscher. — Ber. d. Bayer. Bot. Ges. München, 20, 264 S., 1932.
- Penck, A. & Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, I—III, 1042 S., Leipzig, Chr.-Herm. Tauchnitz, 1901—1909.
- Reich, H.: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayerischen Alpenvorland. — Flora, 140, 386—443, 1953.
- STEPHAN, W.: Frühwürmzeitliche Schieferkohlevorkommen im Bereich des östlichen Isar-Vorlandgletschers. — Geologica Bavarica, 63, 217—230, 1970.
- WEIDENBACH, F.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg, Blatt Waldsee Nr. 164, 130 S., 1936.
 - Manuscript received June 7, 1973.
- Address of the author: Prof. Dr. B. Frenzel, Lehrstuhl Botanik der Universität Hohenheim, 7 Stuttgart 70, Kirchnerstraße 5.

C. Area between the Scandinavian and the Alpine Glaciation

1. Periglacial Sediments and their Stratigraphy

by Arno Semmel, Frankfurt a. M. translated by H. J. Späth, Mülheim a. d. R.

With 1 figure

1. Introduction

"Former periglacial areas" refers to that part of the Federal Republic of Germany which neither was covered by Scandinavian or Alpine ice during the Pleistocene nor affected by glaciofluvial processes. Essentially this is the region of the central German hill country (Mittelgebirge) excluding its highest parts which have been glaciated.¹)

This region also is of special interest for stratigraphical Quaternary research because it is the link between the Northern and Alpine glaciated areas. It is from here that important contributions might be given for synchronizing Northern and Alpine glacial advances. At present, however, there is no answer at hand to this question because the difficulties in achieving a reliable stratigraphy e.g. of the terraces all along the Rhein still prove to be too great. In spite of the enormous ammount of work done during the past years these problems much rather increased than decreased.

Such a sceptical view seems to be surprizing taking into consideration the great amount of well preserved periglacial products that can be found at numerous places together with interglacial products. But this view is mainly due to the vast variety of products which dims the chronology of periglacial events. The following pages shall show the present state of Pleistocene research in the area between the Alpine and the Northern glaciation. Also the most important questions which still cannot be answered shall be discussed.

2. Stratigraphy of the Typical Periglacial Deposits

Here typical periglacial sediments are loess eolian sand, solifluction deposits, and gravel terraces. They occur in most parts of the hill country and the internal basins and mostly they are definitely of periglacial origin. In some places they reach a great depth and they can often be classified by interglacial products they contain.

2.1. Loess

In recent times the most intensive research on periglacial deposits in the Federal Republic of Germany has been done on loess. The initiative resulted from investigations by Freising (1951, cit. Semmel 1968) in the north of Württemberg and by Schönhals

¹⁾ ROTHER (1971) summarizes the results of investigations dealing with the Pleistocene glaciation of the Harz, Bayerischer Wald, and Schwarzwald. Studies by Fezer (1971) and Paul (1969) have been published later. Mensching (1960) finds different explanations for forms in the Hohe Rhön which used to be interpreted as being of glacial origin.

(1950, cit. Semmel 1968) in the Rheingau. From then on special attention has been paid to the Wuerm loess, because Freising and Schönhals had worked out different results. More problems were created by profiles from Bayern, published by Brunnacker (e.g. 1959, cit. Semmel 1968). Later it was found that Brunnackers main horizons also occur in the Wuerm loess of Hessen, Niedersachsen, and Württemberg (Semmel 1963, cit. 1968; Rohdenburg & Meyer 1966; Rohdenburg 1968). A stratigraphically important correction has been necessary only in so far as Brunnacker equated his "Braunen Verwitterungshorizont" with Freisings "Nassboden III". For Fink (e.g. 1961, cit. Semmel 1968) the former one normally is a stratigraphical equivalent of "Stillfried B". It had become apparent that this "Nassboden" lies above the "Braune Verwitterungshorizont" (Semmel 1963).

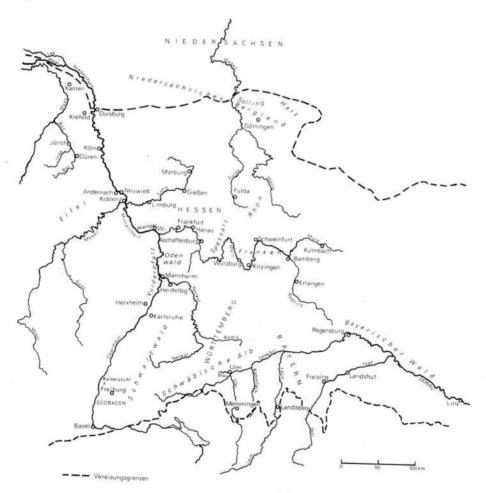


Fig. 1. Topographical situation of the sites discussed.

According to recent investigations in Niedersachsen, Hessen, Wuerttemberg, and Bayern a schematic collective profile can be constructed. Thus the base of the Wuerm loess is formed by an intensive Bt-horizon (in more humid areas a pseudogley soil), which de-

veloped from an older loess during the last interglacial era.²) On top of it solifluction, Schwemmlöss or loess alternate with several (often up to three) humuszones, chernozem-like soils. They belong to warmer periods of the early Wuerm and probably correspond to the interstadials Amersfoort, Broerup, and Odderade. At times a tendency to develop B_t-horizons can be noticed. The loess on top produced a soil called "Braune Verwitterungshorizont", "Lohner Boden", or the slightly differently developed "Hainerberger Boden". Commonly this is regarded as the most distinguished horizon in the upper Wuerm loess and is supposed to be the base of the Late Wuerm loess. Leached brown soils or pseudogley-like leached brown soils as climax soils generally developed on top of the Late Wuerm loess. It is only in small less humid areas (Rheinhessen, Wetterau) that we find chernozems.

Beside this collective profile of course there are many individual soil profiles with a simpler structure. Especially in Niedersachsen and Hessen, however, more complex soil profiles are known where poorly developed soil horizons (e.g. "Nassboden" according to Freising) and tuff horizons (Semmel 1967, cit. Semmel and Stäblein 1971) have a special significance. Finding several generations of ice wedges Rohdenburg (1966, cit. 1968) could demonstrate a repeated freeze-thaw process in the soil during the Wuerm glacial.

A still greater difficulty presents the integration of Wuerm loess profiles from southern Baden and Niederrhein into this scheme. That is why Bronger's (1966, cit. 1969) parallelization (published with all reserves) of two "Verbraunungszonen" in the profile of Heitersheim with Broerup-Amersfoort- and Paudorf-Arcy (=Stillfried-B)-Interstadial has not yet been achieved completely.3)

The most complicated stratigraphical situation can be found on the Niederrhein. Only in the most recent past a definite equivalent of the "Lohner Boden" (=Stillfried-B) has been found (Rohdenburg & Semmel 1971). Before that investigations undertaken by Paas (e.g. 1968) introduced many profiles which showed brown forest soil-like material and tundra gley soils above leached brown soils and humus zones of the last interglacial not corresponding typologically to the "Lohner Boden" (Stillfried-B). Brunnacker (e.g. 1967, cit. 1969) also could not find any definite equivalents of this soil in the many profiles he had analysed. Probably it is missing as a result of erosion and displacement during the early Late Wuerm (Semmel 1968). According to our research on many profiles tundra gley that had been compared with the "Stillfried-B" (formerly called Paudorf-Interstadial) certainly belongs to Late Wuerm loess (Rohdenburg & Semmel 1971). This fact should be kept in mind when interpreting the publication of Fink et al. (1967) who discuss the parallelization of Wuerm loess from the Niederrhein and Belgian and Dutch profiles.

Profiles from Hessen and the Niederrhein cannot be regarded as equivalents mainly because the deep loesses of the basin of Neuwied (on the Mittelrhein) still present a number of unsolved problems. The discussion mainly deals with the Pleistocene profile of the clay pit Kärlich (recent literature Brunnacker, Streit & Schirmer 1969). Brunnacker (1968, cit. 1969) identified main horizons up to then unknown, and Schirmer (1970) analysed the Wuerm loess. Unfortunately, however, the equivalent of the "Lohner Boden" still cannot be definitely traced in the profile of Kärlich (Schirmer 1970, 276 f.). In my opinion merely some shifted material of this soil can be found in a shallow depression (Rohdenburg & Semmel 1971, Abb. 1).

Leser (1967, cit. 1970) discusses the question whether the last interglacial soil in the presentday chernozem area of Rheinhessen has been a chernozem.

³⁾ According to my own investigations (March 1972) in the exposure Heitersheim Wuerm loess shows the "Lohner Boden" (=Stillfried-B) and above it a well developed "Nassboden" (probably corresponding to E 2 of the scheme of Hessen).

It is much easier to synchronize the collective profile (p. 294 f.) with some Wuerm loess profiles from the German Democratic Republic (e.g. LIEBEROTH 1963, cit. SEMMEL 1968), from the CSSR (e.g. Kukla 1969, cit. Rohdenburg & Semmel 1971), and from Austria (e.g. Fink 1961) (for details see Semmel 1968, 10 ff.). There facies and age of the main horizons are undoubtedly identical.

The Wuerm loess stratigraphy outlined above is mainly based on pedological criterions. In our area rarely any other criteria are at hand (e.g. Remy 1969). Also palynological investigations did not lead to stratigraphical results (e.g. Frenzel 1964). According to recent research charcoal lying just above the B_t-horizon of the last interglacial age belongs to climatologically indifferent species (e.g. Rohdenburg & Meyer 1966, 135; Semmel 1968, 32). Recent ¹⁴C-datings indicate the doubtful figure of about 20 000 a.b.p., and all ¹⁴C-datings of humus material brought about 28 000 a.b.p. (max.), a figure much too small. Should these results be correct then the whole Wuerm loess stratigraphy in middle Europe would be incorrect. A plausible ¹⁴C-dating, however, was achieved in the loess province on the Niederrhein. A humus layer in the loess profile at Erkelenz shows a ¹⁴C-age of at least 49 000 \pm 2000/ \pm 1700 a.b.p. (cit. according to Schirmer & Streit 1967, 87, cit. Brunnacker et al. 1969). Paas (1968, 36) equates this sample (gro 2675) with his brown forest soil-like "Frimmersdorfer Bodenbildung" which he thinks to be an equivalent of the "Paudorf-Interstadial" (= Stillfried-B).

In contrast to the many Wuerm loess profiles there are relatively few pre-Wuerm loess exposures that could be distinctly analysed. These profiles show loess resp. loess loam beneath the more or less well developed Wuerm loess and the basal soil of the last interglacial age. This loess resp. loess loam contains one or several (max. 8) fossil Bt-horizons (leached brown soils) or Sd-horizons (pseudogley soils). Additionally there are sometimes soils of less intensity (humus zones and "Nassboden"). The greatest number of fossil soils (Type: leached brown soils) is found in the profile of the pit at Bad Soden, south of the Taunus (Semmel 1967, cit. Semmel & Stäblein 1971). Starting from below this profile shows white Pliocene clay, an early Pleistocene terrace (stratigraphically between Tegelen- and Waal-Interglacial age), loess loam, then pseudogley soil, loess loam, five Bt-horizons, calcareous loess, and four Bt-horizons (including the present top soil). Charcoal as relics of willows and poplars is found on top of most of the fossil soils. However no pollen could be extracted from these substrata.

Sedimentpetrographically and soiltypologically in the whole profile above the Pseudogley no stratigraphically relevant distinction could be found. The fossil soils often lie immediately one above the other or they are interrelated, on the other hand they can be separated by several meters of loess or loess loam.

Therefore a "Doppelung" of certain soils as described for Čeverný Kopeč (Kukla 1969, cit. Rohdenburg & Semmel 1971) and a coordination of such "Doppelböden" and certain interglacial ages is not feasable. Paleomagnetic studies (carried out by Dr. Fujiwara at the Department of Geology, University of Sapporo) showed the partly reverse orientation of the loess loam which lies above the pseudogley. Consequently it has an age of no less than about 700 000 years. At the present time more paleomagnetic experiments are in process and some are carried out in the profiles of Ostheim, north of Hanau and Reinheim in the northern Odenwald. At both locations several fossil Bt-horizons lie above a very intense pseudogley soil. Boenigk et al. (1972, 155) give information about loess which lies beneath "Tegelen"-peat in the Wetterau.

In southern Baden Bronger (1969) found a sequence of loess with five B_t-horizons on top of (presumably) early Pleistocene gravel. Here as well there are no remarkable differences between older and younger fossil soils. In Austria, northern Italy, and ČSSR, however, there have been findings which suggest that the soils of the early Pleistocene

are rotlehm-like products (see SEMMEL 1972, 19 ff.). In my opinion BRONGER is right by saying that it is impossible for him to correlate his fossil soils with specific interglacial ages. Some years ago (BRONGER 1966, Tab. 6, cit. 1969) the three uppermost soils had been compared with the "classical" interglacial ages; accordingly the fossil leached brown soil on top was a product of the Riss/Wuerm-Interglacial, the soil in the middle a product of the Riss I/Riss II-Interglacial, and the lower soil a product of the Mindel/Riss-Interglacial.

According to Brunnacker et al. (1969) the loess profile of the pit at Kärlich shows four fossil leached brown soils. In my opinion, however, the youngest of these soils is not a fully developed leached brown soil but rather a brown forest soil of interglacial character (see Schirmer 1970). On the other hand the soil that was compared with "Stillfried-B" by Brunnacker et al. (i.b., 127) is a remainder of a Bt-horizon which needed a similar climate as the older Bt-horizons in order to develop (see Rohdenburg & Semmel 1971). On the eastern slope of the Kaiserstuhl Khodary-Eissa (1968) describes loess with four remainders of leached brown soils; the oldest but one has developed especially well.

Loess profiles with four fossil B_t -horizons have been found in Franken (Semmel & Stäblein 1971) and northern Hessen (Semmel 1972). Profiles with three remainders of fossil leached brown soils are very frequently found. Paas e.g. (1968), Schirmer & Streit (1967, cit. Schirmer 1970) describe such profiles of the Niederrhein. The loess layers on the lower Middle Terraces of Maas and Rhein have been studied by Paas and are especially important. As this terrace supposedly has been developed during the Drenthe (see p. 302) the formation of leached brown soils must also have been possible during the Eem-Interglacial age as well as during two post-Drenthe-periods. Recent studies (still unpublished) by Schirmer show that this terrace even holds four fossil leached brown soils at Frimmersdorf-West which follow each other closely in pairs. The profile at Riegel (Kaiserstuhl) holds 3 B_t -remainders (Guenther 1961) as well. At Marktheidenfeld and Mosbach near Wiesbaden-Biebrich there are loess layers with three remainders of fossil leached brown soils on top of paleontologically analysed fluvial deposits. In both pits differences occur between loess-stratigraphical and paleontological datings (Semmel 1968, cit. 1972 a). These problems shall be dealt with a length on page 299 ff.

All in all it can be stated that it is still impossible to apply any of the present Pleistocene chronologies used in the Federal Republic of Germany to the sequence of B_t-horizons beneath the fossil soil of the last interglacial age. The comparison of the soils of the many exposures is still very difficult. In my opinion the scientific methods used in this field of investigation proved to be incorrect in the long run. This is also true for Brunnacker's (e.g. 1970 and Hädrich 1970) definition of the iron content and also for Metzger's (cit. Brunnacker 1970) definition of the "Steighöhe". The division and the correlation of the loesses with the aid of tuff has been very successful in the Wuerm loess (Schönhals 1959, cit. 1964); in older loesses, however, this methods often fails (Semmel 1967, cit. Semmel & Stäblein 1971). Recent studies by Bibus (1973) in the Wetterau can be mentioned here as well.

2.2. Eolian sand

The former periglacial area covered with eolian sand in the Federal Republic of Germany is much smaller than the area now veiled by loess. Eolian sand is found in the Oberrhein Valley, in the Donau Valley, and the valley system of the Main (Würzburg, Kitzingen, Schweinfurt, and Erlangen). Here Brunnacker (1959) distinguishes three different eolian sands; the two older ones have been developed during the late Wuerm, the youngest one developed as a consequence of clearing woodlands in prehistoric times. Becker (1967) made a more detailed study of the eolian sands in the northern Oberrhein

Valley. He separated a very much stratified basal complex from a much younger body of sand. Sometimes Laacher pumice tuff (Allerød) is found between both bodies of sand. It had also been found by Sonne & Stöhr (1959) in the eolian sand north of Mainz. Recent surveys show that Laacher pumic tuff normally can only be found in the upper 50 cm of the eolian sand (Semmel 1969, cit. 1972 a). Post-Pleistocene (historical) eolian sand covers only some small areas.

The position of eolian sand beneath the Laacher pumice tuff still lacks a stratigraphical explanation. Probably this eolian sand dates back to the dry cold phase that according to Schönhals, Rohdenburg & Semmel (1964) began about 20,000 a.b.p. (middle Late Wuerm). A definite synchronization even with nearby loess profiles has not yet been possible (see Semmel 1969, 88, cit. 1972 a).

2.3. Solifluction Deposits

Periglacial solifluction was very frequently found in the German hill country. Generally there is no outcropping of pre-Pleistocene rock but it is covered by several layers of solifluction material. Consequently, these deposits are the original soilforming material and their analysis is rather important for the soil scientist. The deposits mainly contain solifluction material as well as alluvial deposits. According to the topic of this report all those recent publications shall be discussed which deal with both solifluction layers and their stratigraphical analysis.

In the hill country of Niedersachsen Rohdenburg (1965, cit. 1968) and Bartels (1967) studied debris layers that had been developed in the transitional zone of Röt/Muschelkalk. On top the series of solifluction deposits frequently show alluvial sediments consisting of loess, Muschelkalk- and Röt-material. These sediments are underlaing the present flood plain. Consequently, they should date back to the Wuerm glaciation. The overlying stratum consists of Röt-Muschelkalk-solifluction and of Muschelkalk debris rich with loess. On top there are Röt-solifluction, Muschelkalk debris without loess, and solifluctionloess. On the eastern slope of the Solling Rohdenburg (1965 a, cit. 1968) discovered a two-cyclic series of the three-sectional sequence Röt-solifluction, Muschelkalk-solifluction, and loess. The underlying sequence is supposed to date back to the early and middle Wuerm (referring to Schönhals et al. 1964), the top sequence to the late Wuerm (Rohdenburg 1968, 83).

This division lacks the youngest periglacial solifluction layer of the Late Dryas age (Semmel 1964, cit. 1968). In all other areas it is present unless it has been washed off by Holocene soil erosion. Rohdenburg (ib.) equates the loess veil with the "Mittelschutt", and the underlying solifluction layer with the basal debris free of loess (according to Semmel 1968). Such three-sectional solifluction deposits are very frequently found in the hill country. The "Mittelschutt" however, is often restricted to favourable positions. This sequence does not always lead to definite stratigraphical conclusions. Such a body of solifluction deposits could only have been deposited in the Late Wuerm. On the other hand individual layers (except the top debris layer = "Deckschutt") can be older indeed (Semmel 1968, 66 f.).

The difference between the three-sectional division of the solifluction layers according to Semmel (1968) and the division into "Basis-, Haupt- and Deckfolge" as it has been introduced by Schilling & Wiefel (1962, cit. Semmel 1968) for the hill country of the German Demokratic Republic is based on the stratigraphically often uncertain position of the deposits. These authors also have a different opinion concerning the regional distribution of the "Deckschutt" (=Deckfolge). According to Schilling & Wiefel "Deckschutt" only exists in the highest regions of the mountains. In the FRG, however, "Deckschutt" also occurs in basins. For example in the lower Main Valley (in less than 100 m O.D.) it can

be related to ice wedges and cryoturbations that developed in the Laacher pumic tuff of the Alleröd. Other forms of permafrost are filled with "Deckschutt" that largely consists of pumic tuff (Semmel 1969, cit. 1972 a). It developed a brown forest soil and shows all qualities of a "Lockerbraunerde". Its relation to Laacher pumice tuff has been discussed by Schönhals (1959) and Stöhr (1963). Judging from all recent results this material is in fact Laacher pumice tuff and not an older tuff the age of which lately has been identified by Erlenkeuser, Straka & Willkomm (1970). Apart from the tuff content these "Lockerbraunerden" mostly are additionally characterized by loess loam components. These can also be found in the top soil of many other profiles, such as in the leached brown soils of the Schwäbische Alb (Hemme 1970).

2.4. Gravel Terraces

Pleistocene gravel terraces in the FRG frequently have been the object of quaternary geological and -geomorphological studies. The terraces of the Rhein-system have been of major interest. Their division is also the main object of the following chapter. A summary of Pleistocene valley development in the area of the drainage divide between Main and Donau and the hill country of Fulda-Werra is given by Schröder (1971) and Semmel (1972 and 1973).

According to Kaiser (1961) in the basin of the Niederrhein fluvial gravel with typical Pleistocene minerals is found on top of Pliocene sediments. This gravel contains several interglacial clay layers. Following the Dutch division of the Quaternary the oldest clay is supposed to be a deposit of the Tegelen-Interglacial. The gravel layers below Tegelenclay are supposed to be part of the Older Main Terrace of the Rhein (see Quitzow 1962). Based on sedimentpetrographical investigations BOENICK (1970, cit. 1972) concludes that the change from "Pliocene" to "early Pleistocene" sediment facies does not occur at the base of the gravel but already in the underlying clay, called Reuver. Kowalczyk (1971, 8, cit. BOENIGK et al. 1972), however, still uses the traditional separation according to which coarse-grained coloured gravel (=Pleistocene) lies above light gravel rich with quartz or clay rich with humus (=Pliocene). According to the Dutch division sediments rich with clay (=Cromer) are the last layers of the early Pleistocene sediment sequence. The gravel between Tegelen clay and Cromer material supposedly belong to the Younger Main Terrace which also contains clay of the Waal-Interglacial (Kaiser 1961).

The difficulties of connecting the different late Pleistocene gravels and clays in the Niederrhein area are discussed by Boenigk, Kowalczyk & Brunnacker (1972). Presently there is no satisfactory solution at hand. Even paleomagnetic methods could not solve the problem completely.

Indications of a periglacial climate in this area have often been described (e.g. Ahorner & Kaiser 1964). In the field of investigation of Kowalczyk drift blocks are only found in the gravel above the Tegelen clay, synsedimentary ice wedges only in the overlying stratum of the Younger Main Terrace.

In the Rhein-Main area, however, drift blocks are already found embedded in the gravel beneath clay layers of the Tegelen-Interglacial (SEMMEL 1972 a, 63). Such blocks are missing in the underlying Pliocene. In contrast to the Pliocene sediments which contain only resistent rocks and minerals the gravel between the Tegelen clay holds many components easily to be weathered. On top of the Tegelen clay which is said to be the oldest interglacial product a gravel series containing drift blocks follows. This gravel series contains three more interglacial clay layers which according to their pollen contents should be older than the Holstein-Interglacial. The whole sequence is part of the "Kelsterbacher Terrace" between Aschaffenburg and Frankfurt/M.; towards the west it merges into the complex of the "Mosbacher Sande" south of Wiesbaden. It is part of an enorm-

ous gravel accumulation which is frequently found in the upper Rhein system. The early Pleistocene deposits of Herxheim, Jockgrim, and Rheinzabern in the Vorderpfalz (Peters 1965, cit. Semmel 1972), and of Marktheidenfeld in Unterfranken (Körber 1962) are part of it as well as valley fill in the Odenwald (Semmel 1961, cit. 1968), in the area of Würzburg (Rutte 1971), and the sand of Mauer near Heidelberg (Körber 1962). Further down the Rhein early Pleistocene gravels in the basin of Neuwied (Brunnacker 1971) is also part of these gravel accumulations.

It is very difficult, however, to compare the stratigraphy of these different exposures. These difficulties shall be discussed below analysing some exposures. Because of its fauna contents the greatest part of the Mosbacher Sand is mostly dated back to the later Pleistocene (Cromer to Elster or Mindel; see e.g. ADAM 1964). Referring to palynological results most of the sediments of the Kelsterbacher Terrace, however, are older than the "Cromer" (pollen analysis by v. D. Brelie, Borger, Sondey, still unpublished; see Sem-MEL 1972 a). GUENTHER (1969) found Archidiskodon meridionalis in the lower section of the three-divisional Mosbacher Sand. Therefore he suggests a greater age. In contrast to the different paleontological interpretations fieldgeological findings suggest that the Mosbacher and Kelsterbacher deposits are stratigraphically identical (SEMMEL 1969, cit. 1972 a). In v. D. Brelie's opinion (written information from May 5, 1972) it is possible to connect the horizons of the Kelsterbacher Terrace and the Dutch division of the early Pleistocene by Zagwijn, Montfrans & Zandstra (1971). Accordinly, the following interglacial ages can be named (starting from below): Tegelen, Waalien, Interglacial I, Interglacial II. The "Cromer-Komplex" is divided by the last two interglacial ages. The Elster glaciation starts above the Interglacial II. According to the present state of research the Kelsterbacher Terrace mainly consisting of deposits of the t(1)-Terrace (SEMMEL 1972a) could be divided in the following way:

t ₍₂₎ - Terrace <u>=</u>	5 th Glaciation
4 th Interg	acial (Interglacial II)
t _{(1)d} - Terrace	= 4 th Glaciation
3rd Interg	lacial (Interglacial I)
t _{(1)e} - Terrace	≡ 3 rd Glaciation
2 nd Interg	lacial (Waalien)
t ₍₁₎₁ , - Terrace	= 2 nd Glaciation
1st Intergl	acial (Tegelen)
t _{(1)a} - Terrace	€ 1st Glaciation
Plioce	ne

Within the deposits of the type "Mosbachium" Brunnacker (1971) sets aside profiles with five top layers from those with four top layers. The latter type is characterized by a younger body of gravel incised in the older deposits. According to Brunnacker at least the older section of the fluvial sediments in the pit of Kärlich in the basin of Neuwied is part of the Main-Terraces (probably Young Main Terrace), though presumably the earliest Pleistocene is missing.

The K-Ar-determination by Frechen & Lippolt (1965, cit. Frechen 1971) is based on the assumption that the earliest Pleistocene is older than the Main Terraces of the Mittelrhein which themselves should be younger than the Waal-Interglacial, and possibly

they are of minor K-Ar-age. Assuming that the Tegelen-Interglacial is the oldest Pleistocene interglacial the Kelsterbacher Terrace is differently structured. Here the earliest Pleistocene is represented by the gravel beneath the Tegelen clay. In Marktheidenfeld as well the earliest Pleistocene seems to be missing; in the Main Valley, however, it is represented by high-level terraces called Upper, Middle, and Lower Main Terrace (Körber 1962). On the Untermain such high-level terraces are equivalents of the Kelsterbacher Terrace from the Rhein-Graben region (Semmel 1969, cit. 1972 a). In spite of its greater number of top layers the fluvial complex of the profile of Kärlich can be well connected with the profiles of Mosbach and Marktheidenfeld, because the "obere Schotter" (according to Brunnacker et al. 1969, Abb.7) surely corresponds to the E-Terrace of Körber (\equiv t₍₂₎-Terrace of Semmel, 1969), resp. the "Haupt-Schotter" corresponds to the A-Terrace (\equiv t₍₁₎-Terrace). In spite of some obvious similarities the differences within the sequence of the top layers might well be coincidental (Semmel 1972 a).

Recently it has been discussed at length under which climatic conditions these early Pleistocene sediments were deposited. Palynological findings (v. d. Brelie 1966) and the occurrence of anorganic remnants of frost climate suggest glacial-age conditions for the colder sections. Recent faunistic investigations, however, yielded different and contradictory results (see Andres 1971; Brüning 1970; Rutte 1971; Semmel 1969; Heim 1970).

Thus the stratigraphical division of the early Pleistocene fluvial sediments is rather difficult; the stratigraphical analysis of the younger gravel terraces, however, is subject to even more uncertainty. Due to palynological findings v. d. Brelie (1966) suggests that deposits of the Cromer-, Holstein-, and Eem-Interglacial lie above the early Pleistocene in the Oberrhein-Graben near Karlsruhe. These interglacial deposits are separated from one another by glacial-age gravel bodies. Kaiser (1961) published similar sequences for the Niederrhein area, and summarized the terraces of the Mittelrhein Valley. According to this author there are below the Main Terraces three Upper Middle Terraces, the Middle and the Lower Middle Terrace as well as an Older and Younger Lower Terrace. The different terrace groups can be distinguished by heavy minerals that reflect the Pleistocene volcanism of the Schiefergebirge.

In the Limburger Basin Andres (1967) suggests another set of five younger terraces beneath the terraces that probably correspond to the Rhein-Haupt-Terraces (slightly different interpretation by Birkenhauer 1971). In the upper Lahn Valley, however, Heine (1970, cit. 1971) suggests only three terraces beneath the Main Terraces. Körber (1962) often describes at least five terraces in the Main Valley that are younger than the "early Pleistocene Mosbachium". In the Untermain area south of the Taunus a terrace complex holds six sections which are younger than the Mosbach sands. The two youngest ones date back to the last glaciation. The upper one is covered by loess (see Kandler 1970, Semmel 1972 a). The terrace t₍₅₎ is covered by loess including a fossil B_t-horizon; the loess on top of the terraces t₍₄₎ and t₍₃₎ holds two fossil B_t-horizons, and the oldest t₍₂₎-terrace above the Mosbachium is veiled by loess which includes three fossil B_t-horizons. Thus at least nine individual gravel terraces can be specified in the Untermain area. Apart from the two oldest layers synsedimentary ice wedges were found in all other gravel layers. This terrace sequence is also visible in the narrow Main Valley cutting through the Spessart. Therefore its formation seems to be due to climatic rather than tectonic influences.

A similar amount of separate terraces can be seen in the area of the Mittelrhein and southern Niederrhein. Recently Winter (1968) disputed the existence of the "Krefelder Middle Terrace" that is supposed to be developed between the Lower Middle Terrace and the Older Low Terrace. According to Frechen & v. d. Boom (1959, cit. Brunnacker et al. 1969) the Older Low Terrace is built up by the layers Wuerm I, II, and III. This

division, based on sedimentpetrographical studies, (see also Frechen & Heine 1969, cit. Frechen 1971), seems to be subject to further discussion because of the dubious stratigraphical position of the "Brocken tuff" of Kärlich (Brunnacker et al. 1969). Already the younger section of the Low Terrace contains gravel of Laacher pumice tuff dating back to the Allerød.

The great amount of Pleistocene terraces in the valleys of the Rhein system causes doubts whether the stratigraphical findings of v. d. Brelie (see p. 301) are really valid for the whole Rhein system. Presently no scheme of Pleistocene stratigraphy seems to be at hand to suffice this sequence of terraces.

This problem has already been discussed thoroughly by SEMMEL (1969, cit. 1972 a) and BRUNNACKER (1971). Furthermore it is still rather difficult to connect periglacial and glacial terraces. Dongus (1963) e.g. stresses that the terraces in the valleys of the Schwäbische Alb do not correspond to the terraces of the Alpenvorland. And at the northern frontier of the periglacial area the connection of periglacial and glacifluvial terraces still holds many a problem (see e.g. Kempf 1966; MIOTKE 1971; SEMMEL 1972 and the chapter Norddeutschland).

Initiating conditions of sedimentation or erosion in the periglacial area need further investigation. To Rohdenburg's mind (1968, cit. 1971) a general Pleistocene sea level regression caused the great Quaternary fluvial erosion. Büdel (1969) on the other hand presumes that the wet early glacial phases mainly stimulated erosion; accumulation, however, occurred during the dry cold main glacialphase. The results of my own investigations (Semmel 1972 b) suggest gravel accumulation e.g. during the early wet cold Late Wuerm, followed by an incision of many rivers. Again accumulation was dominant during the later phases of the Late Wuerm. According to my results, only changes of the climate conditions can be held responsible for the alternating erosion and accumulation, even though it is doubtful whether this change of events also occurred during the Older Glaciations.

The following matter is still lacking a plausible explanation: After an intensive incision during the earliest Pleistocene, some of the valleys were filled up again (Talverschüttung). This can be shown both in the Rhein system (e.g. Körber 1962; Schröder 1971; Semmel 1961, cit. 1972) and the Donau system (Brunnacker 1964). In many areas tectonic movements which influenced the Pleistocene fluvial processes are probably still not sufficiently known. Birkenhauer (1971) and Heine (1971) discuss this matter with reference to the Rhein system.

Literature

- ADAM, K. D.: Die Großgliederung des Pleistozäns in Mitteleuropa. Stuttg. Beitr. Naturkde. 132, 12 S., 8 Tab., Stuttgart 1964.
- AHORNER, L. & KAISER, Kh.: Über altpleistozäne Kalt-Klima-Zeugen (Bodenfrost-Erscheinungen) in der Niederrheinischen Bucht. Decheniana, 116, 3—19, 9 Abb., 1 Tab., Bonn 1964.
- Andres, W.: Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. Rhein-Main. Forsch., 61, Frankfurt a. M. 1967.
- Sedimentologische und morphoskopische Untersuchungen eines Fundprofils aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden-Biebrich. Mainzer naturw. Archiv, 10, 101—112, 8 Abb., Mainz 1971.
- Bartels, G.: Stratigraphische und geomorphologische Auswertung von Schuttdecken vor Muschelkalkschichtkämmen und -schichtstufen im niedersächsischen Bergland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 18, 76—81, 1 Abb., Öhringen/Württ. 1967.
- BECKER, É.: Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben. Eiszeitalter u. Gegenwart, 18, 5—50, 1 Kte., 13 Abb., 9 Tab., Ohringen/Württ. 1967.

Bibus, E.: Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffe in der Wetterau. - Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden 1973.

Birkenhauer, J.: Vergleichende Betrachtung der Hauptterrassen in der rheinischen Hochscholle. — Kölner geogr. Arb., Festschrift für K. Kayser, 99-140, 4 Fig., 1 Kte., Köln 1972.

BOENIGK, W., KOWALCZYK, G. & BRUNNACKER, K.: Zur Geologie des Altestpleistozäns der Nieder-rheinischen Bucht. — Z. deutsch. geol. Ges., 123, 119—161, 12 Abb., 4 Tab., Hannover 1972. Brelle, G. v. D.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns im nördlichen

Oberrheintalgraben. — Z. deutsch. geol. Ges., 115, 902—903, Hannover 1966.

Bronger, A.: Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. — Pet. geogr. Mitt., 113, 112—124, 2 Fig., 1 Taf., Gotha 1969. Brüning, H.: Zur Klima-Stratigraphie der pleistozänen Mosbacher Sande bei Wiesbaden (Hessen).

- Mainzer naturw. Arch., 9, 204-256, 14 Abb., 10 Tab., 2 Anl., Mainz 1970.

BRUNNACKER, K.: Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geol. Bavarica, 43,

74-150, München 1959.

- -: Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, 72-80, 1 Abb., 1 Tab., Ohringen/ Württ. 1964.
- -: Kriterien zur relativen Datierung quartärer Paläoböden? Z. Geomorph. N.F., 14, 354-360,, 1 Abb., 2 Tab., Berlin-Stuttgart 1970.

-: Beiträge zur Stratigraphie des Quartärprofils von Kärlich am Mittelrhein. - Mainzer naturw. Arch., 10, 77-100, 2 Abb., 2 Tab., Mainz 1971.

BRUNNACKER, K., STREIT, R. & SCHIRMER, W.: Der Aufbau des Quartärprofils von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). - Mainzer naturw. Arch., 8, 102-133, 8 Abb., 3 Tab., 1 Anl., Mainz 1969.

BÜDEL, J.: Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — 41 S., Würzburg 1969.

Dongus, H.: Formentwicklung auf der Lonetal-Flächenalb (Schwäbische Alb). - Ber. deutsch. Landeskde., 31, 50-68, 1 Kte., 2 Prof., Bad Godesberg 1963.

Erlenkeuser, H., Straka, H. & Willkomm, H.: Neue C14-Datierungen zum Alter der Eifelmaare. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, 127-181, Ohringen/Württ. 1970.

FEZER, F.: Zur quartären Formung des Nordschwarzwaldes. — Iber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F., 52, 183-194, 8 Abb., Stuttgart 1971. Fink, J., Paepe, R., Sommé, J., Paas, W. & Kuyl, O. S.: Discussions, Meeting of the Subcomm.

for Loess-Stratigraphy in Belgium 1967, 54 S., Brüssel 1967.

Frechen, J.: Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel. - 2. Aufl., Samml, geol. Führer, 56, 195 S., 46 Abb., 9 Beil., 5 Tab., Berlin-Stuttgart 1971.

Frenzel, B.: Zur Pollenanalyse von Lössen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, 5—39, Ohringen/ Württ. 1964.

GEBHARDT, I.: Die Talbildung der Eifel im Ablauf der Klimate, des Vulkanismus und der periglazialen Bodenbildung im Quartär. - Decheniana, 115, 143-214, 24 Abb., 4 Diagr., 1 Tab., 3 Ktn., Bonn 1963.

GUENTHER, E. W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen von Lössen. - Fundamenta, 1, 91 S., Köln 1961.

-: Elephantenzähne aus den Mosbacher Sanden, II. - Mainzer naturwiss. Arch., 8, 77-89, 4 Abb., Mainz 1969. Hädrich, F.: Zur Anwendung einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedo-

logischen und quartärgeologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Proben aus Lößaufschlüssen. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., 60, 103-137, 3 Abb., Freiburg i. Br. 1970.

HEIM, D.: Zur Petrographie und Genese der Mosbacher Sande. — Mainzer naturw. Arch., 9, 83-117, 5 Abb., 4 Tab., Mainz 1970.

HEINE, K.: Über die Ursachen der Vertikalabstände der Talgenerationen am Mittelrhein. — Decheniana, 123, 307-318, 2 Abb., Bonn 1971.

HEMME, H.: Die Stellung der "lessivierten" Terra fusca in der Bodengesellschaft der Schwäbischen Alb. — Diss. Univ. Hohenheim, 78 S., Stuttgart-Hohenheim 1970.

Janoschek, A.: Jung-Pliozän und Alt-Pleistozän im Horloff-Graben (Wetterau). — Diss. Univ. Giessen, 58 S., 12 Abb., 9 Tab., Gießen 1970. KAISER, K.: Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. – Festschr. deutsch. Geogr. Tg. Köln 1961, 263-278, 6 Abb., 7 Tab., 3 Ktn.,

Wiesbaden 1961. KANDLER, O.: Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintales zwischen Mainz-Wiesbaden und Bingen-Rüdesheim. - Mainzer geogr. Stdn., 3, 92 S., 35 Abb., 1 Tab., Mainz

1970.

KEMPF, E. K.: Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des Niederrheinischen Pleistozäns. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 17, 5—60, 7 Abb., 16 Tab., Ohringen/Württ. 1966.

KHODARY-EISSA, O.: Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). — Freib. bodenkdl. Abh., 2, Freiburg/Br. 1968.

KÖRBER, H.: Die Entwicklung des Maintals. — Würzburger geogr. Arb., 10, 170 S., 8 Abb., 6 Tab., 5 Ktn., Würzburg 1962.

LESER, H.: Die fossilen Böden im Lößprofil Wallertheim ((Rheinhessisches Tafel- und Hügelland).
— Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, 108—121, 4 Abb., Ohringen/Württ. 1970.

MENSCHING, H.: Periglazial-Morphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. — Würzb. geogr. Arb., 7, 39 S., 5 Fig., 6 Abb., Würzburg 1960. Paas, W.: Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. —

Decheniana, 121, 9—38, 2 Tab., 10 Abb., Bonn 1968.

PAUL, W.: Die plio- und pleistozänen Schotter der Wutach-Donau am Ost-Schwarzwald. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 232—242, 3 Abb., Ohringen/Württ. 1969.

Quirzow, H.: Mittelrhein und Niederrhein. — Beitr. Rheinkde., 14, 27-39, 4 Abb., Koblenz 1962.

REMY, H.: Würmzeitliche Molluskenfaunen aus Lößserien des Rheingaues und des nördlichen Rheinhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 97, Wiesbaden 1969.

Rohdenburg, H.: Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa. — Göttinger bodenkdl. Ber., 6, 3—107, Göttingen 1968.

 Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. – 2. Auflage, 350 S., Lenz-Verlag Gießen 1971.

ROHDENBURG, H. & MEYER, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Mitt. deutsch. bodenkdl. Ges., 5, 135 S., Göttingen 1966.

ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A.: Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 99, 246—252, 2 Abb., Wiesbaden 1971. ROTHER, K.: Die eiszeitliche Vergletscherung der Mittelgebirge Mitteleuropas. — Geogr. Rdsch.,

23, 260-266, Braunschweig 1971.

RUTTE, E.: Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Main-Gebiet, Süddeutschland. — Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., 12, 51—72, 1 Fig., Berlin-Stuttgart 1971.

Schirmer, W.: Das Jüngere Pleistozän in der Tongrube Kärlich am Mittelrhein. — Mainzer naturw. Arch., 9, 257—284, 6 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Mainz 1970.

Schönhals, E.: Ein äolisches Sediment der jüngeren Dryas-Zeit auf dem Laacher-See-Tuff. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, 337—340, 1 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Krefeld 1959.

Schönhals, E., Rohdenburg, H. & Semmel, A.: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, 199—206, 1 Abb., Öhringen/Württ. 1964.

Schröder, B.: Daten und Probleme der Flußgeschichte und Morphogenese in Ost-Franken. — Mitt. fränk. geogr. Ges., 18, 163—181, 8 Fig., 1 Kte., Erlangen 1971.

Semmel, A.: Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankf. Geogr. Hefte, 45, 133 S., 35 Abb., Frankfurt a. M. 1968.

 -: Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. — Erdkundliches Wissen, 30, 149 S., 60 Abb., Wiesbaden 1972.

-: Fragen der Quartärstratigraphie im Mittel- und Oberrhein-Gebiet. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., 54, 61—71, Stuttgart 1972 (1972 a).

Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., 14, 105—112, 3 Fig., Berlin-Stuttgart 1972 (1972 b).

 Geomorphologische Fragen im Kasseler Raum. — Erscheint in Festschrift deutsch. Geogr. Tg. 1973 in Kassel.

SEMMEL, A. & STÄBLEIN, G.: Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 22, 23—34, 6 Abb., Ohringen/Württ. 1971.

Sonne, V. & Stöhr, W.: Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., 14, 103—116, Stuttgart 1959.

STÖHR, W.: Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Locker-braunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 91, 318—337, Wiesbaden 1963.

VINKEN, R.: Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, 127—170, 24 Abb., 11 Tab., Krefeld 1959.

WINTER, K. P.: Die untere Mittelterrasse im Südteil der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, 15, 138 S., 49 Abb., 5 Tab., Köln 1968.

ZAGWIJN, W. H., MONTFRANS, H. M. V. & ZANDSTRA, J. G.: Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands. — Geol. Mijnb., **50**, 41—58, Haarlem 1971. Concerning the stratigraphy of Loess cf:

- Loess and related Eolian Deposits of the World; Proc. VII Congr. Int. Ass. Quaternary Res., 12, Lincoln, Nebraska 1968.
- 2. Bûlletin de l'Assoc, franc. p. l'étud. du Quaternaire, Paris 1969.

Manuscript received July 6, 1973.

Address of the author: Prof. Dr. A. Semmel, Geographisches Institut der J.-W.-Goethe-Universität, 6 Frankfurt/Main, Senckenberganlage 36.

2. The Holocene of the Former Periglacial Areas

by Wolfgang Schirmer, Düsseldorf *)

translated by Klaus Dietz and Charles Turner, Frankfurt/M.

1. River Deposits

Until now there have been no descriptive reviews of the Holocene development of river valleys in the Federal Republic of Germany. This is mainly due to the fact that the Holocene development of complete river systems has not yet been investigated. Remarkably thorough and diverse studies, however, have been carried out recently on the Holocene development of shorter valley sections of several rivers in the area concerned, which lies between the greatest extend of the Alpine and Northern glaciations: on the middle course of the River Lech between Schongau and Landsberg (Brunnacker 1959 *, Diez 1968 *), on the River Isar in the area of Freising-Landshut (Brunnacker 1959, Vidal et al. 1966, Hofmann 1973), on the Danube in the region of Ulm, on the Lower Iller and on the Blau (Groschoff 1961 *, B. Becker 1971), on the Upper Austrian Danube in the basins of Eferding and Linz (Kohl 1968 *)²), on the upper Main between Bamberg and Kulmbach (Schirmer 1973), on the River Lahn at Gießen (Mäckel 1969), on the Rur between Düren and Jülich (Schalich 1968), and on the Upper Leine in the area of Göttingen (Scheffer & Meyer 1965, Rohdenburg 1965*, Willerding 1960).

Additionally, there exist a great number of detailed studies from many rivers, mainly concerned with the uppermost parts of Holocene valley aggradations above the ground-water table. Lack of space makes it impossible to report the present state of research by describing individual studies or river sections. So in order to provide a survey, an attempt has been made to sketch coherently the historical evolution of river valleys, according to the present state of research, and by quoting significant evidence.

1.1 General Distribution and Characterization

The former periglacial area between the Alpine and Northern glaciations roughly coincides with the distribution of the German *Mittelgebirge* (uplands). It contains the greater part of the Rhine river basin, the upper drainage area of the Weser, and both the northern drainage area of the Upper Danube, and that extending into the northern Alpine Foreland.

The river deposits of the valley floor, containing the present floodplain, are mainly called "Niederterrassen"-Sedimente (Low Terrace sediments). The term "Niederterrasse" is applied by some authors merely in a morphologic-descriptive sense, that is, for terraces of the valley floor. Others attach to this term a morphologic-stratigraphic meaning, that is, terraces as surfaces on sediments of the last glaciation (Würm). Sometimes "Untere Niederterrassen" (Lower Stages of the Low Terrace), "Vorterrassen"

^{*)} Major studies, containing older literature. — The topographical situation see fig. 1 p. 294.

¹⁾ Lecture given on the Symposium on "Palaeogeographical changes of valley floors in the Holocene" of the INQUA "Commission for the Study on the Holocene" in Poland, at Zegrzynek near Warsaw, on the 20th of September 1972.

²⁾ We would like to include the impressive results from the Upper Austrian Danube, as there exists no comparable research on the adjacent Lower Bavarian Danube.

(Fore-Terraces), "Austufen" (Floodplain steps), etc. are separated from the Low Terrace surface. These surfaces, which are cut into the Low Terrace, are partly recognized to be of Late-Glacial, partly of Holocene age. Predominately sandy-loamy floodplain sediments, more rarely some gravels were ascribed to the Holocene. Only recently was it recognized that, in the case of many river courses, the so-called Low Terrace fill contains a fair amount of gravel of Holocene age.

Information about the stratigraphic relationships between the Low Terrace sediments of the Würm glaciation and Holocene sediments is available only in the case of a few rivers. A highly generalized evaluation for the river areas of the *Mittelgebirge* is presented as follows:

The surface of the Holocene deposits is incised into the Würm surface. The base of the Holocene accumulation, having a thickness of several meters, lies, in most of the observed cases, at the level of the lower part of the Würm gravel fill.

In the upper courses of rivers the Holocene river bed frequently occupies the width of the Würm river bed. Consequently there usually remain only sparse relics of Würm terraces on the valley flanks. Within the Holocene valley aggradation, gravel deposits, which can be differentiated chronologically, lie side by side at approximately the same level. In most cases they are covered by young floodplain loam, so that it is difficult to establish a morphologic differentiation for the Holocene gravel accumulation.

Whilst the Würm aggradation widens downstream, the Holocene aggradation maintains approximately the same width. Thus considerable benches of Würm terraces are preserved. The sequence of a Würm, Late-Würm, and Holocene terrace-fill presents itself in some places as a genuine staircase of terraces. Occasionally, even within the Holocene aggradation there exist terrace steps, which can be recognized morphologically.

This pattern is modified in different areas by tectonics (areas of subsidence or uplift), by the structure of the bedrock traversed (narrow valleys, widenings), and by the variation of the base level.

The Holocene river deposits within the river bed usually consist of sandy and loamy gravels and sands. Near river banks and in abandoned channels occur sediments rich in humic matter and organic detritus such as clay-muds and detritus-mud (Mudde, Schlick). On the high-water floodplain a sandy, silty to clayey loam is deposited (Auelehm). Sometimes it is calcareous, especially if there is a great amount of redeposited fresh loess. In the area of the rivers in the northern Alpine Foreland "Auemergel" (floodplain marl) is deposited. Its lime content reaches 60—70 % (Diez 1968, HOFMANN 1973), which can be attributed principally to the till content and to the high percentage of carbonate rock in the total load of these rivers.

The Holocene age of these deposits can be — contrary to Würm and Late-Würm river sediments — determined by their frequently abundant plant debris (Rannen³), remains of roots, branches and leavels, peats), more seldom by embedded artifacts or fauna. Further distinguishing criteria are the more weakly developed soil formations on Holocene terraces, compared to those on Würm terraces (for example in the northern Alpine Foreland: Brunnacker 1959, Diez 1968, on the River Rur: Schalich 1968), and the already mentioned morphologic distinctions between the Holocene valley aggradation and Würm terraces.

³⁾ Subfossil tree-trunks, often with large branches or stumps of branches, often still with roots, toppled by undermining of the bank and usually embedded in the direction of flow. The term is applied in common usage, as well as in the geological literature of the Danube-Main area.

1.2 The Chronological Development of River Areas in the Holocene

a. Early Holocene

As far as fluvial processes during the transition from the Late-Glacial to Holocene can be understood, at latest by the Preboreal rivers began to dissect the Late-Glacial terrace deposits with channels and then, gradually restricted themselves to narrower river beds, where downcutting took place. Rarely thin beds of loamy gravel of this age are preserved but generally the surviving sediments consist of loamy-silty alluvium spread out over the Late-Glacial deposits (e.g. on the Rur: Schalich 1968, and on the River Lahn: Mäckel 1969). Whether the Early Holocene floodplain developing in this way was always formed on top of the Late-Würm terrace surface — as for the River Lahn — or whether it was formed at an erosion level within the Late-Würm terrace, still remains to be investigated.

The groundwater table in this Early Holocene floodplain lay, in general, close to the surface, so that these valley plains were often inclined to turn into fen. On parts of valley floors, where the groundwater table reaches the surface, or in lateral depressions of dried-up valley floors, which are additionally fed by phreatic discharge from the valley flanks, m u d s and p e a t s have been developing since the Early Holocene.

At times their growth set in as early as the Preboreal. To quote but a few of the many relevant studies, together with their regional distribution: Upper Danube around Ulm and Upper Neckar drainage area (Groschopf, most recently 1961*); on the Upper Rhine, the Bergstrasse river bed of the Neckar, abandoned by the Neckar during the Preboreal, which then took a direct course to flow into the Rhine at Mannheim (most recently Kupfahl 1972*), on the middle Saar (Zandstra 1954), on the Lower Rhine near Cologne (Rehagen 1964), in the Hessian fault trough near Amöneburg (Huckriede 1965), on the Leine near Göttingen (Kretzmeyer 1949, cited in Willerding 1960). Here described are clayey, humic to peaty sediments, several decimeters in thickness, overlying older Würmian or Late-Würmian gravels or sands; these are called "Basismudde" (basal muds) (Groschopf 1961) and "Basistorf" (basal peats).

Occasionally the formation of muds and peats began with the Boreal, for example on the Lower Rhine (Rehagen 1964, Herberhold 1968), or in the Lahn valley (Huckriede 1972). Where groundwater springs were present, even the more elevated Low Terrace surfaces began to develop fen and bog during the Early Holocene (e.g. in front of the Alpine Würm end-moraines on the Late-Glacial gravel plain of the Erdinger Moos: Schmeidl 1959, 134, on the Saar: Zandstra 1954).

All the sediments mentioned may sometimes contain pieces of wood. They may be dated by means of pollen analysis, sometimes supported by molluscan faunas and by 14 C-dating; e.g. *Basismudde* on the northern border of the Schwäbische Alb: 9290 \pm 190 BP (Groschoff 1961).

Where groundwater, coming from calcareous drainage areas, reaches the surface — particularly in the South-German Jura, and on the outwash plains of the northern Alpine Foreland — Alm^4) and $Dauch^5$) are precipitated as well. Very rarely does the precipitation begin as early as the Preboreal, but, for example, in the Full-Glacial meltwater channel of the Memminger Ache, where the first precipitates of Alm appear, together with Preboreal peat formation (Brunnacker 1959). On a widespread scale, Alm and

⁴⁾ Alm ist between loose lime silt and lime sand, which is precipitated by discharge of calcareous groundwater (cf. Vidal et al. 1966).

⁵⁾ instead of the term "Kalktuff" (calcareous tufa) (cf. Jäger 1965).

Dauch have only been developed since the Boreal (e.g. Schwäbische Alb: Groschopf 1952, 1961), or since the Atlantic (Erdinger Moos: VIDAL et al. 1966) (cf. also chapter 2).

On dried-up floodplains, soils have begun to develop since the Preboreal. In many areas these soils cap the shallow floodplain sediments of the Earliest Holocene (cf. above). These soils are dark and humic; they possess different names in specialist literature, frequently they are called "Humushorizont" (humus horizon). Typologically they can be classified as "tschernosemartiger Auenboden" (chernozem-like floodplain soil) (in MÜCKEN-HAUSEN'S sense 1962), or as "Auen-Feuchtschwarzerde" (wet chernozem of floodplains). They show transitions towards bog soils. The Ah-horizons reach a thickness of 5 decimeters.

The time of their formation can only be narrowed down: pollen analysis of the Ahorizon (MÄCKEL 1969: River Lahn) indicates a time span stretching from the end of the Preboreal to the late Boreal. 14C-datings of wood and humus give 7100 ± 110 PB (River Lahn: Mäckel 1969), 7380 ± 250 BP (Danube at Linz: Kohl 1968), 7980 ± 110 BP (Upper Main: Schirmer 1973). These dates indicate a Boreal to Early Atlantic age, but they need careful interpretation: they give an average - or in the case of more intensively reworked soils — a final age for the total period of soil formation; they can yield an even younger date where subsequent pedogenetic processes involve superimposed soils (cf. paragraph b). On the sides of the Dauch-filled Rosdorf valley depression near Göttingen, a Feuchtschwarzerde on loess extends downslope and continues below the Dauch, whose formation set in after the transition from the Preboreal to the Boreal (SCHEFFER & MEYER 1965). Consequently, the soil development had already set in during the Preboreal. Adjacent pits of the "Altere Linienbandkeramik" (Older Danubian Ware culture), which were dug into fully developed Feuchtschwarzerde (Scheffer & Meyer 1965), and fragments of Older Danubian pottery, situated above this soil in the Leine valley (ROHDEN-BURG 1965), demonstrate that the complete soil development had already been in existence at the beginning of the Neolithic period (cf. also ROHDENBURG & MEYER 1968).

The main phase of the development of the Auen-Feuchtschwarzerde ranges, accordingly, from the Preboreal to the end of the Boreal, perhaps even including a part of the Atlantic.

The lateral change at this period of the Early Holocene from more elevated and drier habitats of the valley floors to moist depressions, channelways or marginal depressions, is reflected by the transition from Auen-Feuchtschwarzerde through boggy soils to peat (cf. Herberhold 1968).

It is likely that a "Lehmmudde" (loamy mud), with plant remains, which was found in the Lahn valley at Marburg (Huckriede 1972), can be attributed to a moist depression of the Early Holocene floodplain. From its stratigraphic position, immediately beneath the floodplain loam, and by means of pollen analysis, this Lehmmudde can be dated to the late Boreal (14C-dating: 6930 ± 60 BP). The depression was either flooded by high waters or by lateral discharge. At some distance downstream, towards Gießen, it is Auen-Feuchtschwarzerde, which covers widely this fossil floodplain there (Mäckel 1969).

b. Atlantic Stage

At all known localities the Early Holocene Auen-Feuchtschwarzerde is situated very close to the present surface, usually at a depth of 1—2 meters. In the Lahn valley it is covered — according to pollen-analytic data (Mäckel 1969: profiles 1 and 4) — by, at most, 2 meters of Atlantic and early Subboreal floodplain loam. This level was attained later only by mediaeval and modern floodplain loam. Also on the River Leine (Rohdenburg 1965), and on the Upper Main (Schirmer 1973) the Early Holocene level is covered essentially by mediaeval and modern floodplain loam.

The development of an intensive, pseudogleyed brown weathering horizon (B_vS_d) below the humus horizon of the *Auen-Feuchtschwarzerde* on the Upper Main shows, further, that the Early Holocene level continued to exist for a long time under changed conditions — for example, a lower groundwater table, caused by increased downcutting of the river bed — probably even throughout the Atlantic stage.

A lowering of the erosional base and of water table in the valleys is also indicated by Atlantic loam and muds below the Early Holocene floodplain level, for example along the Lahn (Mäckel 1969: 151), and along the Saar (Zandstra 1954). By Atlantic times the erosion of the Saar had practically reached the base of the Pleistocene gravels. In the Lahn (Mäckel, profile 2, 3), and in the Upper Main valleys (Schirmer 1973) the base level of erosion is situated slightly higher.

Only in the case of the Lahn does Mäckel mention an Atlantic gravel accumulation. Its maximum thickness is 4 meters, and the inferred age is based on ¹⁴C-dating (4100 ± 45 BP), and on a single pollen sample from a mud lens. The ¹⁴C-dating, however, indicates a Subboreal age (cf. paragraph c), and it is quite possible that the mud material was reworked from the previously mentioned Atlantic floodplain loam into a younger gravel fill — a process frequently to be observed in Holocene gravels.

c. Subboreal Stage

The first certain indication of a change in fluvial regimes since the Early Holocene is provided by Subboreal gravel accumulations. According to the literature so far published, these gravel accumulations are the thickest and most frequent of the Holocene.

The gravel aggradation occurs in a very broad river bed, which had been widened by lateral erosion. The valley floor of the Early Holocene, together with the *Auen-Feucht-schwarzerde*, is preserved only in the form of narrow strips, mainly on the edge of wider sections of the valley.

In places, where the valley floor of the Early Holocene Auen-Feuchtschwarzerde can be recognized, it is not covered by gravel. That is to say, the accumulations are cut into it, as in the case of the Upper Main (Schirmer 1973), probably also of the Lahn 6), and of the Danube near Linz (Kohl 1968). At Linz, the terrace concerned is called "Oberes Hochflutfeld" (Upper Floodplain), on the Isar it is called "Pulling-Stufe" (Pulling terrace) (Brunnacker 1959). In both localities the terrace is clearly incised into the Late-Glacial terrace level. The thickness of the aggradation on the Upper Main amounts to 2,5—3 meters, on the Lahn at a maximum 4 meters, on the Isar at least 4,5 meters, on the Danube near Linz at a maximum 9 meters.

On the other hand, Preboreal peat on the Danube near Ulm was covered by 4 meters of Subboreal gravel accumulation (GROSCHOPF 1961), and, at some distance south-east of this locality, on the Kammlach, a Younger Dryas level is covered by at least 30 cm of Subboreal accumulation (GERMAN & FILZER 1964).

Further references to Subboreal accumulation are reported from Regensburg/Danube (Neweklowski 1964), Höchstädt/Danube (B. Becker 1971), and from the Rems (Eisenhut 1962) 7).

Rather conspicuous is the abundance of Rannen³) in all the gravels mentioned. The chronology of the gravels was obtained by ¹⁴C-dating of Rannen, and further, by dendrochronological correlation (B. Becker 1971) with ¹⁴C-dated trunks. Only the Kammlach gravels mentioned were dated by means of pollen analysis. In some cases

⁶⁾ cf. chapter b, last paragraph.

⁷⁾ cf. also the chapter on the Urnfield-period.

additional dates can be obtained through archaeological evidence; for example, near Ulm: Late Neolithic and Urnfield-period finds (GRAUL & GROSCHOPF 1952), on the Upper Main: numerous Late Neolithic and Urnfield-period finds (JAKOB 1956) 7).

A compilation of current data on the Subboreal aggradation indicates that there are two periods of accumulation: one in the Late Neolithic, the other in the Bronze Age.

Whether the lack of records between these periods is the result of an insufficient number of observations, or whether it really marks two different phases of accumulation, or peaks of a single accumulation, remains to be shown by future studies.

The Urnfield-Period

As mentioned above the younger of the two Subboreal peaks is shown by the prehistoric records to continue into the Urnfield-period. SMOLLA (1954) has compiled information from areas, including those not dealt with in this article, where Urnfield finds are situated below fluvial accumulations. One of them, for example, is the aggradation of the Märkter Terrasse near Basle, in which a helmer from the Urnfield-period was found 3,5 meters below the surface (SCHMID 1950) 8).

SMOLLA connects his findings, together with statements on slope changes and on the choice of location for settlements and burial-places, with the climatic deterioration at the turn of Subboreal/Subatlantic, as deduced by Sernander 9) in 1926. This would signify a separate accumulation at the transition to the Subatlantic. As long as the gravels mentioned are dated only by single finds from the Urnfield-period, unsupported by further data or information on the surrounding Holocene frame, the possibility, that they lie within the sequence of late Subboreal accumulation cannot be ruled out.

d. Early Subatlantic Stage (Pre-Roman Iron Age)

From the oldest phase of the Subatlantic, only few data exist, which are concerned with the fluvial processes. Only on the Upper Main (SCHIRMER 1973) can a widespread accumulation, whose maximum thickness is 3,5 meters, be attributed to this period. It is situated at the same level as the Subboreal gravel, and it extends to immediately below the Early Holocene floodplain level. Three ¹⁴C-dates from the lower, middle and upper part of the gravel aggradation fall between 2230—2470 BP; the dates, corrected by SUESS, establish an age between 800—400 BC.

Towards the Roman period the Main must have been downcutting, as the gravel surface is dissected by channelways, whose earliest deposits of muds contain rooted wood, datable by ¹⁴C to the Roman period.

e. Roman Period

The information on Holocene fluvial processes during the Roman period is supported in particular by an abundance of cultural finds.

A separate gravel aggradation dating from the Roman period is found as part of a Holocene staircase of terraces, cutting through a fluvioglacial gravel plain in the foreland of the Würm end-moraine on the middle Lech near Epfach. The gravel aggradation, with a thickness of 2 meters, covered by 1,5 meters of river marl, can be shown to be restricted to the early Roman period up to the 4th century A. D., as there are Roman constructions in situ beneath it and above it (BRUNNACKER 1959, DIEZ 1968: 110).

9) cited in SMOLLA (1954).

⁸⁾ The author ascribes the gravel to the beginning of the Subatlantic.

Gravel aggradations, containing some ¹⁴C-dated pieces of wood, but above all cultural finds from the Roman period, are familiar from various rivers. They originate from, for example, the alluvial fan of the Iller near Ulm (Brunnacker 1959, Groschopf 1961), from the Isar near Landshut (Hofmann 1973), from the Main near Bamberg (Pescheck 1970), from the middle Saar (Zandstra 1954), from the Lower Rhine (Petrikovits 1960), from the Rur near Jülich (Schalich 1968), and from the Leine near Göttingen (Willerding 1960). Usually, however, these are isolated discoveries, well-provenanced only in certain cases. A gravel aggradation belonging to has not been separated. Consequently, all these records merely signify that the gravels, containing finds, are either from the Roman period or younger, for possibly the finds became embedded in the gravels at later times, as was shown by Petrikovits (1959), for instance, with remains and finds from the Roman camp Vetera II.

The filling of an abandoned branch of the Rhine at Xanten in connection with the silting-up of Roman quay constructions at Colonia Traiana (Petrikovits 1952) can be placed roughly within the period between A. D. 0 and the beginning of the 3rd century A. D. A silting-up of channels, cut into gravels from the Iron Age, which took place in the Roman period on the Upper Main (Schirmer 1973), has already been mentioned. Very similar channels, filled with loamy muds, were formed on Holocene gravels in the Leine valley near Göttingen (Willerding 1960). There the formation of mud, dated by pollen analysis, and on the Upper Main by ¹⁴C, persisted from the Roman period up to the early Middle Ages, before the formation of floodplain loam set in.

Signs of the deposition of floodplain loam can be expected from Roman buildings which are still preserved in situ in river valleys. Most of these buildings are situated just out of reach of the present-day flood waters; some of them, such as the Roman citadels Wörth and Trennfurt on the western Main quadrangle (Kessler 1962) are still within reach of flood waters. Others have been at least temporarily flooded since their construction, and are covered by a few meters of mud or loam. In addition to the examples from the Main quadrangle, parts of the Roman road between Koblenz and Andernach in the Neuwied basin (Hirschfeld 1881) 10), a Roman grave, situated in a pre-Roman meander of the Rhine near Duisburg (Hoppe 1970), as well as a settlement predating the Colonia Traiana near Xanten (Petrikovits 1952), should be mentioned. Only at the latter place can the inundations, which deposited 1,5 meters of flood loam — of the facies characteristically found close to river banks — be dated to approximately A. D. 20—50. At the other localities mentioned the Roman buildings merely provide a terminus post quem for the age of the loams.

The results demonstrate, however, that at the time of the construction of the Roman buildings, the river level must have been roughly as low as today, and that the high floods of subsequent periods, restricted by an increasing build-up of floodplain loam, were able to rise higher than in the Roman period.

f. Middle Ages and Modern Age

Floodplain loams are by far the most conspicuous formations of our river valleys in the Middle Ages and the Modern Age. At their base, however, mediaeval and younger gravels are found as well.

Not just in the Roman period, but in later times too, within the area of the fluvioglacial gravel plains of the northern Alpine Foreland and downstream, terrace steps in the form of a staircase of terraces were cut into the older Holocene terraces (BRUNNACKER

¹⁰⁾ cited in Fuchs (1960).

1959: Lech, Isar; DIEZ 1968: Lech; HOFMANN 1973: Isar). On the Isar, the older of two post-Roman steps, the *Dichtl-Stufe*, is dated to the 16th to early 17th century by a poplar trunk, which lay in the gravels at a depth of 1,5 meters. On the Rur also, two historical gravel aggradations appear. Their thickness, however, amounts only to a few decimeters: there, a modern gravel, containing cultural debris of the 18th and 19th centuries, is cut into a gravel, containing mediaeval potsherds, which can be explained by tectonic subsidence in the adjacent region of the *Niederrheinische Bucht* (SCHALICH 1968).

Here and in all other areas, gravels with a thickness up to a few meters, containing mediaeval and more recent cultural debris, mainly pottery fragments, are situated below the floodplain, which morphologically can hardly be differentiated. For example, on the Main (Jakob 1956, Brunnacker 1958, Körber 1962: 25, E. Becker 1967: 15th century), and on the Regnitz (Kuhn 1956). In most cases, however, the age of the cultural debris is rather ill-defined, and indicates, at any rate, only an upper age limit for the gravels.

Thus, it still cannot be shown whether there was any supraregional trend within the region of the *Mittelgebirge* towards particular phases of aggradation within this period. Alternatively, local events, such as the shifting and infilling of meanders may have given rise to such aggradation randomly in time and space. The six meander cutoffs on the Lower Rhine, which were formed, according to Hoppe (1970), at equal intervals over the period between 1200—1700 do not provide us with an answer. For meander cut-offs depend on the maturity of the meander and on flood peaks, which may occur at any time and under very different conditions (cf. Hoppe, p. 42). Data on the sudden acceleration of slowly developing meanders should be collected. This might help us to discern the time-pattern of such aggradations.

The recent valley floors consist of floodplain loam, generally with a thickness of 2—3 meters, but at times covering the older fluvial deposits to a much greater depth. The floodplain loam is usually situated above the groundwater table of the valleys, and it is most frequently to be found in valley exposures. Consequently, the younger loams are the most described Holocene deposits of our river systems.

The recent floodplain loams of valleys in the Mittelgebirge more or less fill up and level off the irregularities of the valley floor, which had remained after the activities of Holocene fluvial processes. Only the relief of the most recent lateral movement of rivers has not been evened out so far by these loams (cf. Mäckel 1969: 159). For the first time since the Early Holocene, this floodplain loam overlaps to a considerable extent the valley floor of that period, which is characterized by the Auen-Feuchtschwarzerde 11), that is to say, it blankets the complete Holocene, partly even the Late-Glacial valley floor. Apart from predominately sandy-silty loams there are also areas of gravel and clay. Within a valley cross-section, a division into coarser-grained loams, which are deposited close to the river around the levées, and finer-grained loams, deposited at a greater distance from the river, around the marginal depressions, appears to be the rule (cf. e.g. Zandstra 1954, Vollrath 1965).

Roman buildings in situ (cf. chapter e.) and Roman age finds on the floodplain (e.g. on the Mümling in the Odenwald: Kessler 1962:40) are usually situated below this loam or in its lower part, thus marking the bulk of the loam as post-Roman.

In some river valleys, within the post-Roman floodplain loam an "older" and "younger floodplain loam" 12) could be distinguished, which occur above as well as alongside each other, e.g. on the Upper Leine (most recently WILLERDING 1960*

¹¹⁾ cf. chapter b.

¹²⁾ The terms are rather inadequate, as there are pre-mediaeval floodplain loams as well; cf. the previous chapters.

and Rohdenburg 1965*), on the Lahn (Mäckel 1969), and on the Upper Main (Schirmer 1973). In the case of an overlap of the two loams, in the Leine and Main valleys a weak soil development took place on the older loam surface. Therefore, after the deposition of the older loam, parts of the floodplain must have been free from flooding, at least for a certain period of time, which indicates changed enditions of discharge.

The deposition of the older loam began on the Leine, dated by pollen analysis (WILLERDING 1960), on the Lahn and on the Upper Main, dated by ¹⁴C of pieces of wood in situ, in the early Middle Ages. On the Lahn the loam contained pottery from the 10th and 11th centuries. Cultural finds are numerous in other areas as well (e.g. Leine: HEMPEL 1956, Mümling/Odenwald: KESSLER 1962, 42).

The deposition of the youngerloam began on the Lahn (Mäckel 1969), as was proved by the ¹⁴C-dating of a post with wickerwork, and by pottery, at the timespan from transition Middle Ages/Modern Age to early Modern Age. Consequently, there the younger loam belongs to modern times.

Possibly this bipartition reflects a connection with the suggested tendency towards erosion and accumulation in the river bed.

An ingenious demonstration of very recent loam deposition was given by Schalich (1968). In the Inde valley, a tributary of the Rur, 3 meters of "Jüngster Auelehm" (very recent loam) were dated by their content of trace elements, namely zinc and lead, as well as by slag from the zinc-smelting at Eschweiler, which had been deposited since the second half of the 19th century.

The deposition of loam still continues today. In the Neuwied basin, for example, one single flood in the year 1955 deposited 2 cm of sand on the floodplain; at banks, where the water had been dammed up, as much as 24 cm were deposited (Fuchs 1960).

The fact that the increased deposition of loam since the early Middle Ages is mainly due to anthropogenic influences, in particular forest clearances causing soil erosion, has been well appreciated in the specialist literature of the last twenty years. Earlier literature on this subject was reviewed by REICHELT (1953), more recent studies by JÄGER (1962) and MÄCKEL (1969).

1.3 Regional and Stratigraphic Survey, River Dynamics

In the northern Alpine Foreland Holocene valley development differed from that in the *Mittelgebirge*.

Observations on the rivers of the Alpine Foreland come chiefly from areas where gravel outwash plains lie in front of the Würm end-moraines, and from areas downstream from there. Troll (most recently 1954) has described how these gravel plains were cut into by "trumpet valleys" (Trompetentälchen) during the Late-Glacial. These erosional valleys widen out and grow flatter downstream where alluvial cones were deposited. Basically these valley-forming processes of the Late-Glacial period continued, according to Brunnacker (1959) and Hofmann (1973) during the Holocene. Thus the Holocene aggradations were deposited as a staircase of terraces with base levels cut through the Low Terrace even into the underlying bedrock.

By contrast, Holocene fluvial processes in the Mittelgebirge region are practically restricted to within the gravel fill of the Low Terrace. Staircases of terraces are rarely to be found or faintly indicated. Younger gravel fills are usually deposited at the same level as older ones, which makes their separation difficult.

In regions, where the formation of staircases of terraces took place, the age of these terraces can additionally be investigated by comparative differences in their soil development (Brunnacker 1959, Diez 1968, Schalich 1968, Hofmann 1973).

A number of phases of accumulation and erosion, occuring since the Subboreal, are known from different areas. After a general Subboreal accumulation (possibly two-phase, Young Neolithic and Bronze Age) there are isolated indications of aggradation in the Iron Age, in the Roman period (especially in the northern Alpine Foreland), in the Middle Ages, and in the Modern Age. Authors agree generally that the Holocene aggradations consist more or less of eroded and redeposited Low Terrace sediments, into which the Holocene valleys and sediments were emplaced. In many cases it remains to be discovered, whether these aggradations occur along the whole course of river systems, or whether they are merely local, e.g. abandoned and filled-up meander fields, or caused occasionally by favourable local factors. It is possible that, with a more continuous range of data for the time since the Neolithic, more periods of aggradation will be recognized.

Beside the above mentioned alluvial cone formation in the rivers of the northern Alpine Foreland, there exist descriptions of local aggradations in the form of alluvial cones from places, where tributary valleys flow into the main valley, such as the alluvial cone of the Iller in the Danube valley near Ulm (most recently Groschoff 1961), or the alluvial cone of the Wiese in the Rhine valley near Basle (Wittmann 1961). In the latter case an alluvial cone of the tributary Wiese, which rises in the Black Forest, was spread downstream by the Rhine on to an erosional step of the Low Terrace (Field C, Märkter Terrasse). Upstream the surface of the alluvial cone is reported to merge into the above mentioned erosional step ¹³). Also a change from a narrow to a wide valley is likely to favour the local formation of alluvial cones, e.g. in the basins of Eferding and Linz on the Danube (Kohl 1968).

In the preceding part of this paper it was in part possible to connect such local aggradations with general trends of accumulation. Only more investigations will prove, how far the Holocene fluvial processes were shaped by general or local factors.

The various interacting factors, which might have led to different causes of development in Holocene river valleys, e.g. particularly the importance of anthropogenic influence, are not discussed here. These very important factors, whose identification is ultimately the goal of this kind of research, have been frequently discussed in current literature (most recently e.g. by Brunnacker 1972*). The greatest deficiency, which has so far emerged, is the scanty amount of factual information concerning the Holocene inland.

Even the results gathered together in this article are only based, as well now be realized, on the studies of a few valley sections, and it is necessary to establish a denser network of observations. Hence this survey and the outline that follows should be considered simply as a draft for future work.

Conclusion

The Holocene fluvial processes from the Danube region to the limits of the Northern glaciated area ¹⁴) indicate, very schematically, that there are three successive trends:

1. During the early Holocene: deepening of the rivers into the glacial sediments from the closing stages of the Late-Glacial period onwards; the formation of a stable flood-

13) For its dating cf. the chapter on the Urnfield-period.

ų.

¹⁴⁾ The somewhat different conditions of the northern Alpine Foreland have been outlined in the first paragraph of this chapter.

plain, characterized by transitions from Auen-Feuchtschwarzerde to boggy soil (Anmoor) to peat and to muds. In the Atlantic erosion has cut through the Würm gravel fill, either largely or entirely.

2. From the Subboreal onwards a gravel fill was deposited in river beds, which had been greatly widened by lateral erosion. The aggradation does not quite reach the Early Holocene floodplain level, which is preserved only in fragments near the valley flanks. In some places floodplain sediments overstep the old floodplain.

Whether an early Subatlantic (Iron Age) aggradation, which is situated in a similar position to the Subboreal accumulation, continues the same trend, cannot be determined with certainty for the time being; a greater number of observations in different regions might answer this question.

