Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Herausgegeben im Auftrage des Vorstandes

von

PAUL WOLDSTEDT

ZWEITER BAND

MIT 36 ABBILDUNGEN IM TEXT UND 1 KARTE

1952

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

Eiszeitalter und Gegenwart	*Band 2*	*Seite 1–192*	*Öhringen/Württ. 1. Mai 1952*

Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Am Kleinen Felde 12
Postscheckkonto: Hannover 45303

Der Jahresbeitrag von 12.— DM ist möglichst bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf das obige Konto zu überweisen (nicht mehr auf das Konto Woldstedt).

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig beschrieben, sowie völlig druckfertig, an den Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, Bonn, Beethovenstraße 56.

Autornamen (im Druck KAPITÄLCHEN): unterbrochen unterstrichen (z. B. K. Richter). Fossilnamen (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

Zitierung im Text nur mit Autornamen und Jahr (z. B. L. Siegert 1921), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Fußnoten — wenn solche wirklich nötig sind — fortlaufend numerieren. Alphabetisches Schriften-Verzeichnis am Ende der Abhandlung mit folgender Anordnung: Autorname, Vorname: Titel der Arbeit — Stelle, Bandzahl (arabische Zahl) doppelt unterstrichen (z. B. 33, im Druck halbfett). Erscheinungsort und Jahreszahl (es gilt das Erscheinungsjahr!) am Schluß.

Korrekturen auf das unbedingt Notwendige beschränken. Bei Änderungen des Textes muß bedacht werden, daß es sich um maschinellen Zeilensatz handelt. Wenn Worte geändert werden, muß die Buchstabenzahl annähernd dieselbe sein (es muß sonst unter Umständen ein ganzer Absatz neu gesetzt werden). Änderungen des Textes nach erfolgtem Satz sind vom Autor zu bezahlen.

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Herausgegeben im Auftrage des Vorstandes

von

PAUL WOLDSTEDT

ZWEITER BAND

MIT 36 ABBILDUNGEN IM TEXT UND 1 KARTE

1952

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

Eiszeitalter und Gegenwart	*Band 2*	*Seite 1—192*	*Öhringen/Württ. 1. Mai 1952*

Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft

Herausgegeben von Professor Dr. Paul Woldstedt, Bonn, Beethovenstraße 56
Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf, Öhringen

INHALT

A. Aufsätze Seite

EBERS, EDITH:
Die mindel-riß-interglaziale Landoberfläche am Westrande des Salzachvorlandgletschers 93

FRENZEL, B. und TROLL, C.:
Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit 154

GRAHMANN, RUDOLF:
Das Paläolithikum von Ziegenhain und von Lenderscheid (Bez. Kassel) 45

GRAHMANN, RUDOLF:
Leitlinien der altsteinzeitlichen Kulturentwicklung 62

GRAUL, HANS:
Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben 133

GROSS, HUGO:
Die Radiokarbonmethode, ihre Ergebnisse und Bedeutung für die spätquartäre Geologie, Paläontologie und Vorgeschichte 68

HALLIK, R.:
Ein „Weichsel-Frühglazial"-Profil in Lüneburg 168

HIRSCH, LUDWIG G.:
Jungdiluviale Tektonik im Oberrheingraben 97

KELLER, GERHARD:
Beitrag zur Frage Oser und Kames 127

LOUIS, H.:
Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern 12

Seite

NARR, KARL J.:

Zur Stratigraphie jungpaläolithischer Typen und Typengruppen 50

REICH, HELGA:

Zur Vegetationsentwicklung des Interglazials von Großweil 108

RICHTER, KONRAD:

Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern 120

SELLE, WIILI:

Die Interstadiale der Weichselvereisung 112

THOMSON, PAUL W.:

Klimaschwankungen im Tertiär und Quartär 105

TRICART, J.:

Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi Méditerranéen 172

WEIDENBACH, FRITZ:

Gedanken zur Lößfrage 25

WOLDSTEDT, PAUL:

Interglaziale Meereshochstände in Nordwesteuropa als Bezugsflächen für tektonische und isostatische Bewegungen 5

WOLDSTEDT, PAUL:

Probleme der Terrassenbildung 36

WOLDSTEDT, PAUL:

Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten 146

B. Buchbesprechungen 189

und Umschlagseite 3

C. Bericht über die Tätigkeit der Quartärvereinigung 190

Interglaziale Meereshochstände in Nordwest-Europa als Bezugsflächen für tektonische und isostatische Bewegungen

Von Paul Woldstedt. Mit 3 Abb. im Text

Der Gedanke der glazial-eustatisch bedingten wärmezeitlichen Hochstände des Weltmeeres hat in den letzten Jahrzehnten weitgehende Anerkennung gefunden. Neuerdings hat sich vor allem F. Zeuner (1945) mit ihnen beschäftigt. Als weit verbreitete und in ihrem Alter gut bestimmte Niveaus können folgende gelten:

Name	Alter	Höhe über N.N.
Sizil	Vor-Günz	etwa 100 m
Milazzo	Günz-Mindel-Interglazial	„ 60 m
Tyrrhen	Mindel-Riß-Interglazial	„ 32 m
Monastir I	Riß-Würm-Interglazial	„ 18 m
„ II		„ 7—8 m

Von dem noch älteren Calabrischen Niveau sei hier abgesehen, da seine Stellung in diesem System noch umstritten ist.