3. By the Roman period at latest, the river bed reached approximately the erosional level of the Atlantic stage, and thus the recent level too, and at the same time began to grow narrower. Changes in the river course and a partly meandering river bed caused the shifting of gravels. Tendencies towards aggradation and erosion, seen in the northern Alpine Foreland, possibly exist in the *Mittelgebirge*; sufficient observations, however, are not to hand.

Since the early Middle Ages an increased deposition of floodplain loam set in, which was chiefly due to the clearence of forests. The deposits overstepped the Early Holocene valley floor, and again covered its complete width for the first time since its formation.

2. Calcareous Freshwater Deposits

During the Holocene, formations of $Dauch^5$, Alm^4 , and Seekreide (lacustrine marl) were precipitated in drainage-basins rich in limestone — especially in the northern Alpine Foreland, in the South-German Jura, and in the $Muschelkalk^{15}$) landscapes. Where they are closely connected with fluvial processes, they have already been referred to above.

Early precipitation of such sediments, during the Preboreal, was observed only at a few sites (Brunnacker 1959, 130). (For some possibly Late-Glacial precipitation of also Groschoff 1952, 83). The precipitation of most of these calcareous freshwater deposits, however, began with the Boreal, e.g. on the southern and northern border of the Schwäbische Alb (Groschoff 1952, 1961), in the Main valley near Würzburg (Körber 1962, 144), in the Leine valley near Göttingen (Kretzmeyer 1949) 16). After the latest onset of deposition during the Atlantic, in the Erdinger Moos (Vidal et al. 1966), the peak of the lime precipitation was reached.

By the early Subatlantic at latest, the widespread, extensive precipitation of calcareous sediments practically ceased: in the Schwäbische Alb in the La Tène-period (KLEY 1952) 17) up to the Imperial Roman times (KLEY 1963). Only an insignificant precipitation, limited to the upper courses of streams and springs, continues up till the present day.

In many cases, periodic interruptions of calcareous precipitation are indicated by settlement horizons stratified within these sediments. This can be observed especially well at the best-analyzed *Dauch*-occurrence of the region, the *Dauch* of Wittislingen on

16) quoted from Scheffer & Meyer (1965).

¹⁵⁾ Middle Triassic stage with limestones and marls.

the southern border of the eastern Schwäbische Alb (SEITZ 1951, 1952, 1956, GALL 1971), but also in other places on the Alb (KLEY 1952) ¹⁷), and on the Main (KÖRBER 1962, 144). They cannot necessarily be associated with contemporary fluvial events, but may be associated amongst other things with local processes, such as the building-up and destruction of cascade-forming Dauch-steps in valleys (cf. GROSCHOPF 1952, 75) ¹⁸).

3. Hillwash and Soil-Creep Sediments and Deposits on Upper Courses of Streams

A knowledge of Holocene processes in the uppermost courses of tributaries and on the slopes of the drainage-basins is an essential prerequisite for understanding the environment and changes in Holocene valley processes. By means of pollen analysis, archaeological and ¹⁴C-dating more data on denudational and accumulational processes on slopes and in hollows have recently become available.

Apart from slight slope movement in the early Holocene, there is an increasing amount of denudation and gully erosion, and consequently of the filling-up of depressions, which started with the first extensive agricultural activity and forest-clearance of mankind from the beginning of the Neolithic period.

Information about soil movement since the early Holocene can be found, for example, in Brunnacker (1958*), Scheffer & Meyer (1965), Lüning, Schirmer & Joachim (1971). References to the intensification of such movement, predominately anthropogenic, since the Bronze/Iron Age are more numerous. Besides the references already cited, the studies of Richter & Sperling (1967*), Machann & Semmel (1970*), Huckriede (1971*, 1972 a), and Habbe & Mann (1972) should be listed as examples of more recent literature.

All these studies are limited to closely restricted areas, characterized by local topographical conditions and local anthropogenic disturbance. Consequently, more general and wide-ranging treatments will not be considered here because of their hypothetic nature. In linking soil movements with fluvial processes it has, above all, to be taken into account that slopes and the upper courses of streams will react much more sensitively and immediately to activities, like forest-clearence and human settlement, than will the river dynamics. The latter will not be affected before an eventual build-up of activity on the slope areas, and of cause by climatic factors.

4. The Drifting of Aeolian Sand

Aeolian sand plains and dunes, which had been accumulating predominately during the late Würm Full-Glacial and the Late-Würm in low-lying basins and where valleys broadened out, became stabilized at the beginning of the Holocene by the spread of a closed vegetation cover. Removal of the vegetation cover (by forest-clearence, pastures, plaggen-cutting, or use as military training areas) led to a remobilization of the aeolian sands. Peats, plant remains, and cultural finds, which were buried by these drifts, demonstrate that within the area dealt with, repeated local drifting of aeolian sand has occurred from the Neolithic until the present, for example, in the Main valley (Brunnacker 1958), in the Upper Rhine valley (E. Becker 1967, Kupfahl 1972), and on the Lower Rhine (Stampfuss 1958/59, Braun and Hinz 1968) 19).

¹⁷⁾ in: Groschopf 1952.

¹⁸⁾ A survey of the conditions and time of the formation of calcareous freshwater deposits for the Central European area is presented by JÄGER & LOŽEK (1968).

19) To mention only a few regional examples from the abundant specialist literature.

Bibliography

- BECKER, B.: Zwischenbericht über die dendrochronologische Bearbeitung subfossiler Eichen aus Flußterrassenschottern des südlichen Mitteleuropas. Jb. Akad. Wiss. u. Lit. 1971, 140—145, 2 Abb., Mainz 1971.
- Becker, E.: Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben. Eiszeitalter u. Gegenwart, 18, 5—50, 1 Krt., Ohringen/Württ. 1967.
- Braun, F. J.: Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000. Erläuterungen zu Blatt C 4302 Bocholt, A. Geologische Karte. Mit Beiträgen von H.-J. Anderson, H. Arnold, H. Hinz, P. Hoyer u. H. Vogler. S. 13—92, 161—179, Taf. 1—4, Krefeld 1968.
- BRUNNACKER, K.: Über junge Bodenverlagerungen. Geol. Bl. NO-Bayern, 8, 13—24, Erlangen 1958.
- : Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. Geologica Bavarica, 43, 74—150, München 1959.
- —: Geologische Umweltforschung: zum Beispiel das Binnenland-Holozän in Mitteleuropa. Nachr. Deutsch. Geol. Ges., H. 6, 99—107, Hannover 1972.
- Diez, Th.: Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen. Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 102—128, Öhringen/Württ. 1968.
- Eisenhut, E.: Pleistozänablagerungen im Neckareinzugsgebiet. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 44, 1962, 1—9, Stuttgart 1962.
- FUCHS, A.: Das Überflutungsgebiet des Rheins innerhalb der Neuwieder Talweitung. Forsch. deutsch. Landeskunde, 124, Bad Godesberg 1960.
- Gall, H.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen. München 1971.
- German, R. & Filzer, P.: Beiträge zur Kenntnis spät- und postglazialer Akkumulation im nördlichen Alpenvorland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, 108—122, Ohringen/Württ. 1964.
- Graul, H. & Groschoff, P.: Geologische und morphologische Betrachtungen zum Iller-Schwemmkegel bei Ulm. Ber. d. Naturforsch. Ges. Augsburg 5, 1952, 3—27, Augsburg 1952.
- GROSCHOPF, P.: Pollenanalytische Datierung württembergischer Kalktuffe und der postglaziale Klima-Ablauf. Mit Beiträgen von R. Hauff und A. Kley. Jh. Geol. Abt. Württ. Statist. Landesamt, 2, 72—93, Stuttgart 1952.
- —: Beiträge zur Holozänstratigraphie Südwestdeutschlands nach C¹⁴-Bestimmungen. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **4**, 137—143, Freiburg i. Br. 1961.
- Habbe, K. A. & Mann, E.: Zur holozänen Formungsdynamik im Keuper des Hahnbacher Sattels (Oberpfalz). Geol. Bl. NO-Bayern, 22, 88—93, Erlangen 1972.
- HEMPEL, L.: Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal. Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, 35—42, Ohringen/Württ. 1956.
- HERBERHOLD, R.: Beobachtungen zur Fluß- und Landschaftsgeschichte im Raum Werth-Isselburg.
 Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 16, 313—316, Krefeld 1968.
- HINZ, H.: Vor- und frühgeschichtliche Besiedlung. In F. J. Braun, 1968.
- HOFMANN, B.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. München 1973.
- HOPPE, Ch.: Die großen Flußverlagerungen des Niederrheins in den letzten zweitausend Jahren und ihre Auswirkungen auf Lage und Entwicklung der Siedlungen. — Forsch. deutsch. Landeskunde, 189, Bonn-Bad Godesberg 1970.
- Huckriede, R.: Eine frühholozäne ruderatus-Fauna im Amöneburger Becken (Mollusca, Hessen).

 Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 93, 196—206, Taf. 12, Wiesbaden 1965.
- Uber jungholozäne, vorgeschichtliche Löß-Umlagerung in Hessen. Eiszeitalter u. Gegenwart, 22, 5—16, Ohringen/Württ. 1971.
- —: Altholozäner Beginn der Auelehm-Sedimentation im Lahn-Tal? Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 100, 153—163, Wiesbaden 1972.
- —: Der Untergrund des Deutschen Hauses und weitere geologische und urgeschichtliche Befunde in Marburg an der Lahn. Geologica et Palaeontologica, 6, 177—201, 4 Taf., Marburg 1972 [1972 a].
- JÄGER, K.-D.: Über Alter und Ursachen der Auelehmablagerung thüringischer Flüsse. Praehist. Z., 40, 1—59, Berlin 1962.
- —: Holozäne Binnenwasserkalke und ihre Aussage für die nacheiszeitliche Klima- und Landschaftsentwicklung im südlichen Mitteleuropa. Grundlagen und Grundzüge einer vergleichenden Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung Thüringens. Diss., Jena 1965 [Maschinenschrift].
- Jäger, K.-D. & Ložek, V.: Beobachtungen zur Geschichte der Karbonatdynamik in der holozänen Warmzeit. — Ceskoslovenský Kras, 19, 1967, 7—22, Praha 1968.
- JAKOB, H.: Zur Datierung des "Rannenhorizontes" und der sog. "Pfahlbauten" im Main-Regnitz-Gebiet um Bamberg. — Ber. Naturforsch. Ges. Bamberg 35, 63—82, Bamberg 1956.

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

KLEY, A.: Vor- und Frühgeschichte. - In G. BURKHARDT & A. KLEY: Geschichte der Stadt Geis-

lingen an der Steige, 1, 1-56, Konstanz 1963.

Kohl, H.: Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsohle bei Linz. — Naturkundl. Jb. Stadt Linz 1968, 7—60, Abb. 10—15, Linz 1968.

KÖRBER, H.: Die Entwicklung des Maintals. — Würzburger Geogr. Arb., 10, 170 S., 3 Krt., 1 Profil, Würzburg 1962.

Kuhn, O.: Jüngste Aufschüttungen im Rednitztal bei Strullendorf. — Geol. Bl. NO-Bayern, 6, 168—169, Erlangen 1956.

Kupfahl, H.-G.: In Kupfahl, H.-G., Meisl, S. & Kümmerle, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. — 2. Aufl., Wiesbaden 1972.

LÜNING, J., SCHIRMER, W. & JOACHIM, H.-E.: Eine Stratigraphie mit Funden der Bischheimer Gruppe, der Michelsberger Kultur und der Urnenfelderkultur in Kärlich, Kr. Koblenz. — Praehist. Z., 46, 1, 37—101, Beil. 1—4, Berlin, New York 1971.

MACHANN, R. & SEMMEL, A.: Historische Bodenerosion auf Wüstungsfluren deutscher Mittelgebirge. — Geogr. Zeitschr., 58, 250—266, Wiesbaden 1970.

MÄCKEL, R.: Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 138—174, 3 Taf., Öhringen 1969.

MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. — 148 S., 60 farb. Bodenprof., Frankfurt a. M. (DLG-Verlag) 1962.

Neweklowski, E.: Die Schiffahrt und Flößerei im Raume der oberen Donau, Bd. 3. — Schriftenreihe Inst. Landeskde. Oberösterreich, 16, 658 S., Bild 351—518, Linz 1964.

Pescheck, Ch.: Die wichtigsten Bodenfunde und Ausgrabungen des Jahres 1970. 6. Arbeitsbericht der Außenstelle Würzburg des Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege. — Frankenland, N. F. 22, 229—257, 1970.

Petrikovits, H. v.: Die Ausgrabungen in der Colonia Traiana bei Kanten. Die Ausgrabung der Kernsiedlung und der Uferanlagen (1934—1936). 1. Bericht. — Bonner Jb., H. 152, 41—161, Taf. 4—25, Kevelaer/Rhld. 1952.

—: Die römische Besiedlung der Bislicher Insel bei Xanten (Gde. Wardt, Kr. Moers) als geomorphologisches Problem. — Mitt. Geol. Ges. Essen, H. 3, 24—26, Essen 1959.

—: Das römische Rheinland. Archäologische Forschungen seit 1945. — Arb.-Gemeinsch. Forsch. Land Nordrhein-Westfalen, Geisteswiss., H. 86, 173 S., 17 Taf., Köln und Opladen 1960.

Rehagen, H.-W.: Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Niederrheingebietes und Westmünsterlandes. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 12, 55—96, 4 Taf., Krefeld 1964. Reichelt, G.: Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. — Peterm. Geogr. Mitt., 97, 245—261, Gotha 1953.

RICHTER, G. & SPERLING, W.: Anthropogen bedingte Dellen und Schluchten in der Lößlandschaft. Untersuchungen im nördlichen Odenwald. — Mainzer Naturw. Arch., 5/6, 136—176, Mainz

1967.

ROHDENBURG, H.: Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. — Gießener Geogr. Schriften, H. 7, 76 S., 42 Abb., Gießen 1965.

Rohdenburg, H. & Meyer, B.: Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? Göttinger Bodenkdl. Ber., 6, 127—212, Göttingen 1968.

Schalich, J.: Die spätpleistozäne und holozäne Tal- und Bodenentwicklung an der mittleren Rur.
— Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 16, 339—370, Krefeld 1968.

Schirmer, W.: Holozäne Talgeschichte am Obermain. — Manuskript 1973.

SCHEFFER, F. & MEYER, B.: Ürgeschichtliche Siedlungsreste in Rosdorf, Kreis Göttingen. IV. Ergebnisse pedologischer Untersuchungen an der Grabungsfläche: Pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grubenfüllungen in Lößgebieten. — Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen, 2, 72—88, Hildesheim 1965.

SCHMEIDL, H.: Pollenanalytische Untersuchungen. — In Brunnacker, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7636 Freising Süd, 61—66, München 1959.

SCHMID, E.: Die geologische Einordnung der Fundstelle des urnenfelderzeitlichen Helmes von Weil a. Rhein. — Jber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N. F. 32, 1943/50, 128—134, Freiburg i. Br. 1950.

SEITZ, H. J.: Die Süßwasserkalkprofile zu Wittislingen und die Frage des nacheiszeitlichen Klima-Ablaufes. — Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg 4, 1—132, Taf. 1—4, Augsburg 1951.

—: Die Süßwasserkalkprofile zu Wittislingen. — Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg 5, 1952, 28—36, Augsburg 1952.

Sertz, H. J.: Zur Altersfrage der Bandkeramik und weitere Neuergebnisse aus den Profilen zu Wittislingen (1952—56). — Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg 7, 1955/56, 5—33, Augsburg 1956.

SMOLLA, G.: Der "Klimasturz" um 800 vor Chr. und seine Bedeutung für die Kulturentwicklung in Südwestdeutschland. — Festschr. f. Peter Goessler. Tübinger Beiträge zur Vor- und Frühgeschichte, S. 168—186, Stuttgart 1954.

Stampfuss, R.: Vorgeschichtliche Fundstätten in niederrheinischen Flugsanddünen. — Z. deutsch.

geol. Ges., **110**, **1958**, 601—604, Hannover 1958/59. Troll, C.: Über Alter und Bildung von Talmäandern. — Erdkunde, **8**, 286—302, 1 Beil., Bonn 1954.

- VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, F., SCHUCH, M. & VOGEL, J. C.: Der Alm im Erdinger Moos. Geologica Bavarica, 56, 177—200, 2 Beil., München 1966.
- VOLLRATH, H.: Das Vegetationsgefüge der Itzaue als Ausdruck hydrologischen und sedimentologischen Geschehens. Landschaftspflege u. Vegetationskunde, H. 4, 128 S., 21 Tab., 2 Beil., München 1965.
- WILLERDING, U.: Beiträge zur jüngeren Geschichte der Flora und Vegetation der Flußauen (Untersuchungen aus dem Leinetal bei Göttingen). Flora, 149, 435—476, 7 Abb., Taf. 1, Jena 1960.
- WITTMANN, O.: Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung. Basler Beitr. Geogr. u. Ethnol., H. 3, 46 S., 1 Beil., Basel 1961.
- Zandstra, K. J.: Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartales. Erdkunde, 8, 276—285, Bonn 1954.

Manuscript received February 27, 1973.

Address of the author: Prof. Dr. W. Schirmer, Abt. Geologie am Geographischen Institut der Universität, D 4000 - Düsseldorf, Moorenstraße 5.

3. On the Pleistocene Vegetation History

by BURKHARD FRENZEL, Stuttgart-Hohenheim

With 2 figures

1. Introduction

When it was widely accepted that the Pleistocene of Northern and Central Germany comprised three glacial periods only, i.e. from oldest to youngest the Elsterian, Saalian, and Weichselian glaciations, it seemed to be an easy task to reconstruct the Pleistocene vegetation history, since only the Holsteinian and the Eemian warmperiods had to be taken into consideration. Difficulties arose, when in East Anglia the sediments of the Cromerian warmperiod were seen to belong to the Pleistocene and when it became increasingly clear, that this warmperiod consisted of two phases with warm and one with cold climate conditions. Moreover the observations in the Netherlands as to an even much more complicated older part of the Pleistocene were a challenge to Quaternary geologists and paleobotanists. As to Central Western Germany the situation was still worse since here in general a correlation of warmperiod sediments with river terraces, outwash plains or glacial sediments is only seldom possible. So the following remarks can only afford a glimpse of that what happened there during the Pleistocene.

2. How many warmperiods did exist?

Attempting to evaluate the number of Pleistocene warmperiods in the mountainous part of Western Germany between the areas of former Scandinavian and Alpine glaciations I refer to the following papers: ERD 1970: Artern, Voigtstedt, Dömnitz, Granzin, Pritzwalk, Kap Arcona; Kaiser & Schütrumpf 1960: Bensberg; Müller 1965: Bilshausen; Goedecke, Grüger & Beug 1966: Elm; Menke 1969: Ellerhoop, Nordende, Tornesch; Menke 1968: Wacken; Vodičkova, unpubl.: Heilbronn, Pfefferbichl, Stuttgart-B 8, Stuttgart-Lauster, Winzeln; Heydenreich 1959: Marktheidenfeld; Chanda 1962: Northeim; Grüger 1967: Osterholz; Mai, Majewski & Unger 1963: Rippersroda; Baas 1932: Schwanheim; Kolumbe 1963: Steinbach; Kempf 1966: Tönisberg; Göttlich & Werner, unpubl.: Unterpfauzenwald und Ziegelberg; Rabien 1953: Wallensen; von der Brelie, Mückenhausen & Rein 1955: Weeze. In this list papers concerning adjacent regions are included, too, for better understanding the problems discussed below (see moreover Frenzel 1968). The situation of the sites is given in fig. 1. Attempting to compare the pollen diagrams of the papers cited as to their relative age soon serious difficulties are met with. The reason for this is that

- a) different types of sediments have been investigated which don't preserve the fossil pollen flora equally well,
- b) the aim of the investigations differed from oneanother (geological dating or botanical investigation);
- within the last twenty to thirty years much progress in pollen diagnosis has been achieved rendering a comparison of papers the age of which is different extremely difficult.

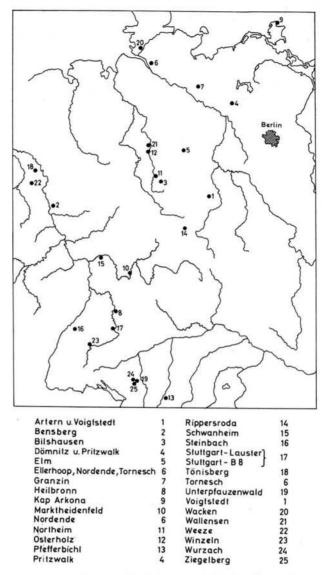


Fig. 1. Topographical situation of the sites discussed

But in spite of this the pollen diagrams cited here must be compared with oneanother if the various warmperiod sediments should be grouped according to their relative age (always bearing in mind the difficulties just mentioned). Doing so (fig. 2) the following can be stated. There seem to exist some groups of warmperiod sediments, for instance thus:

- a) Wallensen and Weeze;
- b) Kap Arkona;
- c) Dömnitz and Wacken;
- d) Pritzwalk, Granzin, Wurzach, Pfefferbichl, Stuttgart-Lauster? Northeim? Unterpfauzenwald?

- e) Winzeln, Tönisberg, Bensberg, Ziegelberg?
- f) Voigtstedt, Marktheidenfeld, Bilshausen (younger part);
- g) Elm, Osterholz, Artern?
- h) Tornesch;
- i) Ellerhoop;
- k) Nordende;
- 1) Schwanheim and Rippersroda?
- m) Steinbach and Stuttgart B 8
- n) Heilbronn. | Stuttgart B 8 | | Marktheidenfeld | Pfefferbich I Kap Arkona Heilbronn -30sterholz 1 Pritzwalk Northeim Nordende Granzin Artern Bensberg - -Bilshausen - -----Dömnitz = = = _ _ 11111 + - -Elm ? -+ ::: Ellerhoop Granzin Heilbronn --= ---::: Kap Arkona Marktheidenfeld Nordende ? ----Northeim - - -- - ? - ? - : ? ---? - - - - ? = = = ----Osterholz ?? + + Pfefferbichl = - + + -Pritzwalk Rippersroda Schwanheim = = ?" " - - ? - ? - - - -- - - -- - - -? + -Steinbach Stuttgart-B 8 Stuttgart-Lauster Tönisberg + Tornesch Unterpfauzenwald ±"= = = Voigtstedt Wacken Wallensen + - + --------- - -_ Winzeln _ + Wurzach - + - -? Ziegelberg Weeze correlation well established ! = younger part correlation open to debate " = older part correlation impossible

Fig. 2. A comparison of the warmperiods discussed as to their vegetation history

With this grouping nothing is said as to the climatic conditions prevailing during the different warmperiods; it is only the aim of fig. 2 to see what warmperiod sediments can be lumped together as to their relative age.

The picture given here may surprise since it seems to indicate that the number of Pleistocene warmperiods was much greater than was hitherto held in Central Western Germany.

3. The character of the warmperiod vegetation

Menke & Behre (1973) have discussed the character and some interesting details of Northern Germany warmperiods at some length. So here only some contributions are necessary.

a) Type Wallensen and Weeze

Without any doubt these warmperiods belong to the Eemian "interglacial" of Northern Germany. Details see in Menke & Behre (1973).

b) Type Kap Arkona

In the area investigated only the description of warmperiod sediments of the type section of Kap Arkona on the Isle of Rügen are available (ERD 1970). Very early and rapidly Quercus, Corylus and Taxus were able to spread. Ulmus, Fraxinus, Tilia and Alnus could spread early, too, but their amount within the then pollenflora was appreciably small. Carpinus and Picea appeared astonishingly late. Abies was lacking.

c) Type Dömnitz and Wacken

In general *Pinus* and *Alnus* contributed much to the pollenrain. *Quercus, Ulmus, Fraxinus* and *Tilia* immigrated early at the beginning of the warmperiod. Only during its second part *Taxus, Corylus,* some *Carpinus* and *Picea* spread, *Picea* being the latest of all. *Abies* was lacking or its pollen could not be detected, since the last phases of this warmperiod are not represented in the diagrams. According to Menke & Behre (1973) this warmperiod resembled strongly the Kap Arkona warmperiod. But there did exist some differences between both these warmperiods, the most significant of them being the very early immigration and strong amounts of *Taxus* and *Corylus* during the Kap Arkona warmperiod as compared with the Dömnitzian warmperiod.

d) Type Pritzwalk and Granzin

These warmperiod sediments belong to one of those types of warmperiods which are well known in Central Europe, i.e. to the Holsteinian warmperiod. Menke & Behre (1973) described it at some length. Certainly the warmperiod sediments of the socalled Pfefferbichl and of the Wurzacher Becken (at about — 95 m) belonged to this "interglacial", too (Frenzel 1973).

In the pollendiagram of Stuttgart—Lauster only the first part of a warmperiod is represented, together with the lateglacial of the preceding coldperiod. The warmperiod spectra are dominated by the pollen of *Picea*, *Pinus* and *Betula*. *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia* and *Corylus* contributed only little to the pollenrain. The single pollengrains of *Carpinus* and *Abies* seem to originate from longdistance transport, but their amount rises at the end of the diagram so that it might be argued that soon the *Abies-Carpinus*-phase might have begun. All these facts point to a Holsteinian age of sediments, though alder was only weekly represented.

According to Chanda (1962) the lacustrine clays of Northeim belong to the same warmperiod, too. The always remarkable contribution of *Picea*, *Ulmus*, *Tilia* and *Alnus* to the pollenrain seems to warrant this interpretation. But the Holsteinian age of these clays is not proven, since only a very short lapse of time of the warmperiod proper is represented in the diagram.

To the east of the Wurzacher Becken, some years ago warmperiod sediments were found near Unterpfauzenwald (lacustrine clays and fenpeat). Without anticipating a detailed paper by GÖTTLICH & WERNER it may be stated that the pollenflora between 1670 cm and 1740 cm seems to fit into the picture of the pollendiagrams of Wurzacher Becken and Pfefferbichl. The same does not hold true for the upper levels of Unterpfauzenwald. Here future investigations must clarify whether we have to deal with autochtonous or redeposited pollenfloras.

e) Type Winzeln and Tönisberg

The warmperiod sediments of Tönisberg and Bensberg are held to be of Holsteinian age, since the pollenflora was dominated by Abies (Kempf 1966; Kaiser & Schütrumpf 1960). But it is striking to see that Carpinus was lacking at the same time. This is in contrast to Holsteinian pollendiagrams. Moreover Corylus strongly contributed to the pollenrain, which is unlike the Holsteinian Abies-Carpinus-phase, too (Tönisberg). By these facts the warmperiod of Tönisberg and Bensberg strongly differed from Holsteinian type, but they resembled those of Winzeln and Ziegelberg (Vodičkova, unpubl.). Recently the Ziegelberg warmperiod was held by Göttlich & Werner (1967) to be of Holsteinian age but then only few pollen samples could be counted.

f) Type Voigtstedt and Bilshausen

At Voigtstedt only the end of a warmperiod was met with, characterized by the sudden and simultaneous decline of the pollencurves of *Ulmus*, *Abies*, *Carpinus*, *Alnus* and *Tilia*. These woody species seem to have dominated the forest a little earlier. Only when they had retreated *Picea* and *Pinus* spread. The same seems to hold true for the pollendiagram of Marktheidenfeld (Heydenreich 1959) and for the younger part of the Bilshausen warmperiod (zones i to k, Müller 1965). To me it is questionable, whether the whole of the Bilshausen warmperiod, the socalled "Rhume warmperiod" (zones c to k, Müller 1965) indeed belong to one warmperiod only since the older and the younger parts are devided from oneanother by a phase with dominating nonarboreal pollen, pine and birch.

g) Type Osterholz

According to the careful investigations by GRÜGER (1967 and GOEDECKE, GRÜGER & BEUG, 1966) the warmperiod sediments of Osterholz and the Elm Mt. were accumulated in one warmperiod only. It began after the end of the preceding lateglacial with the strong dominance of *Ulmus* and *Quercus*. Other woody species seem to have contributed only little. One point of interest is that *Corylus* only very late in the warmperiod began to spread and that its contribution to the pollenrain was even then always very weak. At the same time, when *Corylus* began to spread *Carpinus* began to dominate, accompanied by *Eucommia*. At the very beginning and the end of the warmperiod proper *Picea* was of some importance, together with the strongly dominating pine trees. By the very late spread of *Corylus*, by the presence of *Eucommia* and by the fact that *Abies* was lacking, this warmperiod strongly differed from both parts of the Rhume warmperiod but it resembled the Arterian warmperiod (ERD 1970), though *Carpinus* was lacking in Artern. But this may be caused by to small a number of levels being analyzed at Artern.

h) Types Tornesch, Ellerhoop, Nordende

These warmperiods have been described by Menke & Behre (1973) so that a discussion is not neccessary here.

i) Type Schwanheim

According to Baas (1932) the pollenflora of the warmperiod sediments of Schwanheim is dominated by Tsuga, Carpinus and species of the mixed oak forest, together with Abies and Pterocarya. Many plants characteristic for the Tertiary could be found, too. It is striking to see that none of the warmperiods discussed hitherto seems to have been the equivalent of the Schwanheim warmperiod. But the fossil flora of Rippersroda (Mai, MAJEWSKI & UNGER 1963) resembled it strongly as far as the younger part of this profile is concerned (depth of 11,5 to 16,0 m). Perhaps the warmperiod of the socalled Uhlenberg (Zusamplatte, Southern Germany) resembled it, too, by its strong amount of the pollen of *Pterocarya* and *Tsuga* (FRENZEL 1973). But it is not clear whether these similarites suffice to synchronize the three warmperiods discussed.

k) Type Steinbach

KOLUMBE (1963) felt that the warmperiod sediments of Steinbach near Baden-Baden belong to the Holsteinian warmperiod. Since plant species characteristic of the Tertiary or of the older part of the Pleistocene are lacking it seems to be sure that the Steinbach flora belonged to some time of the Middle or to the younger part of the Older Pleistocene. But I am not convinced that KOLUMBE was right, since the older part of the Steinbach warmperiod was characterized by strong amounts of Carpinus and Quercus (some 30%) each). Abies, Ulmus and Tilia were lacking then. The role of Picea was very unimportant. Only at the end of the Carpinus-Quercus pollen assemblage Picea and Abies were able to spread. These facts are in contrast to all pollendiagrams hitherto known from Holsteinian time. Moreover at that time, when in Holsteinian pollendiagrams Carpinus had contributed much to the pollenflora, i.e. during the Abies-(Picea-)phase, hornbeam was nearly lacking at Steinbach. During both these phases just discussed the rôle of Corylus was negligible. In view of these facts it seems to me impossible to synchronize the Steinbach and the Holsteinian warmperiods. It is true that it is nearly impossible to compare the Steinbach pollenflora with all the other pollenfloras just mentioned, too. But there seem to exist similarities to the fossil pollenflora of Stuttgart B 8 (Vodičkova, unpubl.), if at Steinbach the levels at about 11,64 m depth are considered: In both these diagrams the pollenflora was dominated by Abies and Picea. The rôle of Quercus, Tilia, Carpinus and Ulmus could nearly be neglected. Yet the pollendiagram from Stuttgart B 8 is too short as to render a reliable synchronization possible.

1) Type Heilbronn

The Heilbronn warmperiod seems to have been only of interstadial rank (Vodekova, unpubl.). This is shown by an always high percentage of nonarboreal pollen (30—40 %) of the general pollen sum) and the predominance of pine, birch and oak in the forested area. *Corylus* and other thermophilous tree species were nearly lacking. The same holds true for spruce and for shade demanding plants.

4. The age of the warmperiods

As already mentioned there can be no doubt as to the Eemian age of the warmperiod sediments of Wallensen and Weeze.

The Holsteinian warmperiod is clearly represented by the pollendiagrams of Pritzwalk, Granzin, Wurzach, Pfefferbichl and perhaps of Stuttgart-Lauster, Unterpfauzenwald and Northeim, too.

According to ERD (1970) and CEPEK (1968) the sediments of the Kap Arkona warmperiod were found lying between two tills of Saalian age (Saale 2 and 3), being covered by the Weichselian tills.

ERD (1970) and MENKE (1968) observed that the sediments of the Dömnitzian warmperiod were accumulated only after the end of the Holsteinian warmperiod. Between both these periods lay a time of extremely cold climate. It must be stressed that

according to ERD and MENKE the Dömnitzian sediments were found on top of the cold climate sediments and the Holsteinian layers in one exposure or borehole only. So it is proven that the Dömnitzian warmperiod followed the Holsteinian. But it was older than the Eemian warmperiod and the Saalian glaciation.

The warmperiods of Tönisberg and Bensberg were obviously of the same age. They may be looked upon here as belonging to the "Tönisberg warmperiod", since Kempf (1966) gave a valid description of this site. At Tönisberg the warmperiod sediments are situated on top of the socalled Mitteler Mittelterrasse (Rinnenschotter), but are covered by the sediments of the Untere Mittelterrasse. The "interglacial" sediments are called by Kempf "Kempen-Krefelder Schichten". These layers and those of the Untere Mittelterrasse were folded and dislocated by a glacier advance. From this Kempf concluded that the Kempen-Krefelder Schichten belong to the Holsteinian warmperiod. As has been already stressed this is not corroborated by the pollenflora. Moreover it should be borne in mind that according to Kowalczyk (1969) the real age of the middle terraces of the river Rhine is open to debate. Last not least Brunnacker (1967a) stated that on top of the Untere Mittelterrasse fossil soils of two warmperiods of interglacial rank can be found.

From this it follows that according to pollenanalysis and geomorphology the Tönisberg warmperiod is probably older than the Holsteinian. The geological setting of the warmperiod sediments described by Kaiser & Schütrumpf equals those of Tönisberg. It must be regretted that the geological setting of the Winzeln and Ziegelberg warmperiod sediments is of little value as to the stratigraphical position of the Tönisberg warmperiod: The Winzeln sediments fill a karstic sink-hole, being covered by loess loam. Those of Ziegelberg were found lying between two tills the sediment petrography of which was different from oneanother. The upper one was held to be of Rissian age, the lower one of Mindelian age. So it was thought that the warmperiod sediments were accumulated during the Mindel/Rissian warmperiod, which was held to be the equivalent of the Holsteinian. Whether this synchronization is possible may be doubted (Frenzel 1973). At any rate the evolution of the Ziegelberg fossil flora is not matched by that of Holsteinian type.

As has been shown the warmperiod sediments of Voigtstedt (Voigtstedt-Warmzeit, sensu Erd), of Marktheidenfeld and of Bilshausen (younger part) may be lumped together as belonging to the "R h u me warmperiod". The sediments of this warmperiod are found at Bilshausen lying below layers and soil horizons of two warmperiods of presumably interglacial rank. It must be regretted that the Bilshausen loess profile seems not to have been investigated as to its fossil soils. The site of Marktheidenfeld is covered according to Brunnacker (1964) by sediments with three fossil "interglacial" soils. The warmperiod sediments of Voigtstedt lie under till of the Elsterian glaciation (Erd 1970; Cepek 1968; Ruske 1965). So the Rhume warmperiod must be older than the Elsterian glaciation and it must be appreciably older than the Holsteinian warmperiod, too. But from a botanical point of view the Rhume warmperiod is not identical with the Tönisberg warmperiod. In my opinion it should be older than this.

As to its geological consequences the Osterholz warmperiod has become a stumbling block for quaternary geologists (Osterholz, Elm, and presumably Artern, too). This is caused by the fact that the warmperiod sediments of the Elm Mt. were found between two tills. On the other hand the sediments of the Elm Mt. and those of Osterholz were accumulated simultaneously, those of Osterholz having been covered lateron by till of the Elsterian glaciation (GRÜGER 1967). From this it follows that the Elsterian glaciation was preceded by a still older one, which reached the Central German mountains. It was already stated that the sediments of the Osterholz and the Rhume warmperiods were not accumulated simultaneously. If it be possible to synchronize the Oster-

holz and the Arternian warmperiods it must be concluded that the Osterholz warmperiod was older than the Rhume warmperiod since the Arternian warmperiod is older than the Voigtstedtian warmperiod which can be synchronized with the Rhume warmperiod.

The geological setting of the Nordende, Ellerhoop and Tornesch warmperiods has been discussed by Menke & Behre (1973) sufficiently. It could be seen that the vegetation history of these warmperiods did not resemble that of the Schwanheim and Rippersroda fossil floras. On the other hand the fossil floras of Schwanheim and of Rippersroda resemble each other. The organogenic sediments at Schwanheim ware found lying on top of fluviatile sediments containing big boulders the corners of which were not rounded. From this BAAS (1932) concluded that the Schwanheim warmperiod was preceded by a coldperiod, and MAI, MAIEWSKI & UNGER (1963) feel that it might be possible that the same holds true for the Rippersroda flora, too. As long as the climatic conditions of the preceding coldperiod cannot be evaluated sufficiently it is impossible to judge whether both these fossil floras still belonged to the Pliocene or were already of Pleistocene age. At any rate it must be stressed that the fossil flora of Schwanheim and Rippersroda held an intermediate position between those of the Reuverian and the Tiglian. In my opinion the fossil floras of Schwanheim and Rippersroda already belonged to the Pleistocene. Perhaps the name "Schwanheim warmperiod" is quite appropriate.

Reliable hints as to the age of the Steinbach and Stuttgart B 8 fossil floras seem to be lacking. As was already shown it seems to be impossible to synchronize the Steinbach warmperiod sediments with those of the Holsteinian. On the contrary there do exist clear divergencies between the trend of vegetation history of these two warmperiods. On the other hand plant species indicative of Pliocene or Early Pleistocene time are lacking. The sediments of Stuttgart B 8 (fluviatile clay and silt) were found at the base of travertine which in turn was covered by loess (Höfersche Ziegelei, SOERGEL 1919). According to observations made by REIFF & FRENZEL (unpubl.) in this loess at least two fossil Parabraunerde soils can be found. The lower one was formed on still older loess, which lies on solifluction material (1,65 m thick). This sediment covers a third strongly developed Parabraunerde. It can be suggested that the travertine just mentioned was situated under this third fossil soil. Moreover it must be stressed that the Stuttgart B 8 sediments are covering an old terrace of the river Neckar, some 22 m above its present level and some 15-17 m above the sediments of Stuttgart-Lauster which presumably date from early Holsteinian time. On the other hand it seems to be impossible to think of very old sediments as Stuttgart B 8 is concerned, since exotic plants are lacking there. As has been stated already it seems to be possible to correlate the Stuttgart B 8 sediments with those of Steinbach (depth of 11.64 m). But there a geological dating is rather difficult since the thick sediments covering the warmperiod "Moorkohle" have not been investigated recently. According to older observations (KOLUMBE 1963) on top of the "coal layer" gravels of the socalled Mittel- and of the Hochterrasse were found, being covered by loess and loess loam of several meters thickness. If so, it must be admitted that the Holsteinian age of the Steinbach warmperiod from a geological point of view is not sure, rather it might be much older. The age of the Heilbronn interstadial (Vodičkova, unpubl.) cannot be given with certainty. The warmperiod sediments are situated here on an old terrace of the river Neckar, being covered by 14 m of gravels and loam. Perhaps one may think of middle-pleistocene age.

As could be seen our knowledge of the Pleistocene history of Central Western Germany is still very bad. Yet the question must be answered whether this uncertainty is only the consequence of former strong regional differences in warmperiod-vegetation. This would mean that in reality the number of warmperiods might have been small but that

strong regional differences in flora and vegetation gave the fallacious picture of much more warm periods. In this connection the following must be stressed: Without any doubt the Schwanheim warmperiod was older than all the other warmperiods discussed here. The warmperiod sediments of Tornesch, Ellerhoop and Nordende near Lieth can be observed in one exposure, only, lying on top of each other. Moreover the warmperiod sediments of Artern and Voigtstedt were found in one borehole only, lying on top of eachother, too. The same holds true for the Pritzwalk and Dömnitz warmperiods. The sites of Bilshausen, Osterholz and of the Elm Mt. are situated very close to eachother so that the possibility can be ruled out that local differences in vegetation caused the fallacious picture of different warmperiods. Last not least it is quite clear that the Eemian and the Holsteinian warmperiods differed from eachother strongly. So it must be admitted that the number of pleistocene warmperiods was appreciably great. Their stratigraphical position is given — hypothetically — in table 1.

Table 1.

An attempt for a stratigraphical division of the pleistocene

	Menke & Behre (1973)
Postglacial	Postglacial
Weichselian coldperiod	Weichselian coldperiod
Eemian warmperiod	Eemian warmperiod
Kap Arkona warmperiod	Saalian coldperiod
Dömnitzian warmperiod Fuhne coldperiod	Wacken-Dömnitzian warmperiod Mehlbeck coldperiod
Holsteinian warmperiod	Holsteinian warmperiod
Steinbach warmperiod Elsterian	Harreskov warmperiod ?
Tönisberg warmperiod coldperiod ?	? coldperiod B
Rhume warmperiod	Rhume warmperiod
?	coldperiod A
Osterholz warmperiod	Osterholz warmperiod
Elbe coldperiod	Elbe coldperiod
?	Pinneberg warmperiod
?	Elmshorn coldperiod
?	Uetersen warmperiod
?	Pinnau coldperiod
?	Tornesch warmperiod
,	Lieth coldperiod
,	Ellerhoop warmperiod
,	Krückau coldperiod
,	Nordende warmperiod
,	Ekholt coldperiod
Schwanheim warmperiod	,
)	Barmstedt Stufe
Pliocene	Pliocene

Comparing both these attempts it is striking to see that in Northern Germany the Kenocene (as defined by Menke) was composed of much more cold and warmperiods respectively than in Central Western Germany. On the other hand here seem to exist more hints as to a finer stratigraphic division of the older pleistocene (sensu Menke) than in Northern Germany. If both these attempts approached somewhat reality, the Kenocene and the Pleistocene should have been divided by a very great number of warmperiods. Comparing this with the stratigraphical division of the pleistocene as revealed by loess and fossil soil stratigraphy of Central Europe it may be seen that the division given here is not entirely impossible. Moreover Semmel (1973), Brunnacker (1967) and Brunnacker, Heller & Ložek (1971) have stressed that the division of the Pleistocene was

much more complicated than it was thought previously. It might be argued that one or the other of the old Pleistocene warmperiods (sensu Menke) in reality belonged to the Kenocene, thus reducing the number of warmperiods. But it must be remembered that the character of flora and vegetation as well as the geological position at least of the Tönisberg warmperiod does not favour this.

It seems to me that not only the Kenocene was much more complicated than was hitherto thought (Menke & Behre 1973), but that the same holds true for the Older Pleistocene and Middle Pleistocene as well.

5. Coldperiod vegetation

The oldest coldperiod vegetation and flora of Northern Germany has been described already by Menke & Behre (1973). In the mountainous area of Central Germany comparable observations are lacking. Here the oldest hints as to cold climate vegetation and flora date from the lateglacial of the Elbian coldperiod. The vegetation of that time was roughly comparable to that of lateglacial phases of younger coldperiods. The vegetation was dominated by Gramineae, Juniperus, Salix, Artemisia, Chenopodiaceae, Filipendula, Thalictrum and Ephedra distachya. The rôle of ericaceous plants seems to have been astonishingly small (in general only Calluna, Grüger 1967). The significance of Empetrum was still less. This plant, together with Selaginella and Helianthemum seems to have appeared only some time before the beginning of the Rhume warmperiod. Yet it is questionable whether the socalled steppe-tundra which was so characteristic of later coldperiods began to form only then or whether it existed already for a long time but the remains of it were not yet found. In this connection it must be stressed that some finds of Myrica date from lateglacial times of the Elbian glaciation indicating that the climate was much more oceanic than during later coldperiods.

The fullglacial vegetation of much younger coldperiods was investigated by Vodičkova (unpubl.) and by Frenzel (1968). The fullglacial sediments of Mühlacker (to the northwest of Stuttgart, Vodičkova; presumably from the last but one glaciation) contained a rich nonarboreal pollensiora being dominated by Centaurea scabiosa, Plantago media, Helianthemum, Scabiosa, Gentiana, Daucaceae, Heracleum-Type, Artemisia, Thalictrum, Bupleurum and Botrychium, together with quite a lot of other interesting plants. Comparable with this was the herb flora near Kitzingen on the river Main (Frenzel) in which loess was accumulated during the last coldperiod.

Investigations of the interstadial vegetation in the area under discussion have begun only. As was already said the climate during the Middle-Pleistocene (?) Heilbronn interstadial must have been relatively warm as may be seen from the high amount of Quercus pollen (about 15%), accompanied by a rich aquatic flora being dominated by Sparganium-type, together with Sagittaria, Myriophyllum, Nuphar, Potamogeton and others. On dry habitats amongst the copses of pine, birch and oak Daucaceae, Artemisia, Silenaceae, Thalictrum, Centaurea, Rosaceae and others seem to have thrived abundantly (Vodičkova, unpubl.). Presumably still older are warmperiod sediments of interstadial rank, found near Jockgrim, Rheinzabern, and Herxheim (Vorderpfalz; Peters 1965). Moreover it seems to be questionable whether all the warmperiod sediments discussed earlier were formed within periods of interglacial character. The scepticism is caused by the essential rôle having been played by light-demanding trees as for instance during the Kap Arkona and Dömnitz warmperiods.

Presumably from the beginning of the last coldperiod, perhaps being equivalents of the Amersfoort or Brørup interstadials, date organic sediments filling fossil karstic sink holes (Vodičkova, unpubl., Stuttgart, Hauptstätterstraße). During these interstadials

besides the riverine alder thickets Picea and Abies seem to have dominated the forests within the Stuttgart basin which is so warm today. Pine, birch and hazel shared only little to the pollenrain. It must be suggested that pollen grains of oak, hornbeam, linden, maple, elm and others were either redeposited or originated from long distance transport. It is not possible to give reliable indications as to the age of these sediments nor is it possible to synchronize them with the interstadial observed in the socalled Wellheimer Trockental, near Neuburg on the river Donau by SCHÜTRUMPF (1951) and being reinvestigated now by Brande.

Literature

Baas, J.: Eine frühdiluviale Flora im Mainzer Becken. - Z. Botanik, 25, 289-371 (1932). BRELIE, G. v. D., MÜCKENHAUSEN, E. & REIN, U.: Ein Torf aus dem Eiszeitalter im Untergrund von Weeze. - Niederrhein, 22, 80-83 (1955).

BRUNNACKER, K.: Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, 72-80 (1964).

-: Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 18, 142-151 (1967)

- : Schätzungen über die Dauer des Quartärs, insbesondere auf der Grundlage seiner Paläoböden. Geol. Rundschau, 54, 415—428 (1964).

-: Beiträge zur Stratigraphie des Quartär-Profils von Kärlich a. Mittelrhein. — Mainzer naturw. Arch., 10, 77-100 (1971).

Серек, A. G.: Quartär-Stratigraphie und paläogeographische Entwicklung. — Grundriß der Geologie der DDR, 1, 385-420 (1968).

CHANDA, S.: Untersuchungen zur pliozänen und pleistozänen Floren- und Vegetationsgeschichte im Leinetal und im südwestlichen Harzvorland (Untereichsfeld). — Geol. Jb., 79, 783-844 (1962).

ERD, K.: Pollen-analytical classification of the middle pleistocene in the German Democratic Republic. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 8, 129-145 (1970).

Frenzel, B.: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. — Erdwissenschaftliche Forschung, 1, 1-326, Wiesbaden (Steiner Verlag) 1968.

-: Some Remarks on the Pleistocene Vegetation. In: State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany, section B. Foreland of the Alps. - Eiszeitalter u. Gegenwart,

23/24, 281—292, Öhringen 1973. Goedeke, R., Grüger, E. & Beug, H.-J.: Zur Frage der Zahl der Eiszeiten im norddeutschen Tiefland. Erdfalluntersuchungen am Elm. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Physik. Kl. Nr. 15, 209-212 (1966).

GÖTTLICH, Kh. & WERNER, J.: Ein Pleistozän-Profil im östlichen Rheingletscher-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 202—216 (1967).

GRÜGER, E.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 18, 204-235 (1967).

HEYDENREICH, S.: Pollenanalytische Untersuchungen von Flußsedimenten des Maines bei Marktheidenfeld. - Staatsexamensarbeit Würzburg 1959, 28 S.

KAISER, K. & SCHÜTRUMPF: Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 11, 166-185 (1960).

Kempf, E. K.: Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 17, 5-60 (1966).

KOLUMBE, E.: Die interglazialen und interstadialen Ablagerungen von Steinbach bei Baden-Baden. - Oberrh. Geol. Abh., 12, 25-43 (1963).

KOWALCZYK, G.: Zur Kenntnis des Altquartärs der Ville (südl. Niederrh. Bucht). - Sonderveröffentlichungen Geol. Inst. Univ. Köln, Nr. 18, 1-147 (1969).

LUTTIG, G.: The Bilshausen Type Section, West Germany. — Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 84, 159— 178 (1965).

MAI, D. H., Мајеwski, J., Unger, K. P.: Pliozän u. Altpleistozän von Rippersroda in Thüringen. — Geologie, 12, 765—815 (1963).

MENKE, B.: Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland. - Meyniana, 18, 35-42 (1968).

-: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen aus Lieth bei Elms-

horn. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 76—83 (1969).

Menke, B. & Behre, K. E.: History of Vegetation and Biostratigraphy. In: State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany, sektion A. Area of Scandinavian Glaciation. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24, 251—267, Ohringen 1973. MÜLLER, H.: Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). — Geol. Jb., 83, 327—352 (1965).

Peters, I.: Zur Altersstellung der Torfe und Gyttjen von Herxheim, Jockgrim und Rheinzabern in der Vorderpfalz. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 16, 121—131 (1965).

RABIEN, I.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen i. d. Hilsmulde. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 3, 96—128 (1953).

Ruske, R.: Zur petrographischen Ausbildung und Genese der "Lehmzone" von Voigtstedt in Thüringen. — Paläontologische Abhandlungen, Abt. A, II, 2—3, 251—258 (1965).

Schütrumpf, R.: Die pollenanalytische Datierung der altsteinzeitlichen Funde. — In: Bohmers, A., Die Höhlen von Mauer. — Palaeohistoria, 1, 10—20 (1951).

SEMMEL, A.: Periglacial Sediments and their Stratigraphy. In: State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany, section C. Area between the Scandinavian and the Alpine Glaciation. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24, 293—305, Ohringen 1973.

Soergel, W.: Lösse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Eine Gliederung und Altersbestimmung der Lösse. — Jena 1919, 177 S.

Manuscript received June 4, 1973.

Address of the author: Prof. Dr. B. Frenzel, Lehrstuhl für Botanik der Universität Hohenheim, 7 Stuttgart 70, Kirchnerstraße 5.

D. Palaeozoological Research

by Horst Remy, Bonn

translated by U. Burek, S. Chrulev and R. Thomas, Tübingen

1. Molluscs

Comprehensive studies of Pleistocene land- and freshwater molluscs have so far been largely restricted to the faunas of interglacial and Würmian glacial deposits, and to the history of postglacial faunas. Ant has reconstructed the postglacial history of changes in landsnail distributions in NW-Germany and Westphalia (ANT 1963a, 1967). The present day fauna consists of a preexisting fauna ("Urfauna") together with postglacial immigrants. The elements of the "Urfauna" are eurythermal species, which were already living in NW-Germany during Würm Glaciation. These species comprise about 24% of the present day fauna. In the South German periglacial region this portion is rather higher. Microclimatic conditions must have been more favourable in this region, presumably because the influence of the alpine ice mass was not as strong as that of the continental ice sheet to the north. There were many ecological niches whose local climates were more favourable for the survival of such species. Along the south coast of England, SW of the land connection with the continent, several migrant species survived (Atlanto-Britannic Fauna). In the forested region west of the Urals, the species wich today constitute the Siberio-Asiatic Fauna survived, while the immigrant species of the Mediterranean Fauna survived on the E-coast of Spain, on the W-coast of Italy and SE-Europe. It is not yet certain where some of the immigrant species lived during the glaciation; possibly these forms survived the ice age in S-Germany and the adjoining regions. During the recolonisation of the former periglacial areas, not all of the species were able to reestablish themselves in their former habitats. Nevertheless, 61 % of the living landsnails of NW-Germany are known from preglacial deposits, while 79 % of the modern species have been recognized in the deposits of the various interglacials.

Studies of the history of postglacial landsnail distributions could resolve the questions raised by the glacial relics. There are no glacial relics among the landsnails of Central Europe. Species which have been identified as such have disjunct geographic distributions which are the result of postglacial climatic changes (Atlantikum). The stenotopic Sibero-Asiatic species from the summits of the low mountains of Central Germany are good examples of this phenomenon (Ant 1966).

Recent work on the deposits of the Würm glaciation shows more and more clearly that the periglacial region was continously inhabited by landsnails (REMY 1969). Semiarid conditions in this region led to the upward movement of water through the soil during the glaciation. Under these conditions loess soils provide favourable living conditions for landsnails. Thus the extensive deposits of loess contributed to the survival of a relatively rich fauna in this region. About 25 species of landsnails were able to survive the glaciation in this biotope, in NW-Germany (ANT 1969). Nevertheless, the climatic conditions in nearby regions, such as southern and southeastern Germany, must have been more favourable, since additional species which migrated into the periglacial area during relatively short interstadial periods of climatic amelioration could only have come from these

regions. Some of the species of the *Striata* fauna were such migrants. These regions were refuges for such species during the times of maximum glaciation. Likewise certain areas of the Alps and even Scandinavia (ice free nunataks), as well as parts of the coast of NW-Scandinavia influenced by the Gulf Stream should be considered as possible refuges for some species (ANT 1969).

Studies of the moisture requirements of several snail species (ANT 1963a) and the relationship between shell-bearing snails and the composition of the soil (M. and K. Brunnacker 1959a) explain the abundance of both species and individuals. In general, favourable conditions of air and soil moisture lead to an increase in the number of species. Soil moisture depends primarily on the structure of the soil; loess soils are good for snails, but clay soils are unfavourable, especially since they provide difficult conditions for the sliding movements of the snails. The numbers of species and individuals in forests increase from "pseudogley" to "mullrendzina" soils, while on soils with low carbonate contents the number of species and individuals decrease with increasing acidity.

Systematic investigations of the abundance and distribution of molluscs in glacial sections have so far only been made on the deposits of the Würm glaciation in the Rhine Valley (REMY 1969). During the deposition of the early Würm humus zones a temperatesteppe fauna (Striata fauna) occupied this region. The relatively dry, cold climate of the middle and younger Würm is then represented by the Pupilla fauna. Sediments deposited in wetter environments are characterised by greater abundance of both species and individuals. During short periods of climatic amelioration the Striata fauna became impoverished, while during periods of extreme cold species tolerant of these conditions (for example, P. loessica and C. columella) appear. Surprisingly, the most cold-tolerant faunas are sometimes associated with soils which formed in wet environments. However, at certain horizons, the abundance of snail shells seems not only to increase with the moisture content of the soil: it is also related to periods of non-deposition on the loess. The primary pur pose of studies of the molluses faunas is to answer climatic and stratigraphic questions. In the southern German area, M. and K. BRUNNACKER (1956, 1959b, 1962), DEHM (1971), HAESSLEIN (1958a, b, 1959a, b) and MÜNZING (1963, 1966a, b, 1968, 1970) have been able to characterise the climatic and ecological conditions under which several deposits accumulated, by means of faunal analyses. For the most part these faunas are from interglacial and postglacial sediments. Faunal analyses from adjacent regions are also available, and these have contributed to our understanding of the ecological and climatic conditions over a wider area. A late-Pleistocene loess profile in North Hessen has been studied by Huckriede and Jacobshagen (1963); a fauna of the Würm glaciation from Westphalia by ANT (1968); and a fauna of the Holstein Interglacial from the lower Rhine by KEMPF (1968).

Recently, rather more detailed studies of the molluscan fauna of the Mosbach Sand have been made by Geissert (1970). The conclusions already drawn by other palaeontologists on the basis of the mammal fauna were largely substantiated. The middle Mosbach Sand is characterised by an interglacial fauna, while species tolerant of extreme glacial conditions (C. columella and V. tenuilabris) occur in the upper Mosbach Sand. These cold-tolerant species are accompanied by a rich fauna of Boreal-Alpine freshwater molluscs as well as species typical of steppes and treeless landscapes. The identification of the fauna discovered by Wenz (1914) at the base of the middle Mosbach Sand with C. columella is not well established. Thus the existence of a cold period preceding the warm Cromer interval in this region has not yet been proved on the basis of the faunas. However, these studies of the molluscs of the Mosbach Sands indicate that a more detailed subdivision of the Cromer Interglacial — Mindel Glacial period can be made. It should then be possible to make more definite statements about the minor climatological changes which must have occured around the Early — Middle Pleistocene boundary.

Comparative analyses of loess faunas of the various glacial periods from west-central Europe show that the most marked decrease in temperature, or climatic deterioration occured in the Rhine Valley region, during the Riss Glacial (Columella faunas). It was at this time that the ice reached its maximum extent on the western part of the European continent (REMY 1968).

Less emphasis has been placed on studies of molluscan faunas from river and lake deposits, although favourable conditions for the preservation of shells are common in these environments, and abundant material can be obtained. Investigations of the cley sediments at Jockrim (Geissert 1967) and of the Mosbach molluscs (Geissert 1970) should lead to more comprehensive studies of the South German riversystems. On the north side of the Rheinischen Schiefergebirge, the extensive studies of Steusloff on the right-hand tributaries of the Rhine are being continued (Ant 1963a). The post-glacial history of recolonisation of the lakes and rivers is being studied in Hessen and North Germany by Huckriede (1965), Huckriede and Berdau (1970).

These and other studies should lead to a better understanding of the distribution in space and time of the individual species. These in turn will facilitate the evolution of specific ecological and climatic contentions. Evidently, local ecological and climatic conditions, influenced by different regional factors, caused repeated changes in faunal compositions, they should nevertheless in many cases be sufficient for the differentiation of discrete time intervals and faunal provinces.

2. Mammals

The emphasis in research is placed in the systematic investigation of micro-mammalian faunas from cave- and fissure deposits, as well as of faunas from established localities (for example Mosbach near Wiesbaden). Animal groups and individual species have also contributed to this research. Questions which elucidate ecology, climate and stratigraphy are paramount. But of course due to their very nature the question of genetic development in mammals is of special interest.

Investigations of faunas from cave and fissure deposits have been extensively undertaken in recent years. Whereby emphasis has been layed on such deposits from the Suevian and Franconian Jurassic (Brunner, Dehm, Heller, v. Koenigswald). In this connection micromammals play a very important roll, as they are employed more and more for the drawing up of boundaries (Janossy 1961, 1969; Heller 1969). Here the period from lower Pleistocene to the early Middle-Pleistocene (Cromer Interglacial/Mindel Glacial) has been the focal point of our attention. As yet the exact age of most faunas is uncertain, since for the warmer and cooler faunas the Cromer Interglacial was considered, were as for faunas characterised by cold climates the Mindel Glacial was employed. An exact differentiation of the stratigraphic sequence for this period time is a prerequisite to classify faunas of cooler climatic conditions, not only in the Cromer Interglacial but perhaps also in the far more differentiated Mindel with its divers changes from warmer to colder periods. Where to place the boundary dividing the Cromerian from older deposits must remain undecided at the moment. Obviously colder tolerant faunas or such faunas as can (on account of their climatic features) be clearly seperated from the main faunal element lack as yet a stratigraphical clear position.

In recent years our knowledge of the fauna from the Mosbach Sands has been considerably extended. Old collections have been restudied and compiled in monographs (Kahlke 1960, 1961). A considerable amount has been collected since the 2. worldwar;

however, the larger part of this material bears no stratigraphical particulars, a fact which makes the interpretation of faunal development difficult and in part impossible. Similar the exact stratigraphic classification, as well as attributing of faunal elements to certain climatic phases was rendered difficult. An interesting fact is the certain evidence that the Ren belongs within the Mosbach Sands (Kahlke 1963, Kahlke & Weismantel 1961), which first grains its full importance when the age of the locality can be unequivocal stated.

Alone the investigations of the elephant fauna (GUENTHER 1968, 1969) demonstrate that the deposition of the Mosbach complex must have extended over a considerable period of time. According to GUENTHER's investigations the Mosbach Sands would extend far back to the beginnings of the Pleistocene, perhaps even into the uppermost Pliocene (Asti?). On the other hand the upper Mosbach beds must, according to the same author, extent to within the younger Elster Glacial or even into the older part of the Saale glaciation. According to this point of view this area of sedimentation would have existed for the entire lower and for the greater part of the middle Pleistocene.

It is of interest to note that according to latest investigations (SCHÜTT 1970, 1971) some older forms persist until high up in this depositional complex (for example Hyaena perrieri, Acinonyx pardinensis); this means that older forms do not necessarily indicate great age of the beds in question. They rather indicate considerable stratigraphic extent. The Central European genus Mimomys dies out in the upper Cromer Interglacial (Heller 1969, Janossy 1969). Probably all ancient forms represented in the Mosbach fauna migrated from the Rhine - Main area during the Mindel-Elster Glacial era. With the onset of the Mindel-Elster Glacial in Central Europe there would appear to be a not inconsiderable faunal caesura. The younger more adapted forms were already extinct at this time due to the restriction of their adaptions. A number of forms occuring in the Mosbach Sands exhibit closer relations to recent rather as to ancient forms (BAHLO & MALEC 1969, Bahlo 1971, Hemmer & Schütt 1969, Tobien 1957, Kahlke 1961, Guenther 1968, HELLER 1969, SCHÜTT 1971). Some transitional forms are obviously restricted to short periods of time: Panthera pardus sickenbergi - a leopard form from the socalled Mosbachium (SCHÜTT 1969a). In which period did their adaption take place? The vole assosiation of the middle Mosbach Sands characterised by Arvicola, Pitymus Microtus should be looked upon as a cool to temperate fauna, but certainly not as a cold-tolerant fauna due to the true mice of the genus Apodemus. Vole forms such as Arvicola (arising from Mimomys) should be taken as indication (see also the Ren locality) that the period of the middle Mosbach Sands with the main fauna must have been proceeded by colder periods (Heller 1969).

K. D. Adam (1961) and E. Rutte (1967) stressed the uniformity of the Cromer complex. Recent investigations suggest, that subdivisions within the Mosbach Sands will become possible, since some ancient species gradually die out and modern forms which in part conform to recent species appear. In this connection it does not appear that regional climatic factors lead to this change in the fauna, but rather the consequences of a true changing adaptional process (Heller 1969). Especially the Rhine-Main area would not appear before the Mindel glacial to have been affected by any decisive climatic influences resulting from a noticably cold climate. This means that in this area quite ancient forms could maintain themselves. A part of it were probably driven out by more modern forms than by the hardships of a glacial climate. Hippopotamus certainly succumbed to climatic changes, since the occurence of this form appears to be restricted to a period of time prior to the Mindel glacial (Adam 1965). The exact investigation of the Mosbach fauna and the entire stratal complex will be of importance for an elucidation of the upper Pleistocene riversystem in SW-Germany. Perhaps then specimens originating from ex-

posures on the west bank of the Rhine could then be better interpreted and classified (Kuss 1961).

The numerous faunal descriptions from the loess (Jacobshagen, Huckriede & Jacobshagen 1963; Boecker, Lehman & Remy 1972; Nobis 1970, Rothausen 1970), cave and fissure deposits (Heller 1960, 1963, 1964, 1966; Schütt 1968, 1969 b), terrace deposits (Heller & Brunnacker 1966), volcanic tuffs (Kuss & Rahm 1967) and morain deposits of northern Germany (Guenther 1962, 1964), are completing more and more the picture of the animal world of the Pleistocene. Publication of old specimens will give us sufficient material for an interpretation which will enable us to evaluate with greater authenticity the deposits and stages of the Pleistocene.

3. Ostracods

Ostracods are not rare in interglacial deposits. Extensive collections from fluviatile and lacustrine deposits within Kempten—Krefeld beds (=Holstein Interglacial) have been collected from the Lower Rhine (Kempf 1966, 1967 a). Comparisons with other faunas — i. e. from the Paludina beds of Berlin and other interglacial deposits — indicate that there are no special index forms among the ostracods.

Recently complete ostracod faunas have been described from interstadial and stadial beds of the clay and loess quarry Neuwieder basin (Kempf 1967 b). Just as in present days tundra areas numerous pools exist during the arctic summer, similar milieus should have existed in periglacial areas of the Pleistocene. Ostracods which developed rapidly could certainly have lived during colder phases (stadial), whereas forms which developed more slowly occur in the interstadial.

The extensive material found permits us to draw up ostracod diagrams. Ostracods are extensively used for the ecological and climatic interpretation of glacial deposits; perhaps ostracod diagrams could also prove stratigraphical interest.

Bibliography

1. Molluscs

- ANT, H.: Faunistische, ökologische und tiergeographische Untersuchungen zur Verbreitung der Landschnecken in Nordwestdeutschland. Abh. Landesmus. Naturkunde Münster, 25. Jg., 1—125, Münster 1963 (1963a).
- —: Die würm-periglaziale Molluskenfauna des Lippe- und Ahse-Tales bei Hamm. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1963, 77—86, Stuttgart 1963 (1963b).
- Die Bedeutung der Eiszeiten für die rezente Verbreitung der europäischen Landgastropoden.
 Malacologia, 5, 61—62, 1966.
- : Die Geschichte der westfälischen Landschneckenfauna. Veröffentl. Naturw. Vereinigung Lüdenscheid, H. 7, 35—47, 1967.
- —: Zur würm-glazialen Überdauerung europäischer Landgastropoden in Eisrandnähe. Malacologia, 9, 249—250, 1969.
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K.: Die Molluskenfauna einiger Lößprofile im Donautal. Geol. Bl. NO-Bayern, 6, 96—106, Erlangen 1956.
- —: Gehäuseschneckenfauna und Boden. Zool. Anz., 163, 128—134, Leipzig 1959 (1959 a).
 —: Die Molluskenfauna im Kalktuff von Egloffstein (nördl. Frankenalb). Geol. Bl. NO-
- Bayern, 9, 135—140, Erlangen 1959 (1959 b).

 —: Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München. Eiszeitalter u. Gegenwart, 13,
- 129—137, Öhringen/Württ. 1962.
- Dehm, R.: Eine altpleistozäne Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern und ihre Molluskenfauna. Mitt. Bayer. Staatssammlung Paläont. hist. Geol., 11, 77—85, 1971.

- GEISSERT, F.: Fossile Pflanzenreste und Mollusken aus dem Tonlager von Jockgrim in der Pfalz.

 Mitt. bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz, N. F. 9, 443—458, Freiburg i. Br. 1967.
- —: Mollusken aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden (Hessen). Mainzer Naturw. Arch., 9, 147—203, Mainz 1970.

 Hasser Fin. L.: Bemerkenswertes Helicipona-Vorkommen im Diluvium einer fränkischen Höhle
- HAESSLEIN, L.: Bemerkenswertes Helicigona-Vorkommen im Diluvium einer fränkischen Höhle.

 Arch. Molluskenkde., 87, 37—40, Frankfurt a. M. 1958 (1958 a).
- —: Molluska In: Brunner, G.: Nachtrag zur Breitenberghöhle bei Gößweinstein (Ofr.).
 N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 514, Stuttgart 1958 (1958 b).
- : Mollusken. In: Brunner, G.: Der Schmiedberg-Abri bei Hirschberg (Oberpfalz).
 Paläont.
 Z. 33, 158—159, 1959 (1959 a).
- —: Die Mollusken. In: Brunner, G.: Das Reichentalloch bei Hirschbach (Opf.). Eiszeitalter u. Gegenwart, 10, 56—64, Ohringen/Württ. 1959 (1959 b).
- HUCKRIEDE, R.: Eine frühholozäne ruderatus-Fauna im Amöneburger Becken (Mollusca, Hessen).

 Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 93, 196—206, Wiesbaden 1965.
- Huckriede, R. & Berdau, D.: Die süd- und westeuropäische Flußperlmuschel Margaritifera auricularia (Spengler) im Holozän von Hannover. — Geologica et Palaeontologica, 4, 195—201, Marburg 1970.
- Huckriede, R. & Jacobshagen, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 2. Die Fundschichten. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 44, 93—105, Wiesbaden 1963
- KEMPF, E. K.: Mollusken aus dem Holstein-Interglazial des Niederrheingebietes. Arch. Molluskenkunde, 98, 1—22, 1968.
- Münzing, K.: Mollusken aus Kalktuffen in der Umgebung von Niedereschach (Ldkr. Villingen).

 Mitt. Bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz, N. F. 8, 409—410, Freiburg/Br. 1963
- —: Quartäre Molluskenfaunen aus Baden-Württemberg. Jh. Geol. Landesamt Baden-Württ., 8, 47—62, Freiburg/Br. 1966 (1966 a).
- Eine molluskenführende Pleistozänterrasse im Tal der Großen Lauter (Schwäbische Alb).
 Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 48, 25—30, Stuttgart 1966 (1966 b).
- —: Molluskenfaunen aus altpleistozänen Neckarablagerungen. Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 10, 105—119, Freiburg/Br. 1968.
- —: Mollusken aus dem interglazialen Quellkalk von Hausen i. T. (Landkreis Stockach). Mitt. bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz, N. F. 10, 271—272, Freiburg/Br. 1970.
- Remy, H.: Zur Stratigraphie und Klimaentwicklung des jüngeren Pleistozäns in Mittel- und Westeuropa unter besonderer Berücksichtigung des Lösses. — Decheniana, 121, 121—145, Bonn 1968.
- —: Würmzeitliche Molluskenfaunen aus Lößserien des Rheingaues und des nördlichen Rheinhessens. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 97, 98—116, Wiesbaden 1969.

2. Mammals

- Adam, K. D.: Die Bedeutung der pleistozänen Säugetier-Faunen Mitteleuropas für die Geschichte des Eiszeitalters. Stuttgarter Beiträge zur Naturk., 78, 1—34, Stuttgart 1961.
- —: Neue Flußpferd-Funde am Oberrhein. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 7, 621—631, Freiburg 1965.
- Bahlo, E.: Cerviden-(Mammalia) Reste aus den Oberen Mosbacher Sanden (Mittelpleistozän) bei Wiesbaden (Hessen). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 60 (Heinz-Tobien-Festschrift), 17— 24, Wiesbaden 1971.
- Bahlo, E. & Malec, F.: Insectivoren (Mammalia) aus den oberen Mosbacher Sanden (Mittelpleistozän) bei Wiesbaden-Biebrich/Hessen. — Mainzer naturw. Arch., 8, 56—76, Mainz 1969.
- BOEKER, M., v. LEHMANN, E. & REMY, H.: Über eine Wirbeltierfauna aus den jüngsten würmzeitlichen Ablagerungen am Michelberg bei Ochtendung/Neuwieder Becken. Decheniana, 124, 119—134, Bonn 1972.
- GUENTHER, E. W.: Pleistozäne Säugetiere in Schleswig-Holstein. Z. f. Tierzüchtung u. Züchtungsbiologie, 77, 238—241, 1962.
- : Säugetierreste aus eiszeitlichen Ablagerungen von Schleswig-Holstein. Lauenburgische Heimat, N. F. 45, 48—52, 1964.
- —: Elefantenbackenzähne aus den Mosbacher Sanden. Mainzer naturw. Arch., 7, 55—73, Mainz 1968.
- —: Elefantenbackenzähne aus den Mosbacher Sanden II. Die Funde des Naturhistorischen Museums der Stadt Mainz. Mainzer Naturw. Arch., 8, 77—89, Mainz 1969.
- Heller, Fl.: Das Diluvialprofil der Jungfernhöhle bei Tiefenellern, Landkreis Bamberg. Erlanger geol. Abh., 34, 3—17, Erlangen 1960.
- Ein bedeutsames Quartärprofil in einer Höhlenruine bei Hunas/Hartmannshof (Nördliche Frankenalb).
 Vorbericht Eiszeitalter u. Gegenwart, 14, 11—116, Öhringen/Württ. 1963.

—: Eine fossilführende Karstschlotte mit Jung-Mammut-Resten bei Langenaltheim/Mfr. — Geol. Bavarica, 53, 102—128, München 1964.

-: Die Fauna von Hunas (nördliche Frankenalb) im Rahmen der deutschen Quartärfaunen.
 -- Eiszeitalter u. Gegenwart, 17, 113—117, Ohringen 1966.

-: Eine Kleinsäugerfauna aus den mittleren Mosbacher Sanden bei Wiesbaden-Biebrich/Hessen.

— Mainzer Naturw. Arch., 8, 25—55, Mainz 1969. Heller, Fl. & Brunnacker, K.: Halsbandlemming-Reste aus einer Oberen Mittelterrasse des

Rheines bei Niederaußem. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 17, 97—112, Ohringen/Württ. 1966. Hemmer, H. & Schütt, G.: Ein Unterkiefer von Panthera gombaszoegensis (Kretzoi, 1938) aus den Mosbacher Sanden. — Mainzer Naturw. Arch., 8, 90—101, Mainz 1969.

JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen
 Löß bei Bad Wildungen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 44, 5—105, Wiesbaden 1963.
 JANOSSY, D.: Die Entwicklung der Kleinsäugerfauna Europas im Pleistozän (Insectivora, Rodentia,

Lagomorpha). — Z. Säugetierkde., 26, 1—11, Berlin 1961.

 Stratigraphische Auswertung der europäischen mittelpleistozänen Wirbeltierfauna. Teil 1. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., 14, 367—438, Berlin 1969.

KAHLKE, H. D.: Die Cervidenreste aus den altpleistozänen Sanden von Mosbach (Bieberich-Wiesbaden). Teil 1. Die Geweihe, Gehörne und Gebisse. — Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Chemie, Geol., Biol. 1959, 7, 75 S., Berlin 1960.

Revision der Säugetierfaunen der klassischen deutschen Pleistozän-Fundstellen von Süßenborn, Mosbach und Taubach. — Geologie, 10, 493—532, Berlin 1961.

-: Rangifer aus den Sanden von Mosbach. - Paläont. Z., 37, 277-282, Stuttgart 1963.

Kahlke, H. D. & Weismantel, J.: Rentierfund im Rhein-Main-Gebiet. — Das neue Mainz, Wirtschaft, Verkehr, Kultur, 5, 1961.

Kuss, S.: Ein Beitrag zur Pleistozän-Fauna von Herxheim/Pfalz. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 51, 145—148, Freiburg 1961.

Kuss, S. & Rahm, G.: Eine jungpleistozäne Fauna aus dem West-Eifeler Vulkan Hasenberg bei Trittscheid. — Trierer Zeitschr. f. Geschichte u. Kunst d. Trierer Landes u. seiner Nachbargebiete, 30. Jg., Trier 1967.

Nobis, G.: Equiden aus dem Löß von Kärlich (Neuwieder Becken). — Mainzer Naturw. Arch., 9, 297—302, Mainz 1970.

ROTHAUSEN, K.: Praemegaceros portis, 1920 (Cervidae, Mamm.) als wichtiger stratigraphischer Beleg im Quartär von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). — Mainzer Naturw. Arch., 9, 303—317, Mainz 1970.

RUTTE, E.: Die Cromer-Wirbeltierfundstelle Würzburg-Schalksberg. - Abh. Naturwiss. Ver.

Würzburg, 8, (1967), 1—26, Würzburg 1970.

Schütt, G.: Ein jungpleistozäner Leopardenfund aus der Baumannshöhle bei Rübeland im Harz.
— Mitt. Geol. Inst. TU Hannover, 8, 102—115, Hannover 1968.
— : Panthera pardus sickenbergi n. subsp. aus den Maurer Sanden. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh.,

Jg. 1969, 299-310, Stuttgart 1969 (1969 a).

—: Die jungpleistozäne Fauna der Höhlen bei Rübeland im Harz. — Quartär, 20, 79—125, 1969 (1969 b).

Ein Gepardenfund aus den Mosbacher Sanden (Altpleistozän, Wiesbaden).
 Mainzer Naturw. Arch., 9, 118—131, Mainz 1970.

—: Die Hyaenen der Mosbacher Sande (Altpleistozän, Wiesbaden/Hessen). — Mit einem Beitrag zur Stammesgeschichte der Gattung Crocuta. — Mainzer Naturw. Arch., 10, 29—76, Mainz 1971.

Товієн, Н.: Cuon Hodg. und Gulo Frisch (Carniv.) aus den altpleistozänen Sanden von Mosbach bei Wiesbaden. — Acta Zool. cracoviensia, 2, 433—450, Krakau 1957.

3. Ostracods

Kempf, E. K.: Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 17, 5—60, Öhringen 1966.

-: Ostrakoden aus dem Holstein-Interglazial von Tönisberg (Niederrheingebiet). - Monatsber.

Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, 9, 119-139, Berlin 1967 (1967 a).

—: Ilyocypris schwarzbachi n. sp. (Crustacea, Ostracoda) und ein vorläufiges Ostrakoden-Diagramm aus dem pleistozänen Löß von Kärlich (Neuwieder Becken). — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 13 (Schwarzbach-Heft) 65—79, Köln 1967 (1967 b).

Manuscript received October 5, 1972.

Address of the author: Dr. H. Remy, Institut für Paläontologie, 53 Bonn, Nussallee 8.

E. Archaeological Research

1. Palaeolithic and Mesolithic Periods

by HERMANN SCHWABEDISSEN, Köln 1)

With 1 figure

This paper is based upon the following classification of the cultures of the Pleistocene and Postglacial period:

> Archaeolithic Palaeolithic

> > Lower Palaeolithic Middle Palaeolithic Upper Palaeolithic

> > > Early Upper Palaeolithic Middle Upper Palaeolithic Late Upper Palaeolithic Final Upper Palaeolithic

Mesolithic Proto-Neolithic

The Archaeolithic encompasses the period of the oldest recognizable manmade tools before the appearance of the true handaxes. As far as the typification of the tools is possible, they are partly pebble tools. The division of pebble tools into choppers and chopping tools is not very satisfactory; one should rather speak of unifacially and bifacially worked pebble tools. In those areas where pebbles were not available, tools of different types were made from slab-like or irregularly shaped stone material. One could include all the tools of this early phase under the heading "Coarse Tools", or even better, "Elementary Tools". Geologically, the Archaeolithic period occupies a long and not yet sufficiently defined period between the end Tertiary and the Mindel Glaciation.

The Lower Palaeolithic is the period from the first appearance of the true though partly crude handaxes up to the beginning of the Levallois technique in the evolved Acheulian. The "Clactonian" also belongs to this same period. It has already appeared in certain areas at the same time as the oldest handaxes. Whether it is merely an accompanying-industry of the early handaxes of the Abbevillian and the early Acheulian, or embodies an independent culture, is not clear at the present moment. In the last years, few researchers have, in my opinion rightly, pronounced it as an independent culture. Geologically, the Lower Palaeolithic should cover the period between the Holstein Interglacial (perhaps also the last phase of Mindel) and the early to middle phase of Riss.

¹⁾ Translated from German by Mrs. J. Jones-Göbel and checked by S. K. Arora.

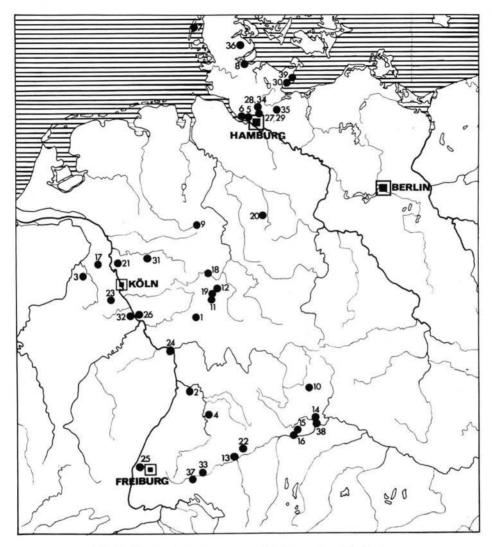


Fig. 1. The most important excavated sites, referred in the text.

- Münzenberg near Butzbach Mauer/Heidelberg Palenberg near Geilenkirchen Steinheim on the Murr

- Hamburg-Eidelstedt
 Wittenbergen near Hamburg
 Nösse (Sylt), Morsumcliff
 Eckernförde, Schleswig-Holstein
 Stukenbrock near Sennestadt
- 10) Hunas, district Hersbruck 11) Reutersruh, district Schwa
- Reutersruh, district Schwalmstadt
- 11) Heutersrun, district Schwalmstadt 12) Lenderscheid, district Schwalmstadt 13) Große Grotte near Blaubeuren 14) Sesselfelsgrotte at Neu-Essing 15) Speckberg near Meilenhofen 16) Weinberghöhlen near Mauern 17) Rheindahlen near Mönchengladbach

- 18) Buhlen, district Waldeck19) Rörshain near Ziegenhain20) Lebenstedt-Salzgitter, Niedersachsen

- Hochdahl, district Düsseldorf-Mettmann Vogelherd/Lonetal
- Lommersum, district Euskirchen Linsenberg/Mainz
- Munzingen
- 25) 26) 27) 28)
- Gönnersdorf, district Neuwied Meiendorf, district Stormarn Stellmoor, district Stormarn Poggenwisch, district Stormarn Grömitz, district Ostholstein
- Martinhöhle near Letmathe
- 32)
- 33) 34) 35)
- Martinhöhle near Letmathe
 Martinsberg near Andernach
 Zigeunerfels near Sigmaringen
 Pinnberg near Ahrensburg
 Duvensee near Mölln, Schleswig-Holstein
 Satrup, district Schleswig
 Jägerhausgrotte near Beuron
 Altessing, district Kehlheim
 Rosenhof near Grube, Ostholstein

The Middle Palaeolithic is the period from the appearance of the Levallois technique to the disappearance of the Mousterian groups. The Levalloisian does not appear to represent an independent culture, but merely a technique. Geologically, the Middle Palaeolithic roughly covers the period from middle Riss to early or middle Würm, extending almost to the so-called "Würm I/II Interstadial". Besides the Levallois technique displayed by certain groups, increasing differentiation is characteristic of the Middle Palaeolithic. It is expressed in the appearance of numerous tool-groups including: Late Acheulian, Upper Acheulian, Micoquian with several sub-groups (Inventory Types), Tayacian, Weimarian, Mousterian of Acheulian Tradition, Charentian, Jabrudian, Micro-Mousterian etc. and the various groups of leaf points (Blattspitzen).

The Upper Palaeolithic, in which Homo sapiens in the narrower sense emerges, is distinguished archaeologically by the appearance of slender blade cultures, bone and antler tools, the appearance of art as well as clearly recognizable religious representations. In general an increasing differentiation in all spheres of life begins in the Upper Palaeolithic. This applies to tools and weapon techniques, the character of settlements as well as to man's intellectual manifestations. Geologically, the Upper Palaeolithic lies between the Würm I/II Interstadial and the Younger Dryas period. Its end terminates the Palaeolithic and coincides with the end of the Glacial Period.

To the Early Upper Palaeolithic belong primarily the Aurignacian and the Perigordian, and, to the Middle Upper Palaeolithic in particular the Gravettian and, in western Europe, the Solutrean. The Magdalenian belongs to the Late Upper Palaeolithic. To the Final Upper Palaeolithic (also called Endpalaeolithic) belong the different penknife (Federmesser)-groups such as Romanellian, Azilian, Tjonger group, Rissen group, Wehlen group etc. and furthermore, the tanged-point (Stielspitzen) cultures such as the Bromme/Lyngby group, the Ahrensburg group and the Swiderian, to name a few.

The Mesolithic begins with the Post-Glacial. It is especially characterized by geometric microliths and, in the north and northwest of Europe, also by flint axes. The appearance of bone and antler axes of various forms is remarkable as is also the appearance of canoes. The Early Mesolithic, broadly speaking, comprises the Pre-Boreal, the Middle Mesolithic, the Boreal, and the Late Mesolithic, the first half of the Atlantic.

In the second half of the Atlantic, the Ertebölle-Ellerbek culture of the north emerges. It includes certain Neolithic culture elements and may be interpreted as partly Proto-Neolithic.

The Archaeolithic

Conditions in Central Europe are less favourable for the discovery of tools from man's earliest history than in East Africa and the Jordan Valley, areas of volcanic activity and its corresponding sedimentation during the early Pleistocene. The cultural remains from man's early history are revealed through volcanic activity and a stratigraphic classification of the finds is possible. Whilst European finds from this period exist; in the south of France, for example, from the Vallonet cave, which can be placed (DE LUMLEY 1963) geologically in the Villafranca; in Romania some pebble tools are known (Informations P. Samson) from the basin deposits of the later Villafranca at Oltetz; in Hungary the site of Verteszollos, lying in fresh-water limestone and systematically excavated by L. Vertes (1965) can be dated to Mindel; and in Bohemia (Žebera 1964/65) a pebble tool series also from the Mindel period has been recovered. In all, few corresponding finds from western Central Europe are present. However, these finds discovered in the post-war years are of considerable significance for the prehistory of Europe.

In Hessen, H. Krüger together with O. Bommersheim have found several sites with pebble tools in the area of Gießen, of which the most important is Eiloh near Münzenberg. The excavation of H. Krüger (1959) at Eiloh has unearthed a continuous pavement-like horizon of pebbles and pebble tools of various types, which he interprets as a living floor. Unfortunately, the geological date is not certain. E. Schönhals (personal communication) considers the possibility of a Mindel Terrace remains at Eiloh. In this case, the pebble tools could be Mindel or later. This question can perhaps be clarified by a coherent geological mapping of the area, which is presently being carried out.

In Rheinland-Pfalz, in the area of Nahe (Krüger 1968), H. Bell has assembled a series of pebble tools.

At the well-known find spot of *Homo heidelbergensis* in Mauer, A. Rust has been endeavouring since the 1950's to recover artefacts from the deposit containing the human mandible. He has devoted a monograph to these finds and has assigned them to a "Heidelberg stage". Though nearly half a dozen pebble tools are included, the majority of the artefacts from the deposit are made from slab-like stone material. It is but natural as in the sand and in the bone-bearing Homo deposit, mostly irregularly shaped stones and slab-like quartzite occurs and seldom pebbles. Rust's assessment of the Heidelberg finds has been criticized diversely, therefore various remarks upon this important problem are necessary here.

The artefacts of quarzite-sandstone are naturally not as easy to analyse as those of flint; the necessary criteria of human workmanship are more difficult to recognize. But along the former course of the Neckar near Mauer, people were living and working during this period, as is demonstrated by the find of the mandible. The result of their handiwork, namely the tools, ought to be found in the bone-bearing deposit from which the mandible of *Homo heidelbergensis* originates. This was also the starting-point of Rust's reflections. And when no flint was available, raw materials found in the locality were used. This is applicable especially to all periods of man's early history, a realization which should have by now become familiar. Practical experiments have shown that the quartzite-sandstone from Mauer is in fact quite serviceable for tool-making and in some cases also highly suitable. Essentially the problem lies in the poor typification of early tools and in the recognition of human workmanship, especially in tools made from coarse stone material and also which were rolled and weathered. There are fewer problems in dealing with classic pebble tools. The problems are much greater and partly insolvable with tools made of other raw materials.

As to the typification, finds allocated by Rust to his "Heidelberg stage" are by no means missing. Apart from simple scrapers, some having a bulb and a bulb negative, Rust especially differentiates between the "Nasenschaber" and the "Querhobel".

From the "Nasenschaber" has arisen the question of whether such forms could be chipped solely by natural forces, namely by pressure on one face (REGENHARDT 1970). It is quite conceivable that these or similar forms exist as a result of pressure from natural forces in one direction, within moraines or gravels. On the other hand, there are corresponding artefacts in the form of "Zinken" or "Grobzinken", made from blades, flakes or natural nodules in the Upper Palaeolithic and the Neolithic. Unquestionably, "Nasenschaber" also exist in old and reliable assemblages (ZIEGERT 1969). The "Querhobel" at Mauer appear again and again, always in the same form — an alternately carved-out cutting edge placed approximately transverse to the surface. The question is whether it can be accidental that certain forms are repeatedly produced by natural agencies; on the one hand, by pressure on one face — as the "Nasenschaber", and on the other hand, at the very same site, by alternate pressure on opposing faces — as the "Querhobel".

A further observationis of significance in examining the finds from Mauer. A. Rust and the author were able to excavate a closed-complex of flakes and other artefacts from a limited area in the bone-bearing deposit. This assemblage will be published shortly by Rust.

With regard to Rust's conception of his "Heidelberg stage", one recalls what A. C. Blanc, the discussion-chairman at the International Congress on Prehistory in Hamburg, 1958, emphasized: "Throughout his research in Jabrud and the discovery of Upper Palaeolithic sites in the Hamburg region, Alfred Rust has demonstrated so much intuition that, through his rich experience, he is probably in advance of us in his handling of human artefacts."

Rust's suggestions in this sphere should be taken up, thoroughly and seriously examined, and followed up by modern research methods. Here a comparative-statistical analysis of the forms in a numerically large collection of material from artefact-bearing and artefact-absent sites, considered geologically similar, could possibly bring some progress. It is natural that the criteria of human workmanship cannot be based upon the numerous traits of the tools of later periods. The determination of artefacts and non-artefacts is also impossible with the aid of only one attribute. Adequate attribute-combinations must be worked out for the archaeological Palaeolithic which, indeed, must be claimed for a single artefact. Meaningful use should be made of modern statistical methods.

Indeed it must be noted with astonishment that almost no younger colleague is inclined to devote himself to this difficult yet urgent research problem. One exception appears to be in the work of W. D. Langbein, who, at the instigation of G. Riek, has prepared a (not yet published) dissertation on the very old finds from Schnaitheim (Württemberg). Apart from A. Rust research into the Archaeolithic has otherwise remained in the hands of amateur archaeologists such as J. Itermann (inf.) and A. Forstmayer (1973). But, precisely the development of new methods of evalution leading to comprehension of the tools — the remains from the earliest periods of human history — in so far as they are open to possible examination, is not only interesting, but of the utmost significance in the achievement of decisive progress in this sphere (cf. also Feustel 1970).

The geological classification of the Mauer finds appears to be clear. The bone-bearing deposit with the mandible should, on the evidence of fauna, be placed in the Günz-Mindel-Interglacial.

Another site of the Archaeolithic period is "Palenberg", north of Aachen, investigated by J. Itermann (Itermann 1970). If the tool character of the classic "Nasenschaber" and of several other tools from the same deposit could be effectively corroborated by further finds, it would be the oldest Eurpean Palaeolithic site, namely from the Upper Pliocene. Before a comprehensive evalution of the site is made, it should first be further investigated. Unfortunately, the discoverer of the site, J. Itermann, has recently died.

The Lower Palaeolithic

Until recently there was no certain evidence for the Lower Palaeolithic within the Federal Republic of Germany. A single handaxe has long been in existence from Steinheim on the River Murr (Württemberg), the site of *Homo steinheimensis* (ITERMANN 1962, SCHWABEDISSEN 1970).

The handaxe was discovered by J. ITERMANN and, according to its stratigraphical position, it is the only older handaxe in Central Europe. Guenther (1970) dated it within the Mindel-Riss Interglacial, namely, in Holstein. Even if the Stein-

heim human skull also belongs to the same interglacial, there need be no direct temporal connection between the two. Beyond this, one or another of the numerous handaxes from Hessen may correspond typologically with those of the Abbevillian, but without an attendant-stratigraphy, precise dating is not yet possible.

Most remarkable is the increasing number of Clactonian sites in northwest Central Europe, especially in the Federal Republic. In the 1920's, O. K. Pielenz had already discovered 2 assemblages in Hamburg-Eidelstedt: at "Jungbrunnen" and at "Großen Behnkamp", during exposure work. G. Schwantes regarded these as Levalloisian and called them "Eidelstedt stage" (Schwantes 1934). O. K. Pielenz allotted these finds to the Clactoian (Pielenz 1961).

Geologically, the former site is dated before or early in the Saale Glaciation, and the artefact from "Großen Behnkamp" should originate from an involuted weathering horizon of Saale Glaciation. According to the material still available (part of it was lost during the war), and from the drawings of the finds, Clactonian is indisputably represented.

After the Second World War, A. Rust published the comprehensive material from Wittenbergen which lies on the steep bank of the Elbe, north of Hamburg (Rust 1962). The finds in question are from the collection of G. Steffens. Amongst these is to be found a complex, undoubtedly belonging to the Clactonian. Furthermore, material preserved in four other collections confirms the Clactonian character of the site. All the finds will be presented in a publication prepared by the author.

Geologically, the artefacts lie in the lower part of a till which is covered by peat of the Eem period (cf. Grube in Rust 1962). According to the statements of several collectors, part of the finds could certainly have been recovered from the section of the till. The tools by no means originated only from the foot of the steep bank. These belong to the period before the last phase of Riss-(Saale)Glaciation. They can, however, be reworked and belong to the Holstein Interglacial.

A further Clactonian assemblage comes from Nösse on the island Sylt. The site is not far from the Morsum Cliffs and lies under a thin capping bed of silt. The age of the silt is not certain but may possibly be determined by pollen analysis. The finds lie in a gravel horizon under the silt. These artefacts will also be presented in the above-mentioned publication.

PIELENZ (1970) and others (BAUDET 1970) have placed the numerous finds collected on the Baltic coast in the Clactonian, which indicates the presence of a Clactonian habitus. The dating of these finds is still problematic because they have not yet been recovered from a geologically datable deposit. Whilst part of the flint artefacts from the Ertebölle period and the Neolithic of the north also show very archaic features (Schwabedissen 1968), the classification of these finds must be regarded as uncertain. This need not mean that no old finds or possible Clactonian can be found on the Baltic coast. A site now being investigated by us, at Eckernförd Bay, may clarify matters. At the base of a 12 m. thick section lie stratified clays, which, according to R. Schütrumpf, belong to the pre-Eem Interglacial. Artefacts recovered thus far have supposedly been buried under these interglacial clays. The investigations, carried out in association with R. Schütrumpf and various geologists, has not yet been concluded.

At this point, another site should be mentioned, which was discovered by W. Adrian (1969) on the southern slope of the Teutoburg Forest near Stukenbrock, not far from Bielefeld. Besides the pebble tool like implements, the finds also include artefacts of Clactonian similarity. The geological dating of the finds, which lie both on and in the Riss sands, has not yet been determined.

In conclusion, it can be affirmed on the grounds of new research that the Clactonian was not confined only to northern France and England, but was also distributed in the northwest continental area. When one includes several central German sites such as Wallendorf and Wangen (TOEPFER 1968) it extended into the middle of Central Europe.

The only comprehensive excavation of a Lower Palaeolithic site in West Germany is that of Hunas near Hersbruck in Franconia (Heller 1966), where a cave choked with rubble was exposed by quarrying operations. In an investigation carried out by Fl. Heller in association with W. Sessler, a stratigraphy was uncovered containing rich palaeontological material and also artefacts. Among the latter no handaxes are to be found. Tools with a flake character predominate. The exact archaeological assignment of this stone industry is yet to be settled. The palaeontological remains in conjunction with the stratigraphy indicate that the site belongs primarily to the Riss Glaciation.

The Middle Palaeolithic

Since the 1960's, the opening up of the Middle Palaeolithic has become the central point of Palaeolithic research in the Federal Republic of Germany. In 1960 G. Bosinski completed a monograph on the Middle Palaeolithic in western Central Europe. This publication, which appeared several years ago (Bosinski 1967), presented the then-known material, and an archaeological as well as a chronological classification were attempted. The working out of groups and inventory should especially be mentioned. Besides this, the Micoquian was shown for the first time to be separate and predominately handaxe culture with various sub-groups. The distribution centered mainly in the highlands of Central and Southern Europe. G. Bosinki's monograph represents an important basis for research into the Middle Palaeolithic

The above-mentioned monograph is supplemented by a study by H. Schwabedissen on the distribution of the handaxes in Central Europe (Schwabedissen 1970). Thereby it becomes evident that, in contrast to the earlier opinion of Andree (1939), western Central Europe belongs to the distribution area of the handaxe culture, at least in its later phases. Furthermore, it now appears that an area formerly held to be without finds, such as Hessen, today represents a central distribution area of handaxes, thanks to the efforts of A. Luttropp. Of the thousand or so handaxe finds in Central Europe, half belong to Hessen. This is mainly because A. Luttropp has drawn attention to quartzite as a raw material. The distribution of quartzite handaxes extends into the Rhineland and the Palatinate.

One of Luttropp's assemblages, that of Reutersruh, has been published in a monograph by Bosinski and Luttropp (1971). Further finds from Hessen, especially that of Lenderscheid, still await publication. In North Germany the number of sites of handaxes has also greatly increased.

Besides the comprehensive publications, a whole series of excavations belong to the Middle Palaeolithic.

In 1960, G. Riek began excavations in the "Großen Grotte" near Blaubeuren. The investigations, which were continued until 1964, provided the following stratigraphy (WAGNER 1972):

At the bottom, Acheulian with Levallois technique

A layer with few artefacts of Micoque character

Mousterian of La Quina type

Mousterian of another type, mostly with leaf points (Blattspitzen)

This last layer II is the richest in finds.

While the geological classification of the basal layer should be confirmed as Riss-Würm Interglacial, that of the subsequent layers remains unclear. They should belong to an early period of Würm. The layer with abundant leaf points (Blattspitzen) belongs to the period after the cold maximum in Würm I, forming the transition to the Würm I/II Interstadial, which is in accordance with the appearance of early leaf points (Blattspitzen). The layers predominated by leaf points between the Mousterian and the Würm I/II Interstadial are the most interesting.

In 1964 L. F. Zotz began an excavation at the "Sesselfelsgrotte" near the Altmühltal in Neu-Essing (Zotz 1970). Since 1967 it has been directed by G. Freund and investigations are still being carried out (Freund 1968—70). The numerous archaeological levels descend from the Mesolithic through an Epipalaeolithic and a late Upper Palaeolithic to a richly provided Middle Palaeolithic. In the lower levels, interesting Microlithic tools appear (Freund 1968), and artefacts of Levallois technique excluding handaxes. As to the character of the lower artefact levels, nothing final can be stated until work on the remaining levels is completed. A similar situation exists with regard to the geological classification of the levels. The Sesselfelsgrotte already appears to be a significant site of the sub-division of the Palaeolithic. Especially the Middle Palaeolithic levels with Micoquian connections containing bifacial artefacts and Microlithic tools promise to widen our knowledge of the period and its sub-divisions.

To this can be added the research project undertaken by H. MÜLLER-BECK, whose purpose is the correlation of the stratigraphy of "Speckberg" (near Meilenhofen) and that of the "Weinberghöhle" near Mauern (MÜLLER-BECK 1973).

Both sites lie on the southern slopes of the Franconian Alps facing the Danube in the area of Neuburg a. d. Donau and are only 10 km apart. Speckberg is an open air site and the Weinberghöhlen are cave settlements. The project was founded to correlate the stratigraphies in order to obtain a complete relative cultural sequence for the area and perhaps also for a larger region. There are several difficulties, such as the absence of a continuous stratigraphy at Speckberg. The settlement levels are scattered over the plateau of the north depression (Nordmulde) and on the slope of Speckberg. Müller-Beck writes:

"At Speckberg it is a question of condensed horizons which allow no fine archaeological interpretation." To begin with, the different levels at Speckberg, i.e. the settlement sites, must be placed in relation to one another and then the whole Speckberg stratigriphy must be connected to that of the Weinberg caves. MÜLLER-BECK (1973) has undertaken the attempted correlation but is himself aware of its hypothetical nature, particularly as"... the preservation of the faunal remains at Speckberg is very bad."

No particular opinion can be expressed about this interesting project before the analysis has been completed. Incidentally, one may recall the difficulties encountered in the correlation of the phases of Hengelo and Dehnekamp in Holland with that of the south of Germany and cave sedimentation layers, because of the varying nature of the regions.

In the Rhineland, the loess site of "Rheindahlen" near Mönchengladbach has become well-known, thanks to the recovering of finds during the Second World War by E. Kahrs. In 1949 K. J. Narr carried out and published the results of a short excavation (Narr 1951). In 1964 the Institut für Ur- und Frühgeschichte of the University of Cologne (Köln) undertook an excavation there under the direction of G. Bosinski. This is still in progress. The importance of Rheindahlen lies in the superimposition of several cultural layers in the loess. At the base is found a recently recognized and still poorly documented cultural layer containing artefacts of Levallois type. (Bosinski & Brunnacker 1973). The third find-layer from the base produced few artefacts which cannot be assigned to any

of the existing inventory types. The depression 3,70 x 2,90 m, interpreted by G. Bosinski as a dwelling pit, should be noted. The fourth layer from the base and the uppermost of all was in a redeposited area. According to Bosinski, its artefacts are typologically similar to those of the inventory type "Balve IV".

The geological interpretation of the section and the geo-chronological classification of the find-layers provide several difficulties, as "Rheindahlen" lies in an area of Atlantic climate. According to the present analysis of the profile by K. Brunnacker (Bosinski & Brunnacker 1973), the lower layer of Levallois character was accorded to the beginning of the Riss Glaciation and the layer above, with "Rheindahlen-type" artefacts, placed in the middle of Riss. The third layer should belong to the end of the Riss-Würm Interglacial. This geological classification is not completely in accord with the classification of the accompanying artefats. Perhaps the recently begun excavations at Rheindahlen can contribute to a further elucidation of the geological position of the different cultural levels.

At "Rörshain", a site near Ziegenhain (Hessen), discovered by A. Luttropp, excavations were undertaken in 1965 and more recently in 1972 for the Institut für Ur- und Frühgeschichte, Cologne, by G. Bosinski (Luttropp & Bosinski 1967). At the base of a layer 1—1,3 m thick, composed of a mixture of loess-loam and sand, and covered by a continuous band of clay, was found a rich layer of finds containing Middle Palaeolithic artefacts. It is probably the richest site in Central Europe; one square metre of the cultural layer yielded nearly 1000 artefacts.

Among the finds, two assemblages can be differentiated; one with handaxes belonging to the Acheulian and a second which includes handaxes and Micoquian "Faustkeilblätter", as well as leaf points (Blattspitzen).

The significance of "Rörshain" lies in the opportunity given to G. Bosinski to put forward the inventory type "Rörshain", which should lie between the Micoquian and the Altmühl groups of leaf point (Blattspitzen) cultures (Bosinski 1973). This also casts some light on the evolution of the leaf point cultures. Exact geological dating is unfortunately impossible and is hardly to be expected from the new excavations.

On the outskirts of the village "Buhlen", near the Eder Barrage, a site was discovered on a stepped ridge of Permian Dolomite, projecting into the valley, with Middle Palaeolithic stratified cultural layers. At the foot of the ridge lies a site of similar age which is interspersed with fluviatile sediments. At the site, discovered by the geologist J. Kulick, the excavations were directed by G. Bosinski in 1966/67 and 1969 for the Institut für Urund Frühgeschichte.

An inventory was ascertained from the lowest cultural layer including a handaxe and Levallois flakes. A more exact archaeological classification of this layer is not yet possible. The same holds true for the next younger layer, containing large Levallois points and Levallois cores. The layer above this is very rich in material, containing Micoquian finds. These are similar to the "Klausennische" inventory type, but exhibit peculiarities, especially the so-called "Pradnic knife". The best comparable forms are to be found in the Polish caves near Cracow.

The topmost layer once again exhibits the considerable use of the Levallois technique and also yields numerous scraper types. In general, the inventory is of the type "Balve IV".

The significance of the site, for which a thorough preliminary report is available (Bosinski et al. 1973), lies in the evidence of a Micoquian facies with "Pradnic knives", formerly unknown in Germany. In a future excavation it would be important to elucidate the lowest cultural horizon. The geological-palaeontological analysis is not yet complete.

The presence of a band of volcanic tuff is significant, as is that of a rich rodent fauna in almost all layers.

After the war, A. Tode was able to excavate the important Middle Paleolithic site of "Lebenstedt-Salzgitter" on the North German Plain (Tode et al. 1953). Unfortunately, the monograph has not yet been published. The site lies on the slope of a river valley and was discovered by dredging. The find-layer is 4—6 m below the surface. The deposition of the finds below the water-level, partly in gyttja, has preserved the organic material excellently.

The fauna is well-represented; plant remains are also preserved and further pollen analysis was possible. Among the bone tools, a winged arrowhead and several dagger-like weapons, 60—70 cm long, made from mammoth ribs, are notable. As to human remains, it was possible to recover part of a skull.

The flint artefacts include handaxes of an evolved type, leaf points (Blattspitzen) and scrapers of various kinds, as well as artefacts of Levallois technique. Although the industry-assemblage shows individual traits, there is nothing to indicate that this assemblage is not homogeneous (cf. Kleinschmidt, in Tode 1953). From the finds of Lebenstedt G. Bosinski has established a "Lebenstadt-group" representing his younger Acheulian.

In the dating of the "Lebenstedt-Salzgitter" site, geologists, palaeontologists, and pollen analysts are of the same opinion: a period of early Würm, perhaps an interstadial, is to be considered. This could be confirmed by several ¹⁴C-dates c. 50,000 BP. These results obtained from gyttja and wood possibly point to the Brörup-Interstadial. Further details can be expected in the monograph.

If the finds from "Lebenstedt-Salzgitter" really represent a younger Acheulian phase, and of this there can be no doubt at Lebenstedt, then this phase should in general terms be dated early Würm. But the many previously obtained dates would tend to contradict this. The well-known Acheulian or Acheulian-like sites such as those at "Herne" or "Ternsche" (Andree 1939) and in the Leine area near Hannover (Jacob-Friesen 1949) have hitherto been placed within the Riss (Saale) Glaciation. Indeed, dating seems to be uncertain and requires checking. The whole of Central Europe is lacking in excavated Acheulian sites with reliable dates. River gravel does not provide the best basis. From the archaeological point of view, it seems questionable whether all the sites with evolved Acheulian types in Central Europe really belong to one group and one period including Lebenstedt. It appears that Lebenstedt represents a young group, precisely the younger Acheulian of the early Würm period, which is preceeded by an earlier phase of late Acheulian.

In order to test this hypothesis, a section was recently cut through the loess at "Hochdahl" (Neanderthal), location of the well-known handaxes, but the geological interpretation is not yet completed (Schwabedissen 1970).

When we survey the research into the Middle Palaeolithic in the Federal Republic of Germany since the war, we see that a large amount of activity has taken place in the form of comprehensive studies and excavations, which, when all the excavation results are published, may signify notable progress. A substantial contribution has undoubtedly been the work of G. Bosinski.

The Upper Paleolithic

While investigation through excavation lies in the forefront of palaeolithic research into Middle Palaeolithic, the same does not apply to the Upper Palaeolithic. Evidence

for the Aurignacian comes from many caves, especially in Southern Germany. Only one really excellent cave site is to be found in the Federal Republic, namely, Vogelherd in Lonetal (RIEK 1934). Indeed, this site with its animal sculptures hold an outstanding international reputation. At this point, a new sculpture from Lonetal, namely a human figure, is worthy of mention. It was discovered among the excavation finds from "Hohlenstein-Stadel" near Ulm and was put together by J. HAHN. It is 28,1 cm high. This largest known Aurignacian sculpture shows a completely individual style. The best illustration of it is found in HAHN 1970. Among the Aurignacian loess sites in Central Europe, only that of Breitenbach near Zeitz (German Democratic Republic) deserves mention. Recently I. HAHN found an Aurignacian site in loess at Lommersum in the Rhineland, which is important because of its westerly location and also because of its bone preservations. These are rare in central and western Europe (HAHN 1973). Its assignment in Aurignacian is assured by the flint technology and a 14 C-date of 33 420 \pm 500 (GrN = 6191). Certainly, the quantity of tools is still small; however, the excavation is not yet completed. A western Central European counterpart to Krems and Willendorf would undoubtedly be desirable.

We are further indebted to J. Hahn for a comprehensive study, "The Aurignacian in Central and Eastern Europe", a dissertation at the University of Cologne (Köln). In this dissertation, Hahn has re-catalogued and presented nearly the whole find material of Central and Eastern Europe. The comparison with the French material is important and is known by the author from his studies with F. Bordes. Hahn's work will provide an important basis for further research into the Aurignacian in general. Publication of the monograph is in preparation; a summary is being printed (Hahn 1973).

The extent to which classic Perigordian is present in Central Europe remains an open questian. Until now only layer 4 of the "Ilsenhöhle" near Ranis in Thuringia is available for discussion (Andree 1939, fig. 214). No new material has been added to this sphere.

The situation of the Gravettian is similar. Its presence in Central Europe is beyond doubt, as demonstrated by the loess site of "Linsenberg" within the present city-limits of Mainz. Hahn (1971) has recently published the finds. It remains to be considered whether the finds from "Mauern", which Bohmers (1951) refer to as Lower Magdalenian, represent a Gravettian. Furthermore there are a number of cave strata and single loess sites which may be considered Gravettian. In particular, several as yet unpublished loess sites could provide the inception for a more intensive investigation of the Gravettian. Such an undertaking would be important in clarifying the connections with the West Gravettian or with the East Gravettian. The presence of a few "gravettes" (Gravette Points) is not sufficient ground for seeing Pavlovian, as in the finds from Speckberg (Müller-Beck 1973). Apart from that, until now, neither a Pavlovian, nor an East Gravettian, nor a West Gravettian have been clearly distinguished.

Whereas the Solutrean in France and Spain represents a special facies and is absent from Central Europe, the Magdalenian is represented in Central Europe. However, Central Europe seems to have played no essential role in the earlier development of this facies.

There are almost no sites in the Federal Republic which may be placed in the old phase, namely in early or middle Magdalenian. Undoubtedly, archaic features are to be seen at two or three sites (cf. Schwabedissen 1954, fig. 101 a), but a definite classification is not possible. The same is true of the site of "Munzingen" at Kaiserstuhl, which is covered by 4 m loess (Padtberg 1925). Recent geological investigations by Guenther (1968) have shown that the over-lying loess deposit is secondary. The archaeological in-

ventory indicates neither an early nor a middle Magdalenian. This is also the case with the lower Magdalenian from Mauern (BOHMERS 1951). In general, the majority of Magdalenian sites in Central Europe belong to the late Magdalenian. This is true of the numerous sites within the Federal Republic as well as of those in Thuringia, especially the Kniegrotte, Ölknitz and Saaleck (Andree 1939), and the cave site of Pekarna in Moravian Karst area. Formerly Petersfels near Engen in Hegau (Peters 1930) was the richest and most important site in West Germany. However, since the beginning of the investigations at Gönnersdorf in 1968 by G. Bosinski, and which are still continuing, this site must be regarded as the most important of the late Magdalenian in Central Europe.

The site of "Gönnersdorf" lies on the edge of the Neuwied basin, barely 20 km northwest of the city of Koblenz. It is an open air site covered by a thin layer of loess above which lies pumice deposit. The pumice deposit, which is 1—1,5 m thick, originates from an eruption of the Laacher See Volcano. It belongs to the Alleröd period and provides a "terminus ante quem". The archaeological finds lie in the 20—30 cm thick primary and partially loamed loess. Above the loess there is a thin humus layer which led to partial loaming of loess. The humus layer may have been formed in the early to middle Alleröd or in the preceeding oscillation. While certain indications of a Bölling date for the cultural layer are present, a reliable date can only be expected from ¹⁴C dating. It is geologically noteworthy that during the settlement period and shortly afterwards loess still drifted over the site — a much discussed question (cf. NARR 1953). The bone remains are important for palaeontology. The fact that the mammoth still lived in the Rhineland at this time deserves to be mentioned.

Of the archaeological finds and structures, the following should be mentioned:

- 1) groundplans of dwellings, 2,5-5 m in diameter, and two of 6 and 10 m diameter
- 2) flint tools, among them, backed blades though without end retouch, and no penknives (Federmesser)
- bone points of various types, fragment of a harpoon and of a 'bâton de commanddement' and bone needles
- 4) ornaments: perforated teeth and perforated snails (some from the Mediterranean area), beads of fossilized wood, including a necklace of more than 30 wooden beads, and the incisors of red deer, etc.
- 5) about 200 perforated discs, some with engravings
- 6) art:
 - a) 15 stylized female figurines out of antler, ivory, bone, or slate
 - b) engravings on slate plaquets with drawings of female forms, animals (mammoth, wild horse, rhinoceros, wolf, lion, auroch, bison, deer, fish, and birds) and of non-figurative designs (circles, cross, bundles of lines)

Geologically, the significance of "Gönnersdorf" lies in the relatively exact dating to the period before middle Alleröd and in the youngest phase of loess formation. Palaeontologically its importance lies in securing the accompanying fauna, and archaeologically, in the evidence for dwellings, in the acquisition of a closed tool-inventory of the Late Magdalenian and in the numerous examples of art (figurines and engravings) which, in part, add to the faunal range.

The engravings connect our area with Western Europe. Gönnersdorf gives an indication that crucial finds from the Magdalenian need not only be expected from caves but also from open air sites. The open air site of Gönnersdorf contributes essentially to the characterizing of the Late Magdalenian in Central Europe.

Geographically, Late Magdalenian is widely distributed throughout Central Europe, as shown by maps (cf. Schwabedissen 1954, fig. 101 b, principally cave sites). Whether

the impression that the Magdalenian infiltrated Central Europe from the west during its later phase is correct, must be elucidated by further research.

During the Oldest Dryas period a culture appeared on the northwest European plain diverging from the Magdalenian, namely the Hamburgian. Its morphology and distribution have been worked out in the works of Schwantes (1934), Rust (1937, 1943), and Schwabedissen (1938). In this respect, the excavations conducted by A. Rust during the 1930's in the Hamburg area at "Meiendorf" and "Stellmoor" were decisive. In these excavations, the Late Palaeolithic was unearthed, using modern scientific archaeological methods and thereby heralding a new epoch. Rust resumed his excavations in the postwar years and considerably augmented our knowledge of the Hambugian culture through his in investigations of the sites at Borneck, Poggenwisch, and Hasewisch (Rust 1958).

At all three sites, it was possible to demonstrate for the first time the presence of Late Palaeolithic dwellings in the shape of round tent ground plans c. 5—6 m in diameter. These discoveries gave impact to the identification of Palaeolithic dwelling ground plans in Central and West Germany as well as in France.

Another important result is the evidence for a younger phase of the Hamburgian culture. With the aid of pollen analysis, carried out by R. Schütrumpf, the site of Poggenwisch could be dated to the Oldest Dryas immediately before the Bölling Oscillation. According to pollen analysis, Meiendorf and Stellmoor belong to the full Oldest Dryas (cf. Schütrumpf, in Rust 1958). Finds of the later Hamburgian culture of the Poggenwisch type were secured by Brückner (1970, p. 365 f, fig. 114) from the steep bank on the Baltic coast near Grömitz. These were covered by till. Geologically, this means that before Bölling, or, what is more probable, in the ensuing Older Dryas (absolute date 10,000 B.C.), the glaciers must have advanced once again into the Bay of Lübeck, so that the site was covered on their retreat by till up to 4 metres thick.

Furthermore, the conjecture that the Hamburgian culture could be subdivided into phases, which had been based on typological comparisons, was confirmed by the excavations at Poggenwisch (Schwabedissen 1938 and 1949).

The chronological relationship of the Hamburgian culture to the Magdalenian has to be further clarified. If the late Magdalenian at Gönnersdorf is not datable before the Bölling Oscillation, then Hamburgian is clearly older. This has been assumed by Rusr (1937) and Schwabedissen (1938). It might, in fact, be contemporary with the Middle Magdalenian.

As to the distribution of the Hamburgian, the area mapped by Schwabedissen (1944, Plate 125) has since been enlarged, especially by new sites in Holland (Bohmers 1970, p. 13, fig. 9) and those in Lower Saxony (Nowothnig 1963). It extends from the southern part of Jütland to the Midhighlands and in the west, as far as the lower course of the Rhine. The work of A. Rust in the Ahrensburg-Meiendorf Tunnel valley area has recently been resumed by G. Tromnau. The results of his excavations of different settlement sites lying on mineral soils of the Tunnel valley are in the process of being printed.

With the Alleröd Oscillation, which seems to signify a remarkable period at the end of the Ice Age, a number of archaeological industry assemblages emerge in the northwestern part of the European continent and beyond. These are the Penknife (Federmesser) and the Tanged Point (Stielspitzen) cultures, each having several subgroups.

Since 1938, H. Schwabedissen has published a series of articles introducing the finds of new sites in Northern Germany, the Netherlands, and Northern Belgium. They are

grouped together as the penknife (Federmesser) civilizations and are regarded as a type of the Final Magdalenian (Schwabedissen 1944 a, 1944, 1951). The whole material has also been published in a single monograph (1954).

Since then, the sites of "Martinshöhle" near Lethmathe (Westphalia), "Martinsberg" near Andernach on the Rhine, and "Probstfels" near Beuron (Baden-Württemberg) have confirmed the relationship with the Magdalenian. The connections with the Magdalenian have become evident firstly, through the excavation at Gönnersdorf, from which penknives (Federmesser) are absent, and which lies in loess, therefore must be dated as true Late Magdalenian, and secondly, from the newly submitted report by Bosinski and Hahn (1972) about the finds of Martinsberg, which includes penknives.

In the geographical distribution between Northern Belgium and Holstein various groups can be distinguished: the Tjonger group in Northern Belgium and the Netherlands, the Rissen group lying between Western Holland and the Hamburg area, and the Wehlen group in northeastern Lower Saxony and southeastern Holstein.

The chronological position of the Penknife (Federmesser) groups has also been established in the post-war period. The site of Rissen yielded two sections: Rissen 14, with an overlying bed of finds of the Younger Dryas Ahrensburgian culture, and Rissen-Bombentrichter, with an underlying bed of gyttja, dated by pollen analysis and ¹⁴C methods to the Alleröd (Schwabedissen and Schütrumpf). At Borneck near Ahrensburg, the Wehlener group could similarly be dated to the Alleröd period (Rust 1958: contribution by Schütrumpf, p. 11 ff.). Lastly, the site of Usselo near Enschede, Holland, belonging to the Tjonger group, also was dated in the Alleröd period (Heijszeler 1947).

Concerning the history of settlement, the appearance of numerous sites during the Alleröd period is very interesting. The improved climate of the Alleröd, with the changes in flora and fauna, evidently made the North German and the Dutch Lowlands very attractive to man. This was not only the case for the Lowlands of northwestern Europe but also generally for the open air area and for the Highlands of western and central Europe. Since the establishment of penknife groups in northern Germany, corresponding groups have been identified in several regions of Poland, Chechoslovakia and Switzerland. The Azilian of France and the Romanellian of North Italy can also be included. These two groups can also be dated to the Alleröd.

While we know something of the dwelling-types of the Penknife civilizations — Schwabedissen has identified a hut depression at Rissen (1954, p. 37, fig. 21/22) and Rust likewise a hut foundation made of stones (1958, p. 46 ff., figs. 13, 14) — an excavation of a Penknife (Federmesser) site in the lowland area with bone and antler material and possible evidence of art is still lacking.

Concerning the stratigraphical relationship of the Penknife culture and the Late Magdalenian, W. Taute recently published an important cave section at "Zigeunerfels" near Sigmaringen, in which a Late Magdalenian was covered by several Penknife layers (Taute 1972, p. 29 ff., plus fig.).

Concerning the history of settlement, the opening up of the Penknife groups in the north and northwest of our continent and in vast regions of Europe is one of the most important results of prehistoric research in the last decades. It can clearly be seen how man took possession of the open air area shortly before the end of the Ice Age, i.e. in the Alleröd Oscillation.

During the Alleröd period, the so-called Bromme/Lyngby group is to be found in Jütland and on the Danish coast and is to be included in the Tanged Point cultures (Stielspitzen). There is also indication of interlocking with the Penknife civilizations in the southern part of Jütland. Besides the large, tanged points of Bromme/Lyngby type, penknives and backed blades are found on many sites. This may indicate that these civilizations were contemporary. The dating of Bromme on Seeland to the Alleröd is certain. Furthermore, at the Pinnberg excavations near Ahrensburg, a Bromme/Lyngby complex could also be dated by pollen analysis to the Alleröd period (SCHÜTRUMPF, in RUST 1958).

The Younger Dryas, which brought a cold recession, is, strictly speaking, the period of the Tanged Point (Stielspitzen) groups in the North German, Dutch, and Polish Lowlands. The best-known is the Ahrensburg group which is distributed between the Netherlands and the region of Berlin (cf. Taute 1968, Map 107) and which was first revealed in the excavations of A. Rust (1943). Except for the above-mentioned investigation by G. Tromnau at Ahrensburg — Meiendorf Tunnel Valley — no other significant excavations during the post-war years have been recorded. The complete material from northern Central Europe, supplemented by that from his own excavations, was pressented and methodically dealt with in a comprehensive monograph by Taute (1968). His work lays the foundation of further research in this field. Whether or not one accepts all of Taute's sub-groups — for which the material is insufficient or incomplete — the merits of the monograph still stand.

The Mesolithic

Before we turn to the details of the Mesolithic, a few words on the dividing line between the Palaeolithic and the Mesolithic are relevant. In northern, central and other parts of Europe, the line is drawn after the Ahrensburg or its contemporary culture. Consequently, the division lies, in geological/geo-botanical/palaeolontological terms, after the Younger Dryas and coincides with the conventionally accepted end of the Ice Age. In southwestern Europe, above all in France, there is a tendency to regard the cultures of the Alleröd, i.e. the Azilian, as already Epi-palaeolithic or early Mesolithic.

Naturally, the Alleröd does not signify a division between the Pleistocene and the Holocene in geological terms as in the following Younger Dryas period a marked cold recession ensued noticeable even in the central and southern French pollen profiles and also in the fauna. A general development began only after the Younger Dryas, which has led to present conditions.

The next point of interest to archaeology is that man's way of life and his culture were firmly embedded in and influenced by his environment. The cultural remains from the Alleröd and the Younger Dryas periods are also more closely connected to the Palaeolithic, while in the Pre-Boreal a development of tool techniques and a cultral history began leading to present conditions. An exhaustive and detailed discussion of the above question is found in two publications by Schwabedissen (1961/64 and 1971).

The excavations at Pinnberg in the Ahrensburg-Meiendorf area carried out by A. Rust in 1937/38 and published in a monograph (Rust 1958) lead us to the questions of transition from Palaeolithic to Mesolithic and the development of early Mesolithic cultures. At Pinnberg, the ground plans of huts and the evidence of the oldest core and flake axes are important.

Immediately after the war, H. Schwabedissen took over the excavations at the well-known moor site of "Duvensee" in southern Holstein — originally begun by G. Schwantes and K. Gripp (Schwabedissen 1949). These investigations were continued by K. Bokelmann in an excavation in 1966/67. He has since assembled and evaluated the results of his own and all previous excavations in this area in his dissertation (Bokelmann 1969). Although a monograph has not yet been published, a summary has appeared (Bokelmann 1972).

K. Bokelmann was able to work out five different living areas, of which the most important (area 1) belongs to the beginning of the Boreal, according to pollen analysis by R. Schütrumpf (in Bokelmann 1969). The ¹⁴C-dates lie c. 7000 B.C. One of the most important results of Bokelmann's research is the archaeological and pollen analytical evidence for "floating islands" as they existed in the living area 1 with one hut built on a flooring of wooden logs and bank. Pieces of wood and flint artefacts on the former "floating islands" and below could be fitted together. R. Schütrumpf (loc. cit.) was able to show by pollen analysis that the peat of the "island" and the underlaying gyttja were of the same date. J. Troels-Smith was the first to produce evidence for "floating islands" and now this can be exactly demonstrated by archaeological methods.

Furthermoore, BOKELMANN was able to confirm the independence of the Schleswig-Holstein area and those adjoining it in the south and east from the Maglemose group in the north. In accordance with the present state of research, it is no longer possible to term all Mesolithic sites with bone and antler implements as Maglemose irrespective of the flint inventory. Unfortunately, this still often happens. Moreover, BOKELMANN distinguished an older and a younger Duvensee group. The Duvensee living areas 1 and 2 belong to the older group.

The question attached to the Duvensee finds is whether a genetic relationship exists between them and those of the next phase of cultural development, the Oldesloe phase (in Jutland, the Gudenaa Culture). G. Schwantes placed the Oldesloe at the beginning of the Atlantic. Proof of this has long been wanting. Recently two Oldesloe sites were excavated in the peat-bogs of the Satrupholm Moor, district Schleswig. These were the sites of "Fasaneninsel" and "Rüde 2", with its wood and bone tools (Schwabedissen 1957/58). According to the pollen analysis, the latter actually belongs to the early Atlantic, roughly at the end of pollen zone VIII a, according to Overbeck-Schmitz.

So, between the Duvensee phase and the dated Oldesloe sites, there is a considerable space of time. Moreover, the blade technique in Oldesloe is very fine and contrasts with the flint techniques in Duvensee. The Satrup sites evidently represent a later Oldesloe phase. Bokelmann is certainly correct in assuming that there are several phases of development within the Oldesloe group. In the Duvensee, different phases of delevopment must also be reckoned with during the Boreal; its earlist phase is not yet known. The question of a genetic relationship between Duvensee and Oldesloe must, for the present, remain open, since excavations of a later Duvensee and an earlier Oldesloe site are lacking.

In southern Germany, the excavation of various cave sites by W. Taute has provided important information about the development of the Mesolithic between the Alps and the River Main. One is the already-mentioned "Zigeunerfels" cave (Taute 1972) where an early Mesolithic lies above the various Penknife (Federmesser) layers. The second cave site of special importance is the "Jägerhaus Grotte" near Beuron. Here W. Taute uncovered a series of Mesolithic cultural layers with a closed stratigraphy (Taute 1967). Until then, a stratigraphic succession for the Central European Mesolithic was missing, making Taute's excavation results all the more improtant. Even though the cultural succession at "Jägerhaus Grotte" may contain certain local characteristics, the stratigraphy still provides an important base for further research into the Mesolithic in southern Germany.

It should be added that W. Taute has written his "Habilitation" on the Endpalaeolithic and Mesolithic in southern Germany. The first part of this is in print (Taute 1971). Furthermore, S. K. Arora is working on the West German Mesolithic as a dissertation for the University of Cologne (Köln). This work is almost finished. Thus, investigations into the Mesolithic in western Central Europe have been completed.

The Proto-Neolithic

As with the above-discussed transition Palaeolithic/Mesolithic, the transition from Mesolithic to Neolithic is of special interest to prehistoric research. It means a change in living styles: from that of the hunter, fisher, collector nomadic life to that of the farmer, living in permanent village-like settlements. Interest in the evolution of the Neolithic is so widespread because an economic and cultural phase was begun which has practically continued up to the present time. The problem to be elucidated here is whether the Neolithic culture, first emerging in the Near East spread from there by folk movements or arrived in Europe by gradual cultural diffusion from the Mesolithic cultures, or whether both factors played a role in certain areas.

On several of his excavated sites in southern Germany (Jägerhaus, Falkensteinhöhle, Lautereck), W. Taute found Neolithic elements in a Mesolithic milieu.

In another area, namely the north, Neolithic influences appear to be more tangible, e. g. in the so-called Ellerbek-Ertebölle culture of Schleswig-Holstein. The so-called "Kjökkenmöddinger" or kitchen middens of the Ertebölle culture in Denmark were and still are placed in the Mesolithic. In Schleswig-Holstein there are no kitchen middens but inland-settlements appear on rivers or lakes, and also on the Baltic coast. Although the kitchen middens in Denmark represent a special phenomenon, the groups in Schleswig-Holstein are chiefly referred to as Ellerbek-Ertebölle.

New light has been cast on this group by the excavations of H. Schwabedissen on the Satrupholm Moor between Schleswig and Flensburg (Schwabedissen 1957/58) and on the Baltic coast at Rosenhof in the Lübeck Bay (Schwabedissen & Schütrumpf 1972).

Domesticated animal appear in all Ellerbek settlements and, according to the investigations of G. Nobis, these are mainly cattle and pigs. Besides this, all pollen profiles from the Ellerbek period analysed by R. Schütrumpf produced clear examples of cereal pollen, admittedly only $1-1^{1/2}$ $^{0}/_{0}$. In addition, ashwood spades and pottery are present. As regards the pottery, clear Neolithic elements are recognizable at Rosenhof. Besides this, several broken pieces of pick or adze-like (Schuhleistenkeil) stone tools are also present.

Everything points to the fact that c. 4000 B.C. and shortly thereafter, in a period in which full Neolithic cultures (late Bandkeramik, Stichbandkeramik, early Rössen) were widespread throughout Europe, more and more Neolithic elements penetrated the originally Mesolithic cultural milieu and altered it in the direction of the Neolithic, so that the Ellerbek group can no longer be referred to as Mesolithic but as Proto-Neolithic.

The excavation at Rosenhof has produced one further important result (Schwabedissen/Schütrumpf 1972). By means of several sections, it was shown that the Ellerbek site at Rosenhof had definitely lain on the shore of a former bay of the Baltic Sea — the Dahme Bay. The refuse from the settlement lies in unequivocal sea sediment, as shown by R. Schütrumpf (loc. cit.).

This Ellerbek shore lay c. 3,50 m below present sea level, thereby excluding subsidence of the settlement layer which lies on till. This means that the level of the Baltic Sea c. 4000—3600 B.C. was some 3,50 m lower than today. Dates obtained by ¹⁴C methods during c. 3000 and 2000 B.C. provide further reference points for the variation in sea levels, at least in the area of the Dahme Bay.

It appears that under favourable conditions it is possible to obtain dates for important geological questions such as sea-transgressions by archaeological methods.

In general, the necessity for more direct interdisciplinary participation of all the branches of quaternary research, including prehistoric archaeology, is becoming more apparent. This contribution is intended to further this end.

Bibliography

- Adrian, W.: Ein neuer altsteinzeitlicher Fundplatz bei Stukenbrock. Der Minden-Ravensberger für 1969, Bielefeld 1969.
- ANDREE, J.: Der eiszeitliche Mensch in Deutschland und seine Kulturen. Stuttgart 1939.
- BAUDET, J.: Contributions à l'Etude du Paléolithique ancien d'Europe septentrionale. Frühe Menschheit und Umwelt, Fundamenta, A/2, 34—51, 1970.
- BOHMERS, A.: Die Höhlen von Mauern. Teil I Kulturgeschichte der altsteinzeitlichen Besiedlung.
 Paläohistoria, 1, 1—107, Taf. 1—58, 1951.
- BOKELMANN, K.: Duvensee, ein Wohnplatz des Mesolithikums in Schleswig-Holstein und die Duvenseegruppe. Offa, 28, 5—26, 1971.
- Bosinski, G.: Die mittelpaläolithischen Funde im westlichen Mitteleuropa. Fundamenta, A/4, Köln Graz 1967.
- : Der Magdalénien-Fundplatz Feldkirchen-Gönnersdorf, Kr. Neuwied. Vorbericht über die Ausgrabung 1968. — Germania, 47, 1—38, 1969.
- Bosinski, G. & Hahn, J.: Der Magdalénien-Fundplatz Andernach (Martinsberg). Rheinische Ausgrabungen, 11, 1972.
- Bosinski, G.: Gönnersdorf, Stadtkreis Neuwied. Archäol. Informationen, 2, 1973.
- Bosinski, G. & Kulik, J.: Der mittelpaläolithische Fundplatz Buhlen, Kr. Waldeck Vorbericht über die Grabungen 1966—1969. Germania, **51**, 1973.
- Bosinski, G.: Rörshain, Stadtkreis Schwalmstadt. Archäol. Informationen, 2, 1973.
- Bosinski, G. & Brunnacker, K.: "Eine neue mittelpaläolithische Fundschicht in Rheindahlen". Arch. Korrespondenzblatt, 3, H. 1, 1973.
- BRÜCKNER, G.: Grömitz und Bismarckstein, zwei Fundplätze des Jungpaläolithikums. Frühe Menschheit und Umwelt. Fundamenta, A/2, 365—367, 1970.
- FEUSTEL, R.: Artefakt oder Nicht-Artefakt? Die objektiven Grenzen unserer Erkenntnis archaischer Arbeitsmittel. Frühe Menschheit und Umwelt. Fundamenta, A/2, 1—5, 1970.
- Forstmeyer, A.: Eiszeitliche Brodelböden in Greding. Geol. Bl. NO-Bayern, 23, H. 4, Erlangen 1973.
- Freund, G.: Mikrolithen aus dem Mittelpaläolithikum der Sesselfelsgrotte im unteren Altmühltal, Ldr. Kehlheim. Quartär, 19, 1968.
- : Die Sesselfelsgrotte, eine altsteinzeitliche Siedlungsstelle im unteren Altmühltal. Neue Ausgrabungen in Bayern, München 1970.
- Guenther, E. W.: Ist die Rentierjägerstation von Munzingen ein "Lößmagdalénien"? Quartär, 19, 93—124, 1968.
- -: Zum geologischen Alter des Faustkeils von Steinheim. In: H. Schwabedissen 1970, 74-75,
- HAHN, J.: "Gravettien Freilandstationen im Rheinland: Mainz-Linsenberg, Koblenz-Metternich und Rhens". Bonner Jahrbücher, 169, 44—87, 1969.
- —: Die Stellung der männlichen Statuette aus dem Hohlenstein-Stadel in der jungpaläolithischen Kunst. Germania, 48, 1—12, 1970.
- —: Ausgrabung einer jungpaläolithischen Freilandstation bei Lommersum, Kr. Euskirchen.
 Archäol. Informationen, 2, 1973.
- Heller, Fl.: Die Fauna von Hunas (nördliche Frankenalb) im Rahmen der deutschen Quartärfaunen. Eiszeitalter u. Gegenwart, 17, 113—117, 1966.
- ITERMANN, J.: Ein Faustkeil des "Homo steinheimensis". Eiszeitalter u. Gegenwart, 13, 19—23, 1962.
- : Flintwerkzeuge aus dem jüngeren Tertiär. Frühe Menschheit und Umwelt. Fundamenta, A/2, 18—21, 1970.
- JACOB-FRIESEN, K. H.: Die Altsteinzeitfunde aus dem Leinetal b. Hannover. Hildesheim 1949.
- KRÜGER, H.: Frühpaläolithische Geröllartefakte vom Typ "Pebbletool" in Oberhessen? Quartär, 10, 165—198, 1959.
- —: Sind die Spätacheul-Faustkeile des unteren Nahe-Gebietes den präwürmzeitlichen Fundflächen inkorporiert? Quartär, 19, 155—179, 1968.
- Lumley, H. de et al.: "La Grotte du Vallonet, Roquebrune-Cap-Martin (A.-M.)". Bull. du Musée d'Anthrop. et Préhistorique de Monaco, Nr. 10, 1963.

- LUTTROPP, A. & BOSINSKI, G.: Rörshain, Kreis Ziegenhain. Fundberichte aus Hessen, 7, 13—18, 1967.
- Der altsteinzeitliche Fundplatz Reutersruh bei Ziegenhain in Hessen. Fundamenta A/6, Köln-Wien 1971.
- MÜLLER-ВЕСК, Н.: Weinberghöhlen (Mauern) und Speckberg (Meilenhofen) 1964—1972. Archäol. Informationen, 2, 1973.
- Naber, F. W.: "Ein mesolithisches Doppelgrab aus dem unteren Altmühltal". Vorbericht. Archäol. Informationen, 2, 1973.
- NARR, K. J.: Alt- und mittelpaläolithische Funde aus rheinischen Freilandstationen. Bonner Jahrb., 151, 5 ff., 1951.
- —: "Lößmagdalénien" und "Federmessergruppe". Eiszeitalter u. Gegenwart, 3, 50—57, 1953. Nowothnig, W.: "Neue Untersuchungen auf den Rentierjägerstationen von Deimern, Kr. Soltau". Nachr. aus Niedersachs. Urgeschichte, 32, 61—68.

PADBERG, A.: Das altsteinzeitliche Lößlager bei Munzingen. Augsburg, 1925.

Peters, E.: Die altsteinzeitliche Kulturstätte Petersfels. Augsburg, 1930.

- PIELENZ, O. K.: Die altsteinzeitliche Fundstelle Eidelstedt bei Hamburg. Hammaburg, 11, 1957.
- —: Unteres und mittleres Pleistozän und Paläolithikum im Niederelbe-Raum. Hammaburg, 13, 1—8, 1961.
- Herkunft und Stellung der baltischen Gruppe innerhalb des nordeuropäischen Altpaläolithikums. – Actes du VIIe Congrès Intern. des Sciences. Préh. et Protohistoriques. Prague 1966, 248—251, 1970.
- REGENHARDT, H.: Kehlgeschiebe ein glazigenes Spitzgeschiebe? (Referat). Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, 189, 1970.

Riek, G.: Die Eiszeitjägerstation am Vogelherd. Leipzig 1934.

- Rust, A.: Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Meiendorf. Neumünster 1937.
- -: Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. Neumünster 1943.
- -: Artefakte aus der Zeit des Homo heidelbergensis in Süd- und Norddeutschland. Bonn 1956.
- -: Die Funde vom Pinnberg. Neumünster 1958(a).
- -: Die jungpaläolithischen Zeltanlagen von Ahrensburg. Neumünster 1958(b).
- -: Über Waffen- und Werkzeugtechnik des Altmenschen. Neumünster 1965.
- : Werkzeuge des Frühmenschen in Europa. Neumünster 1971.
- Sonneville-Bordes de, D.: Remarques statistiques sur le Magdalénien des sites de Munzingen et Oelberg près de Fribourg-en-Brisgau, Allemagne. Quartär, 19, 125—131, 1968.

Schwabedissen, H.: Die Hamburger Stufe im nordwestlichen Deutschland. — Offa 2, 1937.

- —: Eine neue magdalénienartige Kulturgruppe im nordwesteuropäischen Flachland. Forsch. u. Fortschritte, 20, 1944(a).
- —: Die mittlere Steinzeit im westlichen Norddeutschland. Neumünster 1944(b).
- -: Die Bedeutung der Moorarchäologie für die Urgeschichtsforschung. Offa, 8, 46-74, 1949.
- : Das Vorkommen des Magdalénien im nordwesteuropäischen Flachland. Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, 152-163, 1951.
- -: Die Federmessergruppen des nordwestdeutschen Flachlandes. Neumünster 1954.
- -: "Die Ausgrabungen im Satruper Moor". Offa, 16, 5-28, 1957/58.
- —: Sinngehalt und Abgrenzung des Mesolithikums nach den Forschungsergebnissen im nördlichen Teil des europäischen Kontinents. — Report of the VIth Internat. Congress on Quaternary Warsaw 1961, Vol. IV. Lódź, 1964.
- —: Archaische Züge im Meso- und Neolithikum des Nordens. In: La Préhistoire, Problèmes et tendances. Paris 1968, 169—382.
- —: Zur Verbreitung der Faustkeile in Mitteleuropa. Frühe Menschheit und Umwelt. Fundamenta, A/2, 61—98, 1970.
- —: Rezension: H. Müller-Karpe, Handbuch der Vorgeschichte I. Eiszeitalter u. Gegenwart, 22, 196—208, 1971.
- Schwabedissen, H. & Schütrumpf, R.: Rosenhof (Ostholstein), ein Ellerbek-Wohnplatz am einstigen Ostseeufer. Arch. Korrespondenz-Bl., 2, 1972.
- Schwantes, G.: Deutschlands Urgeschichte. 5. Aufl., Leipzig, 1934.
- TAUTE, W.: Die Stielspitzen-Gruppen im nördlichen Mitteleuropa. Fundamenta, A/5, 1968.
- —: Die spätpaläolithisch-mesolithische Schichtenfolge im Zigeunerfels b/Sigmaringen (Vorbericht).
 Archäol. Informationen, 1, 1973.

- TAUTE, W.: Untersuchungen zum Mesolithikum und zum Spätpaläolithikum im südlichen Mitteleuropa. Band 1: Chronologie Süddeutschland. Habil.-Schrift Tübingen. Druck in Vorbereitung. TODE, A. et al.: Die Untersuchung der paläolithischen Freilandstationen von Salzgitter-Lebenstedt.
 - Eiszeitalter u. Gegenwart, 3, 144-215, 1953.
- Toepfer, V.: Das Clactonien im Saalegebiet. Jahresschr. f. Mitteld. Vorgesch., 52, 1—26, 1968.
- Vertes, L. & Kretzoi, M.: Upper Beharian (Intermindel) Pebbleindustry. Occupation Site in Western Hungary. Current Anthropology, Febr. 1965, 74—87.
- WAGNER, E.: Das Mittelpaläolithikum der großen Grotte bei Blaubeuren. Arch. Informationen, 2, 1973.
- ZEBERA, K.: Das "Bohêmien", eine Geröllindustrie als Vorläufer des mitteleuropäischen Moustériens. Quartär, 15/16, 47—60, 1964/65.
- ZIEGERT, H.: Gebel Ben Ghnema, Nord Tibesti. Wiesbaden 1969.
- ZOTZ, L. F.: Das Paläolithikum der Sesselfelsgrotte. Actes du VIIe Congr. Intern. des Sciences Préh. et Protoh. Prague 1966, 1970.

Manuscript received August 28, 1973.

Address of the author: Prof. Dr. H. Schwabedissen, Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Köln, 5 Köln 41, Weyertal 125.

2. Neolithic Periods

by JENS LÜNING, Köln *)

Probably the most significant point in the hitherto existing research of the Neolithic in Germany came in 1938. In the two volumes of the "Handbuch der Urgeschichte Deutschlands" W. BUTTLER and E. SPROCKHOFF gave for the first time a comprehensive survey of the material and methodological position of research (BUTTLER 1938; SPROCKHOFF 1938). Thereby the intensive preoccupation with the neolithic finds, begun at the end of the nineteenth century, reached its hight. Starting from numerous local and regional publications and existing older summaries and further supported by the results of the first large area excavations of neolithic settlement-sites (e.g. Köln-Lindenthal, Goldberg near Nördlingen), the two authors described the source-material, situation and finds, arranged it into larger groups (e. g. Kulturkreise) and examined the chronological and cultural connections. Thereby they were following prevailing opinion and proceded from an abstract and theoretical basis that was principally aligned with an ethnic interpretation. The findmaterial was classified according to its formal characteristics in Kulturkreise, cultures and groups whereby on the lowest level pottery was the dominating criterion. This classification was a directly essential factor for reading in the "historical" chapters history in its narrowest sense, namely, political events such as migration, superimposition, absorption and the suppression of "peoples" and "tribes". This onesided view of neolithic historiography was based on the axiom, that "cultures and groups each were produced by an independent nationality" (BUTTLER 1938, 66; SPROCKHOFF 1938, 150). So the cultures with their backgrounded different peoples were the active and essential element in the historical process of the Neolithic. From this assumption this restriction of their history was quite legitimate and understandable.

The volumes of both BUTTLER and SPROCKHOFF embraced above all North-, West-, Middle- and South Germany and, in respect of time, terminate before the endneolithic beaker-cultures. A volume dealing with this period, planned by O. Kunkel and a further volume by K. Langenheim on the former East Germany, were no longer possible because of the war. In general, it was not possible for this generation to pursue its Neolithic research, research which in the nineteen-thirties within the context of Middle Europe had produced a considerable expansion of knowledge.

Continuation after this great synthesis could only mean a renewed and intensive return to the find-material and at the same time new theoretical considerations. In point of fact neolithic research since then is in the middle of this process and the time is not yet ripe for a similar synthesis. Neither is the regional publication of the find-material sufficient nor have enough modern excavations been made and published, so that one could speak of real and broadly based progress since 1938.

Least treated have been concepts and theories and new questions with regard to neolithic material. An exception is provided by the work of U. FISCHER (1956, 1958). He came to the surprising result drawn from the Middle German Material that the "cultural" groups which are defined mostly by pottery styles and some other artifacts have also their own types of funerary customs. He concludes that these customs indicate important historical groupings and not just temporary fashions. Twenty years ago this

^{*)} I wish to thank J. Jones, Eschweiler, for her help in translating the text into English.

result would have been greeted as very welcome proof of the ethnic view. In the nineteenfifties is contradicted the then sceptical reserve about ethnic interpretation as an object of neolithic research.

This scepticism survives today. Curiously enough Fischer's results produced no critical analysis nor were they developed further and they were only discussed in a worth while article by H.-E. Mandera (1965). This is very astonishing since the ethnic interpretation as a point of research slipped into the background leaving the neolithic "cultures" without content save that of chronology.

A discussion of the results from Middle Germany is really necessary for in the last few years new methodological ideas especially from Anglo-American publications have led to much criticism of the concept of culture (e.g. Harriss 1971; Daniel 1971). Besides the traditional research into cultural groups there is an added growing interest in ecological-geographical and sociological-demographical questions. So that "culture" is no longer the important archaeological unit but rather single settlements (Chang 1967; Renfrew 1972, articles in Binford and Binford 1968, and Ucko and Dimbleby 1969). The old concept of culture is further undermined by the new preoccupation with classification resulting from statistical methods and the use of computers. These aids generally lead to a better definition of concepts and methods.

In this long process of research these last ten years which will be further discussed are only an arbitrary section as are the geographical boundaris imposed by the theme of this article. Similarly only certain selected results and problems indicative of the state of research can be dealt with because of the restricted length.

Two areas of cultural development must be differentiated: that in the South- and West-German Loess Area whose northern extension stretches approximately to the northern Border of the German Mittelgebirge and that of the North German plain. Difficulties arise from the existence of two similarly named chronological systems (Old-, Middle-, Late Neolithic, the last period being subdivided in Southern Germany into "Young- and End Neolithic"). For clarity the North German system will always be referred to as such.

General Works on the Neolithic

Amongst the regional publications, "Die jüngere Steinzeit in Bayern" by R. A. MAIER (1964) is espicially worthy of mention, because he is one of the few who tries to break away from the rigid classification of the pottery "cultural groups". He insists upon the more complicated structure of the neolithic material, amongst which pottery plays a large role only because of its abundance and — it can be added — because of the great interest in chronology. Moreover even the classification of pottery is neither clear nor simple. This view, which he himself describes as "synthesized", is sometimes troubled by old taxonomic problems which have already been clarified; on the other hand it opens up new avenues of research, which are in accordance with the above mentioned trend of the last few years.

While MAIER does not systemically publish his find-material, M. GALLAY in "Die Besiedlung der südlichen Oberrheinebene in Neolithikum und Frühbronzezeit (1970)" published relatively few plates but a rich catalogue was appended to the maps. The point of interest lies in the development of settlement. It is important to note that here as well as in other regions there are areas with only lithic material (e.g. axes), outside the areas of neolithic settlements with pottery.

In this context the publication by W. Kimmig (1966) of a site in southern Württemberg (Kirchberg bei Reusten) should be mentioned. The material can be dated from Middle until End Neolithic and the author gives a balanced survey of the relevant problems and

literature. A further regional publication with a wider basis by R. MAIER (1970) deals with the Neolithic in the region of Göttingen. The importance of this region lies in its position between the cultural centres in Northern, Middle and South Germany whose interrelationships during the Late Neolithic are still not clear on many points. The existing finds indicate that correlations will be possible. Even more restricted is the area dealt with by K. Brandt (1967) who has published the neolithic settlements from the urban region of Bochum. His results are of more than regional importance and especially noteworthy for the development of the neolithic house.

The most complete description of the present chronological discussion in southern Germany has been published by K. MAUSER-GOLLER (1969). She gives an accurate picture of the concepts and content, which leaves much to be desired (cf. the review in Germania 50, 1972, 275 ff.). A very useful survey is to be found in the "Handbuch der Vorgeschichte" by MÜLLER-KARPE (1968), in which he elucidated the general European context. For an understanding of the historical meaning of the Neolithic and especially of its beginnings the two books by SMOLLA (1960, 1967), which often deal with this region, are indispensible.

Lastly, studies dealing with single phenomena of the neolithic must be mentioned because once again they cut across the traditional "cultural" classification. Such is a dissertation by Sielmann on the relationship between ecology and culture in the early Neolithic in southwest Germany. He has now further developed the economic approach (Sielmann 1971a, 1971b, 1971c). The economic structure of the whole middle European Neolithic has been analyzed in a Polish book whose short French summary gives little indication of its contents (Tabaczyński 1970). In the prehistoric volume of the "Deutsche Agrargeschichte" a fundamental treatment of the sources for farming and the earliest domestication of plants and animals in the German area is given (Jankuhn 1969).

On the beginnings of metal working in late Neolithic one must mention the second volume of the well-known metal analysis by Junghans, Sangmeister, Schröder (1968), in which the archaeological interpretation is fully discussed.

The concept of battle-axe cultures is normally confined to the End Neolithic period. In the last few years through the work of ZÁPOTOCKÝ (1966) it has been widened to include also the late Danubian axes ("Breitkeile und hohe durchlochte Schuhleistenkeile") of the Middle Neolithic. This view brings out a surprising continuity, especially when one considers the structural comparisons between Young and End Neolithic made by U. FISCHER (1958). In this connection a publication by K. H. BRANDT (1967 b) should be mentioned, which deals fully with the finds from a rich "axe and adze province" (Northwestern Germany).

Another, and seldom recognized, group of finds has been systematically treated by R. A. MAIER (1961). He describes cult-objects and pendants made from animal bones in Europe and underlines new contacts and correlations. The same author discusses possible cult aspects of the neolithic earthworks in southern Bavaria and elswhere in Central Europe (MAIER 1962).

As for the state of C¹⁴ research, several newer lists of dates and commentaries which touch upon our area are mentioned as well as works dealing with the influence of dendro-chronology on C¹⁴ dating, which is now much discussed (Bakker, Vogel, Wiślański 1969; Neustupný 1968, 1969; Quitta 1969; Willkomm 1970; Nobel-Symposium 1970).

Excavations covering several Periods

Amongst the excavations covering several neolithic periods are those with stratigraphy which in our area is extremely rare. The material from the site of Lauterach (Kr. Ehingen in the upper Danube) is especially informative (TAUTE 1967). The stratified finds com-

prise the following periods: local End Mesolithic — older Bandkeramik — Aichbühl group — Schussenried group — developed Tumulus Bronze Age.

An exavation at Kärlich, Kr. Koblenz, produced a layer with material of the later Rössen group of Bischheim, above this a layer containing older Michelsberg and above this layers with finds of the periods Hallstatt A—C. Moreover, it gave significant information about settlement and geomorphology (LÜNING, SCHIRMER, JOACHIM 1972).

The site of Hüde on the Dümmer, not fully published, has not produced a clearly defined stratigraphy but there seem to be various concentrations within the cultural layer which are producing material and C¹⁴-dates (Deichmüller 1965, 1969). At the very bottom lies a complex which contains, amongst others, indisputable examples of late Rössen-Bischheim type pottery. Further above lies a settlement of Trichterbecher culture; in between is possibly a hiatus.

Of the large area-settlement excavations that on the "Aldenhovener Platte" lying west of Köln must be mentioned. It is situated on the edge of a brown coal open-cast mine near Jülich. Here it has been possible to investigate the settlement patterns over a complete small landscape. The evidence of neolithic settlement extends from Bandkeramik to Beaker time. Through previous systematic observations and now through the systematic excavation of all find-spots along a section of valley and on the surrounding land, in total 2,5 km long, it should be possible, when the work is complete, to submit a solid basis for the statistical investigation of settlements (Kuper et al. 1971; 1972).

The research into house types in the Old and Middle Neolithic, by P. J. R. Modderman (1969) in his excavations at Hienheim, Kr. Kehlheim (upper Danube), provides a pleasant departure in this long neglected topic of southern Germany. As well as remains of Bandkeramik and Stichbandkeramik structures, a settlement area and a ditched enclosure of the late neolithic Chamer group were disclosed. In a further south German find-area, in the region of Schwäbisch Hall Bandkeramik and Rössen structures have been found (Huber 1971).

Old Neolithic

The spread of neolithic culture in the middle European loess area, insofar as can be established, begins with the oldest Bandkeramik. The discussion kindled by V. Milojčić in the 1950's over a possible pre-ceramic phase of the Neolithic cannot yet be substantiated by finds. Conversely, objections have been raised against the early deposition of cereal pollen in the Federsee diagrams (Schütrumpf & Schwabedissen in Zürn 1968). As to the relationships of the late palaeolithic-mesolithic and neolithic flint tools discussed especially by L. Zotz no real progress can be recorded. The present state of the total ambiguity has been critically reviewed by H. Quitta (1964). In contrast the new theses of R. R. Newell (1970) referring to a considerable influence of the late Oldesloe group of the Mesolithic upon the flint tools of the Bandkeramik on the Meuse and in the Niederrhein area requires thorough discussion. Altogether large area investigations of find spots of the oldest stages of the Bandkeramik as described by H. Quitta (1960) are lacking, a problem general in Middle Europe and not only in west and southern Germany.

Of the very necessary regional publication of bandkeramic material, part has already been produced and part can be expected in the near future. In addition to the publications mentioned earlier reference should be made to comprehensive publications on southern Hannover (Ankel 1961), the lower Main area (Meier-Arendt 1966) and that part of Franconia lying in Baden (Eckerle 1963). Several dissertations, some already concluded, dealing with Westfalia, North Hessen, the Rhineland, the area around the mouth of the Neckar and the middle area of the Neckar bring thorough synthesis into the realms

of possibility. As this synthesis strives to elucidate the fine chronological questions, however, a serious obstacle is mainted by the lack of systematically excavated settlements. The change between five bandkeramic phases at present discernible takes place mainly as a quantitative shift in characteristics which can only be persued through statistical analysis of closed finds. In this respect the fore-mentioned investigations in the area of Jülich should bring an exemplary investigation into the possibilities and limits of these methods.

Amongst the other excavations particularly of the Old Neolithic that of Rosdorf, Kr. Göttingen, was especially outstanding (MAIER et al. 1965; ZIMMERMANN et al. 1966; SCHLÜTER 1969). Here archaeologists, botanists, zoologists and soil scientists worked together in an exemplary way. The results of soil investigations besides the numerous structual finds of importance have, above all, a broad and more than regional significance. Also in Westfalia in the regions of Bochum and Münster large area excavations of old and middle neolithic settlements have brought fresh evidence for house types and earthworks (Neujahrsgruss Münster 1967, 1970, 1971, 1972, 1973; Günther 1973).

The excavation of the bandkeramic settlement of Müddersheim, Kr. Düren should be mentioned, in whose publication K. Schietzel (1965) has made numerous methodological suggestions concerning the processing and evaluation of finds.

Middle Neolithic

In this section the last ten years have possibily brought the greatest changes, although this is the least researched period of the Neolithic. The reversion of the chronology of the Rössen culture, established by A. Stroh 1938, by a series of authors (lastly by Mauser-Goller 1969) is therefore still more an admittedly plausible model than a fait accompli. Accordingly the Hinkelstein group is succeeded by the Großgartach and the Rössen culture and the final phase is formed by the late Rössen horizon of the Bischheim—Schwieberdingen—Straßburg—Wauwil and Aichbühl groups. A transitional phase may be indicated by the Planig-Friedberg group between Großgartach and Rössen.

As with the Bandkeramic thorough regional publications are also necessary for the Middle Neolithic. Unfortunately this work is only just beginning. It is significant that the few existing publications have resulted from investigations of the problems either of the Old or of the Young Neolithic. W. Meier-Arendt (1969) treats the Hinkelstein group, which lies in the transition of the Old to the Middle Neolithic. The late Rössen horizon and the early young neolithic groups are dealt with by Lüning (1969, 1970, 1971). Among the publication of material must be mentioned finds of the Großgartach group and the Stichbandkeramik in the area west of the Bodensee (Hegau) and before all the important grave complex of the Hinkelstein-group in the Stuttgart area in Ditzingen, Kr. Leonberg (Sangmeister 1967, 1967 b). By mapping this group Sangmeister has finally demolished the traditional view that it is a local phenomenon in the northern upper Rhine area. On the contrary the pottery is now proven to be an independent horizon in the two most important neolithic regions, the Rhein-Main area and the middle Neckar region. It is indicative of the insufficient state of research that no full excavation of a Hinkelstein settlement has taken place.

While serveral dissertations have been begun on the northern Rössen area, such intensive work has not yet been undertaken in southern Germany. Also especially desirable, as in the case of the Old Neolithic, for the period under discussion would be a publication of the rich finds of Niederbayern. Only from the Münchshöfen group, which lies at the end of the Middle Neolithic, has some new material been published (UENZE 1964, 1965; Süss 1967a). This region is of interest because of the eastern and south-eastern influences transversing it and transforming the cultural development in south Germany. These in-

fluences can be found in this period in the Stichbandkeramik and in the Lengyel culture (Süss 1967; Zápotocká 1970).

Of the middle neolithic excavations that of the Rössen settlement near Inden, Kr. Jülich, must be mentioned; here it was possible for the first time to uncover a nearly complete settlement of this period. Here were found the trapezoidal long houses which are apparently characteristic of middle and west Europe (Kuper & Piepers 1966).

In general great efforts are necessary to obtain more information about the Middle Neolithic in south and west Germany, because the important trends are being developed in this period which become clear at the beginning of the Young Neolithic. It is not a question of radical change but one of continous development.

Young Neolithic

Northwest and North Germany

During the late Middle Neolithic (that is the period of the Rössen culture and the late Rössen horizon) a highly significant development begins with the spread of the Neolithic into the North German plain.

This has been clearly shown by the Bischheim finds from the Dümmer (DEICHMÜLLER 1965, 1969) which underlined the importance of the well-known and somewhat older Rössen finds from Boberg near Hamburg. H. Schwabedissen (1967) has discussed this situation and has reconsidered the possibilities of the beginnings of the Trichterbecher culture. This is the more valuable because he includes in this his own excavations in Schleswig-Holstein, which have only been published in short summaries. His results differ greatly from the well-known ideas of C. J. Becker on the classification of the early Trichterbecher culture. There will seem to be much necessary work to clarify this northern Early Neolithic. On the other hand the good preservation of organic material gives the possibility of good ecological results. Former finds and observations hold few possibilities and real progress is only to be expected from further settlement excavations especially those north of the loess area in Westfalia and southern Hannover.

This is a general need in north and northwest Germany for the whole Trichterbecher culture. The old material comes mostly from graves and above all from collective graves. In the last ten years a number of such complexes have been excavated but give little information for chronology and settlement patterns. That new finds yet await us has been shown by the unexpected discovery of a Trichterbecher settlement with a complex system of ditches at Büdelsdorf, Kr. Rendsburg (HINGST 1971).

Amongst other publications the Atlas of megalithic graves in Germany (vol. Schleswig-Holstein) must be mentioned (Sprockhoff 1966) and in this context a study of the dolmens in Schleswig-Holstein (Aner 1963). The material from northwest Germany has been thoroughly treated by H. Knöll (1959). In addition the publication of a rich megalithic grave by E. Schlicht (1968) is important. There is no such publication for Schleswig-Holstein.

Amongst the new excavation results a curious oval house of the Trichterbecherkultur from Wittenwater, Kr. Uelzen (Voss 1964) and a grave complex from Pevestorf, Kr. Lüchow-Dannenberg, containing material from the Bernburg and Kugelamphoren culture are important. The latter indicates complex inhumation rites.

West-and Southern Germany

At the beginning of the period under discussion stands the monograph from J. Driehaus on the Altheim group and the Young Neolithic in Middle Europe (Driehaus 1960).

Together with the well-known Eneolithic Symposium (Symposium Prag 1961) it forms the climax of the vital discussion in the nineteen-fifties. The material of our area was not well-known at this time. In the meantime the material of the largest South and West German group, the Michelsberg culture, has been published (LÜNING 1968). Recently a stratigraphy has been found which verifies the chronological phases (Koch 1971). A regional publication of Eich-Franke (1967) should be added. Other small groups have been treated by H. MÜLLER-KARPE (1961), LÜNING (1969) and ITTEN (1970), leaving only the material of the Schussenried group to be dealt with. There are also several gaps in the local complexes, e.g. Urmitz and especially the rich material of the Bodensee area. Recently a cartographic synthesis of the old and middle section of the Young Neolithic has appeared (LÜNING 1971).

The most important new excavation is that of Ehrenstein on which two volumes have already appeared (ZÜRN 1965, 1968). But the earlier publications have shown only too well that up to now no large area-excavation of the Young Neolithic has taken place in south and west Germany. Apart from the relatively little information on the important trend in the building of earthworks so typical of this period almost nothing is known of the houses and settlement patterns in the loess area.

Therefore very little is known about the economy and ecology. The much cited houses of the Goldberg, from lake-side settlements and from marshy land (e.g. Ehrenstein), because of their special topographic situation, are no replacement for large excavations in the main settlement area, that is on loess. Besides this new research should be begun on the lake-side settlements, especially in the Bodensee region, perhaps using Swiss methods including modern diving techniques. It is new field work which will bring a better understanding of the economic and social change which seems to have taken place at the beginning of the Young Neolithic.

The area of Hessen-Westfalia which lies between northern and southern Germany and which becomes more and more culturally autonomous during the young neolithic period has been thoroughly analyzed by W. Schrickel (1966, 1969). It is important that in addition to the well-known graves of this "Galeriegrab" group in the last years the very first settlements have been found, which contain rich materials (Krüger & Schrickel 1964; Gensen 1964).

The process of change between the Young Neolithic and the beaker cultures of the End Neolithic is still unknown. The change in source-material from settlements to graves results in methodological problems; there is the additional fact that the last phases of the Young Neolithic are not well-known. Regarding the state of research in the End Neolithic several basic publications are listed (Sangmeister & Gerhardt 1965; Sangmeister 1967 c; Behrens & Schlette 1969; Buchvaldeck 1971).

Conclusion

In general the state of neolithic research in our area shows a return to the intensive analysis of primary sources and especially of the material collected since the nineteenth century. This process has attained different standards within the several periods and areas. It should lead to a state of research, where large scale settlement-excavations are undertaken with a firm background of associated problems and material. It appears that above all a broader knowledge of settlement patterns, economy, social, demographical and ecological aspects of the neolithic can bring a deeper understanding to the results which have been gained by the morphological studies in the past.

These are not the only questions but they can be answered by our sources and form a new and valuable approach (cf. Jankuhn 1965).

Literature

ANER, E.: Die Stellung der Dolmen Schleswig-Holsteins in der nordischen Megalithkultur. — Offa, 20, 9-38, Neumünster 1963.

Ankel, C.: Eine linearbandkeramische Siedlung bei Duderstadt (Süd-Hannover). — Veröffl. der urgeschichtl. Sammlungen des Landesmuseums zu Hannover, 16, 1—58, Hildesheim 1961. BAKKER, J. A., VOGEL, J. C., WIŚLAŃSKI, T.: TRB and other C14 dates from Poland. — Helinium,

9, 3-27, 209-238, Wetteren 1969.

Behrens, H. & Schlette, F. (Hrsg.): Die neolithischen Becherkulturen im Gebiet der DDR und ihre europäischen Beziehungen. Vorträge der Tagung 1967, 1—285, Berlin 1969.

BINFORD, S. R. and BINFORD, L. R. (eds.): New perspectives in archaeology, 1—373, Chicago 1968. Brandt, K.: Neolithische Siedlungsplätze im Stadtgebiet von Bochum. — Quellenschr. zur westdt. Vor- und Frühgesch., 8, 1—109, Bonn 1967 (1967 a).

Brandt, K. H.: Studien über steinerne Axte und Beile der jüngeren Steinzeit und der Steinkupferzeit Nordwestdeutschlands. — Münsterische Beitr. zur Vorgeschichtsforsch., 2, 1—210, Hildesheim 1967 (1967 b).

BUCHVALDEK, M.: Bemerkungen zur neuen Schnurkeramikforschung. — Památky Arch., 62, 551— 562, Prag 1971.

BUTTLER, W.: Der donauländische und der westische Kulturkreis der jüngeren Steinzeit. — Handb. der Urgesch. Deutschlands, 2, 1—108, Berlin/Leipzig 1938.

CHANG, K. C.: Rethinking Archaeology, 1—172, New York 1967. CLARKE, D. L.: Analytical Archaeology, 1—684, London 1968.

Daniel, G.: From Worsaae to Childe: the models of prehistory. — Proc. Prehist. Soc., 37 (II), 140-153, Cambridge 1971.

Deichmüller, J.: Eine neolithische Moorsiedlung am Dümmer. — Neue Ausgrabungen und Forsch. in Niedersachsen, 2, 1-18, Hildesheim 1965.

—: Die neolithische Moorsiedlung Hüde I am Dümmer, Kr. Grafschaft Diepholz. — Neue Ausgrabungen und Forsch. in Niedersachsen 4, 28-36, Hildesheim 1969.

DRIEHAUS, J.: Die Altheimer Gruppe und das Jungneolithikum in Mitteleuropa, 1—245, Mainz 1960.

ECKERLE, K.: Bandkeramik aus dem Badischen Frankenland. — Badische Fundber., Sonderh. 2, 1—22, Freiburg /Br. 1963.

EICH-FRANKE, E.: Die Funde der Michelsberger Kultur aus dem westlichen Oberrheingebiet. -Der Wormsgau, Zeitschr. der Kulturinstitute der Stadt Worms und des Altertumsvereins Worms. Beih. 22, 1-240, Worms 1967.

FISCHER, U.: Die Gräber der Steinzeit im Saalegebiet. — Vorgeschichtl. Forsch., 15, 1—327, Berlin 1956.

-: Mitteldeutschland und die Schnurkeramik. — Jahresschr. f. mitteldeutsche Vorgesch., 41/42, 254-298, Halle 1958.

GALLAY, M.: Die Besiedlung der südlichen Oberrheinebene in Neolithikum und Frühbronzezeit. Bad. Fundber., Sonderh. 12, 1-199, Freiburg/Br. 1970.

GENSEN, R.: Neue Siedlungen der westeuropäischen Steinkistenkultur in Nordhessen. — Fundber. aus Hessen, 4, 57-61, Bonn 1964.

GÜNTHER, K.: Eine neue Variante des mittelneolithischen Trapezhauses. — Germania, 51, 1973, 41-53. Berlin 1973.

HARRISS, J. C.: Explanations in Prehistory. — Proc. Prehist. Soc., 37 (I), 38—55, Cambridge 1971. HINGST, H.: Ein befestigtes Dorf aus der Jungsteinzeit in Büdelsdorf (Holstein). - Arch. Korrespondenzbl., 1, 191-194, Mainz 1971.

Huber, H.: Grabungen in der neolithischen Siedlung auf dem "Wolfsbühl" bei Schwäbisch Hall. — Fundber. aus Schwaben N.F., 19, 28-50, Stuttgart 1971.

ITTEN, M.: Die Horgener Kultur. — Monogr. z. Ur- und Frühgesch. d. Schweiz, 17, 1—112, Basel 1970.

JANKUHN, H.: Siedlungsarchäologie als Forschungsaufgabe. - Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, 8, 1 ff., Hildesheim 1969.

—: Vor- und Frühgeschichte vom Neolithikum bis zur Völkerwanderungszeit. Mit Beiträgen von H. Jankuhn, E. May, U. Willerding. Deutsche Agrargesch., 1, 1—300, Stuttgart 1969.

JUNGHANS, S., SANGMEISTER, E. & SCHRÖDER, M.: Kupfer und Bronze in der frühen Metallzeit Europas. — Studien zu den Anfängen der Metallurgie, 2/1, 1—175, Berlin 1968.
 KIMMIG, W.: Der Kirchberg bei Reusten. Eine Höhensiedlung aus vorgeschichtl. Zeit. — Urkunden

z. Vor- und Frühgesch. aus Südwürttemberg-Hohenzollern, 2, 1-97, Stuttgart 1966.

KNÖLL, H.: Die nordwestdeutsche Tiefstichkeramik und ihre Stellung im nord- und mitteldeutschen Neolithikum, 1-180, Münster 1959.

Koch, R.: Zwei Erdwerke der Michelsberger Kultur aus dem Kreis Heilbronn. — Fundber. aus Schwaben N.F., 19, 51-67, Stuttgart 1971.

- KRÜGER, H. & SCHRICKEL, W.: Die neolithischen Funde von Inheiden, Kr. Gießen, ein Beitrag zur hessischen Galeriegrabgruppe. — Fundber. aus Hessen, 4, 33—56, Bonn 1964.
- KUPER, R. & PIEPERS, W.: Eine Siedlung der Rössener Kultur in Inden, Kr. Jülich und Lamersdorf, Kr. Düren. — Bonner Jahrb., 166, 370—376, Bonn 1966.
- Kuper, R.: Beitrag im Jahresber. 1966. Bonner Jahrb., 168, 441—444, Bonn 1968.
- KUPER, R., ECKERT, J., IHMIG, M., JÜRGENS, A., LÖHR, H., LÜNING, J. & SCHRÖTER, I.: Untersuchungen zur neolithischen Besiedlung der Aldenhovener Platte. - Bonner Jahrb., 171, 558-664, Bonn 1971.
- KUPER, R., ECKERT, J., IHMIG, M., LÖHR, H. & LÜNING, J.: Untersuchungen zur neolithischen Besiedlung der Aldenhovener Platte II. - Bonner Jahrb., 172, 344-394, Bonn 1972.
- LÜNING, J.: Die Michelsberger Kultur. Ihre Funde in zeitlicher und räumlicher Gliederung. 48. Ber. RGK. (1967), 1-350, Berlin 1968.
- -: Die jungsteinzeitliche Schwieberdinger Gruppe. Veröffentl. des Staatl. Amtes für Denkmalpflege Stuttgart. Reihe A, Heft 13, 1-33, Stuttgart 1969.
- -: Eine Siedlung der Bischheimer Gruppe in Schwalheim, Kr. Friedberg/Hessen. Fundber. aus Hessen, 9/10, 22-50, Bonn 1970.
- -: Die Entwicklung der Keramik beim Übergang vom Mittel- zum Jungneolithikum im süddeutschen Raum. - 50. Ber. RGK. (1969) 1-95, Berlin 1971.
- LÜNING, J., SCHIRMER, W. & JOACHIM, H.-E.: Eine Stratigraphie mit Funden der Bischheimer Gruppe, der Michelsberger Kultur und der Urnenfelderkultur in Kärlich, Kr. Koblenz. -Prähist. Zeitschr., 46 (1971), 37-101, Berlin-New York 1972.
- MAIER, R.: Zum Neolithikum im Kreise Göttingen. Nachr. aus Niedersachs. Urgesch., 39, 28— 90, Hildesheim 1970.
- MAIER, R., PETERS, H. G., WILLERDING, U., MAY, E., SCHEFFER, F. & MEYER, B.: Urgeschichtliche Siedlungsreste in Rosdorf, Kr. Göttingen. - Neue Ausgrabungen und Forsch. in Niedersachsen, 2, 19-88, Hildesheim 1965.
- MAIER, R. A.: Neolithische Tierknochen-Idole und Tierknochen-Anhänger Europas. 42. Ber. RGK. (1961), 171—305, Berlin 1962.
- : Fragen zu neolithischen Erdwerken Südbayerns. Jahresber. der bayer. Bodendenkmalpflege, 3, 5-21, München 1962.
- -: Die jüngere Steinzeit in Bayern. Jahresber. der bayer. Bodendenkmalpflege, 5, 9-197, München 1964.
- MANDERA, H.-E.: Zur Deutung neolithischer Kulturen. Probleme urgeschichtlicher Methodik. -Nassauische Ann., 76, 1-14, Wiesbaden 1965.
- MAUSER-GOLLER, K.: Die relative Chronologie des Neolithikums in Südwestdeutschland und der
- Schweiz. Schr. zur Ur- u. Frühgesch. der Schweiz 15, 1—107, Basel 1969. MEIER-ARENDT, W.: Die bandkeramische Kultur im Untermaingebiet. Veröffentl. des Amtes für Bodendenkmalpflege im Reg.-Bez. Darmstadt, 3, 1-147, Bonn 1966.
- Zur relativen Chronologie der Gruppen Hinkelstein und Großgartach sowie der Rössener Kultur. — Kölner Jahrb. für Vor- und Frühgesch., 10, 24-36, Berlin 1969.
- MODDERMAN, P. J. R.: Ausgrabungen in Hienheim, Ldkr. Kelheim. Jahresber. der bayer. Bodendenkmalpflege, 10, 7-26, München 1969.
- MÜLLER-KARPE, H.: Die spätneolithische Siedlung von Polling. Materialh. zur bayer. Vorgesch., 17, 1-45, Kallmünz 1961.
- : Handbuch der Vorgesch. II, 1-612, München 1968.
- Neujahrsgruß Münster. Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte und Altertumskommission für Westfalen 1967; 1970, 4-8; 1971, 4-6; 1972, 4-8; 1973, 7-9. Münster.
- NEUSTUPNÝ, E.: Absolute Chronology of the Neolithic and Aeneolithic Periods in Central and
- South-Eastern Europe. Slovenská Arch., 16, 19—60, Bratislava 1968.

 —: Absolute chronology of the Neolithic and Aeneolithic periods in Central and South-East Europe II. — Arch. Rozhledy, 21, 783—810, Prag 1969.
- NEWELL, R. R.: The flint industry of the dutch Linearbandkeramik. Analecta Prehist. Leidensia, 3, 144-183, Leiden 1970.
- Nobel Symposium: Radiocarbon variations and absolute Chronology. Proc. of the 12. Nobel Sympoisum Uppsala (1969), 1—652, Uppsala 1970.
- Quitta, H.: Zur Frage der ältesten Bandkeramik in Mitteleuropa. Prähist. Zeitschr., 38, 1-38, 153-188, Berlin 1960.
- -: Zur Herkunft des frühen Neolithikums in Mitteleuropa. Varia Archaeologica. Dt. Akad.
- d. Wiss. Berlin. Schr. d. Sektion f. Vor- und Frühgesch., 16, 14-24, Berlin 1964.

 -: Neue Radiocarbondaten zum Neolithikum und zur frühen Bronzezeit Südosteuropas und der Sowjetunion. - Zeitschr. f. Arch., 3, 223-255, Berlin 1969.
- RENFREW, C.: The Emergence of Civilisation. The Cyclades and the Aegean in the third millenium B. C., 1-595, London 1972.

SANGMEISTER, E. & GERHARDT, K.: Schnurkeramik und Schnurkeramiker in Südwestdeutschland. - Bad. Fundber. Sonderh., 8, 1-120, Freiburg/Br. 1965.

: Siedlungen der Rössener Kultur im Hegau. — Bad. Fundber., 23, 9—28, Freiburg/Br. 1967 (1967 a).

-: Gräber der jungsteinzeitlichen Hinkelsteingruppe von Ditzingen, Kr. Leonberg. — Fundber. aus Schwaben N.F. 18/I, 21-43, Stuttgart 1967 (1967 b).

-: Die Datierung des Rückstroms der Glockenbecher und ihre Auswirkung auf die Chronologie der Kupferzeit in Portgual. - Palaeohistoria, 12 (1966), 395-407, Groningen 1967 (1967 c).

Schietzel, K.: Müddersheim, eine Ansiedlung der jüngeren Bandkeramik im Rheinland. - Fundamenta A/1, 1-155, Köln 1965.

Schlicht, E.: Die Funde aus dem Megalithgrab 2 von Emmeln, Kr. Meppen. — Göttinger Schr. z. Vor- und Frühgesch., 9, 1—101, Neumünster 1968.

Schlüter, W.: Urgeschichtliche Siedlungsreste in Rosdorf, Kr. Göttingen (III). - Neue Ausgrabungen und Forsch. in Niedersachsen, 4, 11-27, Hildesheim 1969.

SCHRICKEL, W.: Westeuropäische Elemente im neolithischen Grabbau Mitteldeutschlands und die Galeriegräber Westdeutschlands und ihre Inventare. — Beitr. z. vor- und frühgeschichtl. Arch. d. Mittelmeer-Kulturraumes, 4 u. 5, 1-499, Bonn 1966.

-: Die Funde vom Wartberg in Hessen. - Kasseler Beitr. zur Vor- u. Frühgesch., 1, 1-157,

Marburg/L. 1969.

SCHWABEDISSEN, H.: Ein horizontierter "Breitkeil" aus Satrup und die mannigfachen Kulturverbindungen des beginnenden Neolithikums im Norden und Nordwesten. — Palaeohistoria, 12 (1966) 409—468, Groningen 1967.

SIELMANN, B.: Zur Interpretationsmöglichkeit ökologischer Befunde im Neolithikum Mitteleuropas.

— Germania, 49, 231—238, Berlin 1971 (1971 a).

-: Zum Verhältnis von Ackerbau und Viehzucht im Neolithikum Südwestdeutschlands. — Arch.

Korrespondenzbl., 1, 65-68, Mainz 1971 (1971 b).

-: Der Einfluß der Umwelt auf die neolithische Besiedlung Südwestdeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse am nördlichen Oberrhein. - Acta Praehistoria et Archaeologica, 2, 65-197, Berlin 1971 (1971 c).

SMOLLA, G.: Neolithische Kulturerscheinungen. Studien zur Frage ihrer Herausbildungen. — Antiquitas, Reihe 2, Bd. 3, 1-180, Bonn 1960.

-: Epochen der menschlichen Frühzeit, 1—168, Freiburg/München 1967.

Sprockhoff, E.: Die nordische Megalithkultur. — Handb. d. Urgesch. Deutschlands, 3, 1—164, Berlin 1938.

-: Atlas der Megalithgräber Deutschlands. Teil 1: Schleswig-Holstein, 1-88, Bonn 1966.

Süss, L.: Zu Neufunden der Münchshöfener Gruppe aus Irlbach, Ldkr. Straubing. — Bayer. Vor-

geschichtsbl., 32, 14—22, München 1967 (1967 a).

—: Zum Problem der zeitlichen Stellung der Münchshöfener Gruppe. Symposium über den Lengyelkomplex und die benachbarten Kulturen (1967). - Studijné Zvesti, 17, 393-414, Nitra 1969 (1967 b).

Symposium Prag: L'Europe à la fin de l'âge de la pierre. Actes du Symposium consacré aux problèmes du Néolithique européen. Prague-Liblice-Brno. 5-12. octobre (1959), 1-644, Prag

Tabaczýnski, S.: Neolith Środkowoeuropejski Podstawy Gospodarcze (Le néolithique de l'Europe centrale: Structures économiques), 1-381, Warschau 1970.

TAUTE, W.: Das Felsdach Lautereck, eine mesolithisch-neolithisch-bronzezeitliche Stratigraphie an der oberen Donau. — Palaeohistoria, 12 (1966), 483—504, Groningen 1967.

Ucko, P. J. & Dimbleby, G. W. (eds.): The domestication and exploitation of plants and animals, 1-581, London 1969.

UENZE, H. P.: Funde der Münchshöfener Kultur von Penning, Gde. Weihmörting, Ldkr. Griesbach. - Bayer. Vorgeschichtsbl., 29, 1-25, München 1964.

Neue Funde der Münchshöfener Gruppe von der unteren Isar. — Bayer. Vorgeschichtsbl., 30, 56-70, München 1965.

Voss, K. L.: Der Schwarze Berg bei Wittenwater, Kr. Uelzen — ein siebenperiodiger Fundplatz. - Nachr. aus Niedersachs. Urgesch., 33, 1964, 78 ff.

-: Ein vierperiodiger Fundplatz auf dem "Hasenberg" bei Pevestorf, Kr. Lüchow-Dannenberg. Neue Ausgrabungen und Forsch. in Niedersachsen, 2, 165—182, Hildesheim 1965.

WILLKOMM, H.: Möglichkeiten der C14-Datierung. — Germania, 48, 98—109, Berlin 1970.

Zάροτοςκά, M.: Die Stichbandkeramik in Böhmen und in Mitteleuropa. — Fundamenta A/3, Teil 2 (Ostliches Mitteleuropa, Vorabdruck), Köln/Graz 1970.

-: Streitäxte und Streitaxtkulturen. - Pamatky Arch., 57, 172-209, Prag 1966.

ZIMMERMANN, W. H., WILLERDING, U., MAY, E., REDEMANN, G. & MEYER, B.: Urgeschichtliche Siedlungsreste in Rosdorf, Kr. Göttingen. - Neue Ausgrabungen und Forsch. in Niedersachsen, 3, 20-48, Hildesheim 1966.

ZÜRN, H.: Das jungsteinzeitliche Dorf Ehrenstein, Kr. Ulm. Teil 1: Die Baugeschichte. — Veröffentl. Staatl. Amt f. Denkmalspflege, Reihe A 10/1, 1—98, Stuttgart 1965.
— : Das jungsteinzeitliche Dorf Ehrenstein, Kr. Ulm. Teil 2: Naturwissenschaftliche Beiträge. — Veröffentl. Staatl. Amt f. Denkmalpflege, Reihe A, 10/2, 1—121, Stuttgart 1968.

Manuscript received July 28, 1972.

Address of the author: Dr. J. Lüning, Institut für Ur- und Frühgeschichte, 5 Köln, Weyertal 125.

¹⁴C-Alter eines interstadialen Torfes in der postglazialen Hammerau-Terrasse und eines Moores unter Kalktuff bei Tittmoning an der Salzach (Oberbayern)

Von Gunnar Glückert, Turku

Mit 7 Abbildungen

Zusammen fassung. Bei Kirchheim südöstlich von Tittmoning fand der Verfasser am Westufer der Salzach im fluviatilen Schotter der postglazialen Hammerau-Terrasse zusammengepreßte Torfreste in 0,8 m und 2 m Tiefe. Das absolute Alter der Torfstücke wurde im $^{14}\text{C-Labor}$ des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Helsinki auf 23150 \pm $^{680}_{630}$ (HEL-228) und 34550 \pm $^{2500}_{1850}$ (HEL-227) Jahre vor heute bestimmt. Aufgrund ihrer Lage und des $^{14}\text{C-Alters}$ können die Torfreste dem Würm-Interstadial zugeordnet werden und sind wahrscheinlich von einem interstadialen Ufermoor losgerissen, vom Fluß fortgeschleppt und in postglaziale Terrassenschotter eingebettet worden.

Als 14 C-Alter einer dünnen kalktuffbedeckten Torfablagerung bei Ramsdorf/Wiesmühl südlich von Tittmoning wurde 6290 \pm 160 Jahre vor heute ermittelt (HEL-229). Dieses postglaziale Moor wurde von Quelltuffen bedeckt, und zwar im für Kalktuff-Abscheidung besonders günstigen Atlantikum.

S u m m a r y . In the postglacial "Hammerau-Terrasse" of the river Salzach, Bavaria, the author discovered remains of peat embedded inbetween fluvial gravel. For two samples the radio-carbon datings showed ages of 23150 $\pm \, \frac{680}{630}$ (HEL-228) and 34550 $\pm \, \frac{2500}{1850}$ B.P. (HEL-227). The stratigraphic position and the ages of the peat according to the radiocarbon datings perhaps indicate the Würm Interstadial. These remains originate from an interstadial riverside bog.

Another radiocarbon dating from a thin peat layer under a calc-sinter deposit gave a result of 6290 \pm 160 B.P. (HEL-229). This postglacial bog was covered with calc-sinter during the Atlantic period, when the formation of calc-sinter was particularly strong and common.

Zwei in postglazialen Flußschottern und unter Quellkalkablagerungen eingebettete Torffunde bei Tittmoning an der Salzach in Oberbayern werden zur Erläuterung dreier ¹⁴C-Datierungen in diesem Beitrag kurz beschrieben. Verfasser hatte Gelegenheit, an zwei sehr lehrreichen Exkursionen von Frau Dr. Edith Ebers im Salzach-Vorlandgletschergebiet im Oktober 1971 und April 1972 teilzunehmen. Für diese interessanten Tage und anregenden Diskussionen über die pleistozänen Bildungen im Alpenvorland schuldet Verfasser Frau Edith Ebers großen Dank. Ebenfalls dankt der Verfasser der Alexander-von-Humbold-Stiftung, die ihm mit einem Forschungsstipendium ermöglicht hat, die Bildungen mehrerer alpiner Vereisungen kennenzulernen, ferner für den großzügigen Kosten-Beitrag zum Druck dieses Aufsatzes.

Bei dem Dorf Kirchheim 2,5 km SE von Tittmoning wurde im Oktober 1971 in der postglazialen Schotterterrasse der Salzach eine 3 m tiefe Kiesgrube an der Bundesstraße 20 in Betrieb gehommen (Abb. 1). Beim Abbau des fluvialen Kieses stieß der Bagger auf einige verkohlte, stark zusammengepreßte Torfstücke, die aus knapp 2 m Tiefe etwas über dem Grundwasserspiegel zum Vorschein kamen. Das größere Stück hatte ein Ausmaß von etwa 10 x 25 cm. Kleinere Reste wurden noch in einer sandigen Schicht in 80 cm Tiefe

aufgefunden (Abb. 2—4). Der Oberrand der Kiesgrube liegt 376 m ü. NN und etwa 10 m über der heutigen Salzach. Dieser Fluß durchfließt in einem tiefen Tal das alte Zungenbecken des würmeiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers.

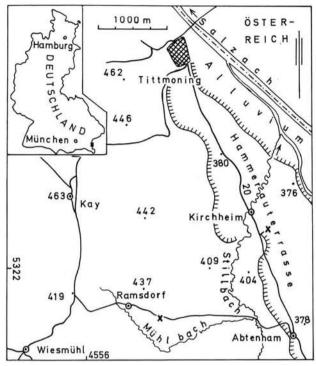


Abb. 1. Die Fundstellen (x) des datierten Torfes liegen in der postglazialen Hammerau-Terrasse der Salzach, Gradabt. Blatt Tittmoning, Nr. 7942/43.



Abb. 2. Die Kiesgrube bei Kirchheim. (Alle Aufnahmen des Verfassers im Oktober 1971.)

Die 14 C-Datierungen der Torfproben wurden im Radiokarbon-Labor der Universität Helsinki (HEL) im Winter 1972 durchgeführt. Die Bestimmungen des größeren, tiefer gefundenen Torfstückes gab das absolute Alter von 34550 \pm $^{2500}_{1850}$ J. v. h. (HEL-227). Die

obere Probe bei 80 cm erhielt das ¹⁴C-Alter von 23150 ± ⁶⁸⁰₆₃₀ J. v. h. (HEL-228). Diesen Radiokarbon-Datierungen nach stammen die Torfstücke aus dem Würm-Interstadial, das eine bedeutend wärmere Zeit mitten in der letzten Kaltzeit gewesen zu sein scheint. Die Dauer dieser Interstadialzeit wird auf etwa 10 000—20 000 Jahre geschätzt; in der absoluten Chronologie wird ihr ein Alter von etwa 30 000—50 000 J. v. Chr. zugeschrieben (vgl. z. B. Ebers 1964, 1968, 1971, Gross 1964, 1967, Shotton 1967, Franke 1969, Fuchs 1969, Höfle 1969, Korpela 1969, Richmond 1970, Geyh 1971 und Schroeder-Lanz 1971).

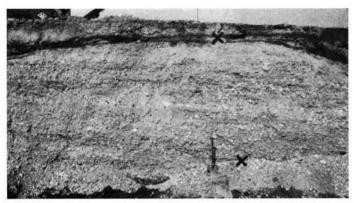


Abb. 3. Die Fundstellen (x) des Torfes im Schotter der Kiesgrube bei Kirchheim.

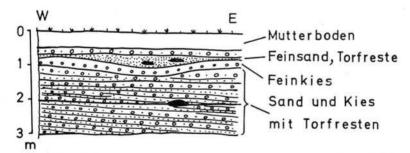


Abb. 4. Kies- und Sandschichten mit Torfresten in der Kiesgrube Kirchheim südlich Tittmoning.

Die alten Flußterrassen der Salzach werden von Ebers, Weinberger & Del-Negro (1966) in zwei Stufen eingeteilt, in die sog. obere Friedhofs-Terrasse (F) und untere Hammerau-Terrasse (H). Die ältere Friedhofs-Terrasse (10 500—11 000 J. v. h.) gehört zur Gwenger-Stufe und wird von den österreichischen Geologen dem Schlern-Stadium zugerechnet. Darunter liegt die etwa 8000 Jahre alte Hammerau-Terrasse (Niederndorfer Stufe), die zum Gschnitz-Stadium gehört. Bei Kirchheim-Fridolfing ist die untere Hammerau-Terrasse bei 375—380 m, wo die Torfstücke aufgefunden wurden, gut entwickelt (Abb. 1). Diese beiden Terrassen des Salzachtales können von Salzburg-Freilassing flußabwärts verfolgt werden (Ebers, Weinberger & Del-Negro 1966, 148—151).

Über diesen Terrassenstufen liegen Seetone in zwei Hauptniveaus, die zur sog. Wörther (440—425 m) und Pürtener Stufe (420—410 m ü. NN) gestellt worden sind. Ausgedehnte Seetonflächen sind z. B. zwischen Kirchheim und Kirchanschöring vorhanden.

Die Wörther Stufe entspricht der Ölkofener Phase (16 000—17 000 J. v. h.) nach den Moränenstadien des Inn-Gletschers von Troll (1924). Das Alter der Pürtener Stufe wird auf 15 000 J. v. h. geschätzt (Ebers, Weinberger & Del-Negro 1966, 145—151).

Die untersuchten Torfstücke sind von einem interstadialen Ufermoor südlich der Fundstelle durch Flußerosion losgerissen, vom Wasser nach Norden fortgeschleppt und in die Salzach-Schotter der Hammerau-Terrasse vor etwa 8000 Jahren eingebettet worden. Weil die Torfstücke ziemlich oberflächennah liegen, muß der Einfluß einer Kontamination in den untersuchten Torfproben in Betracht gezogen werden. Der ermittelte 14 C-Wert von 34550 \pm 2500 J. v. h. des tiefer gelegenen Torfstückes dürfte ungefähr noch sein ursprüngliches Alter besitzen. Die obere Probe mit 23150 \pm 680 J. v. h. ist dagegen sicher durch Kontamination erheblich verjüngt. Die Erfahrungen bei den Radiokarbon-Datierungen haben erwiesen, daß oberflächennahes organisches Material für die 14 C-Bestimmungen nicht als zuverlässig anzusehen ist (Geyh 1971).

Die Anzahl der interstadialen Einzelfunde hat in Europa und Amerika in den vergangenen Jahren rasch zugenommen. Diese zahlreichen Funde, die zeitlich meistens zwischen 30 000 und 50 000 J. v. Chr. datiert worden sind, zeugen alle von einer bedeutenden Veränderung des Eiszeitklimas. Demnach dürfte heute kein Zweifel mehr daran bestehen, daß die kühle Interstadialzeit mitten in der noch bedeutend kälteren Würmeiszeit ein globales Ausmaß hatte und als eine nachgewiesene Tatsache in die Quartärgeologie der Erde aufzunehmen ist.

Die zweite Fundstelle liegt zwischen Wiesmühl und Abtenham etwa 4 km S von Tittmoning, wo ebenfalls im Oktober 1971 eine neue Grube im Jungmoränen-Gelände aufgebaggert wurde. Die Grube liegt etwa 400 m SE von Ramsdorf bei 410 m ü. NN und ist heute leider wegen Zuschüttung nicht mehr zugänglich (Abb. 1 und 5).



Abb. 5. Quelltuffsandablagerungen bei Ramsdorf.

Das Material in der 5 m tiefen Grube bestand aus Kalktuffsand mit sekundär verfestigten Tuffsandknollen. Unter einer dünnen Sandschicht (Acker) lag 4—5 m heller gelbbrauner Tuffsand. Darunter wurde eine 20—30 cm dicke, dunkle, nur wenig zusammengepreßte Torfschicht entdeckt. Sie ist der Rest eines kleinen Moores. Das Tufflager wurde durch einen Quellabfluß auf diesem Moor abgelagert (Abb. 6 und 7).

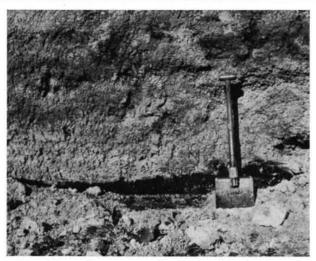


Abb. 6. Die dünne Torfschicht (schwarz) unter dem Tuffsand ist der Rest eines 6290 Jahre alten Moores.

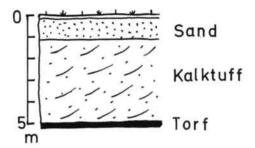


Abb. 7. Torfrest eines 6290 Jahre alten Moores.

Das absolute Alter der eingebetteten Torfschicht bei Ramsdorf wurde durch eine 14 C-Bestimmung auf 6290 \pm 160 J. v. h. (HEL-229) datiert. Es handelt sich also um einen postglazialen Vorgang, der etwa vor 4000 Jahren v. Chr. begann und das kleine Moorbecken mit Tuffablagerungen vollkommen zudeckte. Die geringe Zusammenpressung der Torfschicht ist durch junges Alter und dünne Tuffsandbedeckung zu erklären.

Kalktuff-Ablagerungen kommen verhältnismäßig oft in den jungquartären Ablagerungen Bayerns vor. Kalktuffbildungen sind in den Erläuterungen der geologischen Karten (z. B. Jerz 1969) beschrieben und u. a. von Herrmann (1957) untersucht worden.

Die Kalktuffbildungen stehen im Zusammenhang mit kalkhaltigen Quellaustritten. Die Entstehung dieser Kalktuffbildungen führt man darauf zurück, daß im fließenden Wasser der Sinterkalk in Form des Kalktuffes zur Abscheidung kommt. An dem Aufbau der Kalktuffe beteiligen sich drei Komponenten, Tuff, Kalksinter und Seekreide. Wenn das Wasser genügend gelöste Karbonate enthält, kommt es zur Kalkabscheidung. Diese Voraussetzung wird von den meisten voralpinen Quellen erfüllt. Die Kalksinter bilden die härteste Modifikation, Kalktuff ist eine meist nicht sehr feste Abart des Kalksinters. Die Kalktuffe sind oft durch sekundäre Calcit-Einlagerungen z. T. verfestigt und bilden Knollen in der weichen Hauptmasse (Herrmann 1957, 11—15).

Nach Herrmann (1957, 12, 39) wird der Beginn der Tuffbildung mit der ausgehenden Vorwärmezeit (ca. 6500 v. Chr.) angesetzt. Die Hauptmasse des Tuffes wurde im Atlantikum gebildet. Zur Sedimentation sind oft mehrere 1000 Jahre nötig gewesen, denn die Kalktuffschichten können 4—5 m mächtige Ablagerungen bilden.

Das untersuchte Torflager gibt einen guten Anhaltspunkt zur Erklärung des Alters und der Sedimentationsgeschwindigkeit der Tuffbildung. Das ermittelte ¹⁴C-Alter stützt die allgemeine Auffassung, daß die Kalktufflager im Atlantikum entstanden und ihr Wachstumsmaximum in der mittleren Wärmezeit hatten.

Literatur

- EBERS, E.: Neues zur Frage des Laufen-Interstadials in den Alpen. Rep. VI th Internat. Congr. on Quaternary, Warsaw 1961, Vol. II: Stratigraphical Section, 71-76, Lódź 1964.
- —: Evidence of an Older Würm Glacial Maximum and a Middle Würm Interstadial in the Alps.
 VII. INQUA Congr., Proc. 14., Univ. of Colorado Stud., Earth Sci., 7, 55—77, 1968.
- —: Interglazial oder Interstadial? Die Fragen um ein Mittelwürm-Interstadial. Zbl. Geol. Paläont., 1971, 146—164, Stuttgart 1971.
- EBERS, E., WEINBERGER, Ludwig & Del-Negro, Walter: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher.
 Veröff. Ges. Bayer. Landskunde, 19—22, 216 S., München 1966.
- Franke, H. W.: Zur 14C-Datierung des Würm-II/III-Interstadials mit Hilfe von Radiokohlenstoffmessungen an Höhlensinter und Schlußfolgerungen für die Wasseraltersbestimmung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 72—75, Öhringen 1969.
- Fuchs, F.: Eine erste ¹⁴C-Datierung für das Paudorf-Interstadial am Alpensüdrand. Fossiles Holz aus dem Val Caltea in der Monte Cavallo-Gruppe, Venezianische Voralpen (Italien). Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 68—71, Ohringen 1969.
- GEYH, M. A.: Die Anwendung der ¹⁴C-Methode. Clausthaler Tektonische Hefte, **11**, 118 S., Clausthal 1971.
- GROSS, H.: Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, 187—198, Öhringen 1964.
- —: Geochronologie des letzten Interglazials im nördlichen Europa mit besonderer Berücksichtigung der UdSSR. Schriften Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, 37, 111—125, Kiel 1967.
- HERRMANN, H.: Die Entstehungsgeschichte der postglazialen Kalktuffe in der Umgebung von Weilheim (Oberbayern). N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., 105, 11—46, Stuttgart 1957.
- Höfle, H.-Chr.: Éin neues Interstadialvorkommen im Ammergebirgsvorland (Obb.). Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 111—115, Ohringen 1969.
- Jerz, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:25 000, Blatt Nr. 8134 Königsdorf, 173 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1969.
- Korpela, K.: Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (Nördliches Nordfinnland) im Licht von Submoränen Sedimenten. Annales Academies Scientiarum Fennicae, Ser. A, III, 99, 108 S., Helsinki 1969.
- RICHMOND, G. M.: Comparison of the Quaternary Stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains.

 Quaternary Res., 1, 1, 3—28, 1970.
- Schroeder-Lanz, H.: Die ersten ¹⁴C-datierten Mittelwürmbildungen von der südlichen Alentejoküste (Portugal). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **22**, 35—42, Ohringen 1971.
- Shotton, F. W.: The Problems and contributions of methods of absolute dating within the Pleistocene period. Quart. J. Geol. Soc. London, 122, 357—383, London 1967.
- TROLL, K.: Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 28, 1, 121 S., München 1924.
 - Manuskript eingeg. 22. 11. 1972.
- Anschrift des Verf.: Dr. Gunnar Glückert, Institut für Quartärgeologie, Universität Turku, 20500 Turku 50, Finnland.

B. Mitteilungen

Mid-Wisconsin of the Eastern Great Lakes and St. Lawrence Region, North America

By ALEKSIS DREIMANIS, London, Canada

The last or Wisconsin glacial stage may be divided into three natural sub-units in the Eastern Great Lakes Region: The Early, the Mid- and the Late Wisconsin. The Early and the Late Wisconsin experienced the farthest southward extending glacial advances of this ice age, up to 1000 km farther south than the ice margin of the maximum Mid-Wisconsin retreat. The Mid-Wisconsin, on the contrary, was dominated by oscillating glacial recessions, and the glacial lobes withdrew completely from the Erie and the Ontario basins for thousands of years; however the ice did not retreat far enough to open the St. Lawrence Lowland, as known from the Mid-Wisconsin lake levels in the Ontario basin (Karrow 1967, Dreimanis 1969). Therefore the Mid-Wisconsin retreats were of interstadial, rather than interglacial character, as evidenced also by palynologic data (Dreimanis et al. 1966, Berti 1971).

About 40 finite and 20 infinite radiocarbon dates on plant material, combined with various sedimentologic data, suggest, that the Mid-Wisconsin began more than 50,000 years ago, probably about 55—65,000 years B.P., and it ended about 23,000 years B.P. The Mid-Wisconsin is comprised of two major interstadials, separated by a glacial readvance for about 600 km into the Ontario and Erie basins. Minor glacial readvances occurred also during the two interstadials.

The oldest of the two is the Port Talbot Interstadial, represented in a wide area by the following paleontologically investigated and radiocarbon-dated deposits: 1) the Port Talbot I and II lake sediments and peat at the type locality of this interstadial on the north shore of Lake Erie (Dreimanis et al. 1966, Dreimanis 1958, 1971); 2) the Titusville peat in north-western Pennsylvania (White 1969, Berti 1971); 3) the New Paris organic-rich silts in south-eastern Indian (Gooding 1963, Kapp and Gooding 1964); 4) the pond and marsh deposits at Grand Rapids, Michigan (Zumberge and Benninghoff 1969), and 5) the lower or main unit of the Thorncliffe Formation at Toronto, Ontario (Karrow 1967, Berti 1971). Varved sediments recording at least 4,000 years of deposition, have been described from southeastern Quebec (McDonald and Shilts 1971): they were deposited in a local proglacial lake, dammed between the Laurentide ice sheet in the St. Lawrence Lowland, and the Appalachian Mountains to the south.

Most of the 22 finite radiocarbon dates obtained on Port Talbot Interstadial plant remains, are in the $42-49,000\,B$. P. range. At the type locality (Port Talbot, Ontario), the oldest is $47,690\pm1190\,B$. P. (GSC-217), but it dates the Port Talbot II peat, which is underlain by the still older Port Talbot I Green Clay. Unfortunately this clay has not been dated yet because it contains insufficient quantity of organic material for radiocarbon age determination. Below the green clay is the Early Wisconsin Bradtville Till.

The Port Talbot Interstadial was followed by a glacial re-advance which deposited the tills listed in Table I (Karrow 1967, White 1969, Dreimanis 1971). This glacial advance extended only as far as northeastern Ohio. Further southwest, its correlative is probably the Lower Melvin Loess (Dreimanis and Goldthwait 1972). In this nonglaciated area, the Mid-Wisconsin is equivalent to the long-lasting Sidney Interstadial; its name is derived from the thoroughly studied Sidney Paleosol in north-western Ohio (Forsyth 1965). Similar, though less extensively investigated soils are found also elsewhere: between tills in central Ohio (Goldthwait 1958) and between loesses in southern Indiana (Wayne 1966).

In the Erie and Ontario basins the main Mid-Wisconsin glacial advance was followed by another interstadial, the Plum Point. Its 16 radiocarbon dates range from 32 to 23 thousand years B. P., the younger ones already contemporaneous with the Late-Wisconsin glacial advances. Plant and animal remains of this interstadial have been studied from 1) Garfield Heights at Cleveland, Ohio (Leonard 1953, Coope 1969, White 1969, Berti 1971); 2) Plum Point on the north shore of Lake Erie (Dreimanis 1958); 3) St. David's buried gorge at Niagara Falls, Ontario (Hobson and Terasmae 1968, Karrow and Terasmae 1970); and 4) the upper unit of the Thorncliffe Formation at Toronto (Berti 1971). Paleosols have been described by White (1967) from northern Ohio.

While interpreting the palynologic data from the Port Talbot II Interstadial deposits, FRENZEL (1967) concludes, that in the Lake Erie region the winters were about 12° C colder, but the summers were as warm as at present. The climate of the Plum Point Interstadial may have been similar or probably colder, while the Port Talbot I Interstadial was warmer (BERTI 1971).

Table 1 Mid-Wisconsin litho-stratigraphy in the Eastern Great Lakes Region (youngest unit at the top)

Central Ohio and Indiana	Lake Eri South side	e Basin North side	Lake Ontario Basir North side
Sidney	Weathering	Plum Point Interstadial beach deposits	Upper Unit of Thorncliffe Formation
Lower Melvin loess	Lower loess Titusville at Cleveland Till	Southwold Till	Meadowcliffe Till Seminary Till
and	Peat at Titusville	Port Talbot II Interstadial, lacustr., paludal and alluvial	Lower Unit
other		deposits Dunwich Till	of Thorncliffe
paleosols		Port Talbot I Interstadial Green Clay	Formation

References

- BERTI, A. A.: Palynology and stratigraphy of the Mid-Wisconsin in the eastern Great Lakes Region, North America. - Unpublished Ph. D. Thesis, Geology Department, Univ. West. Ontario, London, Canada, 178 p., 1971.
- COOPE, G. R.: Insect remains from silts below till at Garfield Heights. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 79, p. 749-756, 1968.
- DREIMANIS, A.: Wisconsin stratigraphy at Port Talbot on the north shore of Lake Erie, Ontario. —
- Ohio J. Sci., v. 58, p. 65—84, 1958.

 —: Late-Pleistocene lakes in the Ontario and Erie basins. 12th Conf. Great Lakes Res. Proc.,
- p. 170—180, 1969.

 —: The last ice age in the eastern Great Lakes Region, North America. Union Intern. pour l'Étude du Quaternaire VIIIe Congrès Inqua, Paris 1969, Études sur le Quaternaire dans le Monde, p. 69-75, 1971.
- DREIMANIS, A., TERASMAE, J., and McKenzie, G. D.: The Port Talbot interstade of the Wisconsin glaciations. Can. J. Earth Sci., v. 3, p. 305—325, 1966.
- DREIMANIS, A. and GOLDTWAIT, R. P.: Wisconsin glaciation in the Huron, Erie and Ontario lobal areas. - Geol. Soc. Amer. Memoir 136, 1972.
- Forsyth, Jane L.: Age of the buried soil in the Sidney, Ohio, area. Am. J. Sci., v. 263, p. 521—
- Frenzel, B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. F. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 1967. GOLDTHWAIT, R. P.: Wisconsin age forests in western Ohio. I Age and glacial events. - Ohio J. Sci., v. 58, p. 209-219, 1958.
- GOODING, A. M.: Illinoian and Wisconsin glaciations in the Whitewater basin, southeastern Indiana, and adjacent areas. — J. Geol., v. 71, p. 665-682, 1963.

Hobson, C. D. and Terasmae, J.: Pleistocene geology of the buried St. Davids gorge, Niagara Falls, Ontario, geophysical and palynological studies. — Geol. Surv. Can. Paper, p. 67—68, 1969.

KAPP, R. and GOODING, A.: Pleistocene vegetational studies in the Whitewater basin, south-eastern Indiana. — J. Geol. v. 72, p. 307—326, 1964.

Karrow, P. F.: Pleistocene geology of the Scarborough area. — Ont. Dept. Mines Geol. Rept. 46, 1967.

KARROW, P. F. and TERASMAE, J.: Pollen bearing sediments of the St. Davids buried valley fill at the Whirlpool, Niagara River George, Ontario. — Can. J. Earth Sci, v. 7, p. 539—542, 1970. LEONARD, A. B.: Molluscan faunules in Wisconsinan loess at Cleveland, Ohio. — Amer. J. Sci.,

v. 251, p. 369-372, 1953.

McDonald, B. C. and Shillts, W. W.: Quaternary events and stratigraphy in southeastern Quebec.
— Geol. Soc. Amer. Bull. v. 82, p. 683—689, 1971.

MÖRNER, N.-A.: The Plum Point Interstadial: age, climate, and subdivision. — Can. J. Earth Sci., v. 8, p. 1423—1431, 1971.

WAYNE, W. J.: Ice and land. A review of the Tertiary and Pleistocene history of Indiana, in Natural features of Indiana. — Indiana Acad. Sci, State Library, Indianapolis, p. 21—39, 1966.

WHITE, G. W.: Age and correlation of Pleistocene deposits at Garfield Heights (Cleveland) Ohio.
— Geol. Soc. Amer. Bull., v. 79, p. 749—752, 1968.

—: Pleistocene deposits of the north-western Allegheny Plateau, U.S.A. — Quat. J. Geol. Soc. London, v. 124, p. 131—151, 1969.

ZUMBERGE, J. H. and BENNINGHOFF, W. S.: A Mid-Wisconsin peat in Michigan, U.S.A. — Pollen et Spores, v. 11, p. 585—601, 1969.

Manuscript received on 18th Oct., 1971.

Address of the author: Prof. Dr. A. Dreimanis, Geology Department, University of Western Ontario, London, Canada.

Addendum

Since the submission of the manuscript of this paper, new data and interpretations have been published. The Port Talbot I Interstadial Green Clay is now considered to be an accretion gley soil, mainly on basis of clay mineral investigation (Quigley and Dreimanis, 1972). Mörner (1971) has subdivided the Plum Point Interstadial in three subunits, and concluded that the earliest one (32000—28300 B. P.) was the warmest of them, still not as warm as Port Talbot I. Though several local chronostratigraphic names had been in use for this area since 1956, a more complete set of names for substages, stadials, and interstadials of the Wisconsin(an) Stage was published recently by Dreimanis and Karrow (1972).

Dreimanis, A., and Karrow, P. F.: Glacial history of the Great Lakes-St. Lawrence Region, the classification of the Wisconsin(an) Stage and its correlatives. 24th Intern. Geol. Congr., Sect. 12, p. 5—15, 1972.

Quigley, R. M., and Dreimanis, A.: Weathered interstadial green clay at Port Talbot, Ontario — Can. J. Earth Sci., v. 9, p. 991—1000, 1972.

(Received 1. 4. 1973).

Spätglaziale Tiefenerosion und Kalktuffbildung in Süd-Belgien

Von R. PAEPE und R. SOUCHEZ, Brüssel

Mit 1 Abbildung

1. Einleitung

Die Frage nach dem Beginn der Entstehung des heutigen Reliefs ist nur schwer zu beantworten. Denn einerseits fehlen meist die stratigraphisch interessanten Schichtfolgen aus der Übergangszeit vom Spätglazial zum Holozän und andererseits sind die Täler (mit ihren V-förmigen, tiefen Einschneidungen) morphologisch als jung zu deuten. Es ist daher nicht mit Sicherheit zu sagen, ob eine morphologisch junge Form einen Klimawechsel vom kalt-trockenen Spätglazial bis heute ohne grundlegende Veränderung des Formungsprozesses durchstehen konnte.

Das Williers-Tal scheint uns die Möglichkeit zu bieten, die oben genannten Probleme zu erforschen, da am Talboden über der Schottermasse im Liegenden auch eine 10 m hohe Kalktuffabsperrung vorhanden ist. Innerhalb dieser Ablagerung scheint die Sedimentation ununterbrochen stattgefunden zu haben, so daß hieraus sowohl die obere stratigraphische als auch die chronologische Grenze für die Auffüllung abgeleitet werden können. Als nächstes verdiente der Zusammenhang zwischen Talauffüllung und Talmorphologie geprüft zu werden. Wichtig schien, klären zu können, ob im lithologischen Aufbau des Talbeckens eine wesentliche Änderung in der Talhangevolution stattgefunden hat und wenn ja, an welcher Stufe eine solche zu erkennen ist. Dieses Problem konnte zweifellos nur durch eine Reihe gut plazierter Bohrungen gelöst werden.

2. Bohrungen und lithologischer Aufbau des Tales

Die Kalktuffabsperrung findet sich in dem Teil des Tales, in dem die französische Grenze verläuft. In der Talachse wurden 1968/69 in einem Abstand von ungefähr 1 km an sechs Stellen Kernbohrungen bis zum Sockel durchgeführt. An der ersten Stelle wurden neben einer Bohrung in der Talmitte zwei weitere laterale Bohrungen niedergebracht, so daß man ein Querprofil des Tales erhielt. Weiterhin wurden am Fuße der Kalktuffabsperrung drei ebenfalls quer zur Talachse verlaufende Bohrungen durchgeführt. Eine schematische Darstellung dieser Bohrungen und ihrer Plazierung gibt Abbildung 1.

2.1. Substrat. Als erstes sei die Art des Substrates erläutert. Man findet Kalksandsteine mit sandigen und tonigen Linsen aus dem Sinemurian. In der Längsachse des Tales verläuft der Kontakt mit dem darüberliegenden Schotter sehr regelmäßig und es konnte keine Unterbrechung stromabwärts der Kalktuffabsperrung festgestellt werden (siehe Bohrung 9, 3, 6, 7, 8).

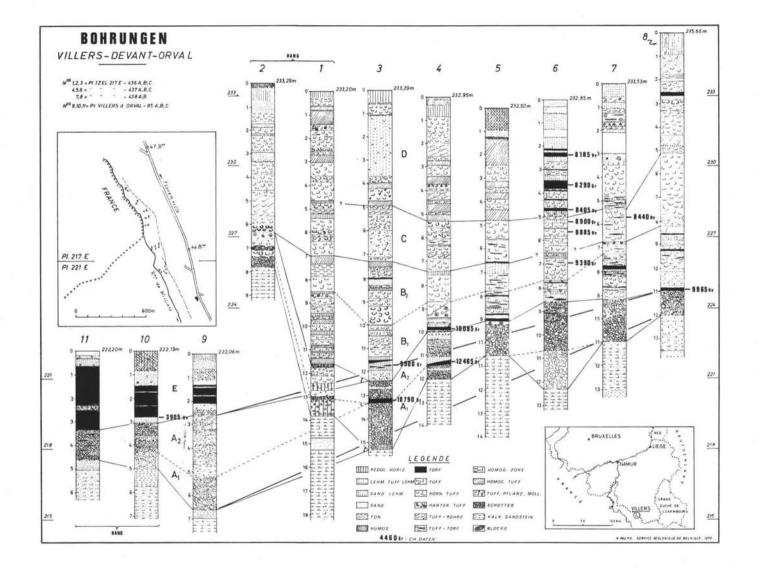
Auch im Querschnitt konnte ein kontinuierlicher Übergang des bedeckten in den heute freien Teil des Talhanges festgestellt werden (siehe Bohrung 2, 1, 3 und 9, 10, 11). Das V-Profil des Williers-Tales setzt sich unter dem heutigen flachen Talboden der Tuff-Füllung unter denselben geometrischen Bedingungen fort.

2.2. Basale Schotter. Eine 3-4 m mächtige Schottermasse füllt den tiefsten Taleinschnitt aus, dehnt sich aber langsam stromaufwärts zu einer weniger als 1 m dicken Schicht aus. Auch im Querprofil verdünnt sich diese Schicht gegen die stark aufsteigenden Talhänge. Entlang dieser letztgenannten stellt man einen Übergang zum Hangschutt fest, dessen Mächtigkeit meist weniger als 0,50 m beträgt.

Diese basalen Schotter können in mehrere Schichten eingeteilt werden, obwohl sich durch die Anwesenheit einer Torfschicht eine Zweiteilung anbietet. Wo der Torf fehlt, findet man eine Ockerfärbung. Diese Zweiteilung wird weiterhin noch durch die sedimentologischen Unterschiede zwischen dem oberen und unteren Schotter bestätigt.

Unterer Schotter (A1): Mittelgroße Gerölle in grauer oder grüngelber, sandiger Grundmasse. In Bohrung 6 wurde sogar noch eine tiefere Einheit in Form von stark eckigen Kiesen beobachtet.

Oberer Schotter (A2): Im allgemeinen sind diese Ablagerungen mehr variert als die untere. Es handelt sich um eine sehr dichte Schottermasse mit abgerundeten Körnern in einer grausandigen Grundmasse mit kleinen Kalktuffkonkretionen. Torflinsen mit Mollusken können auf-



treten und sogar reine Sandschichten. An einer Stelle konnte eine Kalktuffschicht festgestellt werden (Bohrung 1).

Die Torfschicht kann örtlich fehlen. Wo dann keine texturelle Verschiedenheit in der Schottermasse auftritt, scheint es sich um den oberen Schotterhorizont zu handeln.

- 2.3. Kalktuffe. Auch in der Kalktuffserie kann auf Grund der Texturunterschiede eine Unterteilung durchgeführt werden. Demzufolge wurden oberhalb der Absperrung (B, C und D) drei Einheiten festgestellt. In einer früheren Veröffentlichung wurden zu der Fazies D unterhalb der Absperrung auch die Torfe und Kalktuffe mitgerechnet. Die Pollenanalyse und ¹⁴C-Datierung haben jedoch ergeben, daß es sich hier um eine jüngere Ablagerung handelt.
- 2.3.1. Untere lehmige Kalktuffe und Torfe (B). Überall in den tiefsten Stellen des Tales fangen die Tuffe (B₁) mit einer lehmigen Kalktuff- und/oder Torfschicht an. Dann folgt ein homogener, lehmiger Tuff und schließlich eine Reihe fein gelagerter Tuffe und lehmiger Tuffe. Die beiden letzten werden stromaufwärts torfiger und auch molluskenreicher.

Hierüber liegen harte Tuffe (B₂), die in dickeren Schichten auftreten können. Auch diese sind stromaufwärts von mehreren torfigen Schichten durchzogen. Die ganze Folge endet mit einer homogenen Tuff-Lehmschicht, die als Leithorizont sehr wichtig ist.

- 2.3.2. Reine Kalktuffe. Diese Folge ist gekennzeichnet durch das Vorkommen von dicken, körnigen Kalktuffschichten mit häufigen Pflanzenresten Pflanzenabdrücken (tubules). Stromaufwärts kommen wieder torfige Zwischenschichten vor.
- 2.3.3. Obere lehmige Kalktuffe und Torfe (D). Diese Schichtenfolge entspricht sehr stark der unteren lehmigen Kalktuff- und Torfsequenz, jedoch in umgekehrter Folge. Sie beginnt mit einem lehmigen Tuffhorizont, auf dem die körnigeren, härteren, dicken Tuffmassen liegen. Die Gesamtfolge schließt ab mit lehmigen und torfigen Kalktuffhorizonten, die stromaufwärts ausgesprochen torfig werden.
- 2.3.4. Torfe und Tuffe (E). Stromabwärts, am Fuße dieser Kalktuffabsperrung, fängt der alluviale flache Talboden an. Hier liegen unmittelbar auf dem basalen Schotter zuerst 2—3 m Torfe, dann lehmige Tuffe mit Mollusken. Die Torfe enthalten sehr viel rotes Holz, das nicht in den oberen Torfschichten zu finden war, die eher dem Modertyp entsprechen.

3. ¹⁴C-Datierungen

Dank der vielen Torfschichten war es möglich, das absolute Alter verschiedener stratigraphischer Stufen zu bestimmen. Aufgrund von verschiedenen übereinander vorkommenden Datierungen ist sogar eine Kontrolle der einzelnen Daten gegeben.

3.1. Torf in den basalen Schottern. Zwei räumlich auseinander liegende Datierungen bekommt man durch die Torfschichten zwischen den beiden basalen Schotterkörpern:

Bohrung 3: 10 790 ± 60 y. B. P. (GrN-6012) Bohrung 4: 12 465 ± 100 y. B. P. (GrN-6159)

Unter Berücksichtigung der entsprechenden Standardabweichungen kann man sagen, daß es sich um Torfbildungen aus der Alleröd- bzw. Bölling-Zeit handelt. Das heißt, daß Sedimente aus der Alteren Dryas-Zeit hier fehlen und sehr wahrscheinlich niemals abgelagert wurden. Das Zusammenfallen der beiden interstadialen Bildungen konnte in der letzten Zeit an mehreren Stellen festgestellt werden. Demzufolge mußte der untere Schotter zumindest in die Alteste Dryaszeit, eventuell in die letzte Phase des Pleniglazials eingestuft werden. Vielleicht ist dies ein Grund anzunehmen, daß ihre Bildung wahrscheinlich beim Abtauen des Tjälebodens eingesetzt hat. Dies wird auch in Belgien von anderen Autoren (E. Paulissen 1971, C. Verbruggehen 1971) für möglich gehalten. Sie widerspricht allerdings einer früher geäußerten Auffassung von R. Paepe (1967).

Der Schotterablagerung ging eine Tiefenerosion voraus. Das scheint begründet durch den volständig rechtlinigen Verlauf des Talhanges, der sich bis zum tiefsten Punkt des Talbodens ungestört unter den Schottern fortsetzt, die im Gegensatz zu den Ablagerungen aus der Weichselzeit hier sehr gering sind. Weiterhin ist es kaum denkbar, daß ein V-Tal der Eemzeit eine solche Form

trotz der Periglazialaktivität in der Weichselperiode behalten konnte.

3.2. Obere Schotter und hangender Torf. Der Torf, der unmittelbar über dem oberen Schotter liegt, hat fast in allen Bohrungen das gleiche Alter:

Bohrung 3: 9 900 ± 80 y. B. P. (GrN-6011) Bohrung 4: 10 085 ± 60 y. B. P. (GrN-6013) 9 965 ± 140 y. vor 1950 (Hv-3440)

Diese Resultate stehen in gutem Verhältnis zu den unterliegenden Interstadial-Daten und sie bestimmen lithologisch und chronologisch den Anfang des Holozäns.

3.3. Die mittleren, reinen Kalktuffe (C) werden dem Übergang vom Präboreal zum Boreal zugerechnet:

Bohrung 6: 8 885 ± 190 y. vor 1950 (Hv-3438) Bohrung 6: 8 900 ± 50 y. B. P. (GrN-6161)

Abweichend in der Datierung ist

Bohrung 7: 8 440 ± 90 y. vor 1950 (Hv-3439)

3.4. Die Ablagerungen des Abschnitts D entsprechen ohne Zweifel dem Boreal:

Bohrung 6: 8 405 ± 80 y. vor 1950 (Hv-3437) Bohrung 6: 8 290 ± 50 y. B. P. (GrN-6160) Bohrung 6: 8 185 ± 230 y. vor 1950 (Hv-3436)

3.5. Darauf folgt ein Hiatus, sowohl chronologisch als auch lithostratigraphisch und geomorphologisch. Die nächst jüngere Datierung findet man stromabwärts der Absperrung am Kontakt des Alluviums mit dem basalen Schotter:

Bohrung 10: 3 905 ± 135 y. vor 1950 (Hv-3441)

Hiermit ist bereits der zweite Teil des Subboreals erreicht. Es kann also angenommen werden, daß im Atlantikum und ersten Teil des Subboreals keine weitere Tuffablagerung stattgefunden hat. Wahrscheinlich entspricht diese Periode der Tal- oder richtiger der Absperrungseinschneidung, womit der heutige Talboden stromabwärts der Absperrung erreicht wird.

4. Schlußfolgerungen

Eine wichtige Zertalung des Reliefs und die Entwicklung von Kerbtälern fand demzufolge vor dem Bölling-Interstadial statt, wahrscheinlich am Anfang des Spätglazials. Die Formung begann mit dem Abtauen des Tjälebodens.

Während der Altesten Dryaszeit und Jüngeren Dryaszeit werden Schotter abgelagert, die durch die Torfbildung aus der Bölling- und Alleröd-Phase getrennt sind. Zwischen beiden interstadialen Phasen hat keine Sedimentation stattgefunden.

Die Kalktuffbildungen haben holozänes Alter; die Entstehung begann um 10 000 y. B. P. Eine erste Kalktuff- und Torfakkumulation findet statt im Präboreal, wobei in der Übergangszeit zum Boreal sich reine, harte Kalktuffe bilden. Das Boreal ist dann wieder durch den Wechsel von Kalktuffen und Torfbildungen gekennzeichnet. Eine akkumulationsfreie Periode bezüglich der Tuffe besteht während des Atlantikums und Subboreals. Dies widerspricht der Darstellung von M. COUTEAUX (1968, S. 183 u. 201), die für Orval eine immer steigende Kalktuffbildung mit seinem Optimum während des Atlantikums als erwiesen ansieht. Eine neue, jedoch begrenzte Zertalung findet im Atlantikum und ersten Teil des Subboreals statt. Im zweiten Teil des Subboreals setzt die Akkumulation wieder ein, jedoch ohne nennenswerte Kalktuffbildungen.

Schrifttum

COUTAUX, M.: Formation et chronologie palynologique des tufs calcaires du Luxembourg Belgo-Grand Ducal. — Bull. de l'A.F.E.Q., 3, 179—206, 1968.

PAEPE, R.: Séquences litho-stratigraphiques du Pléistocène supérieur — Datations au C. 14. — Soc. belge des Géologie, de Paleont. et d'Hydrol., T. LXXVI, 3, 171—182, 1967.

PAEPE, R., SOUCHEZ, R., PEETERS, G. et KUGLER, M.: Le barrage de travertin de la Vallée du Williers. (Professional Paper). — Geological Survey of Belgium, nº 1, 1970.

PAULISSEN, E. et MUNAUT, A.: Un horizon blanchâtre d'âge Bölling à Opgrimbie. — Acta Geographica Lovaniensia, 7, 65—91, 1969.

Verbrugghen, C.: Excursiegids van de Nederlands-Belgische Palynologenconferentie. — Gent, S. 16, 1971.

Manuskr. eingeg. 14. 8. 1971.

Anschriften der Verf.: Prof. Dr. R. Paepe, Geologischer Dienst von Belgien, Brüssel 4, Jennerstraat 13, Vrije Universiteit Brussel, and Prof. Dr. R. Souchez, Université libre de Bruxelles.

Neue, niedrig gelegene Zeugen einer würmeiszeitlichen Vergletscherung im Nordteil der Iberischen Halbinsel

(Prov. Vizcaya und Orense in Nordspanien; Minho-Distrikt in Nordportugal)

Von Paul Schmidt-Thomé, München Mit 2 Abbildungen

Vorbemerkung

Im August und September 1972 nahm ich glazialmorphologische Untersuchungen in verschiedenen jungeiszeitlichen Vereisungsgebieten Nordspaniens und Portugals vor, die ich vor 35 Jahren begonnen hatte und erst jetzt weiterführen konnte. Die vorgefundenen Glazialspuren sind bisher noch unbekannt und wegen ihrer niedrigen Höhenlage von allgemeinem Interesse. Ihre detaillierte Darstellung ist in Arbeit und trägt den Titel: Neue Studien zur eiszeitlichen Vergletscherung in Spanien und Portugal II, mit 15 Strichzeichnungen und Fotos; sie setzt die von Kopp (1963) begonnenen Untersuchungen fort. Hier wird darüber ein kurzer Vorbericht gegeben, denn es ist damit zu rechnen, daß diese besonders interessanten Zeugnisse einer würmeiszeitlichen Vergletscherung über kurz oder lang auch von anderer Seite aufgefunden werden. In den Jahren 1938—1946 führten mich lagerstättenkundliche Geländeuntersuchungen in die baskischen Provinzen und in den galicisch-nordportugiesischen Raum. Dort fand ich in verschiedenen Bergstöcken und Gebirgsgruppen Spuren einer ehemaligen Vereisung, die wegen ihres guten Erhaltungszustandes der Würmeiszeit zugerechnet werden dürfen. Dazu gehören im baskischen Raum die auf meine Anregung von Kopp (1963) beschriebene Sierra de Aralar (1427 m), die Aitlluitz-Amboto-Gruppe (1335 m) und die Gruppe der Peña de Gorbea (1475 m),alle drei im Bereich der Wasserscheide zwischen dem Ebro-Einzugsgebiet im Süden und dem Vizcaya-Küstengebiet im Norden. Im galicisch-portugiesischen Grenzgebiet sind es die Sierra de Jurés (1556 m) und die Serra de Larouco (1535 m) sowie die schwierig zugängliche Serra da Peneda (1373 bzw. 1415 m) im Norden des Minho-Tals. Ich beschränke mich hier auf eine kurze Darstellung der Peña de Gorbea und der Sierra de Jurés.

Peña de Gorbea (Vizcaya)

Die Peña de Gorbea liegt 30 km südöstlich von Bilbao, annähernd auf 43° n. Breite. Der knapp 8 mal 5 km große Gebirgsstock (Abb. 1) besteht aus Gesteinen der Unterkreide: Riffschutt-Kalken (Urgonfazies) und, faziell damit verzahnt, marinen Sandsteinen. Die Gebirgsstrukturen fügen sich in den Nordwest-Südost-Verlauf einer eindrucksvollen Schichtstufen-Landschaft ein, deren Gesteine der baskischen Kreidegeosynklinale entstammen (vgl. Kopp 1964 und IGME 1971). Eine gegen Südwest geneigte, 100—150 m dicke Kalkplatte im Nordwestteil, die Peñas de Itxina mit dem Felsgipfel der Lekanda (1314 m), kommt in der Topographie auf Abb. 1 gut zum Ausdruck1).

Auf diesem schwach geneigten Kalkplateau finden sich viele, bis mehr als 100 m tiefe und mehrere 100 m breite Dolinenkessel, die ich als Nivationswannen wenig oberhalb der damaligen Schneegrenze ansehe. Diese Lösungsformen haben sich unter perennierenden Schneefeldern oder unter einer geschlossenen Firnkappe herausgebildet, ohne daß es zur Entstehung einer größeren Moränendecke gekommen ist. In günstigen Schattenlagen, besonders am Rande gegen die tiefer gelegene Schichtstufe der Arraba-Almen, sind "Dolinenkare" mit ganz kleinen Endmoränen entstanden (Schneegrenz-Kare). Ob die einzelnen steilen Felsrinnen mit ihren glatten, trogartigen Formen am westlichen und nördlichen Außenrand des Kalkplateaus auf eine Glazialerosion durch kleine Hängegletscher zurückgehen, ist unsicher.

Auf der nach Nordosten exponierten Schattenseite, wo die Kalktafel 100—200 m hohe Felswände aufweist, konnte sich ein größerer Hanggletscher entwickeln, dessen Zunge knapp einen Kilometer hangabwärts reichte und in 880 m Höhe endete, wie die Verbreitung einer geschlossenen Moränendecke zeigt. Eine Reihe von übereinander angeordneten, gut erhaltenen Endmoränen-Wäl-

¹⁾ Die unveröffentlichten topographischen Unterlagen 1:5000 für meine Geländearbeiten wurden mir freundlicherweise vom Ayuntamiento de Bilbao zur Verfügung gestellt.

len liegt zwischen 940 und 1100 m Höhe. Alle zeigen frische Oberflächenformen und sind z. T. 5 oder mehr Meter hoch, während die Moränendecke im allgemeinen nur geringmächtig zu sein scheint. Vereinzelte erratische Blöcke, die vom Kalkplateau stammen, finden sich davor noch bis gegen 800 m herunter.

Die nach der Höferschen Methode ermittelte Schneegrenze hat im Vergleich zur Verbreitung der Glazialformen einen plausiblen Verlauf: auf den Schattenhängen in 1000—1100 m und auf den Sonnenhängen in 1150—1200 m Höhe.

Der südliche, höchste Teil des Gebirgsstockes, die aus Sandstein bestehende Peña de Gorbea mit ihren weichen Mittelgebirgsformen, zeigt auf den Ost- und Nord-exponierten Flanken eine Reihe von karartigen Nischen und Talschlüssen. Ein gegen Osten entwässerndes Tal mit schönen Karwänden am Talschluß, zwischen dem Gorbea-Gipfel (1475 m) und dem Kalkfelsen des Aldamin (1380 m), weist mindestens vier, im Abstand von einigen 100 Metern übereinander angeordnete Rückzugs-Endmoränenwälle auf, von denen der am tiefsten gelegene (bei 1000 m) unsicher ist. Die höheren sind typisch und unterstreichen den karartigen Charakter des Talschlusses. Der ehemalige Talgletscher war ca. 1 km lang, Die Landschaftsformen erinnern an das glazial umgestaltete Feldberg-Gebiet im Südschwarzwald.

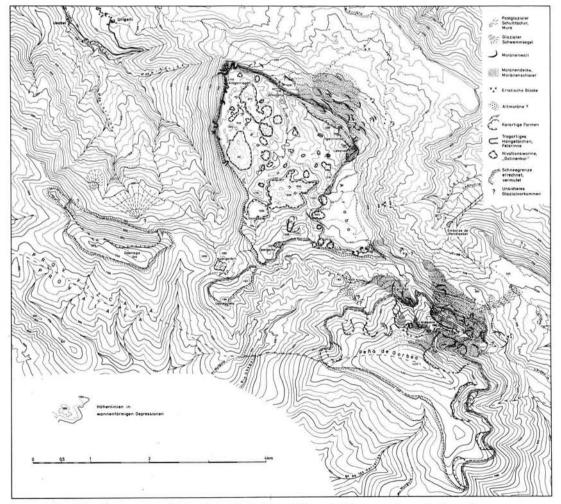


Abb. 1. Vereisungsspuren in der Peña de Gorbea (Vizcaya). Topographie nach einer photogrammetrischen Manuskriptkarte 1:5000 der Provinz Vizcaya. Zeichnung Frau Irmg. Rappel.

Der Kalkgipfel des Aldamin hat, ähnlich wie die Lekanda im Nordteil, auf seiner Nordost-Flanke steile Felswände, in deren Schattenlage sich ein 1,5 km langer Gletscher bilden konnte. Die mindestens 10 m mächtig werdende blockreiche Moräne reicht bis 900 m herunter. Sie wird von mehreren konzentrisch hintereinander angeordneten Endmoränen-Wällen durchzogen, die z. T. eine beachtliche Höhe von mehr als 10 Metern haben. Unterhalb der geschlossenen Moränendecke finden sich noch einzelne erratische Kalkblöcke. Außerdem hat die junge Hangerosion eine schwach verfestigte, geschiebereiche, bindige Moräne angerissen (südlich von P. 1017), die einen langgestreckten Hügelrücken bildet; er fügt sich dem Verlauf der andern Moränenwälle nicht ein und ist, wie die genannten Erratika, vielleicht als vor-würmeiszeitlich anzusehen.

Ein weiterer Talgletscher, der aus einer Karnische, vom Nordhang der Gorbea her, über die Egiriñao-Alm nach Norden abgeflossen ist, war ebenfalls über 1 km lang. Sein Endmoränen-Wall in 1100 m Höhe hat eine flache, ganz aus "erratischen" Gorbeasandstein-Geschieben bestehende Außenseite, die in einen Sander-artigen Schwemmkegel übergeht; er endet bei 1000 m Höhe in einem verkarsteten, weiträumigen Talgrund östlich P. 1065. 2)

Die Firnkappe der Peña de Gorbea reichte auf der Sonnen-exponierten Südwest-Seite der Bergkuppe vermutlich nicht wesentlich unter 1300 m herunter, ohne daß sich Anzeichen von tiefer reichenden Gletscherzungen erkennen lassen. Für die Schattenlagen dagegen ergibt sich eine Schneegrenzen-Höhe zwischen 1080 und 1140 m. Der Rücken der Gorbea ragte nicht weit über die Schneegrenze hinaus und war, nach der meist verhältnismäßig dünnen Moränendecke zu schließen, während einer relativ kurzen Zeitspanne vergletschert. Die einzelnen, nur einige 100 m auseinandergelegenen Gletscher-Rückzugshalte gehören wohl einer gemeinsamen Haupt-Vereisungszeit des Würmglazials an.

Sierra de Jurés (Galicien und Nordportugal)

Die Vereisungsspuren in den schlecht zugänglichen Grenzgebirgen zwischen der Provinz Orense und den unwegsamen Berglandschaften im südlich anschließenden Minho-Distrikt und dem Tras Os Montes-Distrikt Nordportugals sind gut erhalten und sehr eindrucksvoll. Es ist erstaunlich, daß sie trotz einer regen Prospektionstätigkeit auf Zinn-, Wolfram-, Molybdän- und andere Erze im ganzen Gebiet bis heute unentdeckt geblieben sind. Die Sierra de Jurés (auf portugiesischer Seite = Serra do Gerês) liegt 50—60 km südlich von Orense auf 42° n. Breite und wird durch eine 20 km lange, schnurgerade, zu einer tiefen Strukturtal-Furche gewordenen Bruchstruktur von dem, im Westen gelegenen, ebenfalls vergletschert gewesenen Bergstock der Serra Amarela (1345 m) getrennt. Andere Bruchstrukturen der gleichen NNE-Richtung, zusammen mit einer entgegengesetzt (NNW—SSE-) verlaufenden Störungsschar haben den Untergrund in zahlreiche Bruchschollen zerlegt und das Entwässerungsnetz des ganzen weiteren Gebietes vorgezeichnet (vgl. Abb. 2). Es ist das Grundgebirge des alten iberischen Festlandkerns, der im Arbeitsgebiet so gut wie ganz aus paläozoischen Graniten besteht (vgl. Parga-Pondal 1967). Ihre ausgereiften Hochflächen- und Rumpfgebirgs-Formen (1300—1500 m hoch gelegen) vom Charakter der norwegischen Fjells sind südlich und westlich der Haupt-Wasserscheide tief zertalt, mit Höhenunterschieden bis zu 1000 m. Die Landschaft macht dort den Eindruck eines Hochgebirges und ist portugiesischer Naturpark.

Diese ausgedehnten und hochgelegenen, fjellartigen Rumpfflächen haben während der letzten Eiszeit zu einer regelrechten Plateauvergletscherung geführt. Von einem rd. 60 km² großen Firnplateau, in dessen 1400—1500 m hoch gelegenen Einzugsbereich eine Anzahl von Rundhöckern die Haupt-Fließrichtungen des Eises, von der ehemaligen Eisscheide weg, erkennen lassen, sind mehrere Gletscherzungen nach Norden und Süden abgeflossen. Sie haben die von Brüchen vorgezeichneten Strukturtäler zu Trogtälern umgeformt und eine Länge von 5—6 km erreicht. Ihre Zungen sind mir auf der Südseite des Gebirges noch nicht bekannt, auf der Nordseite liegen sie zwischen 500 und 900 m hoch, und zwar im Westteil des Gebietes niedriger als im Osten.

Der längste Gletscher, zwischen dem spanischen und dem portugiesischen Teil des Gebirges, ist jedoch nach Westen abgeflossen. Er hat ein großartiges Trogtal geschaffen, dem heute der Rio Homem von seinem Quellgebiet an folgt. Dem Haupttal sind mehrere steile und fast unzugängliche Seiten-Trogtäler zugeordnet. Der obere Teil des Homem-Gletschers, bis zu den in rd. 700 m Höhe gelegenen Endmoränen-Wällen (südöstlich der Portela do Homem), war 7 km lang. In diesem Cañon-artigen Trogtal war das Gletschereis mindestens 500 m dick. Auch in dem, durch eine kurze schluchtartige Talstrecke vom oberen Teil getrennten, breiten unteren Trogtal konnte ich an verschiedenen Stellen eine blockreiche Grundmoräne feststellen, soweit der Talboden von dem kürzlich entstandenen Stausee noch unverdeckt geblieben ist. Ob dieser untere Teil des Homem-Trogtals ebenfalls auf die würmeiszeitliche Vergletscherung zurückgeht oder womöglich rißeiszeitlich ist, bleibt vorerst noch offen. Bis zur Sperrmauer bei 600 m Höhe hatte der Gletscher eine Gesamtlänge von 14 km, entsprechend einer Schneegrenzen-Höhe von 950—1000 m. Gleich unterhalb

²⁾ Dieser ist auf Abb. 1 irrtümlich mit 1165 angegeben.

der Staumauer ist der breite Talboden zu Ende und geht in eine mehrere 100 m tiefe, unzugängliche Felsschlucht über.

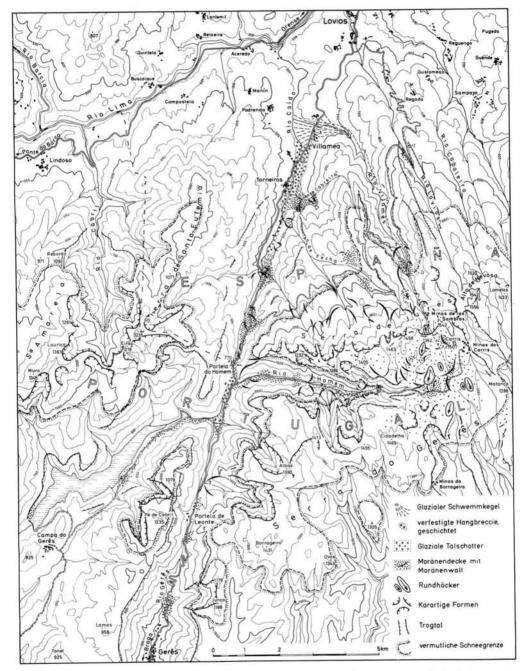


Abb. 2. Vereisungsspuren im galicisch-nordportugiesischen Grenzgebirge der Sierra de Jurés (Orense/Minho). Topographie nach den amtlichen topographischen Kartenwerken 1:50 000 von Spanien und Portugal. Zeichnung Frau Irmg. Rappel.

Das Strukturtal, das von der ehemaligen Eisscheide der Portela do Homem (770 m) gegen Nord-Nordost, auf Lovios zu, verläuft, weist mehrere, durch Endmoränen-Wälle markierte, Gletscherhalte auf. Die am tiefsten gelegenen Moränen bei 450 m, südöstlich von Torneiros, sind einer Gletscherzunge zuzuordnen, die zu einem etwa 5 km langen Gletscher gehörte. Er kam von Südosten, aus mehreren Karen auf der Nordflanke des 1400—1500 m hohen Felskamms der Sierra de Jurés. Der große Homem-Gletscher schickte ebenfalls einen Zweiggletscher über die Eisscheide des Homem-Passes nach Nordosten. Sein Gletschereis war dort noch 200 m dick. Durch den Bau der Paßstraße sind sehr gute Moränenaufschlüsse geschaffen worden. Die Granitgeschiebe sind in einen grusigen Geschiebemergel eingebettet und heute ebenfalls stark vergrust, aber noch deutlich sichtbar und scharf abgegrenzt. Gekritzte Geschiebe sind infolge ihrer starken Oberflächenverwitterung selten. Die Endmoränen dieses, durch Transfluenz ernährten, mehr als 4 km langen Seitengletschers liegen bei der Straßenbrücke in 500 m Höhe. Darunter setzt ein kleiner Schwemmkegel ein, der als Sander in eine Schotterflur übergeht, welche den Talboden zwischen Torneiros und Villamea bildet. — Von der Straßenbrücke bis zu seinem Firn-Herkunftsgebiet unter dem Gipfel des Carris (1507 m) lassen sich 6—8, z. T. nicht scharf voneinander getrennte Rückzugs-Endmoränen feststellen, deren Erhaltungszustand generell gleich gut ist.

Die würmeiszeitliche Haupt-Schneegrenze lag auf der Nord-exponierten Gebirgsseite ungewöhnlich tief, bei 900—1000 m. Das ist 200—300 m tiefer als in den nördlichen Kalkalpen! Gegen Nordosten stieg sie auf 1200 m an. Auf der portugiesischen Südflanke des Gebirgsmassivs, in der Serra do Gerês, verlief sie nach meinen bisherigen Beobachtungen in 1150—1250 m Höhe und stieg auch dort gegen Osten weiter an. Eine ähnlich niedrige Schneegrenze unter 1000 m Höhe hat Schmitz (1969) aus dem isolierten und kleinen Gebirgsstock der Sierra del Faro de Avión (1151 m; 15 km nördlich von Orense gelegen) beschrieben.

Trotz der verhältnismäßig großen Eisverbreitung und Gletschermächtigkeit war die Zeitspanne der Vergletscherung offenbar relativ kurz, denn die Moränenablagerungen sind auch in diesem Gebiet vergleichsweise geringmächtig. Die verschiedenen Gletscherrückzugs-Halte gehören m. E. ebenfalls einem einheitlichen Hauptstadium der Würmeiszeit an, soweit es sich nicht um die äußersten, eventuell vor-würmeiszeitlichen Vereisungs-Spuren handelt.

Interessant sind die Altersbeziehungen zwischen dem Rückzug und Verschwinden des Gletschereises einerseits und der seitdem vor sich gegangenen und weitergehenden physikalischen und chemischen Verwitterung des eisfrei gewordenen Granites andererseits, insbesondere auf dem Hauptkamm der Sierra des Jurés und der Fjell-Rumpffläche im Süden davon. Dazu gehört z. B. die Art und das Ausmaß der plattigen Absonderung und die Bildung mehrerer Generationen von Wannenkaren. Darüber soll später berichtet werden. — Die Altersstellung einiger schräg geschichteter, verfestigter Hangbreccien-Vorkommen ist noch nicht geklärt.

Schlußbemerkung

Die Vereisungsspuren und die daraus ableitbare Höhenlage der würmeiszeitlichen Schneegrenze zwischen kaum 1000 und 1250 m in den baskischen Gebirgen, erst recht aber die Schneegrenze der erheblich weiter im Süden gelegenen Zeugen einer ansehnlichen Vergletscherung in den Bergländern längs der galicisch-nordportugiesischen Grenze hat im Vergleich zu Mittel- und Nordeuropa eine extrem niedrige Höhenlage zwischen 900 und 1250 m. Das ist mit überzeugenden Argumenten auf die ganz besonderen klimatischen Verhältnisse der nördlichen Iberischen Halbinsel zurückgeführt worden (vgl. Kopp 1963 und Schmitz 1969). Seit wenigen Jahren mehren sich jedoch neue Hinweise auf ganz junge bis rezente, bedeutende tektonische Vorgänge in Westeuropa, insbesondere, was die Gestaltung der Küstenkonturen im Raum des Golfes von Vizcaya und auch des im Westen daran angrenzenden atlantischen Ozeans betrifft. Verwerfungen und flexurartige Verbiegungen oder andere tektonische Verstellungen könnten an der ungewöhnlich niedrigen Lage der Schneegrenze im nördlichen Küstenbereich der Iberischen Halbinsel beteiligt sein. Darum erscheint es mir nicht abwegig, solche tektonische Dislokationen, z. B. küstenparallele, abwärtige Verbiegungen im Bereich der küstennahen Vereisungsgebiete um Beträge von 100 oder mehr Metern, für eine Deutung der dortigen niedrigen Schneegrenzen-Höhen mit zu erwägen. Sind doch solche junge, wenn auch umgekehrt aufwärtige, postglaziale bis rezente Verbiegungen in Skandinavien schon lange bekannt. Diese vorerst noch hypothetische Annahme bedarf einer sorgfältigen Überprüfung anhand der bisherigen Kenntnisse über das Jungquartär in diesem nördlichen und westlichen Küstenbereich der Iberischen Halbinsel (vgl. WOLDSTEDT 1958).

Zitierte Literatur

IGME (Instituto geológico y minero de España): Mapa geológico de España 1:200 000, hoja Nº 12, Bilbao (mit Erläuterungen). Madrid 1971.

KOPP, K.O.: Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste (Studien zur eiszeitlichen Vergletscherung in Spanien I). - Eiszeitalter u. Gegenwart, 14, 188-207, Öhringen/Württ. 1963.

-: Über Facies und Tektonik der Kreide im Westen der Pyrenäen. - Geol. Rdsch., 53, 821-847,

Stuttgart 1964.

PARGA-PONDAL, I.: Carte géologique du Nord-Ouest de la péninsule iberique, 1 : 500 000. Lisboa 1967.

SCHMITZ, H.: Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galicien/León). — Kölner Geographische Arbeiten, H. 23. 157 Seiten, Wiesbaden 1969.

WOLDSTEDT, P.: Die Mittelmeerländer II: Die Iberische Halbinsel. In: Das Eiszeitalter, 2, 320-339, Stuttgart 1958.

Manuskript eingeg. 10. 8. 1973.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. P. Schmidt-Thomé, München, Institut für Geologie der Technischen Universität, Arcisstraße 21.

C. Berichte - Tagungen

Seite 390-400

Die 16. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 23. 9. - 30. 9. 1972 in Stuttgart-Hohenheim

Die 16. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung, an der 158 Gelehrte aus 12 Nationen teilnahmen, stand unter dem Rahmenthema der Quartärstratigraphie Süddeutschlands und der angrenzenden Landschaften. Es galt, in Vorträgen und während mehrerer Exkursionen gegenwärtig besonders interessante Dinge der Quartärgeologie, der Biostratigraphie und der Paläoklimatologie zu erörtern. Diesem Ziel dienten neben der zweitägigen Vortragsveranstaltung zwei Eintagesexkursionen vor dem Kongreß, die die Geschichte des Nordrandes der Schwäbischen Alb und die Talgeschichte des Neckars im Stuttgarter Raum behandelten. Die Eindrücke wurden darüber hinaus während zweier Exkursionen nach dem Kongreß, von drei bzw. fünf Tagen Dauer, im bayerisch-schwäbischen Alpenvorland vertieft. Die Leitung der Exkursionen hatten dankenswerterweise die Herren Adam, Reiff, Zeese, Becker, Löscher, Graul, Bleich, Brande, Müller-Beck, Jerz, Stephan, Grüger, Pröbstl, Troll, Peschke, Bogner, Höfle, German, Sinn, Brunnacker und Frenzel übernommen. Über die Ergebnisse der Exkursionen wird weiter unten berichtet.

Am 24. 9. begrüßte der Erste Vorsitzende der Deutschen Quartärvereinigung, Herr Frenzel, die Gäste in den Räumen der Universität Hohenheim. Der Herr Präsident der Universität, Herr Professor Dr. George Tunner, der die Räume der Deutschen Quartärvereinigung kostenlos zur Verfügung gestellt hatte, schloß sich mit herzlichen Worten an. Ihm, wie auch der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Kultusministerium des Landes Baden-Württemberg, gebührt unser aller Dank für die vielfältige, tatkräftige Hilfe.

Die Deutsche Quartärvereinigung zeichnete während ihrer 16. Tagung die Herren Prof. Dr. André DE CAILLEUX und Dr. Waldo ZAGWIJN mit der Penck-Medaille, die Herren Professoren Dr. Herbert Louis und Dr. Florian Heller mit der Ehrenmitgliedschaft aus. Leider konnte nur Herr Louis die Ehrenurkunde persönlich in Empfang nehmen; die übrigen Herren mußten teils wegen des weiten Weges, teils aus Gesundheitsgründen fernbleiben. Den Herren Callleux und Zagwijn sind inzwischen die Ehrenurkunden durch die Herren Botschafter der Bundesrepublik Deutschland in Canada und in den Niederlanden im Rahmen würdiger Feiern übergeben worden. Herrn HELLER überreichte Herr Habbe im Rahmen eines Festcolloquiums die Urkunde in Erlangen.

Die Laudationes lauten:

Die Deutsche Quartärvereinigung verleiht im Andenken an Albrecht Penck

Herrn André DE CAILLEUX

in Würdigung seiner hervorragenden Verdienste auf dem Gebiete der Periglazialforschung und der Quartärsedimentologie die

ALBRECHT-PENCK-Medaille.

Überreicht am 24. September 1972 auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung zu Stuttgart-Hohenheim.

Der Vorstand.

Die Deutsche Quartärvereinigung verleiht im Andenken an Albrecht Penck

Herrn Waldo H. ZAGWIIN

in Würdigung seiner hervorragenden Verdienste um die vegetationsgeschichtliche Erforschung des Eiszeitalters, um die Quartärstratigraphie und um die Paläoklimatologie des Quartärs die

ALBRECHT-PENCK-Medaille.

Überreicht am 24. September 1972 auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung zu Stuttgart-Hohenheim.

Der Vorstand.

Für hervorragende Verdienste um die geomorphologische Erforschung des Quartärs und um unsere wissenschaftliche Gesellschaft verleiht die Deutsche Quartärvereinigung Herrn Herbert Louis die Ehrenmitgliedschaft am 24. September 1972 auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung zu Stuttgart-Hohenheim. Der Vorstand.

Für hervorragende Verdienste um die Erforschung der Tierwelt des Eiszeitalters und um unsere wissenschaftliche Gesellschaft verleiht die Deutsche Quartärvereinigung Herrn Florian Heller die Ehrenmitgliedschaft am 24. September 1972 auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung zu Stuttgart-Hohenheim. Der Vorstand.

Am Abend des 24. 9. hielt Herr TAUTE einen eindrucksvollen Festvortrag über "Neue Steinzeitforschungen in Höhlen der Schwäbischen Alb". Die hierbei behandelten Probleme wurden z. T. während der anschließenden Exkursion im Gelände weiter diskutiert.

Am Abend des 25. 9. fand unter dem Vorsitz von Herrn Frenzel eine Generalversammlung statt, während der Vorstand und Beirat neu gewählt wurden:

1. Vorsitzender: Prof. Dr. A. SEMMEL, Frankfurt/M.

2. Vorsitzender: Präsident Dr. J. NIEDERMEEYR, Hamburg

Schatzmeister: Dr. H. Schneekloth, Hannover
1. Schriftführer: Dr. W. Pfeffeb, Frankfurt

2. Schriftführer: Dr. F. GRUBE, Hamburg

Schriftleiter: Prof. Dr. E. Schönhals, Gießen und Prof. Dr. R. Huckride, Marburg

Archivar: Dr. L. Benda, Hannover

Beirat: Reg.-Dir. Dr. G. v. D. Brelle, Krefeld

Prof. Dr. B. Frenzel, Hohenheim Prof. Dr. H. Graul, Heidelberg Prof. Dr. R. Hantke, Zürich

Dr. V. Ložek, Prag

Prof. Dr. W. Mensching, Hannover

Prof. Dr. R. SCHÜTRUPF, Köln

Dr. K. Picard, Kiel

Doz. Dr. W. TAUTE, Tübingen

B. Frenzel.

Fachvorträge

Fink, J. (Wien): Vorbericht über die Arbeiten in Krems; neuere Ergebnisse zur kontinentalen Quartärstratigraphie.

Der Hochstand des pannonen Sees im Wiener Becken (360 m) hat ein wichtiges morphologisches Bezugsniveau hinterlassen, durch das die nächst jüngeren (tieferen), das sind die oberpliozänen Fluren, gefaßt werden können. Für das Pleistozän liegt eine reichgegliederte Terrassentreppe vor. Die Deckschichten bestehen meist aus Löß, seltener aus fluviatilen Feinsedimenten. Insbesondere in den hohen Lößwänden der Schießstätte, der Typuslokalität des "Kremser Bodens" (der in Wirklichkeit ein Komplex von Paläoböden ist), wurden paläomagnetische Untersuchungen angesetzt, um das absolute Alter der Sedimente zu bestimmen. Mehrere Probenserien wurden von A. Kočí vom Geophysikalischen Institut der Akademie der Wissenschaften in Prag, eine kleinere Serie vom M. A. Pevzner vom Geologischen Institut der Akademie der Wissenschaften in Moskau bestimmt.

Es ergab sich für die Löß-Boden-Serie ein relativ hohes Alter, da die Grenze Brunhes/Matuyama relativ hoch im Profil liegt. Gegenüber der internationalen Standardkurve ergeben sich gewisse Abweichungen, so im Zeitraum des Jaramillo-Events, andererseits eine verblüffende Übereinstimmung dieser Löß-Boden-Serie mit den untersten Teilen jener vom Roten Berg im Süden von Brünn (Cerveny kopez/Brno). Diese signifikante Übereinstimmung zeigt die Möglichkeit einer Anwendung im stratigraphischen Bereich. Das hohe Alter der Löß-Boden-Serie in Krems überrascht nicht, da auch der malakologische Befund laut V. Ložek dafür spricht.

Auch die Typuslokalitäten Göttweig (Hohlweg westlich Furth) und Paudorf werden zur Zeit neu bearbeitet (J. Fink, B. Frenzel, J. Kukla, V. Ložek, L. Piffl, L. Smolikova u. a. m.). Dabei stellte sich heraus, daß unterhalb des Paudorfer Bodens eine echt interglaziale Fauna liegt (J. Kovanda, V. Ložek); ferner konnte nachgewiesen werden, daß die Göttweiger Verlehmungszone

nicht über eine, sondern über drei Terrassen hinweggreift, ihre stratigraphische Stellung daher äußerst unsicher ist. Es wird vorgeschlagen, die Begriffe Krems, Göttweig und Paudorf nicht mehr im stratigraphischem Sinn zu verwenden.

- Pécsi, M. (Budapest): Gliederung des Pleistozäns und die Löß-Stratigraphie in Ungarn. (Siehe diesen Band S. 216.)
- Ronai, A. (Budapest): Zyklen der Erdkrustenbewegung, des Klimas und der Sedimentation in dem ungarischen Beckens während des Pleistozäns.

Die Kornzusammensetzung der klastischen Sedimente des Endpliozäns und Quartärs zeigt in dem ungarischen Becken charakteristische Unterschiede. Die pliozänen See-Sedimente sind reine Sande und Tone, die mit scharfen Grenzen wechseln. Die endpliozänen terrestrischen bunten Tone sind sehr unsortierte aber gleichartige Bildungen. Die quartären fluviatilen Sedimente zeigen eine zyklisch wiederholende Verfeinerung und Vergröberung der Körne.

Die quartären Sedimentzyklen sind der rhythmischen Senkung des Beckenuntergrundes zuzuschreiben. Die Zahl der größeren Senkungsetappen in den Teilbecken, wo die Sedimentserie im Quartär vollständig war, ist 4—5; die der kleineren Etappen ist 9—10. Sie stimmen überein mit den in Berglandschaften kartierten Fluß-Terrassen.

Die Pollenstatistik aus den Kernen der besten und vollständigsten Bohrungen zeigt 25 Vegetationsperioden im Quartär. Davon waren im Pleistozän

- 5 warm temporiert
- 10 kühl temperiert
- 9 kalt.

Niederschlagsreich waren 10, trocken 14 Perioden. Klimatisch läßt sich das Quartär in drei Hauptteile — je etwa eine halbe Million Jahre dauernd — gliedern. Der erste enthält 7 Perioden, wovon nur eine kalt war. Der zweite Teil besteht aus neun Perioden; davon waren zwei kalt. Der dritte Teil hat mit dem Holozän neun Perioden; davon waren sechs kalt.

Zwischen Senkungszyklen und Klimaperioden fand man keinen Zusammenhang, obzwar die Grenzen einiger Teile manchmal voneinander nicht weit liegen.

 Marković-Marjanović, J. (Belgrad): Relation entre la flore fossile et les types du sol du Pléistocène supérieur sur les profils de loess du Bassin Pannonien en Yougoslavie.

Le plateau de loess de Novi Beograd (Δ 105) s'étend le long du Danube d'environ 100 km par Zemun et Slankamen jusqu'à Vukovar et renferme, en faîte, 3 tchernozems würmiens reposant sur un IVe sol de forêt riss-würmien.

Tchernozems fossiles: Ier (0,30—0,60 m), carbonates: steppe (Gramineae) avec Arthemisia; Picea excelsa, Pinus montana aux vallées (Frenzel 1966, Budnar 1959). IIe brun-noir dégradé (1,90 m) avec Betula (86 %), Pinus (7 %), puis Betula (62 %) - Pinus (35 %), herbes (14 %) phase récente (Gričuk 1969). IIIe (1,6 m) rougeâtre, contient: 1,6—1,2 m Betula - Pinus, Gramineae; 1,2—0,3 m Pinus - Betula, Gramineae dominantes (Gričuk 1969). IVe sol de forêt interglaciare (hor. B): P. silvestris, Picea omoricoides, Gramineae, Polypodiaceae, Musci-phase ancienne (Frenzel 1969).

- KOENIGSWALD, W. VON (Tübingen): Warmzeitliche Kleinsäugerfaunen aus dem Mittelund Jungpleistozän. (Siehe diesen Band S. 159.)
- Jung, W. (München): Möglichkeiten und Grenzen der Makrorest-Analyse (aufgezeigt am Beispiel einiger südbayerischer Interglaziale).

Auf Grund umfangreicher, sich über einen Zeitraum von zehn Jahren erstreckender Untersuchungen einiger südbayerischer Interglaziale (Samerberg b. Rosenheim, Bohrung Eurach 1 b. Seeshaupt und Zeifen b. Laufen/Salzach) läßt sich feststellen, daß, je nach Sediment-Menge und -Beschaffenheit, die Bestimmung pflanzlicher Großreste zu Aussagen unterschiedlichen Gewichtes führen wird. Am besten eignen sich See-Sedimente, wenn sie in beliebiger Menge und horizontiert entnommen werden können. In solchen Fällen kann die Großrest-Analyse der Pollenanalyse durchaus gleichwertig sein und in bestimmten Punkten (Ökologie, Soziologie und Artbestimmung) über die Aussagekraft jener hinausgehen.

PAUL, W. (Vöhrenbach): Weitere Beiträge zum Wutach-Donau-Plio- und Pleistozän.
 Auf die Kurzfassung des Vortrages zum gleichen Thema auf der 14. Tagung in Biberach (Riß)
 Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 305 und auf den Aufsatz in Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 232—

242 wird Bezug genommen.

Der dort berichtete, zwei Schotterkomplexe trennende Auelehm ist inzwischen auch 8 km weiter flußauf angetroffen worden, ohn e einen Hangendschotter, als Dach eines nahezu 30 m mächtigen mindestens zwei Abfolgen Grundmoräne bzw. Solifluktionsschutt / (relativ) frische Schotter / verwitterte Schotter umfassenden Liegendschotter-Komplexes. Der damals für diesen Aufschluß (Kappel-Heft) gegebene Kommentar bedarf insoweit einer Korrektur. Zur Zeit der Bildung des talab (Reiselfingen-Bachheim) gebildeten Hangendschotters wurde talauf erodiert.

Neuerdings erschlossene Dolinenfüllungen der berichteten Art um Reiselfingen und Bachheim bargen Pflanzenreste; sie befinden sich im Besitz von Prof. B. Frenzel (Universität Hohenheim). Temporäre Aufschlüsse in vermutlich jüngstpliozän-ältestpleistozänen Schottern im Gewann "Wacht" bei Göschweiler zeigten in vergrustem Zustand kryoturbat in grotesker Weise ausgewalzte Magmatit- und Metamorphit-Gerölle des Schwarzwaldes im Gemenge mit vorwiegend senkrecht geregelten soliden Geröllen aus typischem Mittleren Buntsandstein, der im Kandel-Massiv beheimatet sein dürfte.

 Scheuenpflug, L. (Neusäß): Zur Problematik der groben Jurablöcke auf der Iller-Lech-Platte.

(Siehe diesen Band S. 154.)

9. Löscher, M. (Heidelberg): Zur Quartärstratigraphie zwischen Riß und Lech.

In den fluvioglazialen Rinnen der nördlichen Iller-Lech-Platte sind die Ablagerungen der letzten, vorletzten und drittletzten Eiszeit mit schotterstratigraphischen Methoden feststellbar. Schotterablagerungen der 4. letzten Eiszeit, d. h. die Korrelate des sog. "Grönenbacher Schotters" aus der Memminger Gegend, wurden im Norden wieder vollständig beseitigt.

Die sog. Deckschotter, die weitgehend die höchsten Riedel zwischen den großen Abflußrinnen abdecken und im Süden noch in einheitlichen Niveaus liegen, treten im Norden in mehreren Niveaus auf, die bis zum Donautal hin um 20 m divergieren. Sämtliche Deckschotter werden vorläufig in eine Donau-Eiszeiten-Gruppe gestellt. Die Deckschotter vom unteren Günztal bis jenseits des Lechtales können durch einen schotterpetrographisch eindeutig nachweisbaren "altpleistozänen Donaulauf (ADL)" miteinander korreliert werden. Dieser floß entlang der Linie Ulm—Deubach (Günztal) — Wollbach (Zusam) — Welden — Biberach — Steppberg.

Anhand von Schotterfaziesbereichen kann festgestellt werden, daß die Iller damals am Nordrand der Dinkelscherbener Altwasserscheide entlangströmte und bei Welden mit dem ADL zusammenfloß. Westlich davon lassen sich periglazial-fernautochthone Zuflüsse vom Alpenrand nachweisen. Durch sie wurde der ADL unter stetiger Eintiefung (> 20 m) um etwa 12—15 km nach Norden abgedrängt. Hierbei entstand zwischen Ulm und Steppberg eine für Alpenvorlandverhältnisse sehr große, senkrecht zu ihrer Längsachse (WSW—ENE) geneigte Schotterfläche, die wahrscheinlich noch größer als die Münchener Schiefe Ebene war.

- Sinn, P. (Heidelberg): Zur altpleistozänen Talgeschichte der Iller. (Siehe Sinn, P.: Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletschervorland. Heidelberger geograph. Arb., 37, Heidelberg 1972.)
- Eichler, H. (Heidelberg): Zur Gliederung der hohen Alt-Moränen im westlichen Salzach-Gletschergebiet.

Sowohl die von C. Troll (1924) als auch von E. Ebers (1966) vorgelegte Untersuchungen aus dem westlichen Flügelbereich des altpleistozänen Salzachgletschers vermochten hinsichtlich der mindelzeitlichen Einstufung der "Hohen Altmoränen" (A. Penck 1901) nichts Neues hinzuzufügen. Anläßlich eigener, im Spätsommer 1971 zusammen mit P. Sinn durchgeführter Geländestudien konnte nunmehr hauptsächlich anhand einer petrographischen, durch pedologische und geomorphologische Befunde gestützte Beweisführung eine Trennung der "Hohen Altmoränen" westlich von Burghausen a. d. Alz in eine quarzarme mindeleiszeitliche Margarethen-/Klaffelsberger und eine quarzreiche Hechen-/Eschlberger Liegendserie herbeigeführt und der Anschluß an die fortschrittlichere Stratigraphie L. Weinbergers (1950) im östlichen Salzachgletscherbereich hergestellt werden.

 FÜRBRINGER, W. (München): Elektronenmikroskopische Untersuchungen an arktischen Sandkörnern.

Im Rahmen eines mehrjährigen Forschungsprogramms zur Morphologie, Hydrologie und Sedimentologie des Colville Deltas/Alaska (Leitung: Prof. Dr. H. J. WALKER, Dep. of Geography, Baton Rouge, La., USA) wurden vom Vortragenden nach Feldarbeiten in Alaska im Sommer 1972 u. a. rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an Oberflächen von Quarzsandkörnern (max. Korngröße: 500 µ) durchgeführt. Die dabei aufgedeckten Strukturen erwiesen sich als geeignete

Indikatoren für die Oberflächenbearbeitung durch bestimmte Agentien wie Wasser und Eis, sowie als Indikatoren für Herkunft und Transport des Materials. Vier als typisch glazial und fluvioglazial angesehene Strukturen wurden aufgedeckt: 1. Unregelmäßige Bruchfrakturen. 2. Halbparallele, stufenförmige Bruchfrakturen. 3. V-förmige Aufschlaggrübchen. 4. Schleifspuren (parallele Kritzer).

13. Kohl, H. (Linz): Zum Aufbau und Alter der oberösterreichischen Donauebene.

In den drei oberösterr. Donauebenen Eferdinger Feld, Linzer Feld und Machland lassen sich ein oberes und unteres Niederterrassenfeld (ONT, UNT), ein oberes und unteres Hochflutfeld (OHF, UHF) und die engere Austufe unterscheiden. Die Ermittlung der stratigraphischen Verhältnisse, gestützt auf sedimentologische, pedologische und paläobotanische Untersuchungen in Verbindung mit C¹⁴-Daten, hat folgende Zusammenhänge ergeben:

ONT: Ein vom Frühglazial bis ins Hochglazial der letzten Kaltzeit aufgebauter fluvioglazialer Schotterkörper zeigt spätglaziale Überprägungen durch Bodenbildung und Kryoturbationen und darüber eine oft durch Anmoorhorizonte (7 400 v. h.) gegliederte, von Lokalgerinnen stammende lehmige Deckschicht. In einem Seitentälchen erwies sich aus der Schneckenfauna und einem Holzdatum um 12 100 v. h. der liegende Teil der Deckschicht als spätglazial.

UNT: Der hochglaziale Schotter ist gekappt und von einer periglazialen Donausedimentation überlagert, die Reste eines feuchten humosen Bodens trägt, über dem in Feinsedimenten ein 2. humoser Bodenrest, überdeckt von der gleichen Lehmdecke wie über ONT, folgt.

OHF: Durch Hölzer der harten Au werden nach vorausgehender Erosion Sedimentationen bis zu 12 m angezeigt, jedoch keine einheitliche Form. Bisherige Daten: Quercus 4 200 v. h., Ulmus 2 600 v. h., Fraxinus 2 400 v. h.

UHF und AU: Größere Streuung der Holzarten und auch der Holzdaten zeigen Umlagerungen und ebenfalls einen Wechsel vorherrschender Erosion mit Sedimentation an. Folgende Daten wiederholen sich: 4 400—4 200 v. h., 3 600—3 500 v. h., 2 600—2 400 v. h., 1 800—1 450 v. h. und 350 v. h.

Die Formen entsprechen daher nicht einheitlichen Sedimentationszyklen, was im verstärkten Maße für die jüngeren Stufen gilt.

Becker, B. (Stuttgart-Hohenheim): Zum Ablauf holozäner Schotter-Akkumulationen im Iller-Schwemmkegel und am Oberlauf der Donau anhand von Jahrringanalysen subfossiler Eichenstammlagen.

Im Schwemmkegel der Iller und im Donautal zwischen Pfuhl und Höchstädt wurden bisher 300 beim Kiesabbau geborgene subfossile Eichen dendrochronologisch bearbeitet. Anhand synchronisierter Jahrringmuster lassen sich jetzt über das gesamte Flußgebiet drei weit verbreitete Stammhorizonte verfolgen. In diesen Stammlagen kann jahrringchronologisch anhand der Abfolge der Endjahre der Eichen ein jeweils über mehrere Jahrhunderte kontinuierlicher Ablauf der Unterspülung flußnaher Eichenauewälder rekonstruiert werden. Bei ihrer Ablagerung regelten sich die entwurzelten Stämme meist in Richtung des fließenden Wassers ein, ihre ausgezeichnete Erhaltung weist auf eine nachfolgende rasche Überschotterung hin.

Der subfossile Eichenhorizont des Iller-Schwemmkegels zwischen Senden und Burlafingen ist donauabwärts ebenfalls bis Höchstädt zu verfolgen. Nach einer früheren C¹⁴-Datierung einer synchronen Probe wurden die Stämme etwa zwischen 3800—3200 v.h. abgelagert. Dieses Ergebnis steht in Übereinstimmung mit den Angaben von Graul. & Groschopp, die die Schüttung des Schwemmkegels zwischen 2000—1000 v. Chr. ansetzten. Diese auch in der Donautalsohle bei Linz (Kohl.) sowie im Tullner Feld (PIFFL) anhand subfossiler Eichenstammlagen nachgewiesene subboreale Akkumulationsphase ist im Illerschwemmkegel selbst möglicherweise schon um 3800 v.h. abgeschlossen gewesen. Hier wurden nämlich bei Burlafingen (Kiesgrube Fischer) synchrone Stämme an der Schotteroberkante unmittelbar am Übergang zur Hochflutlehmdecke gefunden.

Der Aufbau des donauwärts an den Iller-Schwemmkegel anschließenden, tiefergelegenen Aueniveaus ist nach den bisherigen Jahrringbefunden recht verwickelt: Hier zieht im gesamten Flußabschnitt von Ulm bis Höchstädt eine synchrone Stammlage durch, die bei Pfuhl in nur 1—2 m Tiefe unter der Schotteroberkante ansteht. Im oberen Schotterebereich finden sich bereits Ziegelgerölle und mittelalterliche Keramik. Die Ablagerung dieser vermutlich jüngsten Eichen muß immerhin bereits vor 1000 n. Chr. beendet gewesen sein, nachdem ihre Jahrringmuster nicht mit der mittelalterlichen Eichenchronologie synchron verlaufen. Am Übergang der beiden Terrassen tritt neben den geschilderten Stammlagen ein dritter weitverbreiteter Horizont auf, über dessen stratigraphische und zeitliche Stellung noch keine näheren Angaben gemacht werden können. Darüberhinaus liegen 20 weitere, zueinander bisher nicht synchronisierbare Teilchronologien vor, so daß nach den Jahrringbefunden mit Zeitunterschieden zwischen den subfossilen Eichenhorizonten am Oberlauf der Donau von mehreren Jahrtausenden zu rechnen ist.

Literatur

BECKER, B.: Möglichkeiten für den Aufbau einer absoluten Jahrringchronologie des Postglazials anhand subfossiler Eichen aus Donauschottern. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., 85, 29—45 (1972). GRAUL, H. & GROSCHOFF, P.: Geologische und morphologische Betrachtungen zum Iller-Schwemmkegel bei Ulm. — Ber. Naturf. Ges. Augsburg, 5, 3—27 (1951).

Конь, Н.: Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsohle bei Linz. — Naturkde. Jb. Stadt

Linz, 7-60 (1968).

PIFFL, L.: Zur Gliederung des Tullner Feldes. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 75, 293-310 (1971).

Körber-Grohne, U. (Stuttgart-Hohenheim): Stratigraphische Untersuchung von zwei Torfprofilen aus dem Donaumoor östlich Ulm.

An zwei Profilen von Flachmoortorf, etwa aus der Mitte des großen Moorareals zwischen Langenau und Leipheim a. d. Donau wurden Untersuchungen zur Feinstratigraphie und vegetationskundlichen Entwicklung durchgeführt, d. h. Früchte, Samen, Rhizome u. a. bestimmt, ebenso wie mikroskopische Gewebereste (Zeichnungen, Photos).

Dabei zeigte sich eine Zweiteilung des Profils in eine liegende Hälfte auf der Tonmudde, bestehend aus hochgradig zersetztem Schilf-Seggentorf; darüber folgt ein kalkreicher Cladium-Torf mit eingeschalteten Bändern von Kalk (Alm). Besonderes Augenmerk wurde auf die Übergangszone zwischen beiden Torfarten gerichtet.

Die pollenanalytische Altersbestimmung blieb unbefriedigend wegen der selektiven Pollenzersetzung, besonders in der unteren Profilhälfte. Beginn des Torfwachstums Ende Boreal/Anfang Atlantikum (möglicherweise früher), Ende der Torfbildung nicht erfaßbar wegen Pollenzerstörung des obersten Teils. Oberster bestimmbarer Horizont, bei 0,40 bzw. 0,60 m u. O. gehört in das Ende des Atlantikums, da die Fagus-Kurve nicht über 2 % liegt.

16. HANTKE, R. (Zürich): Zum Spätwürm im bündnerischen Rheinsystem.

Nach dem geringen Wiedervorstoß zum Stand von Ziegelbrücke/Weesen = Rankweil/Feldkirch erfolgte ein Rückzug des Rhein-Gletschers bis oberhalb Landquart. Ein Klimarückschlag ließ ihn erneut bis über Sargans vorstoßen. Beim Linth-Gletscher wird er durch die Überfahrungsdistanz der Bergsturzmassen um Glarus belegt. Im nächsten Interstadial wich das Rhein-Eis bis ins Ilanzer Becken, in die Viamala und in den Schin zurück. Hangfuß-Entlastung und höher hinaufgreifendes Abschmelzen von Firnkappen führten zum Niederbrechen der Sturzmassen vom Flimserstein und vom Calanda. Im 2. Klimarückschlag schob sich das Eis darüber bis Chur vor. Ein rascher Zerfall bewirkte — nach kurzem Zwischenhalt — in einem 3. Interstadial ein Abschmelzen bis ins Rheinwald, ins Oberhalbstein, ins Altbulatal, in die Talschaft von Davos und ins oberste Prätigau. Abermals fuhren Bergstürze auf der Lenzerheide und bei Davos nieder. Mit markanten Moränen und Schotterfluren stießen die Gletscher wieder bis Andeer, Tiefencastel und Klosters vor. Dann schmolzen sie mit nur kurzfristigen Halten rasch ab, was durch Stauschuttmassen und Eisrandsee-Bildungen dokumentiert wird. Sorgfältige Schneegrenzenabwägungen ergaben für die drei Wiedervorstöße Depressionen von rund 200 m. — In den gefällsarmen Tälern SE von Davos treten bis zu den frührezenten Ständen zahlreiche Moränen auf; wohl holozäne Stände mit Rückzugsstaffeln.

Borówko-Deuzakowa, Z. (Warschau): Karpologische Pflanzenreste aus den spätglazialen und postglazialen Ablagerungen in Konin mit ¹⁴C-Datierung.

Von der Vortragenden wurde 1969 mit einem Pollendiagramm der spätglaziale und holozäne Vegetationsablauf bei Konin beschrieben. Die Profilzonen konnten auch mit der Makrorest-Analyse bestätigt werden. Manche Makroreste im Profil von Konin sind nicht nur gute Anzeiger für Klimaschwankungen, sondern können auch zur Altersbestimmung dienen. Im Profil sind Makroreste von *Pinus* schon in der Ältesten *Dryas-*Zeit gefunden. Sie widerlegen die Meinung, *Pinus-*Pollen seien hier für diese frühe Zeit nur mit Ferntransport erklärbar.

Eine deutliche Kulmination der Früchte von Cladium mariscus, Nymphaea und Stratiotes ist in der Alleröd-Zeit festgestellt. Die Mehrheit der gesammelten Makroflora ist durch folgende Wasserpflanzen repräsentiert: Ceratophyllum demersum, C. submersum, Najas marina f. ovata und f. typica, Nuphar, Nymphaea, Potamogeton und Stratiotes.

Die Ergebnisse der paläobotanischen Untersuchungen können gut mit den Ergebnissen der ¹⁴C-Datierungen korreliert werden. Die Altersbestimmungen von Dr. M. A. Geyh, Hannover, sind wie folgt: Hv, B.P.: 12980±130, 11880±130, 10020±110, 9830±75, 9280±75, 7585±70.

 Kuhne, U. (Heidelberg): Gliederung der quartären Akkumulation im Bièvre - Valloire und der Rhôneterrassen zwischen dem Plateau von Amballan und St. Rambert. Für das Bièvre - Valloire einschließlich der Schotterkegel nördlich des Mündungsbereiches von Valloire/Rhône wurde auf der Grundlage der klassisch-morphologischen Methode zunächst eine, dem derzeitigen französischen Forschungsstand widersprechende, stratigraphische Umbenennung der vorliegenden Niveaus vorgenommen. Dies war möglich, indem gezeigt werden konnte, daß allen bis zu diesem Zeitpunkt vorliegenden Versuchen einer Stratigraphie der Schotterkörper des Bièvre-Valloire eine falsche Methodik in der Rekonstruktion alter Talbodensysteme zugrunde lag.

Für die Morphogenese der Terrassen des Valloire muß ein starker Einfluß des Rhônegletschers über das Tal von Liers angenommen werden, welches in der Höhe des transversalen Endmoränenwalles in das Valloire einmündet, während die Moränenstände des Bièvre als Dokument von eventuell vier Vorstößen des Isèregletschers zu deuten sind. Eine Korrelation der vier Terrassenniveaus NT — Terrasse von Beaurepaire — Terrasse von Anneyron/Agnin und der Terrasse von Tourdan mit den Moränenständen von Rives — La Frette/Brosses/le Bessey — Faramans/Pajay/Thodure u. Bois d'Autimont scheint möglich zu sein, und so ergibt sich die bedeutende Aussage, daß nicht im Mittelpleistozän mit dem Rißvorstoß, sondern im Altpleistozän der am weitesten nach Westen reichende Gletschervorstoß erfolgt ist.

Diese Interpretation deckt sich mit den Ergebnissen von Kuhne (1968, 1969) aus dem Gebiet der Dombes, wo er auch die äußersten Endmoränen um Bourg dem Altpleistozän und nicht dem Riß zuordnet.

Die in die vier Eiszeiten Würm bis Günz gestellten Terrassen von Valloire werden im Rhônetal aber von einem höheren Niveau dem Plateau de Louze überragt, welches ins Ältestpleistozän gehört.

Diese Stratigraphie wurde anhand von petrographischen und pedologischen Befunden unterstützt, wobei insbesondere die chemisch-physikalischen Methoden an Paläoböden zur Altersdifferenzierung pleistozäner Sedimente dieser Stratifizierung nicht widersprechen und so vielleicht als nicht unwesentlicher Beitrag zur Methodik der Quartärmorphologie angesehen werden können.

Die stratigraphische Stellung der Schotterkörper auf dem Plateau von Amballan und den tertiären Rücken von Bonnevaux und Chambaran konnte infolge mangelnder Untersuchung in diesem Zusammenhang nicht eindeutig geklärt werden, so daß für sie nur eine Fortführung der Stratifizierung über Prä-Donau/Villafranchium bzw. Villafranchium/Pliozän angedeutet werden konnte.

Kelletat, D. (Berlin): Zur quartären Morphogenese der Küsten des Monte Poro-Gebietes Westkalabriens.

(Siehe diesen Band S. 141.)

 Grootes, P. M. (Groningen): Probleme der ¹⁴C-Datierung an Proben aus dem Frühwürm.

Eine Messung der Zerfallsrate einer ¹⁴C-Probe ist nur eine Stichprobe und ergibt nur annäherungsweise die gesuchte Aktivität. Dies führt zu einem Mutungsintervall $A\pm\sigma_A$ für die Aktivität und $t\pm\sigma_t$ für das Probealter in dem mit 68% Wahrscheinlichkeit der gesuchte Wert gefunden wird.

Die Grenze des Meßbereiches wird bestimmt durch die Forderung A $>2\sigma$. Durch eine Herabsetzung von σ oder eine Steigerung von A (mittels Thermodiffusionsanreicherung) kann man den Meßbereich dehnen.

Die Kontaminationen (jede Beimengung altersfremden Kohlenstoffs in der Probe ist eine Kontamination) sind besonders in sehr alten Proben fatal. Die Aktivität einer 70 000 Jahre alten Probe entspricht ja nur noch etwa 0,1 % der ursprünglichen Aktivität!

Mögliche Ursachen der Kontaminationen sind: a) Huminsäure-Infiltrationen; b) Durchwurzelungen; c) Einmischungen organischen Materials durch die Bodenlebewesen, oder während der Aufgrabung und Probeentnahme; d) Austausch mit Bikarbonat enthaltendem Bodenwasser; e) Mischung mit Verpackungsmaterialien wie Holz, Watte, Papier und Pappkarton; f) Verwendung organischer Chemikalien (wie Leim und Lack) zur Konservierung; g) Kohlenstoff enthaltende Verbindungen in den Chemikalien, dem Wasser und den Glasgefäßen während der Vorbereitung im Labor; h) Kohlenwasserstoff und Kohlendioxyd in den für die Verbrennung verwendeten Gasen (O2 und N2); i) "Memory effect" in der Verarbeitungsapparatur; j) Einmischung atmosphärischen Kohlendioxyds.

Zu beachten ist auch, daß ein eindeutiger Zusammenhang besteht zwischen der Probe und dem zu datierenden Ereignis. Also Material in situ! Wegen der Kontaminationen sind einzelne Datierungen immer unsicher, und man soll das gefundene Alter sicherstellen durch:

1. Datierung des bei der Vorbereitung extrahierten Materials; 2. Datierung von Proben, die einem Profil in verschiedenen Höhen entnommen sind; 3. Datierung mehrerer Proben verschiedener

Fundstellen, denen man auf Grund der Stratigraphie und/oder Pollenanalyse dasselbe Alter zumutet.

Literatur: Geyh, M. A.: Die Anwendung der C¹⁴-Methode. Clausthaler Tektonische Hefte. Clausthal-Zellerfeld (1971), S. 118; Vogel, J. C.: The Radiocarbon Time-scale. S. Afr. Archaeol. Bull., 24 (1969), S. 83—87; WATERBOLK, H. T.: Working with Radiocarbon Dates. Proc. Prehist. Soc., 37 (1971), S. 15—33.

Höfle, H. C. (Hannover): Stausee-Ablagerungen bei Steingaden im Ammergebirgsvorland.

In den von Grundmoräne des Lechgletschers aus der Hauptwürmvereisung überlagerten Stauseesedimenten bei Steingaden (siehe Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 111—115) war für einen Teil der Sedimente durch ¹⁴C-Datierungen würm-interstadiales Alter nachgewiesen worden. Zur Ergänzung wurden von Helmut Müller pollenanalythische Untersuchungen vorgenommen. Ein für den Ton- und Schluffanteil zusammengestelltes Pollenprofil ergab, daß nicht wie bisher angenommen eine, sondern drei Phasen der Akkumulation vorliegen. In dem untersten, direkt auf dem Molasseuntergrund liegenden Teil der Sedimente ist die Pollenerhaltung so schlecht, daß eine Einstufung unmöglich ist. Das Pollendiagramm aus dem darüber folgenden Abschnitt zeigt bei besserer Pollenerhaltung eine gute Übereinstimmung mit den Zonen 8 und 9 der Gliederung von Helga Reich für die Riß/Würm-Interglaziale bei Großweil-Ohlstadt und am Pfefferbichl. Im obersten Teil der Tone und Schluffe ist durch eine geänderte Pollenverteilung und den Übergang in einen hervorragenden Erhaltungszustand ein weiterer Hiatus feststellbar. Dieser höchste Abschnitt gehört in die durch ¹⁴C-Datierungen belegten interstadialen Sedimente, die nach oben in Sande mit Kieseinschaltungen übergehen.

22. FLIRI, F. (Baumkirchen): Über den Ablauf der Würmvereisung im Inntal bei Innsbruck.

Die etwa 300 m mächtigen Sedimente der Inntalterrasse in Nordtirol wurden bisher von den meisten Autoren dem Riß-Würm-Interglazial bzw. dem frühesten Würm zugeschrieben. Ostlich von Innsbruck bestehen diese Ablagerungen im Umkreis von Baumkirchen im unteren Stockwerk aus 100 m mächtigen gebänderten Seetonen. Nachdem 1969 ein erster Fund fossilen Holzes (O. Melander) sichergestellt werden konnte, förderte die seitdem eingeleitete Überwachung des Tonabbaues weitere 25 Makrofunde zutage. Die botanische Bestimmung (H. Hilscher) ergab Alnus viridis, Hippophaë rhamnoides, Pinus mugo, Juniperus, Dryas octopetala, Salix und einen Farn. Mehrfach wurden auch Fische gefunden. Ferner wurden in fast allen Horizonten zahlreiche sehr gut erhaltene Bewegungsspuren von Wassertieren festgestellt. Erste pollenanalytische Untersuchungen (S. Bortenschlager u. V. Markgraf-Lerman) ließen auf eine kaltzeitliche Flora schließen. Die Bestimmung des Deuterium-Gehaltes einiger Hölzer (W. Schiegl u. P. Trimborn) macht für diese Zeit eine um rund 5° tiefere Temperatur wahrscheinlich.

Von besonderer Bedeutung sind 9 Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode (8 H. Felber, 1 M. A. Geyh), die in die Zeit zwischen rund 32 000 und 26 000 Jahren vor heute weisen. Da der am jüngsten datierte Fund noch von ca. 70 m Seeton und 50 m Sand und Schotter bedeckt ist, kann der letzte Großvorstoß des Inntalgletschers, dem auch die Terrasse ihre abschließende Moränenbedeckung verdankt, erst erheblich später erfolgt sein. Wenngleich die erste Vegetation nach dem Wiederabschmelzen des Eises am gleichen Ort durch 14C-Daten erst für das Alleröd-Interstadial nachgewiesen ist, verbleiben für die letzte Vollvergletscherung des Unterinntales sicher nur weniger als 10 000 Jahre.

Diese Ergebnisse über die Chronologie der letzten Vereisung stimmen zwar sehr gut mit den anderwärts gefundenen überein, haben aber wegen der Lage der Funde 120 km einwärts der Endmoränen besondere Beweiskraft. Die vollständige Dokumentation der bisherigen Forschungen ist in den Bänden 6—8 der Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie enthalten, eine Kurzfassung auch in der Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementband für INQUA Neuseeland).

23. Geyh, M. A. (Hannover): Zur Chronostratigraphie der Letzten Eiszeit.

Chronostratigraphische Untersuchungen der Spätweichselzeit stoßen nicht selten auf Skepsis weil die Zuverlässigkeit der verwendeten ¹⁴C-Daten aus methodischen Gründen oft angezweifelt werden darf. Diese Schwierigkeiten scheinen durch eine statistische Auswertung vieler ¹⁴C-Ergebnisse überwindbar zu sein (Geyh 1970). Beweise lieferten die gelungene Gliederung des Küstenholozäns der Nordsee (Geyh & Streif 1970), die kombinierten paläohydrologischen und speläochronologischen Studien in Mitteleuropa (Geyh 1972) und der globale Vergleich der Klimageschichte des letzten Abschnitts der Weichseleiszeit (Geyh & Rohde 1972).

Literatur: Geyh 1970: Beih. Geol. Jb., 98, 15—22; GEYH & STREIF 1970: Report on the Symp. on Coastal Geodesy, 599—611; GEYH 1972: XXIV I.G.C., Montreal, Section 11, 227—234; GEYH & ROHDE 1972: XXIV I.G.C., Montreal, Section 12, 27—36.

- BÜDEL, J. (Würzburg): Die Eisanschwellung im Würm-Hochglazial Ursachen und Dauer.
- Welten, M (Bern): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an drei Interglazialen im schweizerischen Alpenvorland.

Am Material einer 70 m abgeteuften Trinkwasser-Kernbohrung bei Meikirch nordwestl. von Bern zeigten unter 40 m fluvioglazialen Schottern und Moränesedimenten die darunterliegenden 30 m mächtigen Seetone (und Schluffe) von oben nach unten (gemäß provisorischer Zuordnung):

5 m typisches Eem-Interglazial

11 m Riß-Frühglazial und -Spätglazial

10 m Holstein-Interglazial (ev. mit angrenzenden Abschnitten)

4 m Mindelspätglazialablagerungen (in sandiger Fazies).

Das Eem zeigt im Pollendiagramm eine ausgezeichnete Übereinstimmung mit Nordeuropa (über 40 % Carpinus) und den Ergebnissen Beugs aus dem bayerischen Voralpenraum. Von hohem Interesse, doch vorläufig mit geringer Vergleichsmöglichkeit, sind die rißzeitlichen Diagrammabschnitte. Manche Rätsel geben auch die guten Holstein-Abschnitte auf. Die Ergebnisse werden durch buchenreiche Profilabschnitte aus dem Thunersee-Gebiet bis ins ältere Pleistozän ergänzt. Detailbearbeitungen sind im Gang.

26. Beug, H. J. & Grüger, E. (Göttingen): Vegetationsentwicklung während der Riß-Späteiszeit, der Riß/Würm-Warmzeit und dem Frühwürm im südlichen und südöstlichen Bayern (Pollenanalytische Untersuchungen an den pleistozänen Ablagerungen von Zeifen, Eurach und Samerberg).

Ein Vergleich der Pollendiagramme von Zeifen (östl. Waginger See), Eurach (südöstl. Starnberger See) und Samerberg (östl. Nußdorf/Inn) ergibt, daß die Vegetationsentwicklung an den drei Untersuchungsstellen eindeutig korrelierbar ist. Es lassen sich eine spätrißzeitliche, elf riß/würmzeitliche und bisher vier frühwürmzeitliche Pollenzonen bzw. Waldzeiten unterscheiden. Im Bereich des Frühwürm (nur Diagramm Samerberg) zeichnen sich zwei Stadiale und ein Interstadial ab. Soweit Unterschiede in der Vegetationsentwicklung von Zeifen, Eurach und Samerberg bestehen, können sie durch die Höhenlage sowie durch die unterschiedliche Entfernung vom Alpenrand erklärt werden. In Höhen um 400 m (Zeifen) bildeten vorwiegend Laubbäume die warmzeitlichen Wälder, in Höhen um 600 m (Eurach und Samerberg) herrschten jedoch meistens Nadelbäume vor. An allen Untersuchungspunkten ließ sich eine Eibenzeit nachweisen. Die Vegetationsentwicklung entspricht derjenigen der Eem-Warmzeit.

 OHMERT, W. (München): Das Ostracoden-Diagramm der Bohrung Eurach 1 bei Penzberg (Spätriß bis Eem).

Aus den See-Sedimenten des Spätriß bis Eem der Kernbohrung Eurach 1 (nördl. Penzberg/Oberbayern) wurden ca. 20 000 Ostracoden quantitativ erfaßt und in relativen Häufigkeitsdiagrammen wiedergegeben. Es wurden deutliche Unterschiede der Faunenzusammensetzung zwischen Kalt- und Warmzeit beobachtet. Im Interglazial wurden insgesamt 18 verschiedene Arten festgestellt, im Glazial nur 9, wovon aber nur 6 regelmäßig auftreten. Zwei kaltstenotherme Arten, Potamocypris zschokkei (Kaufm.) und Ilyocypris lacustris Kaufm. kommen nur im Spätriß vor. Im Interglazial wurde eine Faunenabfolge gefunden, die direkt mit der altholozänen Faunenentwicklung desselben Gebietes (Absolon, im Druck) vergleichbar ist, also offenbar für den Biotop größerer Seen zu Beginn der Warmzeiten typisch ist. Ein Längendiagramm von Limnocythere sanctipatricii Brady & Rob. zeigt eine ungewöhnliche Größe der Art im Eem von Eurach, ebenso wie in Zeifen, welche sie weder zuvor im Spätriß noch später im Altholozän und rezent wieder erreicht.

 PRÖBSTL, M. (Nußdorf/Inn): Geomorphologie und Geologie zum Samerberg-Profil bei Nußdorf/Inn.

Die Talsenke zwischen Heuberg-Hochries (1569 m) und dem vorgelagerten Samerberg (809 m) diente dem rißzeitlichen Inngletscher als östliches Zweigbecken. Eine mächtige Bank von Raibler Rauhwacke am Talzugang und Talverbauung im Mühltal stauten die Schmelzwässer im Mittelteil des Tales, dem Gernmühler Becken, zu einem ca. 60 m tiefen interglazialen See, dessen Ablagerungen heute von Moränen und Eisrandbildungen der Würmvereisung bedeckt sind. Jetzt entwässert der Steinbach durch eine 100 m tiefe Schlucht in den Raiblern das Zweigbecken zentripetal zum Inn.

In tiefen Bachgräben der Achen und des Fluderbaches sind an den anstehenden Sedimenten im Niveau zwischen 580 m und 635 m NN Profilarbeiten so weit fortgeschritten, daß am Fluderbach das zusammenhängende Pollenbild von der waldlosen Zeit des Spätriß bis zur ausgehenden Waldzeit des Frühwürm vorliegt.

- Stephan, W. (München): Über die Geologie der warmzeitlichen Sedimente im Gebiet zwischen Murnau und Penzberg.
- 30. Peschke, P. (Stuttgart-Hohenheim): Über Schieferkohlen und andere warmzeitliche Sedimente im Gebiet von Murnau und Penzberg.

Durch den Bau der Autobahn München-Garmisch in den letzten Jahren wurden im genannten Gebiet mehrere Schieferkohlenflöze erschlossen. Die Pollenanalyse dieser Flöze sowie anderer in Nähe der Autobahn sollte zur Klärung der Quartärstratigraphie in diesem Raum beitragen. Es wurden die Ergebnisse von fünf Fundstellen vorgeführt (Höfen, Breinetsried, Pömetsried, Schwaiganger I und II). Die Bildungszeit dieser 25—40 cm mächtigen Flöze läßt sich mindestens zwei verschiedenen Klimaphasen zuordnen: Die Profile Höfen und Schwaiganger I weisen bei Fichtendominanz einen verhältnismäßig hohen Anteil von Tanne und Hainbuche auf, während die Kiefer eine untergeordnete Rolle spielt. Die Ablagerungen von Breinetsried, Schwaiganger II und Pömetsried haben einen wesentlich kühleren Charakter. So fehlt z. B. Tanne und Hainbuche fast völlig, Fichte ist nur wenig vertreten und Kiefer dominiert durchgehend.

Bei der Kürze der Profile ist eine Korrelation mit anderen Pollendiagrammen (besonders Großweil, Reich 1953) sehr schwierig. Auch die bereits früher von anderer Seite veröffentlichten ¹⁴C-Daten aus diesen Flözen tragen wenig zur genauen zeitlichen Einordnung bei. Um die jetzt vorliegenden Pollendiagramme stratigraphisch näher festlegen zu können, sind weitere Pollenanalysen und ¹⁴C-Daten notwendig. Die dazu laufenden Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen.

31. Bogner, W. (Stuttgart-Hohenheim): Interglazialvorkommen im Ammergebirge.

Das Ammergebirge liegt zwischen Füssen und Oberammergau. Dieses Gebiet trägt zahlreiche Moore in Höhen von 900—1150 m. Ich untersuchte pollenanalytisch das Moor an der Wasserscheide (1050 m) und das nahegelegene Kronwinkelmoos. Auf 13,5 m Tonen und Tongyttja folgt ein 4 m mächtiges Paket postglazialer Torfe. In der Vegetationsabfolge ergab sich in der Wasserscheide eine merkwürdige Zweiteilung. Der obere Teil (0—9,60 m) zeigt eine normale postglaziale Vegetationsabfolge, beginnend mit einer Kiefer-Birkenzeit; Nicht-baumpollensumme 20 %, so wie sie auch Paul und Ruoff in Moorprofilen aus der näheren Umgebung gefunden haben. Die darunter liegenden Sedimente weisen eine wesentlich kompliziertere Vegetationsabfolge auf. (Vom Ältesten bis zum Jüngsten.)

- 1) waldarme Zeit mit Birke und Kiefer (über 50 % der Gesamtpollensumme) mit Selaginella, Artemisia, Chenopodiaceen und Juniperus.
 - 2) Kiefern-Birkenzeit,
- 3) gleichzeitige Ausbreitung von Hasel, Ulme, Linde und mit geringen Werten der Eiche. Die Fichte spielt überhaupt keine Rolle. Es scheint so, als ob die Haselausbreitung hinter der EMW zunächst herhinkte. Carpinus beginnt hier einzuwandern.
- 4) Eichenmischwaldzeit (60 % bezogen auf die Baumpollensumme). Die Hasel fällt von 70 % auf 35 % ab. Linde und Eiche erreichen je 15—20 % während die Ulme auf über 30 % ansteigt. Esche und Ahorn sind stark vertreten, stets findet sich auch Carpinus.
- 5) Lindenzeit (20–30 % der Baumpollensumme). Eiche und Ulme gehen stark zurück, Fraxinus und Carpinus verschwinden. Die Hasel klettert auf Werte um 80–100 % der Baumpollensumme, die Kiefer auf Werte von 40 %. Fichte, Tanne und Buche sind nach den pollenanalytischen Befunden in der damaligen Vegetation nicht vertreten gewesen.

Diese Vegetationsabfolge kehrt mehrfach wieder oder liegt sogar invers vor.

Bei einem Vergleich mit dem Postglazial (obere 9,60 m desselben Profils) fallen folgende Unterschiede auf:

- 1. in der unteren Warmzeit fehlt die Fichte oder ist nur gering vertreten,
- 2. andererseits liegen dort sehr hohe Lindenwerte vor;

3. gleichzeitig zu 2 schon geschlossene Kurven von Acer, Carpinus und Fraxinus.

Andererseits bestehen auch gewisse Beziehungen zum Postglazial und zwar in der Tendenz der Vegetationsentwicklung.

Handelt es sich um interglaziale Bildungen, kann man am ehesten an das norddeutsche Eem denken, die Stauchungen wären dann durch einen Gletscher erfolgt.

Sind diese warmzeitlichen Sedimente postglazial, so müßte die Schichtstörung durch subaquatische Rutschungen und Faltungen, ausgelöst durch einen Bergsturz ganz in der Nähe, zurückzuführen sein, der dann im mittleren Atlantikum niedergegangen wäre. Im Seesediment ist bisher kein Anzeichen eines Bergsturzes gefunden worden.

Die aufgeworfenen Fragen müssen vorläufig offen bleiben. In dem von der Wasserscheide nur 3 km entfernten auf ca. 1100 m gelegenen Kronwinkelmoos ergab eine pollenanalytische Unter-

suchung eine normale postglaziale Abfolge, beginnend mit der älteren Tundrenzeit. Die hohen Lindenwerte werden hier nicht erreicht. Es zeigte sich eine gute Übereinstimmung mit dem oberen Profilteil (0—9,60 m) aus der Wasserscheide.

- Frenzel, B. (Stuttgart-Hohenheim): Über süddeutsche Interglaziale des jüngeren Pleistozäns.
- Werner, J. (Endingen) & Göttlich, H. K. (Sigmaringen): Vorläufige Ergebnisse der Untersuchungen neu entdeckter interglazialer Torfvorkommen im Rheingletschergebiet.

GÖTTLICH: Ein 3 m mächtiges Sediment aus Schluffmudde mit einem Braunmoos-Seggentorfband von der Fundstelle Unterpfauzen wald erbrachte ein Pollen-Sporen-Algendiagramm, das sich folgendermaßen gliedern läßt:

1. Im Liegenden sehr lockere Bewaldung mit 200 % meist heliophilen NBP. 2. Schnell dichte Bewaldung mit Betula-Dominanz. 3. Wechselndes Vorherrschen von Pinus und Betula mit ersten wärmeliebenden Gehölzen. 4. Picea-Dominanz mit Einsetzen der Hasel. 5. Abies-Vorherrschaft (72 % der BP) in der Torfschicht. 6. Kampfzeit zwischen den drei Hauptnadelholzarten (die Tanne fällt auf den dritten Rang zurück). Einsetzen einer geschlossenen Fagus-Kurve. 7. Wir vor, jedoch mit relativer Zunahme der Kräuterpollen und Auftreten von Wasserpflanzenpollen. 8. Die Tanne setzt sich im Pollenbild erneut an die Spitze. Fagus verschwindet gegen Ende dieses Abschnittes wieder. Weitere Zunahme der NBP-Werte. Hohe Sporenwerte. 9. Nadelholzpollen etwa gleich stark vertreten. Höchste "EMW"-Anteile des Diagrammes, damit gekoppelt die Höchstwerte von Pterocarya (Max. 7,3 %). Hoher Anteil von Wasserpflanzenpollen (Batrachium).

Wichtige Einzelfunde: Ilex, Armeria, Carya (?). Fast in allen Spektra Selaginella selaginoides. Nicht selten Plantago cf. montana. — Die Ziegelberg-Schicht, 50 cm mächtig, ohne Torf. Tonmudde-artig. Ungegliedert, da stets Pinus-Dominanz, danach Picea und "EMW". Abies, Alnus und Betula stets vertreten. Fagus fehlt. Pterocarya nur sporadisch. Im Liegenden und Hangenden jeweils hohe NBP-Anteile. Sediment endet auch hier mit hohen Wasserpflanzen-Frequenzen.

ROCHUS, W. (Göttingen): Über die Methodik der Untersuchung interglazialer Sedimente.

Die Sedimente bestehen außer aus fossilen Relikten in der Hauptsache aus dem qualitativ und quantitativ oft sehr unterschiedlich zusammengesetzten Mineralkomplex mit wechselnden organomineralischen und organischen Komponenten. Die Untersuchung von Proben muß daher außer nach biologischen auch nach mineralogischen und chemischen Methoden erfolgen. Besondere Aufmerksamkeit erfordert dabei die Untersuchung der organomineralischen und der organischen Komponenten nach differenzierten Methoden, denn die jeweilige Biophase in der entsprechenden Umwelt ist manifestiert in der stofflichen Zusammensetzung der postmortalen organischen Substanz in Verbindung mit dem Mineralkomplex des Sediments. Demzufolge wurde eine Methode ausgearbeitet, nach der eine vollständige Auftrennung und Analysierung von Proben möglich ist. Diese ist den jeweiligen speziellen Fragestellungen anzupassen und gliedert sich in einen Präparativen Teil (Gewinnung der einzelnen Komponenten, insbesondere auch des Huminsäuren- und Fulvosäurenanteils) und einen Analytischen Teil (Untersuchung der gewonnenen und aufgetrennten Komponenten). Während für den Analytischen Teil eine Vielzahl erprobter Methoden vorliegen, war für den Präparativen Teil eine neue Methode auszuarbeiten, die eine schonende und gleichzeitig erschöpfende Extraktion einer Probe und ihre Auftrennung in einzelne Fraktionen ermöglicht. Dieses geschieht praktisch durch einen aufsteigenden, pulsierenden Strom wechselnder Lösemittel bei der Durchsickerung des Probenmaterials in seiner Glassäule.

In den hierbei gewonnenen Fraktionen ist das ganze Spektrum der Substanzen enthalten, die ihren Ursprung haben in der Flora und Fauna der jeweiligen Periode und als postmortale Zersetzungs- und Umwandlungsprodukte im Sediment zunächst fixiert wurden. Die Erfassung der stofflichen Zusammensetzung der einzelnen Schichten von interglazialen Sedimenten ermöglicht ergänzend zu z. B. pollenanalytischen Untersuchungen eine gute Charakterisierung einzelner Standorte und eröffnet Wege zur vergleichenden Beschreibung interglazialer Abschnitte.

Bericht über die im Anschluß an die DEUQUA-Tagung 1972 durchgeführte mehrtägige quartärgeologische Exkursion in das bayerisch-schwäbische Alpenvorland

Von B. Frenzel, Hohenheim, unter Mitarbeit von M. Löscher, Heidelberg

Es war das Ziel der vom 26. bis zum 30. September 1972 dauernden Exkursion, einerseits einen Überblick über die Grundgliederung des Quartärs im deutschen Alpenvorland zu geben, andererseits aber auch aktuelle Fragen am Aufschluß selbst zu diskutieren. Dank der kameradschaftlichen Zusammenarbeit der 105 Teilnehmer aus 12 Nationen wurde die Exkursion zu einem vollen Erfolg.

Am 26. September galt es, die Terrassengliederung des Alpenvorlandes auf der Route Ulm -Burgau - Dinkelscherben zu studieren. In der Kgr. Fischer bei Burlafingen, östlich von Ulm, führte Herr BECKER die von ihm dendrochronologisch im Illerschwemmkegel und in der Donau-Aue untersuchten Lagen subfossiler Eichen vor, die erkennen lassen, daß es auch im Alpenvorland eine beträchtliche warmzeitliche Akkumulation von Schotterkörpern gibt, ein nicht zu überhörender Hinweis darauf, daß man im Gebiet des ehemaligen periglazialen Klimas nicht zu leicht schematisieren sollte: Kaltzeit = Akkumulation; Warmzeit = Erosion. In dem untersuchten Gebiet sind mindestens drei wichtige Horizonte subfossiler Eichen zu erkennen, die in den postglazialen Schottern enthalten sind. Einer dieser Horizonte hat ein Alter von 3800 bis 3200 vor heute (v.h.). Er streicht u. a. am Ostrand des Illerschwemmkegels bei Burlafingen aus, nur noch vom Auelehm bedeckt. Der Auelehm dort datiert, wie von Herrn Brande durchgeführte Pollenanalysen lehren, wahrscheinlich aus dem jüngeren Subboreal. Möglicherweise ist er sogar noch jünger. Der Illerschwemmkegel scheint also in dem betrachteten Gebiet zu dieser Zeit nicht mehr aktiv gewesen zu sein. Ein weiterer Stammhorizont stammt aus historischer Zeit; das Alter der dritten großen Stammlage, sowie sehr vieler kleinerer ist noch unbekannt. Die verschieden alten Lagen sind auf engstem Raum ineinander geschachtelt, so daß mit mehrmaligen postglazialen Erosions- und Akkumulationsphasen gerechnet werden muß. Es ist wichtig, daß diese Beobachtungen auch an vielen anderen Stellen der Donau gemacht werden können. Sie stellen also keinen lokalen Einzelfall dar. An der Basis der etwa 10 m mächtigen postglazialen Schotter bei Burlafingen stehen unmittelbar oberhalb eines Horizontes mächtiger Albjura-Blöcke stark zersetzte Kiefernstämme an. Man möchte hierbei an Verhältnisse denken, wie sie im Tullner Feld westlich von Wien beobachtet worden sind, wo die Kiefern ein Alter von etwa 9600 Jahren haben (PIFFL). Ob diese Stämme bei Burlafingen allerdings mit den basalen Flachmoorhorizonten des Ulm-Günzburger Donauriedes zeitlich zusammenhängen, die reichlich Pollen von Pinus geliefert haben (Analyse von GÖTTLICH und KÖRBER-GROHNE), ist noch fraglich. Von Burlafingen aus ging die Fahrt über die Obere Niederterrasse von Nersingen, die im S mit dem Fellheimer Feld zusammenhängt. Der Schotterkörper dieser heute bei Nersingen etwa 5 bis 7 m über die Donau-Aue aufragenden Terrasse wurde von der Iller während eines älteren Abschnittes der Würm-Kaltzeit gebildet, bevor sie ihren gegenwärtigen Lauf erreicht hatte.

Der nächste Halt erfolgte auf der Unteren Hochterrasse bei Oberfahlheim. Es handelt sich um die nördliche Fortsetzung des sogenannten Hitzendorfer Feldes, das südwestlich von Memmingen bis 4 km breit wird. Wie Herr Löscher zeigte, kann man hier in der Regel von dem folgenden Profil ausgehen:

- m Lößlehm
- 0,5 m Löß; unten kryoturbat verwürgt; nicht sichtbar im Aufschluß
- entkalkter Schotter ("Rotkies")
- graublauer, alpiner Kalkschotter mit max. 50 cm starken Sandlinsen 10 m
- Basisfazies mit max. 20 % Weißjurageröllen und zahlreichen groben Weißjura-0,5 m blöcken (max. 1,5 m Φ), sowie vereinzelt Basalt- und Buntsandsteinblöcken (bis 50 cm ∅).

Obere Süßwassermolasse bei 459-459,5 m NN.

Durch mehrfache, gesicherte Verknüpfung dieses Schotterkörpers mit Moränen, durch die Abfolge der Deckschichten und durch geomorphologische Befunde (erste Terrasse über der Oberen Niederterrasse) ist ein rißeiszeitliches Alter gesichert.

Die nächsten Beobachtungen wurden beiderseits des unteren Mindeltales durchgeführt. Hier ist die folgende Terrassengliederung gegeben: Das oberste Niveau (Deckschotter) wird von einem

petrographisch unterschiedlichen, genetisch aber wohl einheitlichen Schotterkörper gebildet, der maximal 15 m mächtige Deckschichten trägt. Dieses Niveau wurde am frühen Nachmittag in der Ziegeleigrube von Roßhaupten studiert. Der Schotterkörper reicht von der Günz bis an den Lech. Seine Basis befindet sich 45—50 m über der Aue der Mindel. Er dürfte aus der fünftletzten Kaltzeit datieren. Am Unterlauf von Mindel und Kammlach stehen verschiedentlich mehr oder weniger ausgedehnte Schottervorkommen an, die sich einer weiteren einheitlichen Akkumulationsphase zuweisen lassen. Die Basis des Schotterkörpers liegt 16—20 m über der Talaue. Die Mächtigkeit der Deckschichten beträgt maximal 9 m. Vermutlich haben wir es hier mit einem mindeleiszeitlichen Schotterkörper zu tun. Er wurde in der Ziegeleigrube Offingen unter der Führung der Herren Legen und Löscher studiert.

Bei Offingen steht darüberhinaus noch ein Schotterkörper an, dessen Basis ungefähr in der Höhe der heutigen Talaue gelegen ist, oder der sich etwas über sie erhebt. Hier handelt es sich um eine rißeiszeitliche Terrasse.

Die würmeiszeitlichen Schotter werden bis 5 m mächtig. Vielfach sind sie von mächtigen postglazialen Torfen bedeckt. Die Ziegeleigrube von Offingen zeigte das folgende Profil:

Unter dem 1) Bt-Horizont des heutigen Bodens folgte

2) Löß. An seiner Basis trat ein

3) sandig-lehmiger Horizont auf (kryoturbat gestört). Es folgte

 Löß, der auf braunem Lehm mit blättriger Struktur lag. In ihm waren Mn-Konkretionen häufig.

Unter einer deutlichen Grenze lag ein

- 5) schwach-toniger Lehm, braun (10 YR 7/8), mit kleinen Mn-Konkretionen und Krümelstruktur (Bt eines fossilen Bodens). Ein
- Übergangshorizont vermittelt zu einem älteren
 Löß, kalkhaltig, mit Konkretionen. Dann kam ein
 Hanglöß, mit z. T. deutlicher Schichtung

Unter einer deutlichen Grenze folgte ein

- Bg-Horizont, marmorisiert (10 YR 8/8 und 10 YR 8/1) mit blockig-scharfkantiger Struktur.
 Dann kamen ein
- 10) kalkfreier Schotter, bis einen Meter mächtig, und ein
 11) kalkhaltiger Schotter, von 3,5 bis 4,5 m Mächtigkeit.
 12) Tertiärer Sand bildete den Abschluß des Profils.

Wie Herr Leger zeigte, dürste der unterste fossile Boden (Bg-Horizont) wohl aus dem Mindel-Riß-Interglazial stammen, der mittlere Bt-Horizont aber aus dem Riß-Würm-Interglazial.

Die angeregten Diskussionen wurden nach dem leider sehr verspäteten Mittagsmahl in der bemerkenswerten Ziegeleigrube von Roßhaupten fortgesetzt. Hier stehen oberhalb eines Schotters, dessen Basis, wie erwähnt, rund 45 bis 50 m über der Mindel gelegen ist, mächtige Deckschichten an. Sie bestehen in ihren oberen 5,5 m aus Löß, in den unteren 5,5 m aber aus umgelagertem, im wesentlichen ehemals wohl äolischen Material. Unter dem heutigen Boden folgt in etwa 1,5 m Tiefe ein schwacher, kryoturbat gestörter AC-Boden. In 3,2 bis 5,0 m Tiefe tritt ein weiterer fossiler Boden auf, der von Herrn Leger anfangs als Bt-Horizont einer riß-würmzeitlichen Parabraunerde angesehen worden ist. Wie die erneute Beobachtung an Ort und Stelle ergab, handelte es sich nur um einen sehr schwach plattigen, nicht aber bröckeligen fossilen Boden, fast ohne coatings, der wohl eher einem Interstadial zugewiesen werden sollte. Der obere Teil dieses Bodens ist kryoturbat gestört. Nach etwa einem halben Meter Löß folgt eine vergleyte Parabraunerde, die sicherlich einem Interglazial, nach Lage der Dinge aber dem Riß-Würm-Interglazial, zugewiesen wurde. Dieser Boden ist bereits auf dem erwähnten umgelagerten Material entwickelt. In ihm treten in der Mitte und an der Basis zwei weitere, kräftig entwickelte vergleyte Bt-Horizonte auf, die wohl ebenfalls Interglazialen zuzuordnen sind. Schließlich folgt ein letzter Bt-Horizont, der auf den liegenden Schottern ausgebildet ist. Er war nicht aufgeschlossen. Es konnte nicht entschieden werden, ob dieser Schotter einem Abschnitt der Günz- oder gar schon der Donau-Kaltzeit zugewiesen

Von Roßhaupten aus folgte die Fahrtstrecke dem Verlauf des altpleistozänen Donaulaufes bis Wollbach, nordwestlich von Zusmarshausen, wandte sich dann aber nach S, damit das Altpleistozän der Zusamplatte studiert werden konnte. Die sehr sandige Molasse der Zusamplatte ist weithin von altpleistozänen Schottern bedeckt, deren Alter gegenwärtig von Scheuenpflug, Löscher und Sinn bearbeitet wird. Die Zusamplatte wird in den nördlichen, von der Donau beeinflußten, und den südlichen Teil gegliedert, in dem die Donau nach dem bisherigen Stand der Untersuchungen von Scheuenpflug und Löscher nicht mehr geflossen ist. Dieser südliche Teil wurde zum Abschluß des ersten Exkursionstages in den beiden Aufschlüssen des Schweinsberges und des Ühlenberges (beide kurz nördlich von Dinkelscherben) besucht.

Am Schweinsberg befindet sich die Schotterbasis auf den Sanden der Oberen Süßwasser-Molasse in 525 m Höhe. Wie erwähnt, wurden die Schotter nicht von der Donau, sondern von Flüssen abgelagert, die von S kamen. Für diese Kgr. sind einerseits die großen Benthonit-Brocken (verwitterte vulkanische Tuffe unbekannter Herkunft) und andererseits die mächtigen Weißjurablöcke kennzeichnend, die als "Reutersche Blöcke" bezeichnet werden. Sie wurden bisher mit dem Nördlinger Ries in Verbindung gebracht. Scheuenpflug, der hier führte, konnte aber unlängst zeigen, daß ähnliches Material auch in die Obere Süßwassermolasse eingelagert ist, so daß die Reuterschen Blöcke auch aus einem fluviatilen Abbau der OSM hervorgegangen sein können.

Auf den erwähnten Schottern stehen nur wenige Kilometer weiter nördlich in Schluffen und Feinsanden torfige Schichten an, die von Filzer und Scheuenpflug 1970 untersucht worden sind. Es handelt sich um das Vorkommen des Uhlenberges, das bei abendlicher Sonne besucht wurde: Wie erneute Nachuntersuchungen durch Jung und Frenzel an sehr umfangreichem Material gezeigt hatten, bergen die Torfe manche Interessante Makrofossilien (Jung), unter denen besonders Zapfen von Picea omoricoides, Nadeln von Picea Abies und Reste einer eigentümlichen Chamaecyparis auffallen. Auch der Pollen von Picea omoricoides konnte mehrfach gefunden werden, zusammen mit dem der Tsuga diversifolia und von Pinus Sect. haploxylon (Frenzel). Wie an Ort und Stelle dargelegt werden konnte, ist heute noch nicht zu entscheiden, ob wir es hier mit einem echten Interglazial oder nur mit einem bedeutenderen Interstadial zu tun haben. Die Zuweisung der interessanten Flora zum Altpleistozän bereitet aber keine Schwierigkeiten. Eine genauere Einengung der Altersangaben ist z. Žt. noch nicht möglich.

Am 27. September wurde zunächst das Profil der Kiesgrube Wörleschwang (nördlich von Zusmarshausen) studiert, um Einblicke in den geologischen Bau des von der Donau beeinflußten N-Teiles der Zusamplatte zu ermöglichen. Unter 3,0 bis 4,5 m entkalktem Schotter folgt zunächst ein 3 bis 5 m mächtiger, graublauer, alpiner Kalkschotter. Er liegt auf einem Schotter (2,0 bis 4,5 m mächtig), der als Weißjura-Fazies bezeichnet werden muß. In ihm kommt eine Groblage aus Weißjurablöcken vor. Außerdem sind in ihm an der Basis Quarzite und Molassesandsteine zu finden. Dieses Material entstammt der altpleistozänen Donau. Die Obere Süßwassermolasse beginnt bei 496—499 m NN. Das bedeutet, daß der alte Donaulauf, der hier etwa 15 km südlicher als die heutige Donau floß, rund 70 m höher als gegenwärtig verlief. Löscher, der hier die Führung übernommen hatte, nimmt an, daß es sich um Sedimente der fünftletzten Kaltzeit handelt. Aus dem Gebiet von Wörleschwang zieht der alte Donaulauf nach NO, in Richtung auf das Wellheimer Trockental, das als nächstes studiert wurde. Leider verhinderten die dichten Nebelschwaden weite Blicke über die so eindrucksvolle Landschaft.

Am Westeingang des Wellheimer Trockentales wurde bei Mauern von den Herren Bleich und Brande geologisches und pollenanalytisches Material zur Geschichte des alten Donaulaufes vorgeführt. Herr Müller-Beck zeigte aber anschließend in Neuburg a. d. Donau wichtiges archäologisches Material, das bei den Ausgrabungen in Mauern hatte geborgen werden können. Oberhalb des Talbodens stehen auf der Südseite des Tales, und zwar ungefähr im Niveau der Straße, Schotter, Lehme und Lösse an, die anhand von fossilen Böden gegliedert werden können (Ziegelei Mauern, Ostwand): Oberhalb des Malmdolomits folgt eine Terra fusca, die, ebenso wie der auf ihr liegende Schotter, stark verwürgt und gepreßt ist. Der sandige Donauschotter wird von Herrn Bleich in das Altpleistozän gestellt. Über dem Schotter folgt sandiger Lößlehm, der unten Frostblätterung aufweist, oben aber Pseudovergleyung. Verlehmung und Pseudovergleyung sollen während des Eem stattgefunden haben. Es folgt eine Fließerde, über der Löß, mit Oxidkonkretionen und Holzkohleflittern ansteht. Auf dem Löß ist der Bt-Horizont eines fossilen Bodens ausgebildet, dessen Material ebenfalls in Krotowinen weiter unten anzutreffen ist. Der Boden wird in das Stillfried B-Interstadial gestellt. Über ihm steht ein steiniger, durch eine dünne bräunliche Lage zweigeteilter Löß an, der den heutigen Boden trägt.

In der Aue des Wellheimer Trockentales wurden unmittelbar unter dem Eingang zu den Weinbergshöhlen, die archäologisch so wichtig geworden sind, mehrfach torfige Sedimente erbohrt, die nach Herrn Brande wenigstens teilweise interstadialen Charakter haben und durch Pinus, Picea, Larix und Juniperus, sowie auch durch etwas Betula, Salix und Alnus gekennzeichnet sind. Unter den ältesten Torfschichten in etwa 7—8 m Tiefe konnte trotz zahlreicher Bohrungen kein Hinweis auf interglaziale Bildungen gefunden werden. Die Schichtfolge wird von rund 3 m mächtigen, vermutlich kaltzeitlichen Hangsedimenten abgeschlossen. Es scheint danach so, als sei das Wellheimer Trockental zum letzten Mal von der Donau spätestens unmittelbar zu Beginn der Letzten Eiszeit beflossen worden.

Nach dem Mittagessen in Neuburg wurde zunächst in rascher Fahrt das Donaumoos von Königshuld durchquert, ein sehr großes Flachmoorgebiet, das vor dem Beginn seiner Kultivierung um 1790 ein botanisches Paradies gewesen ist. Heute sind die ehemals bis 8 m mächtigen Torfe durch die Entwässerung stark gesackt, und die Flora ist verarmt. Im tertiären Hügelland um Schrobenhausen traf man erneut auf ausgedehnte Flachmoore, dieses Mal auf einer jungen Terrasse der

Paar. Wie von Frau Körber-Grohne durchgeführte Pollenanalysen erkennen lassen, begann die Vermoorung frühestens während der Eisenzeit. Die Ursachen für diesen Prozeß, der in Süddeutschland weit verbreitet ist, sind gegenwärtig noch offen.

Bei Dasing wurde die Autobahn erreicht, der wir bis Fürstenfeldbruck folgten. Dort stieg die Fahrtroute zunächst auf spätglazialen Schotterterrassen langsam nach S an, bis die letzteiszeitlichen Endmoränen bei Grafrath erreicht waren. Da sich das nächste Exkursionsziel mit Problemen der Riß-Würm-Warmzeit beschäftigte, wurde zunächst der geomorphologische Aufbau im nördlichen Teil des Ammerseebeckens vom fahrenden Omnibus aus studiert, um einen besseren Überblick über die Lage der äußersten Würm-Endmoräne und der an sie anschließenden Sandrfläche zu erhalten. Nur wenige hundert Meter nördlich dieser Endmoräne wurde zwischen Moorenweis und Jesenwang das von Herrn Peschke pollenanalytisch bearbeitete Wildmoos besucht. Es liegt im rißeiszeitlich vergletscherten Gebiet in einem durch flache Moränenrücken geschützten Winkel zwischen der Würm-Endmoräne und der dazugehörenden Sandrfläche. Es ist zu vermuten, daß die ältesten warmzeitlichen Sedimente dieses Beckens, das noch heute von einem verheideten Hochmoor eingenommen wird, der Riß/Würm-Warmzeit entstammen. Wir trafen bei zwei Bohrungen die folgende Schichtfolge an:

0-245 cm spät- und postglazialer Torf

245-385 cm Ton

385-570 cm Tongyttja

570-610 cm graublauer Ton

610-700 cm Ton mit Steinen

700-850 cm sehr harter Lehm, kalkhaltig, mit vielen Geschieben : Grundmoräne.

Von 670 bis 430 cm Tiefe reichen warmzeitliche Sedimente, deren Pollenflora durch sehr hohe, gleichbleibende Werte von Corylus gekennzeichnet war (mehr als 100 % der Baumpollen-Summe, BP.). Diese Verhältnisse lassen an ein aufgelockertes Waldland denken, oder an weite Haselgebüsche, die das Waldland inselartig durchsetzen. Im Wald waren meist Picea, sowie Quercus und Ulmus ± gleichstark vertreten. Tilia und Carpinus fehlten fast stets. Taxus war überhaupt nicht zu finden. Meist waren aber Abies und Fagus in stets geringen Mengen nachweisbar. Auf die geschilderte Vegetation folgte zwischen 470 und 340 cm Tiefe diejenige eines Kiefern-Fichtenwaldes mit beträchtlichem Anteil der Heliophyten, bis schließlich hochglaziale Bedingungen erreicht waren.

Die warmzeitliche Pollenflora ist sicherlich nicht identisch mit derjenigen des Eems oder der von Zeifen. Die sich hieraus ergebenden geologischen Konsequenzen wurden teils leidenschaftlich dis-kutiert, ist doch das Vorkommen des Wildmooses geeignet, an der Vorstellung, daß das Riß/Würm dem Eem entsprochen habe, zu zweifeln. Die von einigen der Teilnehmer vorgetragene Hypothese, daß die liegende Moräne vielleicht nicht der Riß-, sondern einem älteren Vorstoß der Würmeiszeit entspräche, hilft nicht weiter, da dies bedeuten würde, daß innerhalb der Würmeiszeit ein bedeutendes Interstadial vorhanden gewesen sein müsse, von dessen Existenz bisher nichts an anderen Orten bekannt geworden ist. Auch die Frage, ob es sich nicht bei der gesamten Schichtfolge um postglaziale Bildungen handeln könne — man wäre dann der Schwierigkeit der Riß/Würm-Warmzeit oder eines bedeutenden würmeiszeitlichen Interstadials enthoben - ist zwar im Kreise des Hohenheimer Botanischen Instituts schon lebhaft erörtert worden, mußte aber verworfen werden, da die basale warmzeitliche Pollenflora einerseits nicht mit der des Postglazials verglichen werden kann und da andererseits auf diesem Wege nicht zu erklären ist, wie zwischen diese Sedimente und die des sicheren Postglazials (der oberen wenigen Meter) die wohlerhaltene kaltzeitliche Pollenflora hineingekommen sein soll. Die Diskussion wurde daher vertagt, bis mehr Beobachtungen während der Exkursion gemacht worden sein sollten, die eine bessere Stellungnahme ermöglichen könnten.

Abschließend wurde die Kiesgrube bei St. Willibold, östlich von Jesenwang, aufgesucht. Hier steht unter den etwa 10 m mächtigen Sandrsedimenten des maximalen Würmvorstoßes eine stellenweise rund 3—4 m mächtige, sehr lehmige Grundmoräne an, die nach Auskunft der dort arbeitenden Baggerführer auf bis zu 20 m mächtigen Schottern liegen soll. Die Diskussion kreiste um die ebenfalls nicht gelöste Frage, ob die Moräne einem älteren Würmvorstoß oder aber der Rißeiszeit angehöre. Leider waren weder die Beleuchtungs- noch die Aufschlußverhältnisse der extra für uns freigegrabenen Moräne gut genug, um entscheiden zu können, ob sie von einem Boden überprägt worden ist und ggf. welchem Typ der Boden zugerechnet werden müsse.

Zum Abschluß des Tages trennte sich die Exkursion: Ein Omnibus fuhr mit etwa 20 Personen sofort nach Penzberg; die anderen beiden Omnibusse aber setzten ihre Reise nach Rosenheim und Prutting fort, vorbei an dem eindrucksvollen Münchener Olympiagelände. Leider wurde es schon zu dunkel, als daß die schöne Landschaft des ehemaligen Inngletschers hätte gewürdigt werden können. Für die nächsten beiden Abende übernachtete die Exkursion teilweise in Rosenheim, zum anderen Teil aber in Prutting, östlich von Rosenheim.

Der 28. September war den quartärgeologischen Verhältnissen bei Nußdorf am Inn und bei Wasserburg gewidmet. Derjenige Teil der Exkursion, der am Vorabend bereits nach Penzberg gefahren war, studierte quartärgeologische Probleme der Umgebung von Murnau-Penzberg, sowie am Rande des Ammergebirges, bevor die Heimfahrt angetreten wurde. Über die hierbei zu beobachtenden Dinge vgl. weiter unten.

An der Autobahnausfahrt von Nußdorf wurde die Exkursion von Herrn Präsidenten Dr. VIDAL, dem Leiter des Bayerischen Geologischen Landesamtes begrüßt, dessen Herren so maßgeblich bei der Vorbereitung und Durchführung der Exkursion mitgewirkt hatten. Oben im Gebirge hieß uns aber der Herr Bürgermeister der Gemeinde Gritschen herzlich willkommen, als es galt, sich einen Überblick über die geomorphologische Situation des Samerberges zu verschaffen. Dies war nötig, da ungefähr im Zentrum des Gebietes, in rund 590 bis 610 m Höhe, hart östlich von Gernmühlen, ein besonders eindrucksvolles Interglazialvorkommen dank der unermüdlichen Gelände- und Laborarbeiten der Herren Prößert, Grüger und Jung hat entdeckt und bearbeitet werden können. Das regnerische Wetter erschwerte allerdings den Überblick über die komplizierten geomorphologischen Verhältnisse, die auf verschieden alte letzteiszeitliche Gletschervorstöße zurückzuführen sind. Wie Herr Prößtl mitteilte, konnten bei Gritschen auf diesen glazigenen Sedimenten Ablagerungen des Alleröd gefunden werden. Unter den würmzeitlichen Moränen stehen aber am Fluderbach mächtige lakustrine Sedimente an, die von Herrn Prößstl, sowie von dem Grundbesitzer meisterhaft freipräpariert, sowie durch Brücken und Treppen zugänglich gemacht worden waren. Hier erläuterten die Herren Grüger und Jung den Gang der von ihnen ermittelten Vegetationsgeschichte (vom ältesten zum jüngsten): Über fast pollenfreiem Bänderton folgt die von Pinus gekennzeichnete Flora eines Interstadials. Eine waldlose Zeit mit bis zu 18 % Artemisia u. a. Heliophyten leitete zur Wiederbewaldungsphase über, als Betula und Pinus besonders wichtig waren. Es folgten die Ausbreitung und Dominanz von Quercus, Ulmus, Tilia, Fraxinus und Acer. Etwas später begannen die Massenausbreitung von Corylus und von Picea. Die anschließende Taxus-Ausbreitung, die zu einem Pollenanteil von immerhin 53 % der BP-Summe geführt hatte, leitete über zur Tannenzeit, gefolgt von einer Phase, als sich Carpinus auszubreiten vermochte. Eine Schichtlücke trennt dieses Profil von einem jüngeren, das mit einer Fichten-Tannenzeit begann, gefolgt von einer Fichten-Kiefernzeit, bis sich schließlich das Absinken der Waldgrenze und die Auflichtung der Wälder bemerkbar machten.

Lebhaste Diskussionen verursachte die Frage nach dem Alter der Schichten. Daß ihre Pollenflora nicht derjenigen des Wildmooses entsprach, war klar. Vielmehr weist sie große Ähnlichkeiten
zu Zeifen und zu dem norddeutschen Eem auf, wie besonders Beug und Grüger betonten. Ob man
hieraus aber folgern darf, daß die etwas gekippten und gestörten Schichten somit während des
Riß/Würm-Interglazials abgelagert worden sind, blieb offen, falls man nicht sagen wollte, daß die
unter der Würmmoräne und unter einer Erosionsdiskordanz folgenden jüngsten warmzeitlichen
Sedimente die des Riß/Würm-Interglazials sein müssen.

Den Abschluß dieses so interessanten Vormittages stellte eine kurze Begehung des als klassisch zu bezeichnenden Jungmoränengeländes oberhalb des erwähnten Interglazialprofiles dar, das von Glückert, der leider nicht zugegen sein konnte, kartiert worden war.

Bei der Rückfahrt nach Prutting, wo das Mittagessen eingenommen wurde, konnte im Vorbeifahren auf die geomorphologische Position der lakustrinen Sedimente des spätglazialen Rosenheimer Beckens verwiesen werden, die früher von Schumann warvenchronologisch untersucht worden waren.

Der Nachmittag diente einem Studium der quartärgeologisch so interessanten und so häufig bearbeiteten Umgebung von Wasserburg am Inn. Gleichzeitig wurde damit das Studium des Schieferkohlenproblems aufgegriffen, das uns auch noch am nächsten Tag beschäftigen sollte. An dem hohen Ufer der Innleite direkt östlich von Wasserburg gab Herr Jerz einen umfassenden Überblick über die quartärgeologischen Probleme dieses Raumes, wie sie sich jetzt anhand neuer Beobachtungen ergeben. Es wurde deutlich, daß der würmeiszeitliche Gletscher in dem betrachteten Gebiet oszilliert hatte, wobei Sedimente eines oder mehrerer großer Eisstauseen gebildet wurden, die später wieder überfahren worden sind; außerdem wies JERZ deutlich auf die Problematik der Schieferkohlen hin: Unterhalb Wasserburgs treten mehrfach im Niveau des Inns stark gepreßte Torfe auf, die als Schieferkohlen bezeichnet werden. Extrapoliert man von den Wasserburger Verhältnissen, wie es bisher meist geschehen ist, dann muß generell angenommen werden, daß die Kohlen an der Basis glazigener Sedimente der Letzten Eiszeit gelegen sind. Dies griff Frenzel bei dem anschließenden, für ältere Exkursionsteilnehmer leider etwas beschwerlichen, Fußmarsch zu dem Vorkommen von Schambach am Inn auf: Die Marschroute war so gelegt worden, daß allen Exkursionsteilnehmern deutlich werden konnte, daß die Kohlen von Schambach an der Basis eines fossilen Erdrutsches gewaltigen Ausmaßes, direkt oberhalb der "Teufelsbrücke" gelegen sind. Im Bereich der ehemaligen Kohleschürfe durchgeführte Bohrungen des Hohenheimer Botanischen Instituts hatten innerhalb von nur 10 m Horizontalentfernung lediglich einmal 140 cm Kohle angetroffen: Wie schon lange bekannt, sind die Kohlen also stark gestört. Darüber hinaus konnte FRENZEL anhand von Pollenanalysen, die Frau Dr. Jochimsen durchgeführt hatte, zeigen, daß die Pollenflora dieser Kohlen derjenigen der Eisen- und Römerzeit entspricht. Dies ist durch 14C-Datierungen, die liebenswürdigerweise Herr Geyh durchgeführt hatte, bestätigt worden: 2160 ± 110 v.h. (Hv 4842), 4830 ± 190 v.h. (Hv 4843). Die angeregte Diskussion dieses Sachverhaltes, der sicher manchem etwas schmerzlich gewesen sein mag, da hiermit eines der berühmtesten Interglaziale kassiert werden muß, kreiste um den Charakter des ehemaligen Moores: Altwasserarm, Toteisloch, Quellmoor? FRENZEL machte darüberhinaus aber darauf aufmerksam, daß mit dieser Neueinstufung des Schambacher Vorkommens nichts über das Alter der übrigen Kohlen dieses Raumes gesagt sei. O. Fränzle verdankte man Angaben darüber, daß das unter Schottern bei Zell am Inn gelegene Schieferkohlenvorkommen, das uns vier Bohrer gekostet hat, aus der Zeit von 57 000 bis 65 400 v.h. datiert. Das Vorkommen des Blaufeldes bei Wasserburg, das nach von Frenzel durchgeführten Pollenanalysen während eines sehr kalten Klimas innerhalb einer baumlosen Vegetation gebildet worden ist, ist aber möglicherweise älter als Schichten, die einen Molaren von Mammontheus trogontherii-primigenius (det. K. D. Adam)enthalten. Sie könnten somit sehr viel älter sein, als die bisher betrachteten Kohlen. Das würde allerdings bedeuten, daß die Innleite bei Wasserburg auch viel ältere Schichten birgt, als bisher angenommen worden ist. Um ein Beispiel für Kohlen zu demonstrieren, die unter einem kalten Klima gebildet worden sind, wandte sich die Exkursion schließlich noch zu dem Vorkommen der Ödmühle, das früher als das des Nasenbaches beschrieben worden ist. Hier stehen zwei, jeweils nur wenige Dezimeter mächtige Flöze an, die in rund 3,5 bis 4,0 m mächtige Kohletone eingebettet sind. Die Flötze sind in schwache Falten geworfen und fallen zum Berg hin ein. Sie liegen rund 40 m über dem Inn, direkt unterhalb einer Moräne, die von einer spätglazialen Ersosionsterrasse gekappt ist. Die Kohlen konnten nur durch einen kleinen Fußmarsch, z. T. über Notbrücken erreicht werden, die dankenswerterweise der Grundbesitzer zur Verfügung gestellt hatte. Herr FLIRI aber kürzte den Weg für ältere Exkursionsteilnehmer in einer beherzten Fahrt mit seinem Pkw ab. Bei dem Vorkommen der Odmühle wurde gezeigt, daß die Kohlen des Wasserburger Raumes neben denjenigen von Schambach aus zwei Typen bestehen, nämlich dem eines Fichten-Kiefern-Waldes (Zell und Bergholz), bzw. dem einer offenen, tundraartigen Vegetation (Blaufeld und Odmühle). FRENZEL machte ausdrücklich darauf aufmerksam, daß man aus vergleichbarem Florencharakter nicht bedenkenlos auf gleiches Alter schließen dürfe. Die Rückfahrt führte durch das schöne Wasserburg, dann aber auf zwei verschiedenen Strekken durch die so eindrucksvolle Würmmoränenlandschaft wieder zurück nach Rosenheim, bzw. nach Prutting.

29. September: Dieser Tag diente dem weiteren Studium des Schieferkohleproblems. Zunächst aber ging es in einer längeren Fahrt von Rosenheim über Bad Tölz nach Höfen, nördlich von Penzberg. Während der Fahrt waren unsere so souveränen Führer, die Herren Troll und Jerz, unermüdlich tätig, um die modellartig klare Landschaft zu erklären. In der Umgebung von Penzberg und von Murnau ging es darum, ob die dort anzutreffenden Schieferkohlen, die ja z. T. durchaus wirtschaftliches Interesse gehabt haben, gleichalt sind, bzw. welchen Warmzeiten sie zugeordnet werden müssen. Die Verhältnisse waren noch dadurch besonders interessant, daß Beug und OHMERT schon in Hohenheim über das von ihnen untersuchte Interglazialvorkommen von Eurach berichtet hatten, das ja ebenfalls im Penzberger Raum gelegen ist, und zwar nur wenig westlich von Höfen, dem ersten Haltepunkt. Dort stehen unter der würmeiszeitlichen Moräne, die die Drumlinlandschaft überzieht, mächtige Vorstoßschotter an, die ein nahezu horizontales Kohleflöz, eingebettet in Schlufflagen und mit einem Stubbenhorizont endend, enthalten. Die Schotter kappen diskordant kryoturbat (oder auf anderem Wege) gestörte kiesreiche Sande und äußerst harte, fein geschichtete Tone. Die Kohle beißt rund 30 bis 35 m oberholb des spätglazialen Wolfratshausener Beckens aus. Z. Zt. der ehemaligen Torfbildung herrschte anfänglich ein Fichten-Kiefernwald, mit vereinzelten thermophilen Holzarten, später aber ein Kiefern-Fichtenwald, dem die Thermophilen fehlten. Erst nach beendeter Exkursion wurden die folgenden 14C-Daten mitgeteilt: Oberer Teil 66400±2000 v.h.; unterer Teil 69300±2000 v.h. Bemerkenswert an diesem Vorkommen ist, a) daß es sich nicht um ein echtes Interglazial gehandelt hat; b) daß das Vorkommen in Vorstoßschotter eingebettet ist; c) daß es auf einem fossilen Relief liegt, das dem heutigen nicht entspricht und d) daß es gegen 65 000 bis 69 000 Jahre alt ist. Anders sahen die Verhältnisse am nächsten Aufschluß aus, nämlich in der Kgr. Breinetsried. Den einleitenden Überblick über die Geomorphologie der Umgebung von Penzberg genoß höchst interessiert mit uns eine Herde von Kühen, die großes Interesse für die Quartärgeologie im allgemeinen und für einzelne Kollegen im besonderen zeigte. Der rund 25 m hohe Drumlin ist im wesentlichen aus Vorstoßschottern aufgebaut, deren sedimentpetrographische Bedingungen auf kleinem Raum wechseln. Nahe der Basis der Kgr. tritt im Schotter ein Kohleflöz auf, dessen Torfe zur Zeit der Herrschaft eines lichten Kiefernwaldes, bei nur sehr geringer Beteiligung von Picea und Betula, gebildet wurden, als gleichzeitig heliophile Kräuter weit verbreitet waren. Das Alter der Kohlen (46100 ± 900 v.h.; 49400 ± 900 v.h.; 42570 ± 1160 v.h.; 42170 ± 1400 v.h.) ist erheblich geringer als das derjenigen von Höfen, entspricht aber ungefähr, wie Herr Grootes mitteilte, dem wir die Daten verdanken, dem Alter des niederländischen Moershoofd-Interstadials. Die Tatsache, daß diese Kohlen ebenfalls in Vorstoßschotter eingebettet waren, fand genau so großes, nachdenkliches Interesse, wie ihre starken Störungen, von denen auch die sie einschließenden Schotter betroffen worden waren.

Hatten sich die Beobachtungen während des Vormittages mit interstadialen Schieferkohlevorkommen unterschiedlichen Alters und verschiedenen Klimacharakters beschäftigt, so konzentrierten wir uns am Nachmittag auf Vorkommen, die als Beispiele für Vegetationsabfolgen des Riß/Würm-Interglazials gelten. Hierzu wurde nach dem Mittagessen während der Fahrt auf der neuen und landschaftlich sehr schönen Autobahn München—Garmisch zunächst ein Überblick über die Situation des von H. Reich untersuchten Kohlevorkommens von Großweil gegeben; dann aber wurde der gesamte Raum kurz hinter der Autobahnbrücke von Schwaiganger von einem Rastplatz aus diskutiert. Diskussionsgrundlage bildeten Pollenanalysen, die jüngst an Material dieses Raumes von Schmeidl und von Pesche durchgeführt worden waren. Auch hier behinderte der Dunst leider den Fernblick über die so besonders interessante Landschaft, deren geomorphologische Bedingungen einerseits von Natur aus schon ziemlich kompliziert sind, die aber andererseits noch dadurch undurchsichtig werden, daß älteres Material vom Gletscher umgelagert worden ist.

Stephan und Frenzel referierten über den gegenwärtigen Stand der Kenntnisse: Hiernach ist in ein älteres, von mächtigen Tonen erfülltes Becken, deren Reste heute an vielen Stellen in dem Hügel von Pömetsried anzutreffen sind, ein Talsystem eingetieft worden, das anschließend von Schottern, Tonen und Torflagen erfüllt worden ist. Die Pollenflora der Torfe läßt in günstigen Fällen auf einen ehemaligen Fichten-Kiefernwald mit etwas Abies, anfangs auch mit etwas Carpinus, Corylus und Vertretern des Eichenmischwaldes schließen. Der Vegetationscharakter ähnelte also dem der Kohlen von Höfen. Tatsächlich interglaziale Verhältnisse werden dort aber nicht repräsentiert. Die erwähnte Talfüllung und die älteren Staubeckentone werden von Vorstoßschottern überdeckt, die ebenfalls ein Kohleband enthalten, das beim Autobahndurchlaß von Pömetsried die Pollenflora eines Kiefern-Fichten-Birkenwaldes zeigte, ohne Beteiligung von Thermophilen. Es ist nicht sicher zu entscheiden, ob irgendeines der pollenanalytisch untersuchten Flöze mit den Kohlen von Großweil zusammenhängt, die, nur 4 km weiter im Osten, immerhin rund 30 bis 40 m tiefer liegen. Es besteht allerdings pollenfloristisch auch kein zwingender Grund für eine derartige Konnektierung. Trotzdem spielte das Vorkommen von Großweil bei den Diskussionen eine große Rolle, besonders da dort vor Jahren Molaren des Waldelefanten gefunden worden sind. Dem Versuch jedoch, diese Funde bestimmten pollenfloristischen Zonen zuzuweisen, mußte entgegengehalten werden, daß die Grenzfläche des liegenden Seetones gegenüber der hangenden Kohle in Großweil an den verschiedenen Stellen des ausgedehnten Kohlevorkommens unterschiedlich alt ist und daß der damalige Fund nicht mit Pollenanalysen verknüpft worden ist, so daß eine nachträgliche, hypothetische Einordnung höchst bedenklich bleibt.

Wir hatten den Haltepunkt ausgewählt um einerseits zu zeigen, wie kompliziert die geomorphologischen Bedingungen sind, andererseits aber auch, um die Problematik des Alters dieser ausnahmslos bisher dem Riß/Würm-Interglazial zugewiesenen Kohlevorkommen zu zeigen. Bei dem letzten Exkursionspunkt dieses Tages ging es aber wieder um sicher interglaziale Verhältnisse, dargestellt am Beispiel des Pfefferbichls bei Füssen. Glücklicherweise hatten sich zum Abend die Dunstschleier verzogen, so daß der Blick auf das Gebirge schon während der Fahrt von Schwaiganger zum Pfefferbichl genossen werden konnte. Kurz vor Erreichen des Pfefferbichls trennten sich die Routen der beiden Omnibusse: die eine Gruppe fuhr mit kleineren Fahrzeugen zur Wasserscheid im Ammergebirge, um dort quartärgeologische Probleme zu diskutieren. Die andere Gruppe besuchte aber den Pfefferbichl. Zu Beginn des nächsten Tages wurden die beiden Gruppen ausgetauscht, so daß alle Teilnehmer beide Vorkommen studieren konnten.

In der Kgr. unmittelbar östlich des Pfefferbichls erläuterte Herr Brunnacker den geologischen Aufbau des Raumes: Über einer liegenden Moräne und über sie bedeckenden Seetonen folgt die etwa 4 m mächtige Schieferkohle des Pfefferbichls, die an ihrer Basis aus einem mächtigen Holzhorizont besteht. Über der Kohle stehen stellenweise nochmals Seetone an, dann aber zwei bemerkenswerte Schotter: Es handelt sich um einen älteren Periglazialschotter, der wenig verfestigt ist und einen Zahn eines recht altertümlichen Typs von Mammontheus primigenius (det. K. G. ADAM) enthielt, sowie um einen darüber folgenden, extrem harten Vorstoßschotter, der durch Glazialtektonik gestört ist. Erst über diesem Schotter folgt die Grundmoräne der Letzten Eiszeit. Wie Herr BRUNNACKER ausführte, wurde die gesamte Schichtfolge anhand der pollenanalytischen Arbeiten von Fr. REICH (1953) bisher in die Zeit zwischen der Riß-Eiszeit (liegende Moräne) und der Würmeiszeit eingestuft. Schon der Charakter der sehr hart konglomerierten Vorstoßschotter ließ manche Geologen zweifeln, ob es sich wirklich um Bildungen aus dem frühen Teil der Letzten Eiszeit handeln könne. Darüberhinaus teilte Herr JERZ mit, daß er vur kurzem an der Grenze zwischen dem stark konglomerierten Vorstoßschotter und der hangenden Moräne Reste eines fossilen Bodens gefunden habe, die Braunlehmcharakter trugen. Dieser Sachverhalt ändert die Situation beträchtlich. Es kommt hinzu, daß der vegetationsgeschichtliche Ablauf, wie er sich in der Pollenflora des Pfefferbichls widerspiegelt, kaum eine Parallelisierung mit dem norddeutschen Eem-Interglazial, eher aber mit dem norddeutschen Holstein-Interglazial (botanischer Definition) zuläßt, da Zonengliederung und Artengehalt am Pfefferbichl dieser Warmzeit viel mehr entsprechen (Pollenanalysen von Frau Vodičkova, Bryoflora: Buchloh). Die geologischen und paläobotanischen Beobachtungsergebnisse ergänzen sich also und zeigen, daß der Pfefferbichl aus der Liste der letzteiszeitlichen Bildungen gestrichen werden muß. Die Diskussion wurde besonders durch Welten belebt, der auf entsprechende Beobachtungsergebnisse seines Raumes verwies, wo allerdings die oberste der dort erbohrten zwei Warmzeiten dem Riß/Würm zugewiesen worden ist, da sie dicht unter den würmeiszeitlichen Sedimenten folge. Wie weit eine derartige Zuweisung berechtigt ist, war ja schon am Beispiel des Samerberges diskutiert worden.

Die Übernachtung in Schwangau ermöglichte vielen von uns, nach mehreren Nächten in Zweioder Mehrbettzimmern, endlich wieder einmal allein zu schlafen. Überhaupt zeigten sich dieser Ort und seine Umgebung von der besten Seite.

Am 30. September ging es erneut hinauf in das Ammergebirge, bzw. zum Pfefferbichl. Das angemietete Omnibus-Unternehmen war auf diesen Andrang pünktlich arbeitender Quartärforscher offensichtlich nicht vorbereitet. Mancher von uns wird es bedauert haben, daß uns nicht unsere vorzüglichen Fahrer, Herr Schlesinger und Herr Krüger, die uns während der gesamten übrigen Exkursion so meisterhaft und stets einsatzbereit gefahren hatten, auch hier hatten fahren können. So blieb uns nichts anderes übrig, als z. T. einerseits den Versuchen des neu angemieteten Busfahrers, zu wenden, mit einiger Skepsis zuzusehen und andererseits eine ganze Strecke zu Fuß zu laufen, um die eingetretene Verspätung nach Möglichkeit auszugleichen. Diese Verspätung nutzte Herr GERMAN für die Besatzung des anderen Omnibusses, um in der Nähe von Pfronten die von ihm so ausführlich studierten Beziehungen zwischen Oberflächenform und Sedimenttyp glazialer Akkumulation zu demonstrieren. Unsere Bohrungen in der "Wasserscheid" des Ammergebirges hatten bei rund 1100 m Höhe lakustrine Sedimente erschlossen, deren Pollengehalt Herr BOGNER untersucht. Die an Ort und Stelle vorgeführten Pollendiagramme zeigten, daß die Vegetationsentwicklung anderen Prinzipien gefolgt ist als denjenigen, die in der Umgebung während des Postglazials eingehalten worden sind. Andererseits aber entsprach die Vegetationsabfolge auch nicht den aus den Warmzeiten von Zeifen, Großweil oder vom Pfefferbichl bekannten Bildern. Besonders störend machte sich in diesem Zusammenhang einerseits die extrem hohe Beteiligung von Tilia an der ehemaligen Vegetation bemerkbar, andererseits aber auch die Tatsache, daß die Sedimente durch irgendeinen Vorgang mehrfach geschuppt und überkippt worden sind, bevor auf ihnen die vollkommen ungestörte Schichtfolge des Spät- und Postglazials abgelagert worden ist. Zur Ermöglichung einer eingehenden Diskussion der sich hieraus für das Alter der Schichten ergebenden Konsequenzen wurden anschließend Moränenvorkommen besichtigt (direkt östlich vom "Ochsenkopf"), die beweisen, daß das Gebiet ehemals vergletschert war. Ob man aber hieraus folgern darf, daß die Schuppung der Seetone durch einen Gletscher erfolgt ist, oder aber ob sie als subaquatische Rutschung gedeutet werden muß, blieb trotz angestrengter Diskussion der Befunde offen.

In schneller Fahrt mußten wir dann das Allgäu verlassen, um die eingetretene Verspätung aufzuholen. Dies gelang nicht ganz, zumal da das Umladen des Gepäcks in Kempten, einschließlich des dortigen Mittagessens, einige Zeit erforderte. Denn in Kempten trennten sich die beiden Omnibusse voneinander: Der eine fuhr mit denjenigen Teilnehmern, die noch am Abend Fernzüge oder das Flugzeug erreichen mußten, nach Stuttgart zurück, der andere aber durchquerte in reizvoller Fahrt, wobei wir einen Pkw aus dem Straßengraben hoben, das Gebiet zwischen Kempten, dem Wurzacher Becken und dem Füramoos. Während dieser Fahrt hatte, nach Überschreiten der Landesgrenze, Herr Werner den bisher unermüdlich tätigen Dr. Jerz abgelöst.

Im Falle des Füramooses drehte es sich um eine ähnliche problematische Situation wie bei dem bereits studierten Wildmoos (westlich von Fürstenfeldbruck). Das Füramoos liegt in 660 m Höhe zwischen zwei rißeiszeitlichen Endmoränenwällen. Hieran bestand während der Exkursion kein Zweifel. Die führenden Herren EICHLER und MADER machten aber die Diskrepanz der Ansichten über die Genese des in SW—NO-Richtung ungefähr einen Kilometer großen Beckens deutlich: Entweder handelt es sich um ein Becken, das durch Ausschmelzen von Toteis des äußeren Hauptriß-Vorstoßes entstanden ist (Eichler), oder das Becken entstand durch glazigenes Abdämmen eines zentripetalen Tales, das nach dem Rückzug des Eises vom äußersten Hauptriß-Endmoränenwall geschaffen worden ist (MADER). EICHLER gab darüberhinaus einen Überblick über die rißeiszeitliche Vereisungsgeschichte dieses Raumes, wohingegen sich MADER mit Stauchmoränenbildungen beschäftigte. Ich selbst legte dann im Becken des Füramooses anhand eigener Pollenanalysen die geomorphologische Problematik dar, wie sie sich aus dem vegetationsgeschichtlichen Werdegang ergibt: Über einer basalen Moräne, die rund 4,5 m tief erbohrt worden ist, folgen 1,7 m Tone, dann, nach einer dünnen Lage Tongyttja, 3,15 m einer sehr festen Algengyttja, über der nach 70 cm Tongyttja noch rund 6,4 m Schluffe, Lehme mit Steinen, und dünne Algengyttjenbänder folgen, bis der postglaziale Torf erreicht ist. Die mächtige Algengyttja und die sie nach oben und unten abschließenden Tongyttjen enthalten eine warmzeitliche Pollenflora. Es handelte sich um Fichten-Kiefern- oder um Kiefern-Fichtenwälder. An der Basis dieser Schichten traten unregelmäßig und in stark wechselnden Mengen Abies, Carpinus, Corylus und Vertreter des "Eichenmischwaldes" auf. Die Sedimentart weist hier darauf hin, daß das Becken gerade erst schrittweise zu entstehen begann: terrestrische und aquatische Sedimente wechseln häufig miteinander ab. Nach Bildung der Algengyttja wurde das Klima offenbar immer kälter, so daß sich der Nadelwald auflockerte, bis schließlich eine offene subarktische Vegetation herrschte, die nicht einmal zu Zeiten der späteren Bildung einiger Algengyttja-Bänder einem interstadialen Waldland Platz gemacht hätte. Ganz zu oberst schließen sich das Spät- und Postglazial an. M. E. kann die warmzeitliche Pollenflora nicht als Ausdruck eines Interglazials angesehen werden. Sie wurde vielmehr von Herrn De Jong mit den niederländischen Frühweichsel-Interstadialen verglichen. Wie die Herren Eichler und Mader gezeigt hatten, wäre zu erwarten gewesen, daß in diesem Becken die gesamte Schichtfolge seit dem Rückzug des Eises vom äußersten Hauptriß-Endmoränenwall erhalten geblieben wäre. Wenn sich dort trotzdem nicht die Pollenflora des norddeutschen Eem-Interglazials erhalten hat, sondern nur diejenige einer interstadialen Warmzeit, deren Pollenflora erst langsam in dem allmählich entstehenden und immer tiefer werdenden See konserviert wurde (wohl Toteis), so läßt diese Beobachtung wiederum (wie schon im Wildmoos) an der Berechtigung zweifeln, daß das süddeutsche Riß/ Würm dem norddeutschen Eem entsprochen hat. Dieser Ansicht wurde verständlicherweise lebhaft, wenn auch ohne Anführen von gegenteiligen Beweisen, widersprochen.

Die erhitzten Gemüter konnten sich auf der langen Fahrt von Ochsenhausen über Memmingen nach Günz a. d. Günz abkühlen, wo uns Herr Sinn erwartete. Schon während der Fahrt war das besonders schöne Terrassenland dieses Raumes, unter Herrn GRAULs kundiger Führung, zu studieren. Bei Günz aber gab Herr SINN einen Überblick über die Terrassengliederung des Günztales, damit an die Betrachtungen des ersten Exkursionstages anschließend. Während des weiteren Verlaufes der Exkursion drehte es sich aber um andere Dinge: Die Untersuchungen galten den höchstgelegenen Schottern auf der Ostseite der Günz, und zwar anhand der Kiesgruben von Inneberg und von Weiler. In beiden Fällen kamen unmittelbar über der Molasse an Helvetikum und Flysch, sowie an Kristallin sehr reiche Schotter vor, die von Schottern überlagert werden, in denen sehr viel Dolomit ansteht, der im unteren Schotter vollkommen fehlt. Zunächst einmal kann aus den Lagerungsverhältnissen beider Schotterkörper in diesem Gebiet geschlossen werden, daß sie entgegen der Annahme von Penck in Tälern abgelagert, nicht aber als weite Decken über das Molasseland ausgebreitet worden sind. Außerdem sagte aber Herr Sinn, daß der Gegensatz zwischen dolomitfreiem Liegendschotter und dolomitreichem Hangendschotter darauf zurückzuführen sei, daß im Frühglazial einer ältestpleistozänen Kaltzeit die von der Adelegg kommenden und zur Donau ziehenden Flüsse zunächst lediglich Periglazialmaterial dieses Berglandes herantransportiert hatten. Erst als im Hochglazial der betreffenden Kaltzeit Gletschermaterial in die Oberläufe der Flüsse gelangen konnte, änderte sich die sedimentpetrographische Zusammensetzung der Schotterkörper, da nun in großer Menge vom Eis Dolomitschutt herantransportiert werden konnte. Beide Schotterkörper gehören also nach Herrn Sinn zu einem glazialen Zyklus. Gegen diese Interpretation wurde trotz der bereits hereingebrochenen Nacht anhand von Beobachtungen, die im Scheinwerferlicht der Omnibusse gemacht wurden, besonders von Herrn ŠIBRAVA opponiert, denn Herrn SIBRAVA war der Nachweis von Bodenresten zwischen den Schotterkörpern in beiden Gruben gelungen. Dies deutet auf eine Unterbrechung unbekannter Dauer zwischen der Akkumulation beider Schotterkörper hin, wie es ja auch durch das Vorkommen von Mergelschichten zwischen beiden Schotterkörpern an anderen Stellen dieses Gebietes nahegelgt wird.

Erst recht spät war der letzte Omnibus wieder in Stuttgart, doch zeigte die Einsatzbereitschaft der Teilnehmer bis zur letzten Minute, daß die vielseitigen quartärgeologischen Probleme des Alpenvorlandes ein breites Interesse gefunden hatten. Sicherlich hat dazu auch ganz wesentlich beigetragen, daß die Aufschlüsse vom Hausmeister des Hohenheimer Botanischen Instituts, Herrn Salle, so vorzüglich vorbereitet worden waren, daß sofort die wesentlichen Dinge erkannt werden konnten. Ihm, der nimmermüden Organisatorin des Kongresses, Frau Schneider, sowie meinen Kollegen im Institut und den vielen anderen Institutionen, die so selbstlos bei Vorbereitung und Durchführung der Tagung und ihrer Exkursionen mitgewirkt haben, gilt unser aller Dank. Möge sich aus dem Kongreß eine weit in die Zukunft reichende, gute, verständnisvolle Zusammenarbeit aller ergeben.

Manuskript eingeg. 4. 6. 1973.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. B. Frenzel, Univ. Hohenheim, Fachgruppe 2 (Biologie 1), 7 Stuttgart 70, Kirchnerstraße 5.

Bericht über die von der DEUQUA-Tagung 1972 durchgeführte Exkursion zu den Travertinen von Stuttgart

Von WINFRIED REIFF, Stuttgart

Mit 1 Tabelle

In Stuttgart wurden im Quartär zu verschiedenen Zeiten und an zahlreichen Stellen Travertine abgelagert. Diese Travertine, die auch als Sauerwasserkalke bezeichnet werden, sind Absätze der heute hauptsächlich im Neckartal austretenden oder erbohrten Mineralwässer von Bad Cannstatt. Zahlreiche Reste von Flora und Fauna in den Travertinen von Stuttgart¹) geben Hinweise auf Klima und Okologie während der jeweiligen Bildungszeit der Travertine. Die Travertine tragen aber auch zur Gliederung des Pleistozäns bei. Es scheint so, als ob der in den Steinbrüchen Lauster und Haas aufgeschlossene Travertin eine Unterteilung des großen Interglazials in mindestens zwei — durch eine Klimaverschlechterung getrennte — Warmzeiten beweisen könnte (s. Tab.). Vor allem aber sind an keinem anderen Ort auf so engem Raum Ablagerungen und Fossilien vom Altpleisto-

		Neckarschotter	mi	Travertin
Älteres Altplei - stozán	Steppenzeit von Jockgrim (Hauptfauna)	Rosensteinpark	30	
		Bottroper Straße Rostocker Straße	22	
	Warmzeit v. Mauer			Bottroper Straße Rostocker Straße
Jűngeres Altplei - stozán	Mindel-Glazial	Berger Kirche Rosenstein-Tunnel Haldenstraße Villa Seckendorff Augsburger Straße US - Hospital Kursaal Stephanskirche Katzensteigle	19	
Älteres Mittel-	Ältere Abteilung des Großen Interglazials			Haldenstraße Villa Seckendorfi Augsburger Str. Kursaal Stephanskirche Katzensteigle
pleisto-	Klimaver - schlechterung	Steinbruch Lauster Neuer Steinbr. Haas Alter Steinbr. Haas Klåranlage	11 12	
zån	Jűngere Abteilung des Großen Interglazials			Untertürkheim Steinbr. Lauster Alter Stbr. Haas Neuer Stbr. Haas
Jungeres Mittelplei - stozan	Riß-Glazial	Untertürkheim Gottl. Daimler = Gymn, Ganzhornstr.	4 - 5	
Jung- pleistozán	Eem - Interglazial			Untertürkheim Ganzhornstr. Stuttgarter Tal
	Würm-Glazial	Schotter unter Talaue		
Holozan		Schotter unter Talaue		Cannstatter Alt- stadt + Neckarvor stadt Stuttgarter Bahn-

Die Travertine von Stuttgart werden in der älteren Literatur unter der Lokalitätsbezeichnung "Cannstatt" aufgeführt.

zän bis zum Holozän erhalten und datierbar wie gerade hier. Zur Altersbestimmung wurden außer den Funden von Flora und Fauna vor allem die Höhenlage der die Travertine unterlagernden Neckarschotter herangezogen.

Die Exkursion am 23. 9. 1972 führte zu folgenden Punkten: Rosensteinpark, Bad Cannstatt — ehemaliger Steinbruch Biedermann, Untertürkheim — Naturdenkmal Heinrich-Ebner-Straße, Bad Cannstatt — Kursaal, Bad Cannstatt — Steinbruch Lauster, Bad Cannstatt.

In dem morphologisch einheitlich wirkenden Komplex des Rosensteinparkes stecken zwei Schotterzüge, die beide eine maximale Mächtigkeit von 11—12 m haben, in ihrer Höhenlage jedoch differieren (225—235 m ü. NN und 235—246 m ü. NN). Beim Bau des Schlosses und seiner dazugehörigen Anlagen in den zwanziger Jahren des letzten Jahrhunderts wurden im Kies und Sand der höheren Neckarterrasse u. a. Reste von Elephas meridionales trogontherii, Rhinoceros etruscus und Equus süssenbornensis gefunden. Die Terrasse gehört danach in die Steppenzeit vom Jockgrim (Hauptfauna). Die zweite, tiefer gelegene Terrasse ist jünger, sie ist wohl im Mindel-Glazial entstanden.

Der ehemals Biedermann'sche Bruch, jetzt Bauhof der Kieswerke Heinrich Mertz, ist die einzige Stelle, an der heute noch das Travertinvorkommen von Untertürkheim erschlossen ist. In den Jahren 1928 bis 1937 wurden zahlreiche, im Steinbruchbetrieb freigelegte Fossilien und einige Feuersteinwerkzeuge durch exakte Aufsammlung geborgen. Sie erlaubten die zeitliche Einstufung ins Riß-Würm-Interglazial (Eem-Zeit). Die in Untertürkheim den unteren vom oberen Travertin trennende Steppennager-Schicht dokumentiert eine Klimaschwankung innerhalb des Eem. Da diese bisher pollenanalytisch nirgends nachgewiesen werden konnte, ergeben sich hieraus Interpretationsschwierigkeiten (vgl. Weimar-Ehringsdorf). Travertinbrocken im Neckarkies unter dem Travertin deuten darauf hin, daß in Untertürkheim auch Travertinablagerungen aus einem älteren Interglazial, vermutlich aus dem Hohlstein-Interglazial, vorhanden waren.

Beim Naturdenkmal Heinrich-Ebner-Straße (früher Ganzhorn-Straße) sind rund 1,00 m Löß, 3,60 m Travertin und Travertinsand, 1,15 m Neckarauemergel und 0,30 m Neckarkies aufgeschlossen. Der Travertin wurde aufgrund der darin gefundenen Wirbeltier-Fauna ins Riß-Würm-Interglazial (Eem) gestellt. Wie bei allen Travertinen ist das Profil unvollständig und enthält Hiaten.

Beim Kurpark Bad Cannstatt sind an dem Fußweg hinter dem Quellenhof zu Kiesfels verfestigte jüngere altpleistozäne Neckarschotter von mehr als 10 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Über diesen mindel-eiszeitlichen Schottern liegen Travertine, die in die ältere Abteilung des Großen Interglazials gehören.

Der Travertin-Komplex von Bad Cannstatt-Münster war zu Beginn dieses Jahrhunderts vor allem im Bereich von Münster in einigen Brüchen, die heute zugefüllt oder überbaut sind, gut erschlossen. Auf diese alten Brüche beziehen sich einige Veröffentlichungen (SOERGEL 1929). Heute sind nur noch die Steinbrüche Lauster und Haas in Betrieb und zugänglich. Beide sind für die Datierung der Travertine von Stuttgart wichtig (REIFF 1965). Nach Resten von Dicerorhinus hemitoechus wird der in den beiden Brüchen aufgeschlossene Travertin ins Große Interglazial eingeordnet. Im Steinbruch Lauster wurden von V. Vodičková aus dem Auelehm unter dem Travertin Pollen bestimmt, die eine abklingende Kaltdhase dokumentieren. Mächtigkeit und Höhenlage der Neckarschotter unter diesem Auelehm sprechen für die Entstehung der Schotter während einer Klimaverschlechterung im Großen Interglazial.

Der oberste Travertin des Komplexes Lauster-Haas enthält im Steinbruch Haas Blätter und Fruchtkapseln von Buxus sempervirens. Die Travertinbildung endete an dieser Stelle noch während eines Klimaoptimums, das auch durch das Auftreten der Sumpfschildkröte Emis orbicularis gekennzeichnet ist. Die Sommer müssen trocken, warm und sonnig gewesen sein (Staesche 1954). Vermutlich reichte der hydrostatische Überdruck in den Quellen nicht aus, um die Travertin-Terrassen an dieser Stelle noch höher aufzubauen. Doch muß die Travertin-Bildung zu diesem Zeitpunkt nicht im ganzen Gebiet beendet gewesen sein, da das Wasser andere Wege gefunden haben kann. Ähnliche Geschehnisse sind von rezenten Kalksinter-Bildungen bekannt.

Ein noch älterer Travertin-Komplex liegt weiter nordwestlich im Bereich der früheren Höfer'schen Ziegelei. Aufgrund von Pollenbestimmungen aus dem Auelehm unter diesem Travertin durch B. Frenzel und V. Vodiková läßt sich keine genaue Einordnung vornehmen. Das Pollen-Diagramm zeigt Ähnlichkeiten zum älteren Interglazial von Voigtstedt in Thüringen und zu demjenigen von Marktheidenfeld am Main. Würde diese Zuordnung stimmen, dann wäre der Auemergel sicher älter als das klassische Holstein und somit vielleicht in den Cromer-Komplex (im weiten Sinne) zu stellen. Nach der Höhenlage der Schotter könnte dieser Travertin-Komplex in der Warmzeit von Mauer entstanden sein. Da die Schotter unter diesem Travertin in ihrer Höhenlage zwischen den beiden Schotterzügen des Rosensteinparks liegen, und auch ihre Mächtigkeit geringer ist als dort, muß damit gerechnet werden, daß im Neckartal bei Stuttgart zwei Schotter-Terrassen aus der Steppenzeit von Jockgrim (Hauptfauna) vorhanden sind (Carlé et al. 1969).

Literatur

- CARLÉ, W., REIFF, W. & STRÖBEL, W.: Führer zu den Exkursionen anläßlich der 90. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Ludwigsburg und Stuttgart vom 8. bis 12. April 1969. Arbeiten geolog. paläont. Inst. Uni. Stuttgart, N.F., 57, 87 S., 24 Abb., 19 Tab., Stuttgart 1969.
- REIFF, W.: Das Alter der Sauerwasserkalke von Stuttgart Münster Bad Cannstatt Untertürkheim. Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., 47, 111—134, Stuttgart 1965.
- SOERGEL, W.: Das Alter der Sauerwasserkalke von Cannstatt. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., 18, 93—153, 10 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Stuttgart 1929.
- STAESCHE, K.: Sumpfschildkröten (Emis orbicularis L.) aus dem diluvialen Sauerwasserkalk von Cannstatt bei Stuttgart. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., 36, 74—86, Taf. 4—5, Stuttgart 1954.
 - Manuskript eingeg. 25. 7. 1973.
- Anschrift des Verf.: Dr. Winfried Reiff, Oberlandesgeologe, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 7 Stuttgart 1, Sängerstraße 5.

Bericht über die am 23. 9. 1972 durchgeführte geomorphologische Exkursion in die Umgebung von Aalen (Thema: Goldshöfer Sande, Keuperflächen und Albrand)

Von R. Zeese, Köln

Fahrtroute: Hohenheim — Autobahn — Schwäbisch Gmünd — Reichertshofen — Adelmannsfelden — Hinterwald — Adelmannsfelden — Engelhardsweiler — Ellwangen — Buch — Aalen — Königsbronn — Steinheim — Autobahn — Hohenheim.

Karten: Top. Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000, Blatt 7025, 7026, 7126, 7226. Haltepunkte:

1. Sgr. Reichertshofen: In der 15—30 m ü. d. Aue des Kochers gelegenen Grube waren rund 15 m Sande und Schotter aufgeschlossen. Über basalem Grobschutt folgte eine mächtige Serie kreuzgeschichteter Grobsande und Feinkiese, in die vom Hang Grobschutt in auskeilenden Zungen hineinstieß. Die Grobschuttlagen aus überwiegend Stuben- und Angulatensandstein waren teilweise verstellt und ordneten sich zu Girlanden an. Über dieser rund neun Meter mächtigen Hauptfolge lagerten etwa 5 m in ihrer faziellen Ausprägung stark schwankende Ablagerungen. Durchziehende Grobschuttlagen wechselten mit Sanden, Schluffen und Tonen. Auch hier war der Grobschutt girlandenförmig angeordnet, die Schluffe und Tone zeigten starke Verwürgungen. Diskordante Kappung der Verwürgungen und Girlanden ließen erkennen, daß es sich um der Ablagerung synchrone Vorgänge handelte. Die obersten 120 cm wurden von einer diskordant auflagernden Schuttdecke gebildet.

Die obersten 6—8 m waren durch teilweise sekundäre Verlehmung, Anreicherung von Eisenoxiden und Bildung von Eisen- und Mangankrusten gekennzeichnet. Die starke pedogenetische
Überprägung, die Höhenlage und die Funde von Molaren des Elephas primigenius fraasi machten
eine Einordnung in die Rißkaltzeit (Hochterrasse) wahrscheinlich. Der Wechsel von Haupt- zu
Deckfolge wurde als Wechsel der klimatischen Bedingungen gedeutet, ausgedrückt durch andersartige Wasserführung des Gewässers. Der größte Teil der Ablagerung war durch synchrone Steinmetzböden und synchrone Kryoturbationen als zweifelsfrei kaltzeitlich gekennzeichnet.

In der Nachbarschaft der Grube waren die altwürmzeitliche Niederterrasse (max. 10 m ü. d. Aue) und die wahrscheinlich mindelkaltzeitliche Talrandterrasse (45—55 m ü. d. Aue) zu beobachten. Die Talrandterrasse ist der älteste in diesem Teil des Keuperberglandes erkennbare zum Rhein hin orientierte Talbodenrest und findet an der südlichen Jagst kein gleichaltriges rhenanisches Äquivalent. Schon hieraus konnte geschlossen werden, daß der Oberlauf der Jagst zeitweise (Mindel-Kaltzeit) dem Kocher tributär war.

2. Sgr. Hinterwald: Die Grube zeigte rund 6 m schwach lehmige bis lehmige Grobsande mit einzelnen Geröllagen aus Angulatensandstein und zeigte in ihrer Schüttung deutlich nach Süden. Die Verlehmung wurde zumindest teilweise durch die Bildung eines sandigen Braunlehmes auf fluviatilen Schottern und Sanden erklärt.

Diese Ablagerungen in 488—495 m NN waren als Kuppe deutlich von einer benachbarten, ebenfalls durch Sande als fluviatil geformt erkennbaren Verflachung (465—480 m NN) abgesetzt, die sich deutlich nach Süden verfolgen läßt, während der in der Grube aufgeschlossene Aufschüttungskörper nur noch in Resten weiter nördlich und südlich rekonstruiert werden kann.

- 3. Sgr. Die trichs weiler: Hier lagen in teilweise wirrer Lagerung Grobschutt und Sande über rostfarben gebändertem anstehenden Stubensandstein. Die Höhenlage entsprach den oberen Bereichen des beim vorigen Aufschluß erkannten unteren Niveaus. Die Ausbildung der Ablagerungen ließ sie als Hangfußsedimente einer heute etwa 500 m entfernten Liasstufe erkennen.
- 4. Sgr. südlich Buch: Hier lagerten in der Nähe des namengebenden Weilers Goldshöfe rund 13 m der Goldshöfer Sande ausgeschlossen. Der basale Grobschutt war nicht zu erkennen, aber 2 m lockerer heller Mittel- bis Grobsand konnten beobachtet werden, die von rasch wechselnden Schluffen, Sanden und Schottern überlagert wurden. Die Schotter waren zum größten Teil kantengerundete Angulatensandsteine und schwach kantengerundete Keuper und Jurahornsteine. Die schluffig-tonigen Lagen waren oft in Tropfen ins Liegende abgesunken, Kryoturbatio-

414 R. Zeese

nen waren in den rasch wechselnden mittleren und oberen Lagen zu erkennen. Da sie oft durch Sand- und Schotterbänke diskordant geschnitten wurden, ließen sie sich als synchrone Bildungen ansprechen. Synchrone Kryoturbationen, Tropfenböden und Schotterform ließen den Schluß zu, daß es sich bei diesen Flußsedimenten um kaltzeitliche Ablagerungen handelte. Erkennbare Schüttungsrichtungen der Sandbänke zeigten nach SW. Das Profil war über 10 m tief durch intensive Mangan- und Eisenanreicherung gekennzeichnet. Stellenweise hatten Eisenschwarten die Ablagerungen zu hartem Fels verbacken. Eisenkrusten umschlossen Hohlräume und zeichneten Gerölle nach (wahrscheinlich Kalke), die vollständig verschwunden waren. Diese Erscheinungen wurden als Ergebnisse einer Auebodenbildung in einem Klima mit zeitweise starker Austrocknung gedeutet. Eine genaue zeitliche Festlegung konnte nicht getroffen werden. Bodenbildung und Sande sind älter als mindel-kaltzeitlich, jedoch mit Sicherheit Pleistozän.

5. Ehem. Sgr. Och sen berg: Hier fanden sich in einem Aufschluß der Ochsenbergschotter über 3 m mächtige rostbraune bis ockerfarbene Sand- und Schotterlagen, die überwiegend aus Hornsteinen des Keuper, Rhätolias und Malm, daneben auch aus Angulatensandsteinen bestanden. Diese wurden girlandenförmig durchzogen von Eisen-Manganschwarten, die teilweise zu schwarzem Glaskopf ausgebildet waren. Darunter lag mindestens ein Meter heller Sand. In den Ablagerungen fand sich ein mächtiger Kalkblock, der von einer mehrere Zentimeter breiten Tonhaut umgeben war. Die Verwitterung des Kalkblockes und der Sande und Schotter lassen auf ein hohes Alter der Sedimente und (Schwarzer Glaskopf) auf zumindest lokal zeitweise scharfe Austrocknung schließen. Bedeckender Ries-Schutt an anderer Stelle zeigt ihr präriesisches Alter. Das Vorkommen von Angulatensandstein bis Kopfgröße, dessen Herkunftsgebiet von Ochsenberg mindestens 15 bis 20 km entfernt gewesen sein mußte, lassen den Schluß auf eine zeitweise starke Wasserführung und ein nicht unbeträchtliches Relief zu.

Problematik: Die drei rheinisch orientierten Terrassen des Kochers, denen nur zwei Terrassen entlang einem Teil des Jagst-Laufes (etwa südlich Dietrichsweiler, MB 6926) gegenüberstehen, lassen eine zeitliche Orientierung des Jagst-Oberlaufes zum Kocher wahrscheinlich werden. Die Goldshöfer Sande, die weite Räume (zusammenhängend bis 20 km²) bedecken, denen ausgedehnte Verflachungen im Keuperbergland korrelat sind und die von alten Hangschuttdecken zu den Stufen hin begrenzt werden, lassen die Frage nach der genetischen Deutung dieser Verflachungen aufkommen. Da die Goldshöfer Sande terrassiert sind (Sgr. Hinterwald), da sie pleistozänes Alter haben und da sie einen durch die Alb in einem engen Kastental zur Donau entwässernden Fluß dokumentieren, können nur kaltzeitliche morphodynamische Prozesse dafür verantwortlich gemacht werden.

Manuskript eingeg. 15. 10. 1973.

Anschrift des Verf.: Dr. R. Zeese, Geographisches Institut der Universität, 5 Köln, Zülpicher Str. 49.

Internationale Lößforschungen

Bericht der INQUA-Lößkommission

Von J. FINK, Wien

Mit 3 Abbildungen

Seit langem besteht eine enge Zusammenarbeit zwischen den Lößforschern aus verschiedenen Ländern Europas. Äußerer Anlaß für den administrativen Zusammenschluß war die Gründung der "Subkommission für Lößstratigraphie" im Rahmen der Stratigraphischen Kommission der INQUA, die anläßlich des VI. INQUA-Kongresses in Polen 1961 vollzogen wurde. In dieser Zeitschrift wurden jeweils darüber Tätigkeitsberichte gegeben, und zwar in Bd. 15, 1964, p. 229—235, Bd. 16, 1965, p. 264—275 und Bd. 19, 1968, p. 289—300, womit der Zeitraum bis zum VIII. INQUA-Kongreß in Paris 1969 erfaßt wurde. Auf dem Kongreß in Paris erfolgte die Hebung und Erweiterung der bisherigen Arbeitsgruppe zu einer selbständigen Lößkommission. Dies brachte neue Aspekte:

Die Tätigkeit der Subkommission war räumlich auf Europa und thematisch auf die Stratigraphie beschränkt. Dadurch war eine klare Zielsetzung unserer Arbeit möglich, die zu den bisherigen Erfolgen führte und ihren sichtbaren Ausdruck in einer gemeinsamen Publikation für den Pariser Kongreß fand (Le Loess en Europe; Supplementband der AFEQ). Für die Kommission bestand die Aufgabe, die Arbeit sowohl räumlich auszudehnen als auch thematisch zu erweitern; dies beinhaltet aber technische und fachliche Schwierigkeiten, die wegen ihres prinzipiellen Charakters hier mitgeteilt werden. Bisher wurden die meisten Fragen am Objekt während der Exkursionen ausdiskutiert. Außereuropäische Mitarbeiter können aber nur in den seltensten Fällen an den Exkursionen teilnehmen, meistens ist nur ein brieflicher Kontakt möglich. Es wird daher weiter die Forschung auf Europa konzentriert bleiben müssen. Eine weitere Schwierigkeit ist, daß viele den Löß betreffende Fragen auch von anderen (INQUA-)Kommissionen behandelt werden. Deshalb werden neben der Stratigraphie nur wenige neue Schwerpunkte gebildet, so z. B. Fragen der Nutzung und technischen Eigenschaften von Lössen, wie sie etwa auf dem Lößsymposion in Budapest 1971 behandelt wurden. Zentraler Forschungsschwerpunkt bleibt nach wie vor die Stratifizierung der Lösse (und Paläoböden), wobei gegenüber bisher nun die älteren Zeitabschnitte und Fragen der Gesamtgliederung des Pleistozäns im Vordergrund stehen.

Bekanntlich ist es aufgrund von Vergleichen der Lößprofile in verschiedenen europäischen Ländern gelungen, eine weitgehende Korrelierung für die Zeit des letzten Interglazials und des letzten Glazials zu erreichen. Selbstverständlich bleiben lokale Unterschiede vorhanden und es muß auch immer beachtet werden, daß über einen bestimmten "Feinheitsgrad" hinaus eine Interpretation von Lößprofilen (beinhaltend Paläoböden und verschiedenartige, meist äolische Sedimente) problematisch wird. Die für lokale Bereiche in Verwendung stehenden Begriffe wurden korreliert, einige international eingeführte Bezeichnungen mußten aufgegeben werden.

In diesem Zusammenhang wird auf die derzeit in Österreich laufenden Untersuchungen an den "klassischen" Lokalitäten Paudorf und Göttweig (richtig: Hohlweg W Furt nördlich Stift Göttweig) verwiesen. Es zeigt sich bereits jetzt, noch vor Abschluß der Untersuchungen, daß beide Paläoböden als stratigraphische Leithorizonte ungeeignet sind: 1) Unterhalb des Paudorfer Bodens liegt eine Fauna, die sowohl von J. Kovanda als auch von V. Ložek als eindeutig interglazial bezeichnet wird. 2) Die Göttweiger Verlehmungszone am locus typicus streicht über mehrere treppenförmig angeordnete Terrassen hinweg. Sie ist sicher älter als R/W-Interglazial. Wie bereits im Kommissionsbericht für den INQUA-Kongreß in Paris (s. o.) vorgeschlagen, sind daher anstelle der stratigraphischen Bezeichnungen "Paudorf", mit der bisher die Wärmeschwankung vor dem Hochstand des Würmeises bezeichnet wurde, lokale Namen zu verwenden, wie beispielsweise Stillfried B, PK I, Gleinaer Boden usw. Das gleiche gilt für den Begriff "Göttweig", mit dem bisher Paläoböden des letzten Interglazials bezeichnet wurden. In letzterem Fall ist noch zu trennen, ob der interglaziale Boden(rest) oder die meist unmittelbar darüber liegende frühglaziale Bildung bezeichnet werden soll; so hat etwa Paepe richtig in den "Sol de Warneton" über dem "Sol de Roccourt" getrennt.

Bei der Untersuchung mittel- und altpleistozäner, noch mehr bei ältestpleistozänen Bildungen treten zwangsweise andere, z. T. neue Methoden in den Vordergrund. Palynologie und Malako-

416 J. Fink

logie behalten ihren hohen ökologischen Aussagewert, auch geologisch-morphologische Felduntersuchungen ihren Rang. Die pedologische Interpretation von älteren Bildungen wird zwangsweise summarischer sein müssen als für den Zeitraum des letzten Glazials, dessen Bildungen durch nachfolgende Abtragung, Umlagerung und pedogene Überprägung weit weniger beansprucht wurden als die älteren. So wird man etwa im Pannonischen und auch im Dazischen Becken bei der Stratifizierung der Löß-Boden-Serien generalisieren müssen. Das haben die Exkursionen in Ungarn und Jugoslawien, Bulgarien und Rumänien gezeigt. Leider ist gerade in diesen Räumen eine Generalisierung von Nachteil, weil fernab von (bedeutenden) Gletschern und ohne altersmäßig gesicherte Terrassen (durch tektonische Vorgänge verstellt) der Löß-Boden-Stratigraphie größte Bedeutung zukommt.

Zur Eruierung des absoluten Alters kann selbstverständlich die Radio-Kohlenstoffmethode nichts mehr beitragen, wohl aber hat sich durch die Feststellung der paläomagnetischen Orientierung eine Möglichkeit eröffnet, weltweite Korrelierung unabhängig vom untersuchten Material (sofern dieses eine magnetische Orientierung erkennen läßt) durchzuführen.

Paläomagnetische Untersuchungen werden bekanntlich seit einigen Jahren mit Erfolg in der UdSSR an den Dnjestrterrassen durchgeführt (M. A. Pevzner vom Geologischen Institut der Akademie der Wissenschaften in Moskau), in Mitteleuropa ist die ČSSR führend, die in Brno ein überaus genau arbeitendes Gerät für die Untersuchung entwickelt hat, dessen sich u. a. auch die UdSSR bedient. So wurden bereits die Löß-Boden-Serien am Roten Berg (Červený Kopez) im S von Brno untersucht, doch reicht die dortige Folge nur knapp bis zur Grenze Brunhes/Matuyama. J. Kukla und K. Kočí haben an mehreren Profilen des Kremser Raumes, insbesondere in den mächtigen Lößwänden der klassischen Lokalität Schießstätte (loc. typ. des "Kremser Bodens", der richtigerweise ein Komplex mehrerer sehr alter Paläoböden ist) Proben entnommen, die in Prag von A. Kočí (Geophysikalisches Institut der Akademie der Wissenschaften in Prag, Leiter V. Bucha) untersucht wurden. Es ergab sich schon für den mittleren Teil des Kremser Profiles ein sehr hohes Alter, was gut mit dem malakologischen Befund übereinstimmt, da V. Ložek eine bisher in Lössen noch nicht gefundene, sehr alte Fauna entdeckte.

Viele Proben wurden anläßlich der Exkursionen der INQUA-Lößkommission (s. u.) sowie privater Fahrten von J. Kukla aus südosteuropäischen Lößlandschaften aufgesammelt. Endgültige Ergebnisse liegen noch nicht vor, nur im ungarischen Raum, wo die von M. Pécsi anläßlich des Lößsymposions vorgeführten Lößprofile von M. A. Pevzner bemustert und untersucht wurden, sind in nächster Zeit Veröffentlichungen zu erwarten.

Wie jeder neuen Methode, haften auch den paläomagnetischen Untersuchungen noch manche Mängel an, die nicht nur im apparativen, sondern auch im methodischen Bereich liegen und vor allem in dem noch sehr lückenhaften Netz von Beobachtungspunkten begründet sind. Ein exakter Vergleich paläomagnetischer Kurven, wie jener von Krems und von Červený Kopez, ergibt aber einen nahezu identen Verlauf altersgleicher Abschnitte beider Serien; dies zeigt, daß mit Hilfe paläomagnetischer Messungen weit auseinander liegende Lößprofile korreliert werden können. Die INQUA-Lößkommission wird diese Möglichkeit bei der weiteren Arbeit besonders beachten.

Schon seit langem laufen die Arbeiten für eine Karte der Verbreitung der Lösse in Europa, dessen Reinzeichnung während der Abfassung dieses Berichtes erfolgt. Verschiedene Gründe sprechen für den bei internationalen Arbeiten oft verwendeten Maßstab 1:2,5 Millionen, der die Herausgabe der Karte in 2 Teilen (West- und Ostblatt) ermöglicht. Die redaktionelle Betreuung liegt in den Händen von G. Haase, R. Ruske und J. Fink, die technische Durchführung bei dem Geographischen Institut der Akademie der Wissenschaften der DDR in Leipzig. Die Unterlagen wurden von den Ländervertretern geliefert, wobei als Zwischenarbeitsgang die Korrelierung größerer Räume vorgenommen wurde.

Lange Diskussionen anläßlich aller Tagungen haben eine Klärung hinsichtlich der darzustellenden Einheiten gebracht. Nachfolgende Kartierungseinheiten stellen jenen Kompromiß dar, welcher aufgrund der nicht einheitlichen Unterlagen, die von den einzelnen Ländern geliefert wurden, eingegangen werden mußte; um die Definition hat sich besonders G. Haase bemüht:

Löß: Synonyma: typischer Löß, äolischer Löß, Fluglöß. — Charakteristik: Sediment mit eindeutigem Korngrößenmaximum in der Fraktion 0,06—0,02 mm (Staub, Grobschluff); schichtungslos; primär karbonathaltig; mit stark porigem Kapillargefüge; Farbe in trockenem Zustand in der Regel gelb bis braungelb.

(Auf der Karte erfolgt die Darstellung des Lösses in zwei Mächtigkeiten, und zwar "weniger als 5 m" und "mehr als 5 m", was nur einen ungefähren Anhaltspunkt für die Fläche geben soll.)

S an d l öß: Synonyma: Flottsand, lössiger Sand, sandiger Löß. — Charakteristik: Sediment mit Korngemisch der Fraktionen 0,06—0,02 mm (Staub, Grobschluff) und 0,5—0,2 mm (Mittelsand); oft bilden die Staubfraktion ein größeres, die Mittelsandfraktion ein kleineres Maximum in der Kornverteilungskurve (=zweigipflige Sandlösse), teils aber auch gleichmäßige Mischvertei-

lung von Staub, Feinsand und Mittelsand (=eingipflige Sandlösse); häufig schichtungslos bis gestriemt; meist karbonatfrei; stets grobporiger als Löß; Farbe ähnlich Löß.

Tonlöß: Synonyma: toniger Löß, tonreicher Löß. — Charakteristik: Sediment mit Korngrößenmaximum in der Fraktion 0,06—0,02 mm (Staub, Grobschluff) und einem Gehalt von mehr als 25—30 % der Fraktion <0,002 mm (Ton); schichtungslos; geringeres bis fehlendes poriges Kapillargefüge; Kalkgehalt und Farbe ähnlich Löß.

Löß derivate: Synonyma: lößartige Sedimente, "Decklehme", zum Teil "Lößlehm", "Staublehm", pokrovnyje suglinki. — Allgemeine Charakteristik: Zusammenfassende Bezeichnung für primär überwiegend äolisch gebildetes (sedimentiertes) Material, das sekundär durch verschiedene Prozesse verlagert (allochthone Lößderivate) und/oder in situ überprägt (autochthone Lößderivate) worden ist; als Veränderungsvorgänge kommen in Betracht:

- deluviale (kolluviale) Prozesse
- solifluidale Prozesse
- fluviale (proluviale) Prozesse
- kryoturbate Überprägungen
- eluviale und pedogene Prozesse
- vollständige, intensive pedogene Überprägung und Umwandlung
- → Gehängelöß, Deluviallöß u. a.
- → Solifluktionslöß, Fließlöß, "Berglöß", Hanglöß u. a.
- → Schwemmlöß, subaquatischer Löß u. a.
- → Kryoturbatlöß u. a.
- Lößlehm, Gleylöß, Staublehm, Decklehm, barnaföld pokrovnyje suglinki u. a.
- → Semipedolithe, Pedolithe aus Lößmaterial

Lößderivate können aus Löß, Sandlöß oder Tonlöß hervorgegangen sein; haben stets geringere Porosität als das Ausgangsmaterial, sehr verschiedener Kalkgehalt; zum Teil primär kalkfrei; Farbe in der Regel dunkler als das Ausgangsmaterial, im einzelnen sehr verschieden.

Alluviale lößähnliche Sedimente: "Infusionslöß", "Alluviallöß".

Flugsand: Es wird sich keine sedimentologisch und genetisch völlig einheitliche Darstellung derjenigen äolischen Sande erreichen lassen, die mit der Lößsedimentation in einem faziellen genetischen Zusammenhang stehen. Nach Möglichkeit wird eine solche Eingrenzung angestrebt.

Um den Fortschritt gegenüber der Karte von R. Grahmann aus dem Jahre 1926 besonders deutlich zu machen, wäre eine schärfere kartographische Trennung innerhalb der Lößderivate notwendig gewesen, da diese den Hinweis auf die Formungsprozesse, die in den einzelnen Periglazialräumen sehr verschieden waren, geben. Gerade bei der Benennung und genetischen Interpretation der Lößderivate bestehen aber noch manche unterschiedliche Auffassungen, weshalb obige kartographische Reduzierung notwendig wurde.

Jede der Kartierungseinheiten ist nicht nur okular (Farbe, Struktur usw.), sondern auch mittels chemisch-physikaler Laboratoriumsanalysen gefaßt. Jeder Mitarbeiter verfügt über viele derartige Analysen seines Landes, jedoch ist der Angleich keineswegs einfach, da sehr unterschiedliche Methoden angewandt werden. Man denke nur an die unterschiedliche Aufbereitung von Proben für die Fraktionierung und die verschiedenen Skalen für die texturelle Auswertung. Es ist somit ein weiteres Aufgabengebiet der INQUA-Lößkommission, zu einer genauen begrifflichen Abgrenzung der Einheiten auf dem Weg über eine einheitliche an alytische Durcharbeitung (zumindest einiger wichtiger, ausgewählter Proben) zu kommen. Eine solche Möglichkeit bahnt sich eben, während der Abfassung dieses Berichtes, durch einen Forschungsauftrag im Rahmen der UNESCO an, wobei K. Brunnacker, J. Fink und F. Hädrich die Durchführung übernehmen werden.

Wie in den Anfangsphasen der internationalen Zusammenarbeit, so auch weiterhin ist die wichtigste Tätigkeit der Kommission die gemeinsame Besichtigung und Diskussion ausgewählter Lößprofile in den einzelnen Ländern. Für die Berichtszeit konnten die nachfolgend aufgezählten Tagungen, jeweils mit viertägigen Exkursionen verbunden, durchgeführt werden.

Ohne die Initiative einzelner Kommissionsmitglieder, hier im besonderen von Frau Dr. E. Fotakiewa, Prof. Dr. M. Pécsi, Frau Dr. E. Szébeny und Frau Dr. A. Conea wären diese Tagungen und Exkursionen nicht möglich gewesen; ihr Einsatz entspricht dem echten Geist internationaler wissenschaftlicher Zusammenarbeit und verdient hervorgehoben zu werden:

17.—21. September 1970: Tagung in Sofia mit Exkursionen in den nordbulgarischen Raum; 15.—19. August 1971: Tagung in Budapest (gemeinsam mit der IGU-Regional Conference) mit Exkursionen im ungarischen Raum.

11.—15. September 1972: Tagung in Bukarest mit Exkursionen im walachischen Tiefland. Bulgarien

Am 17. 9. vormittags wurden in den Räumen des Geologischen Instituts der Akademie in Sofia Vorträge von M. Minkow und E. Fotakiewa gehalten, die eine Einführung in den Exkursionsraum gaben. Am Nachmittag fand am gleichen Ort die interne Besprechung der Kommission statt, die sich hauptsächlich mit der Erstellung der Lößkarte befaßte.

418 J. Fink

Vom 18.—21. 9. fand die Exkursion in den westlichen und zentralen Teil der (bulgarischen) Donauebene statt, am 22. 9. erfolgte die Heimreise von Russe nach Sofia, die neben einigen fachlichen Haltepunkten die Möglichkeit zum Besuch der historischen Hauptstadt Bulgariens Tarnovo gab. Es war selbstverständlich, daß die Exkursion nur einen allgemeinen Eindruck vermitteln konnte; dies entsprach auch der geologisch-paläontologisch orientierten Führung von M. Minkov und der bodenkundlich-landschaftsmorphologischen von Frau Fotakiewa. Ein umfangreicher Exkursions führer (125 Seiten mit zahlreichen Abbildungen) war vorbereitet worden.

Der nordbulgarische Raum ist nicht nur für die Lößforschung, sondern auch für andere Quartärfragen von großer Bedeutung. Weit ausgedehnte Denudations- und Akkumulationsflächen, an jedem Nebenfluß der Donau in gesetzmäßiger Folge auftretende Terrassen und viele Aufschlüsse mit paläontologischem Inhalt bieten die Möglichkeit für die Großgliederung des Pleistozäns einschließlich des jüngeren Pliozäns. Die von den bulgarischen Kollegen vorgenommene Großgliederung wurde deshalb allgemein anerkannt; sie zeigt:

- a) Eine Gruppe von ältesten Paläoböden auf dem Plateau, deren Liegendes teilweise durch fossilbelegte Sedimente datiert ist. So z. B. bietet der "Basiskomplex", der nach Auffassung von C. Ghenea dem mittleren Villafranchiano entspricht, gute stratigraphische Ansatzpunkte. Es wird sicher möglich sein, die zur Zeit noch in einer Gruppe (7. Fossilboden) zusammengefaßten Böden in Zukunft aufzugliedern.
- b) Eine markante Terrasse in mittlerer relativer Höhe zwischen dem Plateau und der Talaue, die durch grobe Schotter und einen kräftigen Rotlehm im Hangenden charakterisiert ist. Sie hat den Habitus einer alpinen fluvioglazialen Terrasse, weshalb für sie ein vielleicht günzzeitliches Alter (J. FINK und C. GHENEA) oder mindelzeitliches Alter (J. KUKLA und andere) angenommen wird. Die derzeitige Benennung "Sentprest" ist verwirrend und sollte durch einen lokalen Namen ersetzt werden.
- c) Die tieferen Terrassen mit Lössen und Paläoböden (welche nicht mehr die Intensität des oben genannten Rotlehms erreichen). Hier sind noch viele Fragen der stratigraphischen Einstufung offen und auch von den Teilnehmern sehr unterschiedlich beantwortet worden. Der Hauptgrund für die Divergenz ist der, daß die bulgarischen Profile starke Abweichungen gegenüber anderen südosteuropäischen Aufschlüssen erkennen lassen; so sind die beiden jüngsten Paläoböden überraschend stark entwickelt und die Mächtigkeit der drei jüngsten Lösse abweichend von anderen Räumen.
- I. Lieberoth wies in der Diskussion auf die starken faziellen Unterschiede der bulgarischen Lößprovinz gegenüber anderen europäischen Räumen hin und will den 2. Fossilboden dem letzten Interglazial zuordnen, A. Bronger faßt erst den 3. als letztinterglazial auf. Frau Markovic-Marjanovic will den 3. und 4. Fossilboden mit Paläoböden von Neštin gleichsetzen, wobei allerdings die Schwierigkeit besteht, daß der 4. Fossilboden weit schwächer als der 3. entwickelt ist, worauf E. Fotakiewa mehrmals hingewiesen hatte. Alle Teilnehmer waren der Auffassung, daß die okulare Korrelation nicht genügen kann und eine komplexe Untersuchung, bei der insbesondere die palynologischen und malakologischen Befunde beachtet werden müssen, notwendig sind; auch paläomagnetische Messungen sind erforderlich, um Aussagen bei den älteren Böden und Sedimenten zu ermöglichen.

Ein Empfang in der österreichischen Botschaft in Sofia durch den Herrn Botschafter für einen ausgewählten Kreis der Teilnehmer gab Gelegenheit, den bulgarischen Kollegen für die Mühe der Vorbereitung zu danken und neue Kontakte zu knüpfen.

Ungarn

Obwohl bereits 1965 eine Tagung in Ungarn abgehalten wurde, war eine neuerliche Zusammenkunft in diesem Land zweckmäßig, weil a) die IGU-Regional-Conference den Anlaß für eine ausgezeichnete Vorbereitung (Präparierung und Analysierung) der Lößprofile bot; dieser materielle Einsatz wäre bei einer eigenen Veranstaltung unmöglich gewesen; b) seit der Tagung 1965 haben sich die Aufgaben der Kommission erweitert, weshalb technische und praktische Fragen den Löß betreffend in die Demonstration und Diskussion einbezogen wurden.

Sonntag, den 15. 8., fand unter tropischen Witterungsbedingungen in der Ungarischen Geologischen Landesanstalt eine ganztägige Sitzung mit Vorträgen statt, die inhaltlich breit gestreut waren. M. Pécsi gab einen Überblick über die Verbreitung und fazielle Differenzierung der Lösse und lößähnlichen Sedimente in Ungarn, zugleich auch eine Einführung in die Exkursion. Dann wurden vormittags unter Vorsitz von O. Fränzle und nachmittags unter B. Frenzel und A. Jahn insgesamt 7 Referate erstattet, die von der Darstellung technischer Eigenschaften des Lösses, einschließlich der Erosionsprozesse, über die mineralogische Beschaffenheit usw. reichten und eine lebhafte Diskussion auslösten. Alle Vorträge kommen von seiten der IGU-Regional-Conference zur Veröffentlichung.

Von Montag, dem 16. 8. bis Donnerstag, dem 19. 8. dauerte die Exkursion, für die ein gedruckter Exkursionsführer mit Profilzeichnungen, geologischen Schnitten und Situationsplänen vorbereitet worden war. Zum leichteren Verständnis wird das stratigraphische Schema der ungarischen Lößprofile nach der Auffassung von M. Pécsi dem Bericht beigegeben (Abb. 1).

Der Vormittag des 16. 8. war stratigraphischen Problemen des Jungpleistozäns gewidmet. Die Fahrt ging von Budapest nach E zuerst über die fächerartig verbreiteten Schotterterrassen im Stadtgebiet, dann in das Gödöllöer Hügelland nach Mende, weiter nach Tapiosüly und wieder zurück nach Budapest. Insbesondere im Ziegelwerk Mende, weiter nach Tapiosüly und wieder zurück nach Budapest. Insbesondere im Ziegelwerk Mende folge jungpleistozäner Lösse und Böden aufgeschlossen: Über dem oberen Bodenkomplex Mende (abgeleitet von ung. felsö = oben) sind in dem meist sehr sandigen Löß schwächsthumose, daher kaum sichtbare Horizonte eingeschaltet, in denen öfter Holzkohlenreste liegen. Weitere finden sich innerhalb des oberen Bodenkomplexes, so daß mehrere absolute Altersbestimmungen gemacht werden konnten. Der obere Bodenkomplex gliedert sich in einen grauen, z. T. vergleyten oberen Boden und einen unteren, der besonders interessant ist: er zeigt die gleiche typologische Ausbildung wie die Paudorfer Bodenbildung am locus typicus in Niederösterreich, nämlich einen humosen, stärkst krümeligen Boden von ca. 80 cm Mächtigkeit, dessen mittlerer Teil rehbraune Flecken aufweist; vereinzelt sind Gleyflecken nesterförmig angeordnet. Ein deutlicher Kalk-Illuvialhorizont und Krotowinen im Liegenden zeigen die Ortständigkeit des Paläobodens an.

Für den oberen Mende-Komplex liegen zwei C¹⁴-Daten vor, und zwar 28 600 für den oberen Boden und 32 500 für den unteren Paläosol. Ein älteres Datum aus dem oberen Boden wird in einer Arbeit von M. PÉCSI (Acta geographica Lodziensia Nr. 24) mit 29 800 angegeben. Man wäre versucht, diese Daten mit den bisher von Paudorf und Aigen vorliegenden Daten (Radiocarbon Vol. 9, 1967, p. 95—97) zu parallelisieren, wovor aber gewarnt wird: Die damals von Österreich nach Groningen übersandten Proben sind z. T. miteinander vertauscht worden und daher unbrauchbar. Ein stratigraphischer Vergleich mit Paudorf loc. typ. soll daher grundsätzlich vermieden werden; ein typologischer Vergleich ist selbstverständlich zulässig. Interessanterweise ist im benachbarten Aufschluß in Tapiosüly (Abb. 3) der obere Mende-Komplex typologisch anders ausgebildet: dort liegt ein (schwach) humoser Boden über einem blaßbraunen, so daß der visuelle Eindruck von Stillfried B bzw. PK I entsteht.

Die zwischen dem oberen und dem basalen Mende-Komplex liegenden Paläoböden sind in Mende nicht so deutlich entwickelt wie an der Typuslokalität Basaharc (im Durchbruchstal der Donau durch das Ungarische Mittelgebirge, zwischen Estergom und Visegrad). Es ist jedoch eine typologische und stratigraphische Korrelation möglich: Basaharc D (abgeleitet von doppelt) ist an den beiden Humuszonen, deren untere kräftige Kalkkonkretionen an der Basis zeigt, erkennbar, von Basaharc A (abgeleitet von ung. also = niedrig) war nur der obere Teil des etwas verschwemmten humosen Solums in der Abbaugrube aufgeschlossen.

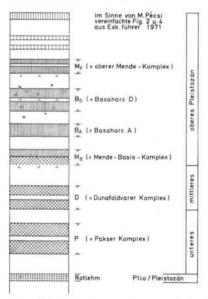


Abb. 1. Stratigraphische Gliederung der ungarischen Lößprofile.

420 J. Fink

Der basale Mende-Komplex liegt bedeutend tiefer, erst wenige Meter über dem Talboden in einem aufgelassenen Abbaukessel (aus früherer Zeit, als der Abbau noch nicht maschinell erfolgte). Unter einem (schwach) humosen Boden liegt ein rotbraun gefärbter B-Horizont, der insbesondere im unteren Teil viele Bieloglaska enthält, und in einen kräftigen Kalk-Illuvialhorizont übergeht. Der B-Horizont ist dem Basisboden des Stillfrieder Komplexes ähnlich, wenngleich in Stillfried die als Zeichen sommerlicher Austrocknung gedeuteten Bieloglaska an Zahl zurücktreten.

Die Diskussion über die stratigraphische Stellung der Paläoböden bewegte sich ungefähr in den gleichen Bahnen wie 1965. Wieder war von einigen Teilnehmern die kräftige Ausbildung des oberen Bodenkomplexes hervorgehoben und daran die Frage geknüpft worden, ob eine solche Ausprägung mit einem Interstadial zu vereinbaren ist. Interessant ist auch der Vergleich mit den heutigen Böden. So wie im östlichen Österreich, in Südmähren und der Slowakei ist keine typologische Übereinstimmung mit dem R/W-Boden vorhanden: während heute in diesen Räumen ein Tschernosem vorliegt, war im letzten Interglazial ein ausgeprägter Waldboden vorhanden.

Nach dem Mittagessen in Budapest ging die Fahrt nach S über das Mezöföld, der mit echten Tschernosemen bedeckten Lößtafel zwischen Budapest, Plattensee und Donau, nach Duna újvaros. Dort wurden am Steilufer gegen die Donau die Sanierungsmaßnahmen, die nach ausgedehnten Rutschungen im Jahre 1967 notwendig wurden, demonstriert. Schon auf der Fahrt war auf die stetige Lateralerosion der Donau aufmerksam gemacht worden, nachweisbar durch heute in der Donauniederung liegende Kastelle aus der Zeit des römischen Reiches, Große Schutzmaßnahmen sind erforderlich, um die bis nahe an das Steilufer vorgebaute Stadt vor einem Abrutschen zu schützen: einerseits wurden die Hänge künstlich getreppt, so daß eine Druckentlastung entsteht, andererseits durch kostspielige Stollen- und Brunnenanlagen das Grundwasser gesenkt bzw. abgeleitet. Ursache der Erdbewegungen ist eine im unteren Drittel der Wand eingeschaltete Serie von fluviatilen, meist sandigen Sedimenten und Anmooren (stratigraphisch als tiefere Teile des letzten Interglazials gedeutet), die bei Durchtränkung mit Wasser in Bewegung kommt. Der Zufluß an Grundwasser ist keineswegs groß, da die auf die Lößtafel des Mezöföld fallenden Niederschläge zur Gänze im Bereich der Pedosphäre bzw. in den Kapillaren des Lösses hängenbleiben; erst die weiter im NW im Raum des Velencer-Sees in den Untergrund einfließenden Wasser bedeuten eine Gefahr. Vielleicht haben sich auch die statischen Verhältnisse durch die Errichtung der Stadt geändert. Es scheint, daß die Sanierungsmaßnahmen, die in vorbildlicher Zusammenarbeit von Geotechnikern, Geologen, Hydrologen, Bauingenieuren und Geographen durchgeführt wurden und werden, von Erfolg begleitet sind. Sie zeigen, welche Bedeutung dem erdwissenschaftlichen Sektor bei der Planung zuzumessen ist.

Am Dienstag, dem 17. August, stand am Vormittag noch einmal das Problem der Sanierung des Steilufers im Bereich von Dunaújvaros zur Diskussion. Am Nachmittag ging die Fahrt nach Dunaföld var, wo neben die geotechnischen Fragen wieder die der Stratifizierung der Lösse trat. Nunmehr lag das Schwergewicht auf den älteren Lössen und Paläoböden, die etwa bis zur halben Höhe der Steilwand emporreichen. Die sandig-sumpfigen Sedimente im mittleren Wandabschnitt wurden — analog zu Dunaújvaros — als R/W angesprochen. Unter dem fluviatilen Paket liegen zwischen ca. 36—40 m zwei rosa- bis fleischfarbige Verlehmungszonen von kompakter Struktur, unterlagert von Lössen mit großen Kalkknollen. Krotowinen oberhalb und unterhalb der beiden Böden zeigen deren Ortständigkeit an. M. Pécsi bezeichnet diese beiden als "Dunaföldvarer Komplex".

Von den jungpleistozänen Schichten sind besonders die obersten Meter des Lösses erwähnenswert. Er ist generell sehr sandig und wird außerdem noch von dünnen Sandstreifen durchzogen. Interessant, daß in einer nahegelegenen Paläolithstation, die 1930 entdeckt worden war, anläßlich einer Nachgrabung durch Frau Gabori-Csánk ein C¹⁴-Alter von 12 000 B.P. ermittelt wurde. Das dort vorliegende Spätgravette wird noch von 2 m Löß und weiteren 4 m Löß mit Sandstreifen überlagert. Somit eine wichtige Angabe betreffend die Frage, wie lange die Lößakkumulation in den periglazialen Landschaften andauerte.

Beeindruckend die an die Steilwand nach S anschließende Tomalandschaft, entstanden nach einem gewaltigen Erdrutsch im November 1970. Die Kubatur (und damit das Gewicht) der abwandernden Massen war so groß, daß mächtige Schollen aus pannonem Tegel aus dem Donaubett emporgehoben wurden und den Strom nach links abdrängten. Die Oberkante des Tegels liegt frei und zeigt jenen Rotlehm, wie er in Kulcs (besichtigt 1965) oder in Solt auf dem linken Donauufer aufgeschlossen ist und der — nach Auffassung der ungarischen Geologen, so J. SÜMEGHY, M. ERDELY — in diesem Raum die Plio-Pleistozängrenze markiert.

Am Mittwoch, dem 18. 8., erfolgte vormittags die Besichtigung von Paks. Nicht allein die historische Bedeutung dieses Aufschlusses, die von G. Hahn geschildert wurde, bedingte den Höhepunkt der Exkursion, sondern auch die Art der Präparierung dieser über 40 m hohen Abbauwand, mit der das Mezöföld gegen die Donauniederung abbricht. Ehemals war die 150 m lange Abbauwand beim händischen Abbau getreppt und damit gut zugänglich gewesen. Heute ist der größte

Teil, mit Ausnahme der beiden Ränder, mit Abraum schräg planiert und damit unzugänglich. Es wurde daher am Südende eine durchgehende Treppe angelegt, die auch für spätere Begehungen erhalten bleiben soll. Außerdem wurden mehrere Bohrungen niedergebracht.

Wesentlich ist, daß die R/W Grenze im Sinne der Interpretation von M. Pécsi und seinen Mitarbeitern sehr tief gezogen wird, und zwar dort, wo der morphologisch gut erkennbare Mende-Basis-Komplex auftritt. Die darüber liegende Abfolge kann nur mit großer Vorsicht in das ungarische Standardprofil eingepaßt werden: dies gilt sowohl für die dem Exkursionsführer beigegebenen Profilaufnahme vom Jahre 1950 als auch für die Situation, die angetroffen wurde.

Die Böden und Sedimente unter dem basalen Mende-Komplex hatten am Südende des Aufschlusses, wo die Treppe angelegt war, nur lokalen Charakter; hingegen ist am Nordende, im Bereich des heutigen Abbaues, der Pakser-Komplex aufgeschlossen, der aus zwei intensiv gefärbten Verlehmungszonen mit ebenso kräftigen Kalkilluvialhorizonten an ihrer Basis besteht. Auffallend an beiden Verlehmungszonen des Pakser Komplexes ist die starke biogene Durchmischung nach oben und unten und keine besonders intensive typologische Ausbildung, wie sie etwa den tieferen Paläoböden am Rand der Fruska Gora eigen ist. Die beiden Verlehmungszonen sind auch in einer Bohrung unmittelbar unter dem Fuß der Wand am Südende angetroffen worden (waren auch bei der Besichtigung im Jahre 1965 zu sehen). In der Bohrung folgt neuerlich Löß und darunter jener Rotlehm, der die Plio-Pleistozängrenze in Transdanubien markiert.

Noch läßt sich auch für die unteren Paläoböden im Pakser Profil keine zwingende stratigraphische Zuordnung treffen. Auch eine Korrelation mit Lößprofilen in anderen Donauländern ist mit großer Unsicherheit belastet. In dem von den ungarischen Kollegen entworfenen stratigraphischen Schema stehen einem sehr mächtigen Jungpleistozän und einem ebenfalls reich gegliederten Altpleistozän eine nur sehr gering mächtige Schichtfolge von Sedimenten und Paläoböden gegenüber, die dem Zeitraum vom M/R bis R/W entspricht — ein Zeitraum, der in den Glazialgebieten große Bedeutung besitzt.

Nach dem Mittagessen erfolgte die Weiterfahrt nach S, der Sio(kanal) wurde überquert und in Szekszard ein Halt zur Besichtigung des dortigen Museums eingelegt. Die Teilnehmer waren tief beeindruckt vom Reichtum des ausgestellten Materials, das einige Prachtstücke aus der Zeit der prähistorischen Besiedlung enthält, die des Ungarischen Nationalmuseums würdig sind, von der Art der Schaustellung derselben und der kundigen Führung von Frau Gabory.

Der nächste Haltepunkt war Dunaszekcsö, ein ebenfalls reich gegliedertes Lößprofil am Abfall zur Donau, welches drei Abbaustufen aufweist, deren mittlere eben in Betrieb ist. Zwischen 12 bis 14 m ist wieder der obere Mende-Komplex aufgeschlossen, dessen unterster Teil gerade noch in die im Abbau befindliche mittlere Wand hineinreicht. Diese zeigt eine etwa 7 m mächtige Dellenfüllung, bestehend aus zwei Paketen, und zwar ein oberes sandiges und ein unteres toniges. Krotowinen in dem kolluvialen Material lassen auf parautochthone Bildung der einzelnen Straten schließen. Links (südlich) abgesetzt ist der tiefere Teil des Profiles aufgeschlossen, der eine Serie von Paläoböden, Bodensedimenten und Lössen zeigt, die schwer im allgemeinen Schema einzuordnen ist. Dies gilt auch für die an der Basis angesetzte Bohrung, in der drei weitere rotgefärbte Paläoböden angefahren wurden, wobei der Rotlehm an der Pannonoberkante noch nicht erreicht wurde. Der Aufschluß Dunaszekcsö sollte aber nicht die Detailstratigraphie demonstrieren, sondern allgemein die reiche Gliederung großer Lößprofile, wie sie von den Profilen am Rand der Fruska Gora oder dem Plateau von Titel bekannt ist.

Der Weg führte weiter nach Mohács, vorbei an welthistorischen Stätten, auf deren Bedeutung S. Somogy verwies. Im großen Areal des dortigen Ziegelwerkes wurde die Genese des "Infusionslösses" oder "Alluviallösses", der in Ungarn größte Flächen einnimmt, demonstriert. Es konnte anschaulich gemacht werden, daß die tieferen Teile dieser "Lösse" fluviatile Feinsedimente sind, vorwiegend in der Korngröße des Schluffes, und nur der oberste Teil, ungefähr bis 1,5 m Tiefe, durch biogene Durchmischung einen lößartigen Charakter besitzt. Die meist trockengefallenen Standorte sind mit normalem Tschernosem bedeckt.

Von Mohács ging es nach Pecs zum Rand des Mecsekgebirges. Prachtvolle Fußflächen, aufgelöst durch konsequente, gegen SE gerichtete tiefe Muldentäler, wurden überquert.

Am 19. 8. wurde morgens die in starker Entwicklung befindliche Stadt Pecs besichtigt, deren Geschichte die des frühen Ungarns widerspiegelt. Sodann wurde das Mecsekgebirge überquert. Nach der Auffassung von G. Lovász, der hierbei älteren Autoren folgt, sind die drei Hauptniveaus des Mecsekgebirges dem Eozän, Helvet und Pannon zuzurechnen. Auch im N beeindrucken weite Pedimente, die vom anschließenden Somogyer Hügelland, wo sie die krönenden Flächen bilden, weit in das Mecsekgebirge zurückgreifen.

In der Ziegelei von S á s d wurde eine interessante Verstellung von Lößpaketen demonstriert. Es waren mehrere Gleit- bzw. Harnischflächen, auf denen bis zu 2 cm dicke Tonbeläge vorhanden sind, zu sehen. Während die ungarischen Kollegen von einer (normalen) Rutschung sprechen, glaubten mehrere Teilnehmer eine tektonische Verwerfung zu erkennen.

422

Unter Zeitdruck erfolgte die Weiterfahrt über Kaposvar zum Balaton, wobei nun J. Szilárd die Landschaft vorstellte. Das Mittagessen wurde in Balatonlelle eingenommen, vorher wurde auf dem Klift und nachher unterhalb desselben die dortige Schichtfolge erläutert. Im obersten Abschnitt des Profils findet sich Löß, der reichlich mit Dolomitstückehen durchsetzt ist. Dieser Dolomit muß von nördlich des Sees herantransportiert worden sein, da nur dort solcher ansteht. Da die Lößschichten mit leichter Neigung gegen den See hin einfallen, muß eine erste Ablagerung des Dolomitgruses weiter südlich vom See angenommen werden; diese Sedimente wurden aufgearbeitet, mit Lößmaterial vermischt und in Richtung See transportiert und neuerlich akkumuliert. Die zeitliche Stellung der Prozesse ist unsicher, wie überhaupt die ganze Entstehung des Plattensees noch heftig diskutiert wird. Die derzeitige systematische Bearbeitung erbringt den Nachweis einer polygenetischen Entstehung entlang verschiedener tektonischer Bruchlinien, was auch durch die auffallende Uferlinie sichtbar wird. Generell wird von allen Autoren eine junge Entstehung des Balaton angenommen, wobei wenige an riß-, die meisten an würmzeitliche Entstehung glauben.

J. Fink

Ausklang des Symposium war in Balatonvilágos, wo eine leider nur kurze Abschlußbesprechung stattfinden konnte. In dieser wurden von M. Pécsi die ungarischen Lösse (und Deri-

vate) in 4 Haupttypen gegliedert:

a) Echter Löß, mit größter Verbreitung im Mezöföld, im südlichen Teil des Donau-Theißrückens, aber auch im Gödöllöer Hügelland; die obersten Partien sind meist sehr sandig, beispielsweise in Mende und Dunaföldvar.

- b) Infusionslöß bzw. fluviatiler Löß; seine Entstehung war früher als ein in (stehendes) Wasser eingewehter Staub gedeutet worden. Diese Auffassung wurde abgeleitet aus seichten Aufschlüssen. Nun reicht der Abbau bedeutend tiefer, so wie in Mohács, und die basalen Teile erweisen sich als normale fluviatile Deckschichten; die Homogenisierung des oberen Teiles ist durch biogene Durchmischung entstanden (J. Fink schlägt dafür den Begriff "Bioturbation" vor). Der Infusionslöß bedeckt größere Flächen im Karpatenbecken; M. Pécsi nennt für Ungarn mindestens 30 000 qkm, insbesondere östlich der Theiß, für das ganze Karpatenbecken über 50 000 qkm Fläche. Besondere Bedeutung haben die Flächen am linken Ufer der Donau zwischen Novi Sad und Belgrad, die auf der Tagung der Lößkommission 1966 besucht wurden; schließlich auch die Praterterrasse im östlichen Österreich, die in die Südslowakei und nach Ungarn fortsetzt, und die Donauebene im rumänischen Stromabschnitt. Die Ausdehnung dieses Sediments läßt trotz alluvialer Herkunft ihre Darstellung auf der Lößkarte notwendig erscheinen.
- c) Solifluktionslöß, der weiteste Verbreitung im Hügelgebiet besitzt. Schon L. Loczy hatte Hang- und Tallösse unterschieden, die durch flächenhafte Abtragung von sandigem Material an den Hängen bzw. in Mulden akkumuliert wurden. Wenn kleiner Gesteinsschutt und Grus diesem deluvialen Material beigemischt ist, spricht M. Pécsi von "Berglöß". Auch für diesen Löß gilt, daß die obersten Teile bioturbat durchmischt sind und erst darunter die solifluidale Schichtung erkennbar ist.
- d) Braunlöß bzw. Staublehm, der in Westungarn auftritt und nach Österreich und Nordkroatien fortsetzt. Die regionale Gesetzmäßigkeit der Verbreitung des Staublehms wurde erstmals von J. Sümeghy erkannt, der ihn als "barnaföld" (= Braune Erde) bezeichnete.

Im zweiten Teil seiner Zusammenfassung behandelte M. Pécsi stratigraphische Fragen des Lösses. Er hob die Besonderheit der Bodenentwicklung im Karpatenbecken hervor, woraus sich eine andere Typologie und Abfolge der Paläoböden gegenüber den umgrenzenden Räumen ableiten soll. Wesentlich ist, daß nach Auffassung von M. Pécsi und E. Szébeny bis einschließlich des oberen Teiles des basalen Mende-Komplexes (MB) keine Waldböden vorliegen, so daß nach dem "stratigraphischen Leitsatz" der Lößkommission: "Der jüngste fossile Waldboden entspricht dem letzten Interglazial" der untere Teil des basalen Mende-Komplexes (MB) als Riß-Würm anzusprechen wäre.

Gegen das ungarische stratigraphische Konzept wurden von O. Fränzle und B. Frenzel in der anschließenden Diskussion verschiedene Einwendungen vorgebracht. Vergleicht man aber mit der Situation im östlichen Osterreich und in der Slowakei, wo der R/W-Boden ebenfalls durch einen ausgeprägten B-Horizont markiert ist, ergibt sich darin keine Sonderstellung für das zentrale Karpetenbecken; Unterschiede bestehen nur hinsichtlich der Intrawürm-Böden, die kräftiger ausgebildet und zahlreicher sind. Leider fehlen derzeit noch malakologische und palynologische Untersuchungen von den jungpleistozänen Paläoböden Ungarns, so daß eine endgültige Klärung zur Zeit noch nicht möglich ist.

Die Annahme eines tief liegenden R/W-Bodens macht es schwierig, die darunter folgenden Böden einzuordnen (siehe die Bemerkungen beim Profil von Paks). Das Mittelpleistozän, das in den Lößprofilen, die näher zu den Glazialräumen liegen, deutlich vertreten ist, fehlt hier größtenteils. Es ist interessant, daß dieser Abschnitt auch faunistisch (M. Kretzoi) im ungarischen Raum schwer zu fassen ist.

A. Bronger, der sich seit längerer Zeit mit der mikromorphologischen Untersuchung der Paläoböden beschäftigt, gab einen kurzen Bericht über den Stand seiner Arbeit (vgl. auch "Eiszeitalter und Gegenwart", Bd. 21). Seiner Auffassung nach ist der R/W-Boden hier normalerweise als Braunerde entwickelt, kann jedoch auch, so wie etwa in Paks, als Braunerde-Braunlehm, aber auch anders ausgebildet sein. Noch weniger gesetzmäßig sind die tieferen Paläoböden ausgebildet, alle Typen bis zum rubefizierten Braunlehm können auftreten, so daß von mikromorphologischer Seite keine prinzipielle Einstufung möglich ist. Man wird sich wohl anderer, vorwiegend paläontologischer Methoden, bedienen müssen. J. Fink regte paläomagnetische Untersuchungen an, die mittlerweile erfolgreich durchgeführt wurden (s. o.).

Rumänien

Am 11. 9. 1972 fand in den Räumen der Geologischen Anstalt in Bukarest die Kommissionssitzung statt, die von den rumänischen Veranstaltern als Lößsymposium aufgezogen worden war. Nach einem Referat des Vorsitzenden, in welchem er einen Überblick über die Arbeit der Kommission seit ihrer Gründung gab, kam nachmittags noch einmal die Lößkarte zur Diskussion.

Für die Exkursion war wieder ein Exkursionsführer vorbereitet worden, der neben einer textlichen Beschreibung einige instruktive Karten und schematische Profilzeichnungen enthält. Die hier beiliegende Karte (Abb. 2) und die Profiltafel (Abb. 3) stützen sich größtenteils auf diese Unterlage. Auch die Nummern der Profile wurden beibehalten. Aus Platzgründen war die übliche Darstellung der Lößprofile in zwei Profilsäulen nicht möglich.

Unter nicht sehr einladenden Wetterbedingungen (vormittags Sturm, nachmittags Regen) begann die Exkursion am 12. 9. mit einer Fahrt von Bukarest in südöstlicher Richtung nach Olteniţa und weiter nach E an den Rand des Flußlimans, der sich am Unterlauf der Mostiştea gebildet hatte und zur Zeit für eine Großbewässerung künstlich vergrößert wird. Der Weg führte über großflächige Terrassen des Argeş bzw. der Dimbroviţa. Dr. Teaçı, den Pedologen bestens bekannt von seiner ausgezeichneten Führung auf den Exkursionen anläßlich des VIII. Int. Bodenkundlichen Kongresses 1964, gab Hinweise zur Bodengenese und Landnutzung: Der Übergang von den ausgelaugten zu den normalen Tschernosemen ist nicht nur eine Folge des gegen SE trockener und wärmer werdenden Klimas, sondern auch bedingt durch verschieden alte und verschieden texturierte Sedimente. Die Zunahme des Tongehaltes in den Lössen (und lößähnlichen Sedimenten) kann nicht in der Form simplifiziert werden, daß man sie mit der Entfernung vom Ausblasungsgebiet erklärt, sondern sie hängt wesentlich davon ab, wieviel Feinmaterial die Nebenflüsse der Donau absetzten, das dann oft nur kurze Strecken äolisch oder deluvial verfrachtet werden mußte. Auffallend sind in den meist mittelpleistozänen Terrassen Muldentälchen mit relativ steilen Rändern, die keine Asymmetrie erkennen lassen (was als Zeichen periglazialer Prägung für Mitteleuropa typisch ist).

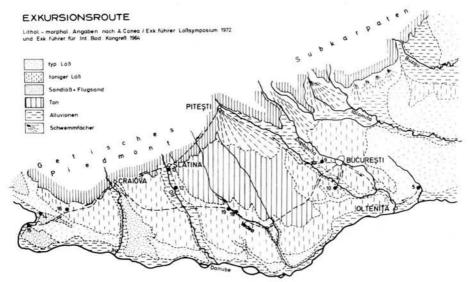


Abb. 2. Exkursionsroute anläßlich des Lößsymposiums in Rumänien, September 1972.

424 J. Fink

Profil Nr. 5 am Rand des Flußlimans zeigt über lakustrinen Sedimenten, die in das letzte Interglazial gestellt werden, eine Boden-Lößfolge, die der letzten Kaltzeit entspricht. Der basale, kräftig ausgebildete Paläoboden (Bt-Horizont) wurde von K. Brunnacker und R. Paepe mit mediterranen Profilen aus Griechenland verglichen. Die im mittleren und oberen Teil des Aufschlusses durchziehenden schwächer ausgebildeten Paläosols (Tschernoseme) konnten wegen Steilheit der Wände nicht besichtigt werden.

Interessant am Weg zum und vom Profil der tiefe Einschnitt für den künstigen Bewässerungskanal; in diesem waren die am Profil unbegehbaren obersten Abschnitte zugänglich, die nach M.

Pécsi sehr gut mit den obersten Lagen von Mende verglichen werden können.

Nach später Rückkehr nach Bukarest konnte erst bei sinkender Sonne das Profil Nr. 10, südlich der Stadt, besichtigt werden. Es liegt am Rand der Talau des Arges. Das Alter der das Profil unterlagernden Schotter ist nicht klar, da regionale morphologische Untersuchungen fehlen. Das Profil ist in zwei Teile abgesetzt, jeder hat nur wenige Meter Höhe. Die enge Aufeinanderfolge der Paläoböden bedingt, daß die trennenden Sedimente genetisch schwer faßbar sind. Der obere Paläoboden ist dem heutigen Tschernosem typologisch ähnlich, der untere hingegen durch einen kräftigen B_t-Horizont gekennzeichnet.

Die Diskussion ging vorwiegend um die Genese und Nomenklatur der die Paläoböden überlagernden Sedimente, die am ehesten noch als humose, tonige Lösse bezeichnet werden können. Es ist ein durch biogene Prozesse stark verändertes Substrat, das einige Kiesel enthält und daher neben

einer äolischen auch eine deluviale Komponente aufweist.

Unter schlechtesten Wetterbedingungen, bei strömendem Regen, erfolgte am 13. 9. die Abfahrt von Bukarest über die Autobahn nach W zum Profil Nr. 9, das auf der Terrasse zwischen Argeş und Dimbrovița liegt. Ein Vergleich mit dem Profil vom Vorabend liegt nahe, doch zeigt hier der obere Paläoboden die Prägung des unteren vom Profil Nr. 10, während der untere ein (Grund-

wasser)gley ist, geformt aus Auesediment, und direkt dem Schotter aufliegt.

Wieder galt das Hauptinteresse den die Paläoböden trennenden Sedimenten: Sie besitzen einige Merkmale, die für eine Zuordnung zu (schweren) Lössen sprechen, wie: prismatische Struktur, Kapillargefüge, senkrechte Wandbildung usw. Freilich darf nicht übersehen werden, daß andere Eigenschaften, wie geringe Wasserdurchlässigkeit, schwerste Textur usw. dagegen sprechen. Die überwiegende Mehrzahl der Kollegen waren dennoch einverstanden, sie den Lössen im weitesten Sinn zuzuordnen, weil ihre Genese sicher vorwiegend äolisch erfolgte — da eine großflächige Akkumulation neuen Materials jeweils zwischen terrestrisch gebildeten (Paläo)böden nicht anders denkbar ist. Die Einwände von M. Pécsi, daß vor allem Techniker unsere Zuordnung kritisieren werden, sind sicher berechtigt; er möchte stark pedogen überprägte Sedimente bzw. Aufschlüsse, in denen praktisch ein Paläoboden auf dem anderen liegt, als "Pedolithe" bezeichnen (zum Unterschied von "Semipedolithen", wo Reste von Böden mit neuem Material gemischt sind).

Bei allmählich aufklärendem Wetter ging die Fahrt über Piteşti auf das Getische Piemont, das derartige eng aufeinanderliegende Paläoböden trägt (die anläßlich der Exkursionen 1964 gezeigt wurden). Wir querten diese weite Pedimentfläche, deren Alter von Oberpliozän bis Ältestpleistozän eingestuft werden kann, und erreichten den Olt, an dessem linken Steilufer flußab von Slatina zu-

erst Profil Nr. 12 besichtigt wurde:

Basal liegt levantinischer Ton, bis in die Mitte des Steilufers aufgeschlossen und Anlaß zu markanten Rutschungen gebend. Darüber Sand, der ältestpleistozän eingestuft wird, da in ihm bei Slatina ein Kamel gefunden wurde. Darüber Schotter, dessen Oberkante aufgearbeitet und mit Rotlehm vermischt ist. Über dem Rotlehm eine helle Zwischenschicht mit Lößkindeln, dann ein weiterer, noch mit Kiesel und Schotter durchsetzter rotbrauner Lehm. Über diesen beiden äußerst kräftig entwickelten, zumindest parautochthonen Paläoböden folgt Löß, der durch einen schokoladebraun gefärbten Tschernosem etwas über der Mitte geteilt wird. Den Abschluß nach oben bildet ein Boden, der von den rumänischen Pedologen als Sol brun rongåtre bezeichnet wird.

Das flußaufwärts in Slatina, unmittelbar südlich der Brücke über den Olt liegende Profil Nr. 13 konnte nur par distance besichtigt werden. In dem langen Defilee traten die basalen roten Paläoböden in der gleichen Position wie im Profil Nr. 12 deutlich hervor. In der Abfolge darüber schiebt sich zwischen dem heutigen und dem schokoladebraun gefärbten Paläoboden ein weiterer (Tscher-

nosem?) ein, der halb so mächtig wie die beiden anderen ist.

Schon bei Dunkelheit wurde Craiova erreicht. Am nächsten Tag (14. 9.) erfolgte die Weiterfahrt, wieder über das südliche Ende des Getischen Piemonts, das hier allmählich in die höchsten Donauterrassen übergeht. C. Oancea erläuterte die aufgrund seiner Bodenkartierung gewonnenen Gesetzmäßigkeiten der Bodendecke, die den großen morphologischen Einheiten angepaßt ist: Auf dem Getischen Piemont liegt Smonitza; leider konnte erst auf der Rückfahrt bei Dämmerung ein derartiges Profil besichtigt werden, das die typischen Erscheinungen der Smonitza (tief reichende breite Risse, slikenslides, pechschwarze Farbe, scharfkantige Struktur usw.) aufweist. Auf den höchsten Donauterrassen liegen ausgelaugte Tschernoseme, die von typischen Tschernosemen auf den tieferen (= jüngeren) Terrassen abgelöst werden.

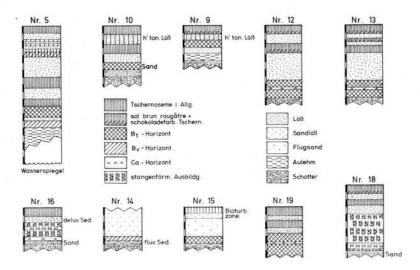


Abb. 3. Lößprofile Rumänien-Exkursion 1972.

Profil 16, am südlichen Ende eines fast kilometerlangen Aufschlusses, zeigt bei geringer Höhe zwischen dem hangenden verbraunten Tschernosem, der aus deluvialem, lößartigem Material hervorgegangen ist, und dem basalen Schotter (aus karpatischem Material, obwohl die Position als höchste Donauterrasse angegeben wird!) eng aufeinanderliegende farbintensive Paläoböden, die als senkrecht stehende rotbraune Lehm- und weiße Kalkstangen ausgebildet sind. Der ganze Komplex dieser stangenförmigen Paläoböden läßt sich in zwei kräftige Bt-Horizonte, über und unterlagert von Petrocalcic-Horizonten, aufgliedern. In leichten Mulden der ehemaligen Bodenoberfläche zeigen die Bt-Horizonte jedoch eine völlige Auflösung in cm-große stangenförmige Körper, so daß dort eine Differenzierung schwierig wird. Lehmstangen dieser Art, wenngleich weniger kräftig, sowie vertikal orientierte Kalkkonkretionen finden sich auch im Kremser Komplex (vgl. Seite 3); damit soll lediglich eine typologische Gleichstellung angedeutet werden. Diese signifikante Ersteinung kann als Hinweis für bestimmte paläoklimatische Verhältnisse dienen: Extreme Durcheuchtung und ebenso starke Austrocknung sind wohl die Ursache. Die stark wechselfeuchten Standortsverhältnisse werden vom Klima gesteuert, sicherlich werden sie durch die topogene Situation verstärkt.

Bei Weiterfahrt in WSW Richtung wurde die Donau erreicht und zuerst das Profil Nr. 14 nördlich Calafat besichtigt. Am Abhang gegen die Donau ist der Terrassensockel, gekennzeichnet durch eine (gefaßte) Quelle unterhalb des Schotterkörpers, gut studierbar. Über dem Schotter liegen kiesdurchsetzte sandige Alluvionen, deren oberer Teil zu einem verbraunten Aueboden mit geringer Vergleyung umgeprägt wurde. Darüber folgt Sandlöß, da der Ausblasungsraum unmittelbar anschließt.

Profil 15, direkt in Calafat, zeigt über einem etwa gleichhohen Tertiärsockel und Schotterkörper zwar wieder alluviale Feinsedimente, diesmal aber in mergeliger Fazies; darüber ein rötlichbrauner Paläoboden. Dann folgt Flugsand, der hangend in Sandlöß übergeht; letzterer fällt mit der ca. 1,5 m mächtigen Homogenisierungszone an der Oberkante zusammen, die biogen bedingt ist (und vermutlich die Ursache des Sandlösses ist).

Die Rückfahrt erfolgte über die gleiche Strecke, sie gab noch einmal Einblick in diesen morphologisch und pedologisch überaus klar gegliederten Raum.

Nach nochmaliger Nächtigung in Craiova erfolgte am 15. 9. die Rückfahrt in Richtung Bukarest auf einer südlich liegenden Route. Wieder wird das breite Tal des Olt geklärt und auf einem Terrassensporn gegen das Vedeatal Profil Nr. 19 besichtigt. Es liegt in einem künstlich angelegten, eben im Bau befindlichen großen Bewässerungsgraben und zeigt von oben nach unten eine Folge knapp übereinanderliegender Paläoböden:

Hangend verbraunter Tschernosem, hervorgegangen aus tonigem Löß, darunter ein ebenfalls sehr toniger Tschernosem mit vielen biogenen Spuren (Wurmröhren, Krotowinen) an der Unterkante. Dann einen mächtigen Braunlehm mit Kalkknollen, der in zwei Pakete gegliedert werden kann. Die Basis des Aufschlusses war nicht zugänglich.

426 J. Fink

Profil Nr. 18 liegt wieder an einem eindrucksvollen Defilee am Steilufer des Flusses Vedea; unter dem hangenden verbraunten Tschernosem wieder einen Tschernosem und darunter mehrere Bt-Horizonte mit Kalkstangen. Die Bt-Horizonte selbst sind streckenweise ganz in braune Stangen aufgelöst und dadurch sehr ähnlich dem von Profil Nr. 16. Die Basis des Profils bildet eine dünne Kieslage, unter der levantinischer (?) Sand bis zum Flußniveau folgt.

Die Diskussion wurde noch einmal auf die Großgliederung des Eiszeitalters, kenntlich an jeweils bestimmter typologischer Ausbildung der Paläoböden, gelenkt: Die obersten Paläoböden haben stets den Charakter von Tschernosemen und entsprechen vielleicht Stadialen des Würm. Die jüngeren Interglaziale sind als Bt-Horizonte normaler Prägung entwickelt. Markant hebt sich davon der darunter folgende Rotlehm- (bzw. Braunlehm)komplex, oft in Stangen aufgelöst und von Kalken ebenfalls in Form von Stangen durchsetzt, ab; dieser wird sicher dem Alt- und Altestpleistozän zuzuordnen sein. Ob man ihn mit dem Cromerkomplex, der in neuester Zeit eine immer stärkere Aufgliederung erfährt, gleichstellen kann, muß offen bleiben.

Ein kleinerer Kreis der Kommissionsmitglieder und unsere rumänischen Gastgeber hatten am Abend des 15. 9. Gelegenheit, die gastliche Atmosphäre der österreichischen diplomatischen Vertretung in Bukarest zu genießen. Eine fachlich intensive wissenschaftliche Tagung fand damit einen gesellschaftlichen Ausklang.

Manuskript eingeg. 6. 6. 1973.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. J. Fink, Geographisches Institut der Universität, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

D. Buchbesprechungen

The Phanerozoic Time-scale. A Supplement. Part 1 Supplementary Papers and Items. Edited by W. B. Harland & E. H. Francis. Part 2 Towards a Pleistocene Time-scale by P. Evans. — Special Publication 5 Geol. Soc. London, VII + 356 S., 58 Abb., 37 Tab., 1 Taf., London 1971.

Mit The Phanerozoic Time-scale hatte die Geological Society 1964 ein Werk herausgegeben, das so recht für die Hand des Erdgeschichtlers geschaffen war: Überblick über die Verbindung des traditionellen stratigraphischen Gerüsts mit durch radiometrische Methoden gewonnenen Alterswerten und eine große Zahl bedeutsamer Daten und Befunde. Kein Wunder, daß es weite Beachtung gefunden hat. Wichtige geologische Ergebnisse und viele neue radiometrische Daten zwangen, oder wenn man es anders auffaßt: ermöglichten, schon nach wenigen Jahren, hierzu einen Supplement-Band herauszubringen. Auch er ist ein beachtliches, für Geologen unentbehrliches Buch geworden. Zu pleistozänen radiometrischen Altersbestimmungen und den Fragen um die Strahlungskurve äußert sich Shackleton; im zweiten Teil des Buches legt Percy Evans jedoch auf 236 Seiten, vielen Abbildungen und Tabellen eine große neue Übersicht des Quartärs vor.

Evans' Werk ist für Quartärkundler eine wahre Fundgrube von Daten, Hinweisen auf neueste Literatur und voller Anregungen. In Stichworten seien die behandelten Problemkreise und Sachgebiete angedeutet: die pleistozäne paläomagnetische Zeitskala, paläomagnetisches Datieren, ein 40 000-Jahr-Zyklus (der bei Evan's Gedanken eine große Rolle spielt), die Klima-Abfolge bei den atlantischen und karibischen Tiefsee-Kernen, die der pazifischen, mediterranen Kerne und der des Indischen und Antarktischen Ozeans; die Klima-Aussage lakustrischer Profile, Datierung der hohen Meeresspiegelstände durch Extrapolation radiometrischer Alterswerte; über einige Probleme der Chronologie und Klassifizierung; Flußterrassen und Küstenlinien im südlichen England, das Quartär von East Anglia, Essex und Oxford, die Terrassen von Severn und Avon in Beziehung zu den Vereisungen; Quartär von Irland und des Somme-Tales

Auf einer chronologischen Tafel stellt der Autor seine Gliederung des Quartärs vor, wobei radiometrische Daten mit der "summer insolation curve" und "approximate climatic curve" zu Strahlungs- und Klima-Zyklen geordnet und mit mediterranen Meereshochständen in Beziehung gebracht werden. Auch die fossilen Hominiden, die alten Kulturen und die magnetische Stratigraphie sind eingefügt. Kein Quartärkundler, dem daran gelegen ist, zu einer Gesamtschau des Quartärs zu kommen, wird dieses in mühsamer Feinarbeit zusammengefügte Bild des Quartärs unbeachtet lassen können.

R. Huckriede.

SIMPSON, G. (Übersetzung von Chrulew, St. & Fürsich, F.): **Leben der Vorzeit. Einführung in die Paläontologie.** — 197 S., 45 Abb., Ferdinand Enke Verlag. Flexibles Taschenbuch NAT, Stuttgart 1972; Preis DM 8,80.

Das in der amerikanischen Originalfassung vor zwei Jahrzehnten erschienene Büchlein ist für Laien und für Studenten als verständliche und nicht zu wissenschaftliche Schilderung verschiedener Aspekte der Paläontologie gedacht und soll über Ziel und Zweck der paläontologischen Forschung informieren. Es ist so lebendig geschrieben, daß man die kleinen Mängel des Büchleins gern übersieht: die Grobheit der Zeichnungen und einige inzwischen überholte Ansichten. Gern stimmt man dem bei, was über den Wert der Paläontologie für den geistig regen und empfindsamen Menschen gesagt wird (Die Kunst, eine Milliarde Jahre zu leben!) und wünscht bei den Ausführungen, wie Systematiker klassifizieren sollten, der oder jener Fachkollege möchte sie lesen und beherzigen.

R. Huckriede.

Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde (Red. F. KOHL): Kartieranleitung. Anleitung und Richtlinien zur Herstellung der Bodenkarte 1:25 000. 169 S., 4 Abb., 30 Tab. und 1 Taf., Hannover 1971.

Eine wichtige Voraussetzung für die Aufnahme leicht vergleichbarer Bodenkarten in der Bundesrepublik durch die bodenkundlichen Abteilungen der geologischen Landesämter ist, daß die Kartierung nach den gleichen Grundsätzen erfolgt. Diesem Zweck dient die nun in 2. Auflage erschienene Kartieranleitung für die Bodenkarte 1:25 000. In 7 Abschnitten werden neben technischen Hinweisen und der Klassifikation der Böden aufgrund verschiedener Merkmale und Eigenschaften (z. B. Gründigkeit, Bodenart und Bodenfarbe, Carbonat- und Humusgehalt, Humusformen, Bodengefüge) die Bodeneinheiten und ihre Darstellung auf der Karte erläutert. Breiten Raum nimmt die Kennzeichnung der Bodentypen (bis zum Subtyp) ein, wobei für jeden Typ die wich-

tigsten Gliederungsmerkmale und die Horizontfolge angegeben werden. Eine ergänzende kurze Profilbeschreibung erleichtert die Bestimmung des Bodentyps. Gegenüber der ersten Auflage von 1965, die bereits nach wenigen Jahren vergriffen war, wurden die Abschnitte über die Erfassung des Wasser- und Lufthaushalts im Gelände, die Bodenerosion und den Inhalt der Erläuterungen zur Bodenkarte, einschließlich der Bodennutzung und ökologischen Bedeutung der Vegetation,

wesentlich erweitert.

Die Bodenkartierung, die in neuerer Zeit in allen Ländern der Bundesrepublik, verstärkt durchgeführt wird, hat ergeben, daß das Bodenausgangssubstrat und seine Entstehung bei der Ansprache der Böden und ihrer Beurteilung von größter Bedeutung sind. Infolgedessen müssen bei den Kartierarbeiten quartärgeologische Vorgänge berücksichtigt werden, und zwar nicht nur in den Vereisungsgebieten, sondern auch im periglazialen Gebiet. Daß dies in großem Umfang geschieht, beweisen die im Rahmen der Bodenkartierung erzielten quartärgeologischen Ergebnisse. Es sei aber auch festgestellt, daß die Bodenkartierung und die damit zusammenhängenden Untersuchungen bei der Lösung quartärgeologischer Probleme gute Dienste zu leisten vermögen, so z. B. der modernen Geomorphologie, wobei vorzeitliche Böden und Bodenreste (Paläoböden) eine wesentliche Rolle spielen. Die vorliegende Kartieranleitung stellt wegen ihres umfangreichen und vielseitigen Stoffes, der vorbildlich gegliedert und dargestellt ist, auch für solche und ähnliche quartärgeologische Untersuchungen eine wertvolle Hilfe dar.

E. Schönhals.

Schneekloth, H. & Schneider, S.: Die Moore in Niedersachsen. 3. Teil: Bereich des Blattes Bielefeld der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland (1:200 000) mit einer Karte. — Veröffentlichungen des Niedersächsischen Instituts für Landeskunde und Landesentwicklung an der Universität Göttingen, Reihe A: Forschungen zur Landes- und Volkskunde, 96, H. 3, 96 S.,

Kommissionsverlag Gebr. Wurm K.G. Göttingen 1972.

Die größten Moore, überwiegend Hochmoore, sind im nordöstlichen Blattgebiet verbreitet. Sie nehmen im gesamten Blattbereich 261 km² ein. Die Niedermoore sind mit 98 km² in der unmittelbaren Umgebung des Dümmer und in den Tälern der nördlichen Nebenflüsse der Hase verbreitet. Die moorgeologische Neuaufnahme war mangels verläßlicher Unterlagen und als Folge der durch Eingriffe des Menschen (Abtorfung, Kultivierung) veränderten Moore in großem Umfang erforderlich. Die nach den bereits früher (Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, S. 204) mitgeteilten Untersuchungsmethoden erzielten Ergebnisse über Kartierung, Erschließung und Nutzung, Bewuchs, Mooruntergrund, Mächtigkeit und Schichtaufbau werden für alle Moore erläutert. Es steht daher für zahlreiche Dienststellen und Institutionen sowie für die Wirtschaft ein mit modernen Untersuchungsverfahren gewonnenes Grundlagenmaterial zur Verfügung.

GÖTTLICH, Kh. unter Mitarbeit von F. KLÖTZLI: Moorkarte von Baden-Württemberg 1:50 000 mit Erläuterungen zu Blatt Konstanz. L 8320; 79 S., 18 Abbildungen und 1 Übersichtstabelle. — Herausgegeben vom Landesvermessungsamt Baden-Württemberg und dem Regie-

rungspräsidium Südwürttemberg-Hohenzollern, Abt. Wasserwirtschaft, Stuttgart 1972.

Die Verbreitung der auf Blatt Konstanz vorkommenden Moore (223 Einzelvorkommen) läßt erkennen, daß die Moorbildung vor allem durch die geologischen Vorgänge während des Mittelund Spätwürms und die dadurch entstandenen Oberflächenformen bestimmt wird. Durch den vorstoßenden Rheingletscher wurden zahlreiche Drumlins gebildet, die das Landschaftsbild im Bodanrück und Unteren Linzgau prägen, wo infolgedessen der weitaus größte Teil der topogen bedingten Moore verbreitet ist. Häufig kam es in diesen Gebieten zur Entstehung von Seen und unter dem Einfluß von carbonatreichem Wasser auch zur Bildung von Leber- und Kalkmudden. Weit geringer ist die Anzahl der nur sehr kleinen Moore im Bereich der spät- und hochwürmzeitlichen

Moränen des Thurgauer Seerückens.

Da keine Mooraufnahmen nach den Richtlinien des Moorkatasters für das Blatt Konstanz vorlagen, wurden alle Moore nach den allgemein üblichen Methoden aufgenommen und untersucht. Die kartographischen Ergebnisse sind auf der Grundlage der Topographischen Karte 1:50 000 dargestellt. Es werden außer Hochmoor, Niedermoor und Anmoor zwei Stufen des Überdeckten Moores (bis 1 m und über 1 m) sowie (Boden-)Seeriede unterschieden. Eingetragen sind ferner urund frühgeschichtliche Funde und abgegangene Moore. Die Untersuchungsergebnisse der einzelnen Moore werden — nach Landschaften gegliedert — im Speziellen Teil der Erläuterung ausführlich besprochen, wobei Geomorphologie, Stratigraphie, Entwicklungsgeschichte, Typologie, Vegetation und Nutzungsverhältnisse berücksichtigt werden. Mehrere Spezialkarten sowie moorgeologische Profile und typische Moorprofile vervollständigen den Text, der durch eine Übersicht der vor- und frühgeschichtlichen Fundstellen abgeschlossen wird.

Öbgleich die Moore auf Blatt Konstanz keine wirtschaftliche Bedeutung haben, stellt die Karte zusammen mit den vielfältigen wissenschaftlichen Ergebnissen eine unentbehrliche Grundlage für

die Landschaftsentwicklung und die damit verknüpften vielschichtigen Probleme dar.

E. Schönhals.

Traulau, H. (Hrsg.): Index Holmensis I, A world phytographic index. The Scientific Publishers LTD, 264 S., Zürich 1969. — Index Holmensis II, A world index of plant distribution maps; Monocotyledoneae A—I. The Scientific Publishers LTD, 224 S., Zürich 1972.

Für floren- und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen ist der Vergleich des Vorkommens einzelner Pflanzensippen vergangener Zeiten mit den gegenwärtigen Verbreitungsarealen von großer Bedeutung, kann man doch aus einem derartigen Vergleich, wenn auch unter Vorbehalten, manches über den Klimacharakter der Vergangenheit ableiten. Außerdem wird es immer notwendiger, die Ausbildung der heutigen Pflanzenareale auch historisch zu verstehen, so daß sich wiederum florenhistorische Arbeiten mit florengeographischen Untersuchungen der Gegenwart verzahnen.

Zwar liegen inzwischen schon eine Reihe zusammenfassender florengeographischer Arbeiten vor, in denen eine Fülle guter Arealkarten dargestellt wird. Aber ein leicht zu handhabendes Verzeichnis dieses florengeographischen Materials fehlte bisher. Herr Tralau hat mit seinen Mitarbeitern in der für ihn so charakteristischen vorzüglichen Art die Aufgabe übernommen, ein derartiges Verzeichnis herzustellen. Im 1. Band des Index Holmensis sind die Angaben über die Equisetales, Isoetales, Lycopodiales, Psilotales, Filicales und Gymnosperme enthalten; im 2. Teil aber diejenigen über einen großen Teil der Monocotyledonen. Die Autoren gingen hierbei so vor, daß für die einzelnen Pflanzensippen diejenigen Arbeiten aufgeführt wurden, in denen Verbreitungskarten enthalten sind. Kurze Zusätze im Text verweisen darauf, welches Gebiet in den Karten dargestellt wird und welche geologische Zeit bearbeitet wurde, denn in dem Index Holmensis sind nicht nur Angaben über die rezente Verbreitung der einzelnen Sippen, sondern auch über ihr ehemaliges Areal enthalten.

Man muß Herrn Tralau und seinen Mitarbeitern für die geleistete Arbeit außerordentlich dankbar sein, und man wartet gespannt auf die Fortsetzung dieses vorzüglichen Werkes, das keinem Institut fehlen sollte, das botanisch-systematisch oder quartärgeologisch arbeitet.

B. Frenzel.

Murawski, H.: Geologisches Wörterbuch. VIII, 260 Seiten, 65 Abbildungen und 1 Falttafel; 6., ergänzte und erweiterte Auflage. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1972.

Seit mehr als 3 Jahrzehnten dient das von C. Chr. Beringer begründete Geologische Wörterbuch Geowissenschaftlern und Kollegen verwandter Disziplinen als Nachschlagewerk. Die 6. Auflage enthält zahlreiche Stichwörter der allgemeinen Quartärgeologie und Geomorphologie, der Bodenkunde sowie der Karst- und Höhlenkunde, die knapp aber ausreichend erläutert werden. Als sehr wertvoll sind die Hinweise auf die Erstautoren und die "Etymologische Tabelle der lateinischen und griechischen Wörter" anzusehen (insgesamt 625).

Zu erwähnen ist noch die "Stratigraphische Tabelle des Quartärs" (Falttafel, bearbeitet von K. H. Kaiser) mit einer Gegenüberstellung der Gliederungen des alpinen und norddeutschen bzw. nordeuropäischen Vereisungsgebiets und der Mittelmeerländer.

E. Schönhals.

Bibus, E. u. Semmel, A. (Hrsg.): **Geomorphologie arider Gebiete.** — **Geomorphology of arid areas.** — Z. f. Geomorph. Supplementband 15, 176 S., 31 Figuren, 34 Photos, 2 Tabellen im Text und auf 2 Ausschlagtafeln. — Gebr. Borntraeger Berlin - Stuttgart 1972.

Während der beiden letzten Jahrzehnte hat die deutsche geomorphologische Forschung in den ariden Gebieten wesentliche Ergebnisse über die Formungsprozesse und deren Ursachen erzielt. Die Namen BÜDEL, HÖVERMANN und MENSCHING markieren den Gang der Forschung seit Anfang der 50er Jahre.

In dem vorliegenden Band werden Forschungsresultate aus 6 Gebieten (Tschad, Türkei, westl. Mediterrangebiet, Deutschland, Argentinien und Mexiko) veröffentlicht, die anläßlich eines Symposiums über die "Reliefentwicklung in Trockengebieten" Anfang Juni 1971 im Geogr. Institut der Universität Frankfurt vorgetragen wurden. Ein Schwerpunkt der deutschen geomorphologischen Feldforschung war die 1965 von Prof. Hövermann vom II. Geogr. Institut der Freien Universität Berlin in Bardai (Tibesti) eingerichtete Station, die seitdem zahlreichen Wissenschaftlern aus dem In- und Ausland als Stützpunkt gedient hat. Es überrascht daher nicht, daß sich von den 12 Aufsätzen allein 7 mit Untersuchungen aus dem Tibesti-Gebirge beschäftigen.

So berichten Gabriel, Jäkel u. Schulz über Entwicklung, Aufbau und Datierung von Terrassen und Grunert über die fluvialen Formungsprozesse der sog. Schluchtregion im Tibesti. Werner, Wiegand, Busche und Ergenzinger referieren über Formungsprozesse am Hang (Argentinien, Türkei, Tibesti-Gebirge), wobei sowohl der Einfluß der Gesteinsunterschiede als auch des vorzeitlichen Klimas deutlich gemacht wird. Zwei Aufsätze von Höllermann und Jannsen beschäftigen sich mit Bodenstrukturen in höheren und hohen Lagen der Gebirge der Trockengebiete; aus den Arbeiten und den Diskussionsbemerkungen ist die Problematik ihrer Genese zu erkennen. Die Beziehungen zwischen Paläoböden, Reliefentwicklung und Klimaabfolge während des Quartärs

werden aufgrund von Beobachtungen an Kliffprofilen auf den Balearen und an der Atlantikküste Marokkos von Rhodenburg und Sabelberg erläutert und mit Resultaten aus Mitteleuropa verglichen. Schließlich teilt Stäblein Ergebnisse aus dem Oberrheingebiet (Vorderpfalz) mit, aus denen er schließt, daß sich für dieses Gebiet sowohl kalt-aride Klimaphasen (Pleistozän) als auch warm-aride (Oberpliozän, Oligozän und Miozän) geomorphologisch nachweisen lassen. Die sehr verwickelte morphologische Entstehung der "Basin-Range"-Landschaft in der Sierra Madre Oriental (Nordmexiko) wird in einer Arbeit von Wenzens behandelt.

Die in dem Band zusammengefaßten Abhandlungen vermitteln eine Fülle von neuen Erkenntnissen und geben Einblick in die angewandten Untersuchungsmethoden. E. Schönhals.

Frechen, J.: Siebengebirge am Rhein-Laacher Vulkangebiet — Maargebiet der Westeifel. — Sammlung Geologischer Führer 56, 195 S., 46 Abb., 5 Tab., Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart 1971.

Der Exkursionsführer dient vor allem dem Studium des Vulkanismus am Mittelrhein und in der Eifel. Die vulkanisch-petrographischen Angaben bilden den Schwerpunkt der Ausführungen, wobei dem Laacher Vulkangebiet der größte Platz eingeräumt wird.

Einen guten Einblick in die geologischen Verhältnisse vermitteln zahlreiche Karten- und Profilskizzen; die Zusammensetzung der Gesteine wird sowohl anhand chemischer als auch mineralogischer Analysen dargestellt. Als besonders sinnvoll erscheint die Darstellung der besprochenen Gesteine in den Streckeisen-Diagrammen, die ein Gesamtbild der Gesteins-Gesellschaften und der Beziehungen der einzelnen Gesteinsarten zueinander vermitteln. Dies ist um so bedeutender als der Anfänger oder Laie mit vielen weniger bekannten Gesteinsnamen konfrontiert wird. An dieser Stelle kann nur auf einige für die Quartärgeologie wichtige Aspekte eingegangen werden. Für die quartärgeologischen Forschungen sind vor allem die quartären Pyroklastika des Laacher Vulkangebietes von größter Bedeutung. Durch die das gesamte Quartär andauernde Förderung von Pyroklastika, anfangs der Selbergit- und Basalt-Paragenese, zum Schluß Bimsstein- und Basalt-Paragenese, spiegelt sich auch in der schwermineralogischen Zusammensetzung der fluvialen Sedimente der einzelnen Terrassen am unteren Mittelrhein wider. Auch die Lößprofile des Neuwieder Bekkens (Riß-Löß, hauptsächlich aber Würmlöß) sind durch zahlreiche Tuff-Horizonte gekennzeichnet und auch außerhalb des Neuwieder Beckens kommen bes, in SO- bis NO-Richtung Tuffbändchen in verschiedenen stratigraphischen Positionen der Lößprofile vor. Ihre Zuordnung zu den einzelnen Vulkanen ist z. Z. jedoch schwierig, so daß es zunächst zweckmäßig erscheint, diese Tuff-bändchen im Löß hauptsächlich als ein Phänomen für sich getrennt zu betrachten und innerhalb der Lößgebiete miteinander zu vergleichen.

Den abschließenden Höhepunkt der vulkanischen Tätigkeit im Laacher Vulkangebiet stellen die Förderungen der Laacher-See-Bimstuffe im engeren Sinne dar. Sie werden vom Autor in 5 Schichtpakete mit der Bezeichnung LST 1 bis 5 (von unten nach oben) gegliedert. Nach Frechen sind die LST 3 und LST 5-Tuffe in Mecklenburg und die LST 1, 4 und 5 im Gebiet des Genfer Sees festgestellt worden. So ermöglichen diese Tuffe als Leithorizont eine feinstratigraphische Gliederung der Auensedimente auch noch in Gebieten, die 100 km und weiter vom Ausbruchzentrum entfernt sind. Im terrestrischen Sedimentationsbereich bilden ihre Ablagerungen einerseits inselartige Erosionsrelikte und andererseits wurden die Tuffe häufig postmittelallerödzeitlichen Sedimenten beigemengt. Somit lassen sich mit Vorbehalt sogar in Lößgebieten prä- und postmittelallerödzeitliche Sedimente unterscheiden. Für die Beurteilung der Bodenbildungs- und Verwitterungsintensität im Zeitraum nach der Bimsablagerung, im wesentlichen also im Holozän, sind die magmaeigenen Tuffbestandteile ausgezeichnet geeignet, da ihr Alter genau bekannt ist und da sie mit Sicherheit keine reliktischen Bodenbildungs- und Verwitterungsmerkmale aufweisen. Für alle quartärgeologischen und bodenkundlichen Forschungen dieser Art sind Kenntnisse der Mineralogie und Petrographie der besprochenen Tuffe unentbehrlich, der ausführliche Exkursionsführer bietet hier eine vorzügliche Hilfe.

Th. Poetsch.

Thenius, E.: Grundzüge der Verbreitungsgeschichte der Säugetiere. 345 S., 115 Abb., 6 Tab., VEB G. Fischer Verlag, Jena 1972.

Das Erscheinen dieses Werkes wird von allen begrüßt werden, die mit Fragen der Palaeogeographie, der Palökologie und der Biostratigraphie des Kaenozoikums befaßt sind, zumal die Behandlung zoogeographischer Probleme im neueren palaeontologischen Schrifttum nicht den Raum einnimmt, den jene wegen ihrer allgemeinen Bedeutung verdienen.

Zunächst werden in einem allgemeinen Teil die Grundlagen der zoogeographischen Forschung, auf die Säugetiere abgestimmt, erörtert: System der Säugetiere, Gesetzmäßigkeiten der Verbreitung, Bedingungen und Mechanismen der Wanderungen bzw. der Arealausweitung und -schrumpfung, heutige Vorstellungen über die erdgeschichtlichen Faktoren, soweit sie das jeweilige palaeogeographische Bild bestimmen. Der Verf. erweist sich dabei als Befürworter der Kontinentalver-

schiebungshypothese, betont aber, daß letztlich die Beweislast nicht bei der Zoogeographie, sondern bei der Geophysik liegt. Da von einer Palaeozoogeographie der Säugetiere angesichts der nach wie vor bestehenden übergroßen Spärlichkeit mesozoischer Säugetierreste ernstlich nur vom Beginn des Känozoikums an gesprochen werden kann, besitzen das ob und wie der Kontinentaldrift nicht die gleiche überragende Bedeutung für die Entstehung und den Wandel der Verbreitungsbilder, wie in den vorausgegangenen Epochen.

Im speziellen Teil wird das eigentliche Thema, sozusagen in Parallelführung, einmal von der faunistischen Seite her zum anderen aber unter phylogenetischen Aspekten behandelt. Ausgegangen wird dabei von der gegenwärtigen Verteilung in den einzelnen Kontinenten unter Aufzählung und Abgrenzung der Regionen und Subregionen. In großer Ausführlichkeit wird nun der Wandel des Verteilungsbildes faunengeschichtlich verfolgt und dessen vermutlichen Ursachen nachgegangen. Leider wird nicht der Versuch gewagt, für bestimmte Zeitabschnitte die damaligen säugetierfaunistischen Regionen enger zu umgrenzen und kartenmäßig darzustellen. Offenbar haben die nach bestehenden großen Wissenslücken den Verf. veranlaßt, von diesem Wagnis Abstand zu nehmen. Versuche solcher Art wären aber doch als "Arbeitshypothesen" nützlich gewesen. In diesem Zusammenhang wäre auch, namentlich für die an der Säugetierforschung nicht unmittelbar Beteiligten, der Hinweis stärker zu betonen gewesen, daß weite Erdräume auch heute noch als fundleer zu gelten haben: Afrika, ausgenommen Ägypten, Indien, Australien, Indonesien, kontinentales Süd- und Süostasien im Alttertiär, nördliches Eurasien, Alaska, Kanada fast während des gesamten Tertiärs. Dies erschwert natürlich die Rekonstruktion der verschiedenen Verteilungsbilder ungemein und bringt auch mancherlei Unsicherheiten in die Beurteilung der stammesgeschichtlichen Abläufe, soweit palaeogeographische Gegebenheiten dabei von maßgeblicher Bedeutung sind. Gelegentlich wird dem Benutzer des Werkes der Wunsch gekommen sein, mehr über die klimatischen und anderen ökologischen Bedingungen zu erfahren, unter denen die Säugerfaunen in den einzelnen palaeogeographischen Räumen gelebt hatten. Die wenigen wirklich gesicherten Tatbestände wurden auch in die Darstellungen eingebaut, das Werk durch Hypothetisches übermäßig zu belasten, wurde aber vermieden. Damit erscheint die Zuverlässigkeit des Werkes zwar gestärkt, der Diskussion dieser Fragen wird aber auch nicht allzu viel Anregung gegeben. Aus den "Grundzügen" wäre überdies dann auch ein umfangreiches "Handbuch" geworden. Das klimatische Geschehen während des Pleistozäns und seine weitreichenden Auswirkungen auf die Säugetierfauna fast der ganzen Welt sind aber mit größerer Ausführlichkeit dargestellt, ohne sich dabei in meist ohnehin nicht genügend abgesicherte Einzelheiten zu verlieren.

Der Auswertung des stammesgeschichtlichen Geschehens in den einzelnen Gruppen und den daraus für die Ermittlung der zoogeographischen Zusammenhänge sich ergebenden Schlußfolgerungen ist ein breiter Raum gewidmet. Die noch zu lösenden Probleme werden klar herausgearbeitet. Die Ergebnisse der phylogenetischen Betrachtungen werden mit den aus der Faunistik sich ergebenden Tatbeständen zur Deckung gebracht, aber auch auf noch zu lösende Widersprüche hin-

gewiesen.

An neuen Einsichten, die das Werk vermittelt, sei besonders die durch zahlreiche Neufunde veranlaßte geänderte Beurteilung der zoogeographischen Bedeutung und Stellung Afrikas erwähnt. Auch auf das jetzt nahezu gesicherte Bestehen eines unmittelbaren faunistischen Zusammenhangs zwischen Nordamerika und Europa während des Palaeozäns und Untereozäns sei hingewiesen.

Das Werk schließt mit einer Übersicht über das System der Säugetiere und über das rezente und fossile Vorkommen der Taxa höherer Ordnung auf den verschiedenen Kontinenten. Das Literaturverzeichnis beschränkt sich auf die Angabe der wichtigsten Publikationen, da auf das nahezu vollständige Verzeichnis der säugetierkundlichen Literatur in der "Stammesgeschichte der Säugetiere" des gleichen Autors hingewiesen werden konnte.

Die Benutzung wird durch die große Zahl der sehr anschaulich gehaltenen Abbildungen wesentlich erleichtert. Meist handelt es sich um Habitusbilder der wichtigsten Leitformen, die in ihrem Areal eingezeichnet sind, sowie um die Darstellung der Wege, die bei der Arealausweitung benutzt wurden.

Keiner besonderen Betonung bedarf es, daß die neuesten Ergebnisse der Forschung sowohl auf faunistischem wie auf phylogenetischem Gebiet berücksichtigt wurden, die Zuverlässigkeit der Angaben erreicht dadurch ein hohes Ausmaß. Die bei einer solchen Gesamtdarstellung unvermeidlichen Lückenhaftigkeiten und geringfügigen Irrtümer sind daher auf ein erfreuliches Mindestmaß beschränkt. Das Werk empfiehlt sich daher bestens und wird sich, nicht zuletzt für die Quartärforscher, als sehr nützlich erweisen.

O. Sickenberg.

Fiedler, H. J. & Hunger, W.: Geologische Grundlagen der Bodenkunde und Standortskunde. 382 S., 147 Abbildungen und 66 Tabellen. Verlag Theodor Steinkopf, Dresden 1970.

Im Verlaufe des letzten Jahrzehnts haben bodenkundliche Untersuchungen und Kartierungen in verschiedenen Gebieten Mitteleuropas zu dem Ergebnis geführt, daß die Eigenschaften der Böden nicht nur von den bodenbildenden Prozessen, sondern in einem erheblichen Umfange vom Bodenausgangssubstrat abhängen. Eine wichtige Voraussetzung für die Klassifikation der Böden und für die Bestimmung ihrer Eigenschaften sowie die standortskundliche Beurteilung ist daher die Kenntnis des Bodenausgangsmaterials, vor allem seiner petrographisch-chemischen Zusammensetzung, die im allgemeinen mit der geologischen Geschichte eng verknüpft ist. Bedauerlicherweise steht aber heute bei der wissenschaftlichen Ausbildung eine viel zu knappe Zeit für die mineralogisch-geologischen und geomorphologischen Grundlagen der Bodenkunde zur Verfügung. Der Studierende ist daher weitgehend auf Lehrbücher der Geologie und Mineralogie angewiesen, die — von wenigen Ausnahmen abgesehen — die Belange der Boden- und Standortskunde nicht oder nur unvollkommen berücksichtigen. Diesen Mangel will das vorliegende Buch beheben.

Der umfangreiche Stoff ist in 8 Abschnitte gegliedert. Die ersten 3 vermitteln die Grundlagen über die gesteinsbildenden Minerale, die bodenbildenden Gesteine und die geologische Geschichte Mitteleuropas. Der 4. Abschnitt gilt den Oberflächenformen und ihrer Entstehung sowie der Beschreibung typischer Landschaften. Es folgt dann die teils recht ausführliche Erläuterung der geologisch-geomorphologischen Verhältnisse der Mittelgebirge und Hügelländer und des Norddeutschen Tieflandes. Zur Abrundung des Gesamtbildes der ausgewählten Landschaften werden sowohl

tektonische als auch paläogeographische und stratigraphische Fakten mitgeteilt.

Das Kernstück des Buches ist m. E. in dem Abschnitt "Bodengeologie" zu sehen. Die Aufgabe dieses Wissenszweiges wird wie folgt umrissen (S. 283): "Die Bodengeologie befaßt sich mit den geologischen Verhältnissen desjenigen Teils der äußersten Erdkruste, der von der Bodenbildung erfaßt ist und diese beeinflußt. Die Bodengeologie ist somit ein Grenzgebiet zwischen Bodenkunde und Geologie. Sie widmet sich besonders dem Entstehen und den Eigenschaften des bodenbildenden Gesteinsmaterials."

Da die Böden Mitteleuropas zum weitaus größten Teil aus quartären Bildungen entstanden sind, werden in diesem Abschnitt Genese, Material und Schichtfolge der verschiedenen Ausgangssubstrate behandelt, so die Pleistozänen Deckenbildungen im Mittelgebirge, im Hügelland und nördlich der Lößzone. Ausführlich dargestellt werden die periglazialen Vorgänge (Frost- und Auftauböden, Solifluktion, Strukturböden, Lößbildung), außerdem die entstandenen Sedimente und ihre Bedeutung für die Bodenentwicklung. Hierbei wird besonders auf neuere Forschungsergebnisse aus der DDR zurückgegriffen. Dies gilt auch für die zweite Hälfte des Abschnitts über die Bodengeologie, in dem Begriffe wie Bodenform, Substrat- und Schichttyp erläutert werden. Abgeschlossen wird dieser Abschnitt durch zwei anregende Kapitel über die "Gliederung der Pedosphäre" und "Bodenformenökologie und Ertrag". Hervorzuheben ist noch die reichhaltige Austattung des Buches mit gut ausgewählten Karten- und Profilskizzen sowie das ausführliche Schriftenverzeichnis.

Die Veröffentlichung schließt nicht nur eine Lücke in unserem Schrifttum, sondern sie dokumentiert auch in vielfältiger und eindrucksvoller Weise die Wichtigkeit der Quartärgeologie für die Bodenkunde und Bodennutzung im weitesten Sinne.

E. Schönhals.

GANSSEN, R. unter Mitarbeit von GRAČANIN, Z.: **Bodengeographie** mit besonderer Berücksichtigung der Böden Mitteleuropas. 325 S., mit 2 Farbtafeln, 47 Textfiguren und Karten, 23 Fotos und zahlreichen Tabellen und Übersichten. 2. Auflage. K. F. Koehler Verlag Stuttgart 1972.

Die Lehrbücher der Bodenkunde in deutscher Sprache enthalten nur wenige Angaben über die Verbreitung der Böden in den einzelnen Erdteilen und ihre Bildungsbedingungen. In dem Buch von R. Ganssen wird der umfangreiche Stoff der regionalen Bodenkunde übersichtlich gegliedert und verständlich dargeboten. Dies gilt nicht nur für den ersten Teil, in dem die wesentlichen Faktoren der Bodenbildung und die Prozesse der Bodenentwicklung sowie die charakteristischen Böden der strahlungsklimatischen Zonen der Erde behandelt werden, sondern in noch stärkerem Maße für den zweiten Teil, der sich mit den wichtigsten Böden der einzelnen Kontinente beschäftigt. Hierbei legen die Verfasser großes Gewicht auf die Erläuterung der Zusammenhänge zwischen Gestein, Klima, Vegetation, Relief und Boden in den Großräumen und Einzellandschaften. Diese naturräumliche Gesamtbetrachtung, die den Boden als einen wesentlichen Faktor im Landschaftshaushalt ansieht, ist auf fast allen Seiten des Buches festzustellen und kommt auch in den zahlreichen Skizzen und Übersichten zum Ausdruck. Es ist verständlich, daß die Verbreitung der Böden in den einzelnen Kontinenten nur in Form von Kartenskizzen dargestellt werden konnte und dabei eine starke Generalisierung unvermeidlich war. Der auf weitere Informationen angewiesene Leser muß daher auf die Originalkarten zurückgreifen, die zusammen mit einschlägigen Arbeiten in dem nach regionalen Gesichtspunkten übersichtlich gegliederten Schriften- und Kartenverzeichnis im Anhang aufgeführt sind.

Hervorzuheben ist noch, daß die Böden Mitteleuropas und der Alpen ausführlicher behandelt werden, aber leider entspricht die zeichnerische Gestaltung der beigefügten Bodenkarte Mitteleuropas nicht den Anforderungen, die an eine solche Karte zu stellen sind. Durch eine bessere Wahl der Signaturen (Raster) wäre leicht ein ruhigeres Kartenbild zu erreichen gewesen. Das Werk vermittelt nicht nur dem Bodenkundler und Geographen wichtige Kenntnisse und Einblick in naturräumliche Zusammenhänge, sondern es ist auch in gleichem Maße für Vertreter verwandter Disziplinen von Bedeutung, so z. B. der Land- und Forstwirtschaft, der Landeskultur und Landschaftsentwicklung.

Schlichting, E. u. Schwertmann, U. (Hrsg.): **Pseudogley & Gley.** Genese und Nutzung hydromorpher Böden. Verhandlungen der Kommissionen V u. VI der Int. Bodenkundl. Gesellschaft. 772 S. mit 268 Abb. und 168 Tabellen. Weinheim/Bergstr. Verlag: Chemie GmbH., 1973.

Für die Gliederung der quartären Deckschichten und die Rekonstruktion vorzeitlicher Klimate haben fossile Böden und ihre Reste in den beiden letzten Jahrzehnten eine immer größere Bedeutung erlangt. Dies gilt nicht nur für die großen Periglazialgebiete West-, Mittel- und Osteuropas, sondern auch für die nordeuropäischen und alpinen glazigenen Sedimentfolgen sowie für den mediterranen Bereich und andere Kontinente, wie u. a. mehrere Referate anläßlich des IX. Internat. Quartärkongresses in Neuseeland 1973 zeigten. Hieraus folgt, daß Quartärforscher, die fossile Böden als Hilfsmittel der Deckschichten-Gliederung benutzen, in der Lage sein müssen, die Böden im Hinblick auf ihre Entstehungsbedingungen richtig zu interpretieren. Dies gilt vor allem für die unter ± starkem Einfluß des Faktors Wasser (Staunässe und Grundwasser) entstandenen oder im Laufe der Entwicklung veränderten Böden, die allgemein als hydromorphe Böden bezeichnet werden.

Diesen heute und auch während des Pleistozäns weit verbreiteten Böden ist der vorliegende Band gewidmet. In 85 Aufsätzen wird über die neuesten Forschungsergebnisse, die während der Tagung der Internat. Bodenkundlichen Gesellschaft 1971 in Stuttgart-Hohenheim vorgetragen wurden, berichtet. Der umfangreiche Stoff ist übersichtlich in 11 Teile gegliedert, die jeweils durch eine abschließende Gesamtbetrachtung eine erste Information über die behandelten Fragen ermöglichen. Von besonderem Interesse für den Paläopedologen und Paläoklimatologen sind die etwa 30 Aufsätze über die Bedeutung der hydromorphen Böden als Landschaftssegmente. In diesen Beiträgen werden vor allem die sehr verwickelten Entstehungsbedingungen dargestellt, die zur Genüge erkennen lassen, wie schwierig die Deutung fossiler Reste hydromorpher Böden sein kann. Auch die etwa 20 Beiträge über die komplizierten pedogenetischen Prozesse und die dadurch hervorgerufenen Merkmale der hydromorphen Böden sollten von den Paläopedologen eingehend studiert werden, denn sie lassen zusammen mit mikromorphologischen Untersuchungen, die ebenfalls zur Sprache kommen, wichtige Rückschlüsse auf den zeitlichen Ablauf der Entstehungsvorgänge zu.

Wie anfangs schon angedeutet wurde, enthält der Band nicht nur Beobachtungen und Forschungsmaterial über die hydromorphen Böden der kühl-feuchten Klimate, sondern auch des Mittelmeergebiets und der Tropen, sowie des arktischen Klimas. Es sind daher großräumliche Vergleiche möglich. Ein großer Teil der Abhandlungen beschäftigt sich naturgemäß mit den hydromorphen Böden als Pflanzenstandort und den Meliorationsverfahren. Doch kann an dieser Stelle darauf nicht eingegangen werden.

Die beiden Herausgeber haben auf die Darstellung des vielgestaltigen Stoffes große Sorgfalt verwendet, so daß die überwiegend in Englisch und Deutsch sowie in Französisch abgefaßten Beiträge mit jeweils dreisprachigen Zusammenfassungen ausreichende Informationen bieten. Der Band wird für eine Reihe von Jahren richtungweisend für das Studium der hydromorphen Böden sein. E. Schönhals.



Die Deutsche Quartärvereinigung gedenkt ihrer in den Jahren 1970 bis 1973 verstorbenen Mitglieder

Prof. Dr. WILHELM WAGNER, Darmstadt geb. am 1. 8. 1884 gest. am 21. 11. 1970

Prof. Dr. Franz Lotze, Münster/Westfalen geb. am 27. 4. 1903 gest. am 23. 2. 1971

Prof. Dr. KNUD JESSEN, Kopenhagen geb. am 29. 11. 1884 gest. am 14. 4. 1971 Inhaber der Albrecht-Penck-Medaille

Prof. Dr. Wolfgang Schmidt, Marburg geb. am 13. 5. 1914 gest. am 1. 4. 1972

Dr. Friedrich Hamm, Hannover geb. am 12. 4. 1891 gest. am 4. 7. 1972

Prof. Dr. GEORG WAGNER, Tübingen geb. am 26. 7. 1885 gest. am 11. 7. 1972

Prof. Dr. WILHELM WEILER, Worms geb. am 23. 9. 1890 gest. am 20. 7. 1972

Dr. Traugott Schulze, Menden/Sauerland geb. am 1. 11. 1907 gest. am 2. 3. 1973

Prof. Dr. Friedrich Huttenlocher, Tübingen geb. am 2. 9. 1893 gest. am 24. 4. 1973

WILHELM BARNER, Alfeld/Leine geb. am 2. 7. 1893 gest. am 6. 5. 1973

Dr. Emmy Todtmann, Hamburg geb. am 27. 3. 1888 gest. am 21. 5. 1973

Dr. Wilhelm Hollstein, Hannover geb. am 30. 6. 1898 gest. am 12. 6. 1973

Prof. Dr. Dr. h. c. PAUL WOLDSTEDT, Bonn geb. am 14. 10. 1888 gest. am 7. 7. 1973 Inhaber der Albrecht-Penck-Medaille

E. Nachrufe



Wilhelm Wagner † 1884 – 1970

Hochbetagt verstarb am 21. 11. 1970 Prof. Wilhelm WAGNER zu Darmstadt, wo er seinen Lebensabend verbracht hatte. Am 1. 8. 1884 zu Straßburg geboren, verlebte er dort Schüler- und Studienjahre. Nach der Promotion trat er 1909 in die Geologische Landesanstalt von Elsaß-Lothringen ein, wo er bald eine rege wissenschaftliche Tätigkeit entfaltete, die 1919 mit Beginn der französischen Herrschaft ein jähes Ende fand. 1922 nahm er die Arbeit an der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt auf. Zwölf Jahre später wurde er o. Professor an der T.H. Darmstadt, wo er den Lehrstuhl für Geologie und Technische Gesteinskunde bis 1954 inne hatte.

W. Wagners Name ist eng verbunden mit der Erforschung des Oberrheingrabens, insbesondere des Mainzer Beckens. Stratigraphische Untersuchungen des Tertiärs, Arbeiten über die oberrheinischen Kali- und Erdöllagerstätten sowie über Mineralquellen und nicht zuletzt mehr als 20 Arbeiten, die sich mit Fragen des Pleistozäns beschäftigen, seien aus der Fülle seiner Veröffentlichungen hervorgehoben.

Mit der Aufnahme der Kartenblätter Wöllstein—Kreuznach und Bingen—Rüdesheim stellte sich für W. Wagner die Aufgabe, der Frage der Entstehung der Terrassen der Nahe und ihrer Seitenbäche nachzugehen. Daraus entstand eine Geschichte der Nahe von der unterpliozänen "Urnahe" bis zum jungpleistozänen Durchbruch des Flusses durch den devonischen Felsriegel bei Bingen. 1927 gibt W. Wagner eine auf gründlichen Geländestudien beruhende Darstellung dieser für die Ausformung des heutigen Reliefs so bedeutsamen Vorgänge und Erscheinungen. Als er 1931 Blatt Oberingelheim vorlegen konnte, waren neue Erkenntnisse gewonnen, die zu der Veröffentlichung "Die ältesten linksrheinischen Diluvialterrassen zwischen Oppenheim—Mainz und Bingen" führten. Hier leistete W. Wagner einen Beitrag zu der immer wieder erörterten Streitfrage rein klimatisch bedingter oder auf Tektonik beruhender Terrassenbildung. Er gibt dem Einfluß tektonischer Bewegungen auf die Flußtätigkeit gebührenden Raum, hält aber "die Annahme gleichzeitiger Klimaänderungen zur Erklärung von Erosion und Akkumulation in keiner Weise entbehrlich".

Als ausgezeichnetes Ergebnis des Zusammenwirkens von geologischen, paläontologischen und prähistorischen Forschungsmethoden ist die Arbeit "Eine altpaläolithische Jagdstelle bei Wallertheim in Rheinhessen" zu bewerten, die W. Wagner gemeinsam mit O. Schmidten 1929 veröffentlichte. Seitdem ist das "Diluvialprofil von Wallertheim" Ziel zahlreicher Exkursionen und Gegenstand weiterer Arbeiten anderer Autoren geworden. Auch den weithin bekannten "Diluvialaufschlüssen von Aachenheim—Hangenbieten bei Straßburg i. E." hat W. Wagner eine Arbeit (1940) gewidmet. Später dehnt er seine Untersuchungen auf das nördliche Grabenende, insbesondere auf das Untermaingebiet aus. Er kommt zu dem Ergebnis, daß etwa vom Oberpliozän an durch Bruchtektonik eine Verkleinerung des Sedimentationsbereiches einsetzte (1950).

Abschließend soll hier noch der zahlreichen quartärgeologischen Führungen gedacht werden, die der für seine Sache begeisterte Forscher durch seinen lebhaften Vortrag für die Teilnehmer zu einem Erlebnis werden ließ.



Knud Jessen † 1884 – 1971

Am 14. 4. 1971 verstarb im 87. Lebensjahr der o. Professor der Botanik in Kopenhagen Dr. Knud Jessen. Mit ihm fand die bedeutende skandinavische Tradition der botanisch-geologischen Quartärforschung (erinnert sei an Steenstrup, Vaupell, Blytt, Nathorst, Andersson, Sernander) eine glänzende Fortsetzung.

Schon bald nachdem L. v. Post (1916) durch die Einführung der Pollenanalyse eine neue ungemein fruchtbare Periode vegetationsgeschichtlicher Forschung angebahnt hatte, griff auch JESSEN (1920) die für die Geologie wie für die Botanik den breitesten Anwendungsbereich verheißende Methode auf. Seither ist JESSENS Name als einer der bedeutendsten Forscher mit diesem Arbeitsgebiet verknüpft. Seine Gliederung dänischer Pollendiagramme in vegetationsgeschichtlich charakteristische Perioden der Spät- und Nacheiszeit (1935) geht von Merkmalen aus, die weit über Dänemark hinaus gültig sind und - unter regionalen Abwandlungen - allgemein zur Grundlage pollenfloristischer Zonengliederungen innerhalb Nord- und Nordwesteuropas wurden. JESSEN hat auch als erster den Zusammenhang des spätglazialen Klimarückschlags der "Jüngeren Dryaszeit" mit dem Eishalt an den mittelschwedisch-finnischen Endmoränen vermutet. - Die Anwendung der Pollenanalyse auch auf interglaziale Ablagerungen in Jütland und NW-Deutschland ermöglichte JESSEN, in seinem berühmten Werk zusammen mit MILTHERS (1928) die Vegetationsentwicklung und deren Gliederung während der letzten Zwischeneiszeit in den Hauptzügen zu erfassen. - Für die Britischen Inseln von besonderer Bedeutung wurden Jessens Untersuchungen irischer Moore. Sie begannen 1934, und 1949 konnte er das imponierend reiche, für die Vegetationsgeschichte von Irland grundlegende Material in einem stattlichen Bande vorlegen. Stets hat JESSEN mit großem Erfolg auch die Verknüpfung der Vegetationsgeschichte mit der Vor- und Frühgeschichte gesucht. Mehrere seiner Arbeiten behandeln die prähistorischen Getreidearten und die Geschichte anderer Nutzpflanzen sowie der Ackerunkräuter.

Für seine überragenden Verdienste um die Quartärforschung hat die Deutsche Quartärvereinigung den großen dänischen Botaniker 1962 durch die Verleihung der Albrecht-Penck-Medaille geehrt. Knud Jessens Gesamtwerk reicht jedoch weit über die Quartärforschung hinaus. Er ist mit seinen Arbeiten auch als Pflanzenanatom, Systematiker und Erforscher der heutigen Vegetation Dänemarks bekannt und hat während einer langen Zeit noch als einziger Professor in Kopenhagen die gesamte Botanik in der Lehre vertreten. Diese seiner Veranlagung entsprechende Vielseitigkeit dürfte aber auch eine Voraussetzung gewesen sein für die außerordentlichen Erfolge, die Knud Jessen bei der Erforschung der interglazialen, spät- und postglazialen Pflanzenwelt beschieden gewesen sind.

Wer Knud Jessen begegnete, war vom Zauber seiner Energie sowie freundliche Wärme und Humor ausstrahlenden Persönlichkeit tief beeindruckt. Ein solcher Mann mußte auf seine Schüler und Mitarbeiter einen mitreißenden Einfluß haben. Sie verehrten und liebten ihn alle.



Friedrich Hamm† 1891 – 1972

Die Nachricht vom Tod dieses trefflichen Menschen hat nur wenige zeitig genug erreicht, um ihm in Hannover das letzte Geleit geben zu können. Friedrich Hamm mochte nie Mittelpunkt sein, und so bescheiden, wie er im Leben war, ist er auch aus dem Leben gegangen. Sein Sterbetag war der 4. Juli 1972. Voller Leiden waren seine letzten Lebensmonate, erfüllt von brennender Sorge um seine geliebte Frau, die er jahrelang im Krankenbett gepflegt hatte und nun so allein lassen mußte.

Friedrich Hamm wurde am 12. April 1891 in Osnabrück geboren, als Sohn des Sanitätsrates Dr. med. et phil. Hermann Hamm und Frau Maria, geb. Brinkmann to Broxten. Er besuchte die Klippschule am ehrwürdigen Dom, dann das traditionsreiche Gymnasium Carolinum. Hier in seiner Heimatstadt, der er zeitlebens besonders zugetan blieb, empfing er die entscheidenden Anregungen für sein Leben, vor allem durch seinen vielseitig interessierten, humorvollen und im Osnabrücker Land sehr beliebten Vater. Von ihm, der studierter Geologe war, erbte der Sohn auch die Liebe und den Sinn für Quartärkunde, Vor- und Frühgeschichte.

Fitten Hamm, wie er von seinen Freunden genannt wurde, studierte Geologie, Mineralogie und Zoologie in Heidelberg und verwendete ein Jahr in Neapel für vulkanologische Studien am Vesuv und biologische und sedimentologische Untersuchungen an der Zoologischen Station. Im 1. Weltkrieg tat er von 1914 bis 1918 als Soldat und Offizier seine Pflicht, wurde schwer verwundet, erhielt das Eiserne Kreuz 1. Klasse. Mit summa cum laude wurde er 1922 promoviert. Die widerwärtigen Züge der Universitätslaufbahn lagen seinem aufrechten Charakter nicht, und so trat er noch im gleichen Jahr als dürftig bezahlter Direktorialassistent ein in die Naturkunde-Abteilung des damaligen Provinzial-Museums Hannover (heute Niedersächsisches Landesmuseum), in die Abteilung, deren Direktor er später wurde.

Fünf Jahrzehnte hat er in Niedersachsen gewirkt, nur unterbrochen durch den 2. Weltkrieg, den er wiederum vom Anfang bis zum bitteren Ende als Soldat mitmachte. Die Aufgabe, als "Museumsmann" weite Kreise der Bevölkerung anzusprechen, hat er sehr ernst genommen und mit Geschick gemeistert. Eine großartige Schausammlung zur Erd- und Landschaftsgeschichte von Niedersachsen wurde geschaffen, nach dem letzten Krieg beim Wiederaufbau des Museums ein zweites Mal. Zu nennen sind zahlreiche Ausstellungen in anderen Museen, Vorträge, Lehrexkursionen, Bücher und Museumsführer zum erdgeschichtlichen Geschehen in Niedersachsen. Alles hat eine große Ausstrahlungskraft besessen.

In zahlreichen Publikationen hat der Verstorbene über die verschiedensten naturkundlichen und kulturgeschichtlichen Dinge vor allem Nordwest-Deutschlands berichtet. So mancher Aufsatz ist von den vielen Fragen angeregt worden, die ihm immer wieder draußen und im Museum gestellt wurden: "Warum stecken Erzeugnisse längst vergangener Geschlechter meistens im Erdboden?" "Wachsen bei uns Steine?" "Felsritzung oder Verwitterung?" "Steckt noch etwas vom Innenleben des Eiszeitmenschen in uns?" Die meisten Schriften sind für den einfachen Menschen gedacht. Ihm wollte Hamm die Augen öffnen für die großen und kleinen Dinge der Schöpfung und sein Herz gewinnen für die Heimat und das in ihr wurzelnde Kulturgut. Obwohl viele Aufsätze recht volkstümlich geschrieben sind, sind sie für den Fachmann Fundgruben von sonst kaum zugänglichen oder noch nie veröffentlichten Fakten und Beobachtungen, stecken sie für ihn voller Anregungen. Und noch etwas spürt man sofort: die tiefe innere Beteiligung des Schreibers. Ein großer Teil der Veröffentlichungen fällt in die Jahre des "Ruhestandes", ja die letzte Arbeit stammt aus dem Jahre 1970: "Vom Landschaftswandel im Oldenburger Münsterlande und seiner Umgebung". Die Fülle

der Publikationen anzuführen, ist an dieser Stelle unmöglich; eine Teilbibliographie findet man im Neuen Archiv für Niedersachsen 21: 300—303, 1972.

Bedauerlich ist, daß von Hamms Reisebeschreibungen — und er war zu schauen, zu erkennen und zu empfinden befähigt wie nur wenige Menschen — nur ein Teil gedruckt worden ist: "Zwischen Nordmeer und Nil." Band 1, Hildesheim 1949. Die Reisebilder sind für besinnliche Leser geschrieben. Geleitspruch ist Gottfried Kellers "Trinkt, o Augen, was die Wimper hält, von dem goldnen Überfluß der Welt."

In allem, was Hamm anpackte, kam die Quartärkunde voll zu ihrem Recht. Unsere Deuqua-Freunde werden den Namen des Verstorbenen durch seine quartärgeologischen Arbeiten mit JACOB-FRIESEN über die Leinetal-Faustkeil-Funde kennen, durch "Niedersachsen im Wandel alluvialer Klimaschwankungen" und die im Neuen Archiv für Niedersachsen erschienenen "Zeitangaben zur Naturgeschichte und zum Eingriff des Menschen in die Natur Niedersachsens seit Beginn der letzten Vereisung", die dann 1956 in Buchform und erweitert als "Naturkundliche Chronik Nordwestdeutschlands" herauskamen. Gäbe es eine solche umfassende Chronik doch auch für andere deutsche Länder!

Eiszeitalter und Gegenwart, für Hamm waren sie untrennbar, Erdgeschichte, Landschaft, Mensch, Kultur innig miteinander verbunden und verwoben. Bei dieser Ganzheitsbetrachtung und der staunenswerten Fähigkeit, Brücken schlagen zu können zwischen den vielen naturwissenschaftlichen und kulturgeschichtlichen Spezialgebieten, war es selbstverständlich, daß Hamm zur Deuqua seit ihrer Gründung gehörte. Sein echt niedersächsisch-westfälisches, zurückhaltendes Wesen und seine Wortkargheit jedoch haben seine Person innerhalb unserer Vereinigung nicht so bekannt werden lassen, wie sie es verdient hätte.

Ehrungen hat der Verstorbene nie gesucht; sie sind ihm dennoch zuteil geworden. 1963 erhielt er das Verdienstkreuz 1. Klasse des Niedersächsischen Verdienstordens. Die Naturhistorische Gesellschaft zu Hannover und der Naturwissenschaftliche Verein zu Osnabrück machten ihn zu ihrem Ehrenmitglied. Höher als diese Ehrungen hätte Friedrich Hamm jedoch das geschätzt, was viele Menschen ihm über den Tod hinaus bewahrt haben: Verehrung und ein gutes Angedenken.

Reinhold Huckriede.



Georg Wagner † 1885 – 1972

Am 11. Juli 1972 verstarb im Alter von 87 Jahren der weit über die Grenzen unseres Landes hinaus bekannte Professor für Geologie an der Universität Tübingen, Georg WAGNER. Seine Bedeutung für die Erdwissenschaften, im besonderen für die süddeutsche Geologie, wurde durch zahlreiche Nachrufe in naturwissenschaftlichen Zeitschriften gebührend gewürdigt; an dieser Stelle seien daher nur die wichtigsten Lebensdaten und Arbeiten aufgeführt.

Johann Georg Philipp Wagner wurde am 26. 7. 1885 als Sohn eines Bauern im fränkischen Künzelsau geboren. Nach 8 Jahren Seminarübungsschule besuchte er bis 1903 das Lehrerseminar seiner Heimatstadt. Sein Fachlehrer Dr. F. Reinöhl hat den hochtalentierten Schüler für die Geologie seiner Heimat zu begeistern gewußt; ihm hat G. Wagner später sein grundlegendes Werk "Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbild Süddeutschlands" gewidmet.

Nur zwei Jahre lang — bis 1905 — hat er an verschiedenen Volksschulen Dienst getan, dann drängte es ihn zu größeren Aufgaben. 1905 trat er — wohl vorbereitet — in die Oberrealschule Schwäbisch Hall ein und legte 1906 als Primus die Reifeprüfung ab. Als Einjährig-Freiwilliger diente er danach beim Infanterieregiment 180 in Tübingen. Von 1907 bis 1911 studierte er an der Universität Tübingen, kurze Zeit auch in München. Bei seinem Tübinger Lehrer E. Koken promovierte er mit der wegen seiner stratigraphisch-paläogeographisch völlig neuen Arbeitsmethode viel beachteten Arbeit "Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Oberen Hauptmuschelkalks und der Unteren Lettenkohle in Franken".

1911 kommt G. WAGNER — nunmehr als Lehrer — an die Oberrealschule Schwäbisch Hall in sein geliebtes Frankenland zurück. 1913 geht er als Professor für Naturwissenschaften und Mathematik an das Lehrerseminar nach Nagold. Während seiner Ausbildung und Tätigkeit an den verschiedensten Schulen erwarb er sich pädagogische Erfahrungen, die seinen späteren Geologiestudenten zugute kamen. Kaum einer verstand es so wie er, seine Kenntnisse und Arbeitsmethoden den Jungen zu vermitteln. Wer bei G. WAGNER zur Schule ging, war von seiner Art, die trockene Materie der Geologie in lebendige, spannungsgeladene Erdgeschichte zu wandeln, von der ersten Stunde an begeistert.

Aus dem 1. Weltkrieg kam G. Wagner als Offizier zurück, ausgezeichnet mit dem Eisernen Kreuz 1. Klasse. Eine schwere Verwundung mißachtete er, sie brachte ihn 1924 dem Tode nahe. Mit seinem eisernen Willen überwand er die Krankheit. Seine Lebensgefährtin, Hildegard Munder, die er 1918 aus seiner Heimatstadt nach Nagold holte, half ihm dabei. Sie räumte ihm das ganze Leben lang alle Hindernisse beiseite, sie machte ihm den Weg frei für seine Forschungen. Ohne sie wäre sein Lebenswerk nicht denkbar. 1925 siedelte er mit seiner Familie nach Stuttgart über, wo er Chemie, Biologie und Geologie an der Wilhelmsoberrealschule lehrte.

Über 300 Veröffentlichungen hat er verfaßt, darunter 8 Heimatbücher. Herausragend sind seine umfassenden Werke "Berg und Tal im Triasland", "Aus der Geschichte der Altmühl" und sein großer Wurf "Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbild Süddeutschlands". Es ist seine Habilitationsschrift (1929), mit der er sich den Weg zur Lehre an der Universität Tübingen öffnete. Mit seiner Forschungsmethode hat er das Tor geöffnet für eine moderne Erdwissenschaft, die bislang nur zaghaft versucht worden war. Mit seinen mühsam im Gelände erarbeiteten und daher hervorragend fundierten Kenntnissen in Stratigraphie und Tektonik, in Hydrologie und Morphologie

schuf er die Grundlagen für die Analyse der Geschichte des süddeutschen Raumes. Täler und Berge wurden unter seiner Hand geschichtlich zum Leben erweckt. Was uns heute zur Selbstverständlichkeit geworden ist, das haben wir Georg WAGNER zu verdanken. Nicht zu vergessen, daß er seinen Schülern auf unzähligen Exkursionen das Schauen und Begreifen der räumlich-zeitlichen Zusammenhänge gelehrt und seine Kenntnisse aus dem Füllhorn seines reichen Wissens großmütig geschenkt hat.

1931 erschien sein Standardwerk "Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte", ein über 800 Seiten umfassendes, glänzend mit Zeichnungen und hervorragenden Photos ausgestattetes Lehrbuch und zugleich Nachschlagewerk, zu dem jeder Geologe immer wieder gerne greift.

Die wenigen aufgezählten Titel weisen schon auf die Bedeutung G. Wagners für die Quartärgeologie hin. Nach dem 2. Weltkrieg hat er mit seinen Studenten Südwürttemberg geologisch kartiert. Viele seiner Schüler haben unter seiner Anleitung speziell oberschwäbische Glazialprobleme bearbeitet. Er hat zu dieser Zeit ein Werk veröffentlicht, mit dem er wiederum Neuland betrat: "Raumbilder zur Erd- und Landschaftsgeschichte Südwestdeutschlands" (zus. mit A. Koch, 1961). Ein Meister der leicht verständlichen Darstellung, hat G. Wagner lange Jahre die Monatszeitschrift "Aus der Heimat" redigiert und er übernahm außerdem von 1948 bis 1965 die Schriftleitung der Blätter des Schwäbischen Albvereins, in denen er viele wertvolle Aufsätze veröffentlichte.

Georg Wagner hat sich zu den Höhen des Lebens selbst durchgekämpft und seinen Ruhm unbekümmert und voller Stolz genossen. Im wissenschaftlichen Streit ging er hart und unerbittlich zu Werk. Wer nicht grundsolide arbeitete, den wies er vernichtend in die Schranken; wer ihn mit stichhaltigen Argumenten überzeugen konnte, den nannte er Freund und hielt ihm die Treue. Er durfte zahlreiche Ehrungen erleben. Zu seinem 75. Geburtstag strömten ungezählte Schüler, Freunde und Verehrer zusammen, sie füllten den Mozartsaal der Stuttgarter Liederhalle. Er war Ehrentiglied zahlreicher wissenschaftlicher Gesellschaften und Vereine, Ehrenbürger seiner Geburtsstadt Künzelsau, Träger des Schillerpreises der Stadt Marbach und Inhaber des Großen Bundesverdienstkreuzes.

Ein unbegreifliches und erschütterndes Schicksal hat aber für ihn auch die schwersten Bitternisse des Lebens bereitgehalten. Sein Sohn Helmut, hoffnungsvoller Geologiestudent bei Hans Cloos, ist 1943 als Offizier in Italien gefallen; sein Sohn Gerold, der nun sein geistiges Erbe bewahren sollte, fiel ohne eigene Schuld 1967 einem Verkehrsunfall auf der Rhonebrücke bei Avignon zum Opfer. Eine Enkelin fand im Alter von 6 Jahren den Tod in den Fluten des Meeres. Mit seiner Frau Hand in Hand erlitt er selbst 1963 in Tübingen einen schweren Verkehrsunfall, an dessen Folgen seine Frau bald darauf verstarb. Fast an der gleichen Stelle wurde er ein Jahr später nochmals von einem Auto zu Boden geschleudert. Er erholte sich von diesen schweren Schlägen nur langsam, aber bis zu seinem letzten Atemzug lebte er mit und für seine Geologie. Er war einer der Großen, würdig aufzuführen in der Reihe der berühmten schwäbischen Geologen.

Fritz Weidenbach.



Wilhelm Weiler † 1890 – 1972

Mit Professor Dr. Wilhelm WEILER, der am 20. 7. 1972 in seiner Vaterstadt Worms verstarb, ging ein Gelehrter von heute wohl kaum noch anzutreffender Vielseitigkeit dahin. Er wurde zu Worms am 23. 9. 1890 geboren, studierte in Gießen Naturwissenschaften, wo er das Examen für das höhere Lehramt im Juli 1913 bestand. Nach schwerer Verwundung im Kriege setzte er seine Studien fort. Im Juli 1918 promovierte er in Gießen mit der Dissertation "Beiträge zur Kenntnis der Fische des Mainzer Beckens". Damit hatte er den Grundstein für seine spätere Forschertätigkeit gelegt; denn das Studium der fossilen Fische sollte ihm den Ruf eines hervorragenden Kenners der Ichthyologie einbringen.

Allerdings zeigte W. Weiler schon am Anfang seiner wissenschaftlichen Laufbahn Interesse für die Geologie der Heimat. Bereits 1917 veröffentlichte er eine Arbeit Über das Vorkommen von Mosbacher Sanden am Eingang ins Pfrimmtal bei Worms". Daß er weiterhin der Quartärgeologie trotz seiner umfangreichen paläontologischen Tätigkeit treu blieb, zeigen seine ungefähr das Dutzend erreichenden Arbeiten über Fragen des Pleistozäns seines Heimatgaues. Hervorzuheben ist, daß W. Weiler diese wissenschaftliche Arbeitsleistung neben seinem Beruf als Oberstudienrat vollbrachte. Zum 70. Geburtstag wurde der hochverdiente Mann durch die Ernennung zum Honorarprofessor der Universität Mainz geehrt.

In einer Arbeit über die "Diluvialen Terrassen der Pfrimm" zog er erste Bilanz über mehrjährige Untersuchungen im Wormser Hinterland. Durch jahrzehntelange Überwachung aller Aufschlüsse wurden reiche Funde von Überresten der pleistozänen Tierwelt dem Wormser Museum zugeführt und von ihm selbst bearbeitet. Die Krönung fand diese Tätigkeit in der Entdeckung altsteinzeitlicher Funde bei Pfeddersheim. Es gelang W. Weiler (1937) geologische, paläontologische, paläogeographische und prähistorische Erkenntnisse zu einer Gesamtkonzeption zu vereinen. Es war der erstmalige Nachweis des eiszeitlichen Menschen im südlichen Rheinhessen. Ein Jahr später gibt W. Weiler den Fund einer weiteren paläolithischen Station bei Monsheim im Pfrimmtal bekannt. Aufgeschlagene Tierknochen und Artefakte lassen auf eine Jagdstelle schließen.

Als besonderes Verdienst ist es anzurechnen, daß W. Weiler seine Untersuchungen mehrerer Jahrzehnte in einer großangelegten Doppelarbeit zusammengefaßt hat: "Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen" (1952 und 1953). Im zweiten, dem Diluvium gewidmeten Teil der Arbeit gibt er eine Zusammenschau seiner Forschungsergebnisse. Eine Tabelle der diluvialen Säugetiere im südlichen Rheinhessen von 13 Fundstellen zeigt unter anderem eine auffallende Fossilarmut der Zwischeneiszeit und der warmen Schwankungen im Gegensatz zum Reichtum der Glazialzeiten. Eine zugehörige tektonische Skizze läßt erkennen, daß das plio-pleistozäne Senkungsfeld südlich des Niersteines Horstes eine eigenständige tektonische Einheit darstellt, der W. Weiler den Namen "Wormser Senke" gegeben hat.

Es konnten bei dieser kurzen Würdigung des Schaffens von W. WEILER nur einige wesentlich erscheinende Ausschnitte aus den quartärgeologischen Arbeiten gegeben werden, die allerdings wohl genügen, die Verdienste dieses Gelehrten gebührend hervorzuheben, dessen Wesen und Wirken unvergessen bleiben.

W. Schottler.



Emmy Mercedes Todtmann † 1888 – 1973

Am meisten bin ich Emmy Todtmann in Island begegnet. Diese nordische Insel mit ihrer herben, vom Menschen wenig berührten Landschaft und ihren großen Gletschern war ihr zu einer Art zweiter Heimat geworden. Immer wieder reiste sie im Sommer dorthin, unermüdlich untersuchte sie vor allem die Randgebiete des mächtigen Vatnajökull. Als sie mit diesen glazialmorphologischen Arbeiten 1931 begann, aber auch noch später, in den ersten Jahren nach dem 2. Weltkrieg, war es ungleich schwieriger als heute, in diese abgelegenen und unbesiedelten Gegenden zu gelangen, und es gehörte kühner Unternehmungsgeist und Unerschrockenheit dazu, einsam und allein - oder, weil es allein zu gefährlich war, mit einem amtlich geforderten Begleiter - vom Zelt aus mühsame Begehungen im unwegsamen Gletschervorfeld mit seinen reißenden und tückischen Schmelzwasserströmen und bei Kälte und Regen durchzuführen. Erhebliche Strecken hat sie bei ihren Geländearbeiten zu Pferde zurückgelegt, damals noch ein Haupttransportmittel in Island, aber auch zu Fuß. So berichtet sie von ihrem Rückmarsch vom Brúarjökull zum nächstgelegenen Gehöft Hóll (sie wurde dabei Anfang September von der hereinbrechenden Nacht überrascht) in schmucklosen Worten: "Ich übernachtete im Freien ohne Zelt. Bei heller Nacht wäre ich die etwa 45 km bis Hóll weiter gewandert." Aufgeschlossen für die technischen Fortschritte der Zeit fügt sie noch hinzu: "Wahrscheinlich würde man die nächsten Reisen nicht ohne Hubschrauber unternehmen." Mit Begeisterung (soweit eine Hamburgerin begeistert im gewöhnlichen Sinne sein kann) erzählte sie später von gelegentlichen Rundflügen zum nördlichen Vatnajökull.

Sie war anspruchslos im Leben, aber anspruchsvoll in ihren vielen Geländebeobachtungen — in dieser Beziehung ein Vorbild für uns, besonders auch für die Jüngeren. Mit den isländischen Bauern war sie schon wegen ihrer Kenntnis der Landessprache besser vertraut als alle anderen deutschen Geologen, die in Island arbeiteten, und hatte zahlreiche gute Bekannte unter ihnen, die sie gern besuchte. Vom Gehöft Kvisker aus, an der Südküste gelegen und rühmlich bekannt durch die dortigen Bauern, die naturwissenschaftlich eifrig tätigen "Kvisker-Brüder" (die u. a. das Svinafell-Interglazial entdeckten), nahm sie hochbetagt und körperlich schon recht hinfällig im August 1972 Abschied von dem Gletscher, dem ein großer Teil ihrer Lebensarbeit gegolten hatte. Nie hat sie sich in den Vordergrund gestellt, wie sie überhaupt allen Außerlichkeiten abhold war. Noch die 84jährige logierte, wie auf früheren Reisen, in Reykjavik in dem höchst bescheidenen Gasthaus der Heilsarmee

Den glazialgeologischen Arbeiten von Emmy Todtmann merkt man die vorzügliche Schule von Karl Gripp an, den sie 1925 und 1927 auf seinen Spitzbergen-Expeditionen begleitete. Bei Gripp hatte sie auch mit einer Arbeit über das norddeutsche Quartär promoviert. So lag es nahe, den Zusammenhängen zwischen rezenten Gletschern und den eiszeitlichen Bildungen in Norddeutschland auch später nachzugehen, und das tat sie in Island. Eine Zusammenfassung der dortigen Untersuchungen gab sie 1960 in einer Abhandlung der Universität Hamburg "Gletscherforschung auf Island (Vatnajökull)", mit einer Fülle peinlich genauer, ausgezeichneter Beobachtungen, die für jeden, der sich mit pleistozänen Moränen, Osern, Drumlins usw. befaßt, wertvoll sind. Am meisten beschäftigte sie sich zuletzt mit dem Brúarjökull. Als erste erkannte sie 1963 bei einem Flug

über dessen Nordrand, daß dieser Teilgletscher des Vatnajökull überraschenderweise vorrückte — entgegen der Tendenz der meisten sonstigen Gletscher der Erde.

In der Geologie gibt es Forscher, die kühne Gedankengebäude errichten, und andere, die in mühevoller Kleinarbeit Steinchen auf Steinchen dazu herbeitragen. Die ersteren sind bekannter, von ihnen spricht man; die letzteren kennt man kaum oder übersieht sie, sie stehen bescheiden im Hintergrund. Be i de sind notwendig. Aber nicht wenige der Steinchen erweisen sich als dauerhafter als geistreiche Konstruktionen. Emmy TODTMANN gehörte gewiß zu der zweiten Gruppe.

Zum Schluß noch ein paar Angaben zu ihrem persönlichen Lebensgang, über den sie selber kaum etwas sagte, so aufgeschlossen sie sonst war 1).

Sie wurde am 27. 3. 1888 als Tochter eines wohlhabenden und gebildeten Hamburger Kaufmanns geboren, studierte Geologie (was damals für eine Frau wohl noch viel ungewöhnlicher war als heute), promovierte 1923 in Hamburg und war bis 1947 am Geol. Staatsinstitut (dem späteren Geol. Landesamt) Hamburg tätig. Auch an der Volkshochschule arbeitete sie eifrig mit. Sie reiste gern (nicht nur nach Spitzbergen und Island), hat freilich über nichtisländische Themen nur wenig veröffentlicht (so 1923—1952 über Probleme des norddeutschen Quartärs, 1950 über die Endmoränen des Gardasees). Auch auf Kongressen und Tagungen (auch internationalen) traf man sie oft. Die Deutsche Quartärvereinigung und der Naturwissenschaftliche Verein Hamburg ernannten die bescheidene und liebenswürdige Forscherin mit Recht zum Ehrenmitglied.

Mit ihrer gleichfalls unverheirateten, ein Jahr jüngeren Schwester lebte sie unzertrennlich in Hamburg zusammen — bei beiden löschte das Lebenslicht am gleichen Tage, am 21. 5. 1973, aus.

Martin Schwarzbach.

¹⁾ Für freundlichst übermittelte Daten bin ich Dr. Paul Humann und Dr. J. NIEDERMAYER (Hamburg) zu Dank verpflichtet. Ein ausführlicher Nachruf (mit Schriftenverzeichnis) von J. NIEDERMAYER wird in den Abh. u. Verh. d. Naturwiss. Vereins Hamburg (Bd. 19, 1973) erscheinen.

Bemerkung zur Abbildung: Dr. Emmy M. Todtmann mit Prof. P. Woldstedt; fot. 12. 6. 1960 anläßlich der DEUQUA-Tagung in Karlsruhe. Beide wurden 1888 geboren und starben 1973.



Paul Woldstedt † 1888 – 1973

Paul Woldstedts Lebenswerk

Paul Woldstedt, Anreger und Begründer der Deutschen Quartärvereinigung und langjähriger Herausgeber ihres Jahrbuchs, ist am 7. Juli 1973 im 85. Lebensjahr in Bonn verstorben. Mit ihm verliert die Wissenschaft den Gelehrten, der in der Erforschung des Eiszeitalters durch Jahrzehnte eine zentrale Stellung nicht nur für das deutsche Sprachgebiet, sondern auch weltweit innehatte. Wohl nannte er sein Hauptwerk "Das Eiszeitalter" im Untertitel "Grundlinien einer Geologie des Diluviums" bzw. des Quartärs. Da aber das Eiszeitalter unmittelbar in die Gegenwart überleitet, hat sich seine Erforschung auf immer weitere Erdwissenschaften erstreckt und ist heute zu einem interdisziplinären Forschungsgebiet geworden, das nicht nur die Geologie, Paläontologie und Geomorphologie umfaßt, sondern enge Beziehungen auch zur Bodenkunde, Klimatologie und Astronomie, Botanik, Zoologie, Limnologie und Ozeanographie pflegt und weitgehend als eine Paläoökologie der pleistozänen Erde aufgefaßt werden kann. Da auch das Menschengeschlecht sich im Laufe des Quartärs herausgebildet hat, sind Anthropologie und Prähistorie wesentliche Zweige der Eiszeitforschung geworden. Durch die Verfeinerung der Forschungsmethoden haben sich in den letzten Jahrzehnten aus ihr eigene Wissensgebiete wie die Palynologie und die Geochronologie herausgeschält.

Die erste Auflage seines genannten Lebenswerkes hat Woldstedt schon 1929, 41jährig, herausgebracht, als erste Gesamtdarstellung des Stoffes in deutscher Sprache. 25 Jahre später hat er es auf Grund der schnell fortgeschrittenen Forschung ganz neu zu bearbeiten begonnen und auf drei Bände erweitert (1954, 1958, 1965). Während der erste Band die allgemeinen Phänomene und Probleme des Eiszeitalters behandelt - von den Gletschern der Gegenwart bis zur Entwicklung des Menschen und seiner Urkultur und zu den Hypothesen der terrestrischen oder kosmischen Ursachen — befassen sich die Bände 2 und 3 mit dem Quartär der einzelnen Erdteile und Klimagürtel. Einzelne Kapitel dieser beiden Bände hat er in Anerkennung besonderer Leistungen in der weltweiten Forschungsarbeit 25 Gelehrten aus 13 Nationen gewidmet, Geologen, Geographen, Biologen, Prähistorikern und Anthropologen. Im hohen Alter von 81 Jahren schließlich hat er nochmals eine meisterhafte Darstellung der stratigraphischen Gliederung der Quartärformation im weltweiten Vergleich vorgelegt, als Band 2 "Quartär" des Handbuches der Stratigraphischen Geologie (1969). WOLDSTEDTS eigene Feldforschung betraf in allererster Linie das norddeutsche Flachland. Am 14. Oktober 1888 in Flensburg in der Landschaft der Moränen, Förden und Sander geboren, wurde er frühzeitig auf die Naturverhältnisse seiner Heimat und ihre Entstehung in der letzten Eiszeit gelenkt. Sein Universitätsstudium in Freiburg und Göttingen beschloß er als Schüler des Geographen Hermann WAGNER 1912 mit einer Arbeit über seine Heimat "Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig". Der erste Weltkrieg unterbrach seine wissenschaftliche Entwicklung für Jahre. Statt die unsichere akademische Laufbahn als Geograph, die ihm in Göttingen offen gestanden hätte, zu ergreifen, entschloß sich der 31jährige Woldstedt Landesgeologe bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu werden und als seine berufliche Lebensaufgabe die Quartärgeologie des norddeutschen Flachlandes zu sehen.

In den Jahren 1921 bis 1923 konnte er seine auf den Dänen N. V. Ussing zurückgehende Auffassung über die Zusammenhänge von subglazialen Schmelzwassertälern, Rinnenseen und Sanderkegeln am Baltischen Endmoränengürtel von Schleswig bis Ostpreußen und in der Potsdamer Landschaft überzeugend darlegen. Auf der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Danzig und Königsberg 1924 wurde es bereits offenkundig, daß Paul Woldstedt durch seine Gabe der vergleichenden Zusammenschau von Formen und Ablagerungen zum führenden Quartärgeologen für das norddeutsche Flachland bestimmt war. Auf der I. Internationalen Quartär-Konferenz in Kopenhagen 1928 legte er den Entwurf seiner "Geologisch-morphologischen Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1500 000 vor, die dann 1935 mit einer kurzen Erläuterung erschien, und die in der zur Wandkarte vergrößerten Form ein unentbehrliches Mittel für den Schul- und Hochschulunterricht über Norddeutschland geworden ist. Während des Weltkriegs II führte er im amtlichen Auftrag ausgedehnte Feldforschungen in allen Teilen Ostpreußens durch, mit dem Ziel einer geologisch-morphologischen Übersichtskarte 1:300 000. Über die fertig vorliegende Karte berichtete er 1942, die Karte selbst aber konnte infolge des Krieges nicht mehr erscheinen. Dagegen schuf er in den ersten Nachkriegsjahren ein zusammenfassendes Werk "Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter", das nicht nur mit seiner einheitlichen Analyse der Sedimente, ihrer Lagerung und der Oberflächenformen an die Stelle des älteren Werkes von F. Wahnschaffe und Fr. Schucht trat, sondern auch den Menschen und seine Kulturen in der Eiszeit und Nacheiszeit behandelte.

Zur Ausweitung seiner Erfahrungen und zum Vergleich mit den Erscheinungen der nordeuropäischen Inlandvereisung (Glazial-, Fluvioglazial und quartäräolische Bildungen) hatte Woldsted in 1928 vor dem Abschluß seines Eiszeitwerkes eine mehrmonatige Studienreise durch die quartären Vereisungsgebiete Nordamerikas ausgeführt. Der Vergleich hat ihn von Anfang an in der Auffassung bestärkt, daß es sich bei dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten im Pleistozän um ein weltweites Phänomen der Klimageschichte handelt. Einen zweiten Plan verfolgte er schon Mitte der zwanziger Jahre, nämlich ein Studium der glazialen Ablagerungen in der Gegenwart. Er schlug eine photogrammetrische Aufnahme des Nordrandes des Vatnajökull in Island vor, wo die Ablagerungsbedingungen mit denen des quartären Norddeutschlands oder des Alpenvorlandes vergleichbar sind. Der kostspielige Plan fand damals nicht die notwendige Förderung, aber es gelang Woldstedt im Sommer 1936 doch, das Gebiet aktual-gemorphologisch zu studieren. Noch im gleichen Jahr konnte er auf der III. INQUA-Konferenz in Wien, die erstmals fast alle bedeutenden Eiszeitforscher Europas zusammenführte, an Hand überzeugender Aufnahmen die große Rolle des Toteises (bzw. des stagnierenden Eises) und der Gelideflation vorführen und Folgerungen auf ihre Bedeutung bei der Bildung der quartären Formen ziehen.

Der III. INQUA-Kongreß hat in der Mitte der dreißiger Jahre das Interesse verschiedenster Wissenschaften an der Eiszeitforschung beträchtlich angefacht. In Berlin fand im Hause des greisen Albrecht Penck ein privates Eiszeitkolloquium statt, an dem auch Woldstedt regen Anteil nahm. Wahrscheinlich wäre schon damals eine deutsche Quartärvereinigung entstanden, wenn nicht die politische Entwicklung und der Ausbruch des Krieges dies verhindert hätten. Aber kaum war nach der Katastrophe von 1945 der Flüchtlingsstrom aus dem Osten Deutschlands zum Stillstand gekommen — Woldstedt war mit dem Reichsamt für Bodenforschung in Hannover gelandet —, sammelten sich um ihn die deutschen Eiszeitforscher. An eine Wiederaufnahme der INQUA-Tradition war auf Jahre hinaus nicht zu denken. Im September 1946 fand in Gent auf Anregung von R. Taverner eine westeuropäische Quartärkonferenz ohne deutsche Beteiligung statt. Aber in Schweden bemühten sich L. von Post und N. G. Hörner anläßlich meines Gastaufenthaltes in Stockholm und Upsala 1947 um die Wiederanknüpfung mit der deutschen Quartärforschung, wobei A. Cailleux in Paris eine hilfreiche Hand bot. Ein Versuch Ungarns auf Betreiben von E. Scherf, die IV. INQUA-Konferenz für 1948 nach Budapest einzuladen, blieb erfolglos. So mußte man versuchen, zunächst auf deutscher Ebene weiterzukommen.

Am 1. Dezember 1947 versandte P. Woldstedt zusammen mit R. Grahmann und K. Richter den Aufruf zur Gründung einer Deutschen Quartär-Vereinigung. Im Oktober 1948 fand in Hannover im Zusammenhang mit der Centenarfeier der Deutschen Geologischen Gesellschaft die erste DEUQUA-Tagung mit Vorträgen und Exkursionen statt. 1949 war die Vereinigung bereits auf 200 Mitglieder angewachsen. Woldstedt zu danken, daß schließlich 1951 das erste Jahrbuch erscheinen konnte, für das man sich auf den Titel "Eiszeitalter und Gegenwart" einigte. Woldstedt übernahm die Herausgabe. 18 Jahresbände sind von ihm besorgt worden, bis er die Arbeit 1967 in jüngere Hände legte. Bis dahin hatte er fast in jedem Band eigene Beiträge veröffentlicht, in den 18 Jahrbüchern 20 Aufsätze. Sie behandeln vor allem Fragen der zwischeneiszeitlichen Meereshochstände in verschiedenen Erdteilen, die Gliederung des Pleistozäns insge-

samt und den in diesen Jahren auf Grund der intensiven Lößforschung viel diskutierten, aber auch umstrittenen Klimaablauf der Würmeiszeit. Die in kurzen Abständen veränderten Kurven für diesen Ablauf (1954, 1956, 1958, 1962, 1966) zeigen, wie lebhaft Woldstedt damals an den Diskussionen über Interglaziale oder Interstadiale Anteil nahm, daß er aber auch den Mut hatte, eine einmal bezogene Stellung auf Grund neuer Einsichten wieder aufzugeben ("Göttweiger Interstadial").

In das Jahr 1951 fällt die größte Zäsur in WOLDSTEDTS beruflichem Leben. Als Abteilungsdirektor im Amt für Bodenforschung in Hannover war er naturgemäß stark mit laufenden Routinearbeiten gebunden. Um für seine wissenschaftlichen Interessen ganz frei zu sein und auch eigene Schüler heranzubilden, entschloß er sich 63 jährig, vorzeitig in Pension zu gehen. Er siedelte nach Bonn über, wo ihn die Universität zum Honorarprofessor ernannte, und wo er zunächst im Geographischen, später im Geologischen Institut eine rege Lehrtätigkeit in der Eiszeitforschung begann, die Studenten aus verschiedenen Fächern anzog. Nach 10 weiteren Jahren, in der Vorbereitung des 3. Bandes seines Eiszeitwerkes, entschloß er sich nochmals zu einer anstrengenden überseeischen Studienreise nach Australien und Neuseeland. Die Gleichzeitigkeit im Ablauf der Kaltund Warmzeiten auf der Nordhalbkugel war ihm seit seiner Amerikareise 1928 absolute Gewißheit. Für die Vereisungen der Nord- und Südhalbkugel aber war 1924 nach der von M. MILAN-KOWITCH aufgestellten Strahlungskurve des Quartärs von W. Köppen und A. Wegener die Lehre nicht nur von einer Vielzahl von Eiszeiten ("Vollgliederung"), sondern auch einer abwechselnden Abkühlung der Nord- und Südhalbkugel aufgestellt und auch von erstklassigen quartären Feldforschern (W. Soergel, F. Zeuner u. a.) angenommen worden. Woldstedt hat sie schon in seinem Werk von 1929 aus verschiedenen Gründen abgelehnt. Er wollte aber für seine Auffassung von der Gleichzeitigkeit des Eiszeitphänomens auf der Erde den Beweis durch die neueren Forschungsmethoden (Geochronologie, Palynologie) und eigene Beobachtung erbracht haben. Dies ist ihm voll gelungen.

Ein besonderer Wunsch, den er in den 50er Jahren hegte, nämlich die Gründung eines Forschungsinstituts der Max-Planck-Gesellschaft für Eiszeitforschung, ist nicht in Erfüllung gegangen. Bei der Vielzahl der Aufgaben und Probleme hätte es sehr reich mit Spezialisten verschiedener Fachrichtungen besetzt werden müssen. Er selbst war für den Aufbau eines solchen Instituts im Alter bereits zu weit vorgeschritten. In veränderter Form wurde aber dem Bedürfnis doch dadurch Rechnung getragen, daß die Universität Köln Eiszeitforscher verschiedener Spezialisierung an sich zog: für Quartärgeologie und Paläoklimatologie, Bodenkunde, Palynologie und Prähistorie.

In Woldstedts Leben, ganz besonders in den vier Jahrzehnten zwischen seinem ersten und letzten zusammenfassenden Werk, hat sich die Kenntnis der dramatischen Geschichte unserer Erde im Eiszeitalter stärker erweitert und vertieft als in dem halben Jahrhundert vorher. Er hat diese Entwicklung immer mit dem Blick auf die ganze Lithosphäre, Hydrosphäre und Atmosphäre wie kaum ein anderer mitverfolgt und in seinen Arbeiten einheitlich gesichtet. Staunenswert ist es, daß er seine wesentlichen Auffassungen in diesen 40 Jahren nicht zu verändern brauchte, obwohl es an Versuchen zu umwälzenden Vorstellungen in dieser Zeit wirklich nicht gefehlt hat. Woldstedt hatte eine für die Erforschung des Quartärs mit seinen unregelmäßigen Schichtlagerungen erforderliche Fähigkeit, Oberflächenformen in ihrem räumlichen Zusammenhang zu sehen, mit den Lagerungsverhältnissen in Verbindung zu bringen und daraus auf die skulpturelle Dynamik zu schließen. Damit verband sich auch die Kunst vergleichender Naturbeobachtung.

Für seine Leistungen sind ihm manche Ehrungen zuteil geworden. Die Akademie der Naturforscher Leopoldina ernannte ihn 1943 zu ihrem Mitglied. Dem Sechzigjährigen wurde sein Herzenswunsch, die Gründung der DEUQUA und ihre Leitung als 1. oder 2. Vorsitzender, ebenso die Gründung des Jahrbuches und seine verantwortliche Gestaltung zuteil. Für seine Verdienste um die Quartärforschung verlieh ihm die Deutsche Quartärvereinigung 1958 erstmals die anläßlich der 100. Wiederkehr des Geburtstags von Albrecht PENCK gestiftete Albrecht-PENCK-Medaille. Zu seinem 70. Geburtstag widmete ihm das Amt, die spätere Bundesanstalt für Bodenforschung 7 Jahre nach seinem Ausscheiden eine Festschrift mit 20 Beiträgen zur Quartärforschung. Zum 75. Geburtstag verlieh ihm die Universität Rostock über den eisernen Vorhang hinweg den Ehrendoktorgrad der Naturwissenschaften. Aus Anlaß seines 70., 75. und 80. Geburtstages wurden an der Universität Bonn jeweils Festkolloquien veranstaltet. Anläßlich seines 80. Geburtstages widmete ihm die DEUQUA ihr 19. Jahrbuch "Eiszeitalter und Gegenwart".

C. Troll.

Hinweise für die Autoren

Allgemeines über das Manuskript

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig fehlerfrei geschrieben, völlig druck fertig 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 gespert.

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 Anderungen des Textes muß bedacht werden, daß es sich um maschinellen Zeilensatz handelt. Wenn Worte geändert werden, muß die Buchstabenzahl annähernd dieselbe bleiben (es muß sonst unter Umständen ein ganzer Absatz neu gesetzt werden). Zusätzliche Anderungen 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, Ohringen/Württ.

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen
3. erweiterte Auflage

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 72.—

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 12.80

... Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt 302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers

Ganzleinen DM 16.80

"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 12.80

Ein hervorragender Gelehrter hat in verständlicher Sprache seine jahrelangen Beobachtungen und Forschungen in diesem Buch niedergelegt, den Text durch eine Fülle schöner Bider veranschaulicht und dadurch eine wertvolle Biologie des gesamten Weinberggebietes geschaffen.

Ein wichtiges Werk für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.