Die genannten Ozeanspiegel sind also Meereshochstände in Warmzeiten, in denen alles oder wenigstens der größte Teil des Eises auf der Erdoberfläche geschmolzen und dem Weltmeer zugeführt war. Während der Eiszeiten war ein Teil des Ozeanwassers in Form von großen Inlandeisen festgelegt. Der Ozeanspiegel muß dementsprechend in den Eiszeiten wesentlich tiefer gelegen haben. Theoretische Berechnung (u. a. E. Antevs 1928, R. F. Flint 1947) und tatsächliche Beobachtung (u. a. A. C. Blanc 1942, M. Pfannenstiel 1944, 1949) kommen für die letzteiszeitliche Absenkung des Ozeanspiegels auf 90—100 m. In den vorhergehenden größeren Vereisungen (Mindel und Riß) muß die relative Absenkung des Ozeanspiegels noch stärker gewesen sein. Man hat bis 200 m angenommen, ein Betrag, der jedoch reichlich hoch erscheint und rein glazialeustatisch kaum erklärt werden kann. Versucht man nun, das Bild des fallenden und steigenden Ozeanspiegels während der Glazial- und Interglazialzeiten schematisch in einer Kurve darzustellen, so ergibt sich das in Abb. 1 dargestellte Bild. Es muß besonders hervorgehoben werden, daß es sich hier um ein ganz rohes Schema handelt, das eine bewußte Vereinfachung der in Wirklichkeit viel komplizierteren Dinge bedeutet.

Was am meisten auffällt und nicht ohne weiteres zu erklären zu sein scheint, ist das immer tiefere Sinken des Meeresspiegels von einer Interglazialzeit zur nächsten (vgl. hierzu auch Abb. 76 in Zeuner 1945). Man könnte zunächst daran denken, daß bei den späteren Vereisungen immer mehr Wasser in Form von Eis festgelegt und in den folgenden Interglazialzeiten ein immer mehr zunehmender Anteil nicht mehr abgeschmolzen sei. Da würde bedeuten, daß die Interglazialzeiten, je jünger sie sind, um so kühler sein müßten. Unsere Beobachtungen bestätigen dies jedoch nicht. Sowohl die Mindel-Riß- wie die Riß-Würm-Interglazialzeit scheinen in ihrem Optimum nicht wesentlich über das Klima-Opti-

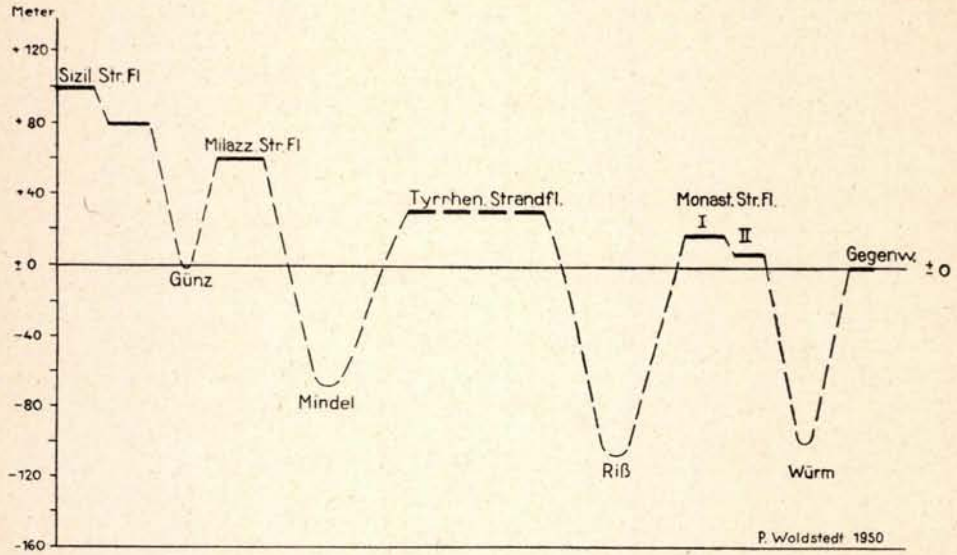


Abb. 1 Großschwankungen des Meeresspiegels im Laufe des Quartärs (stark schematisiert).

mum der Nacheiszeit, d. h. der gegenwärtigen Interglazialzeit, hinausgegangen zu sein.

Aber auch eine Rechnung, wie sie Antevs (1920), Ramsay (1930), Penck (1933) und Daly (1934) durchgeführt haben, ergibt, daß das Schmelzen des gesamten jetzt noch vorhandenen Eisvorrates auf der Erde (besonders von der Antarktis und Grönland) den Ozeanspiegel um höchstens 40—60 m ansteigen lassen würde. Die neueste Schätzung, die R. F. Flint (1947, S. 431) vorgenommen hat, kommt sogar nur zu einem Ansteigen des Meeresspiegels um 24 m, ein Betrag, der allerdings reichlich niedrig erscheint. Aber nehmen wir selbst die höchste Schätzung von 60 m als richtig an, so würde damit gerade der Stand des Milazzo erreicht werden. Das Sizilische Niveau kann damit nicht erklärt werden, noch weniger das Kalabrische und die noch höheren jungtertiären. Es müssen also andere Ursachen vorhanden sein für dies kontinuierliche Absteigen des Ozeanspiegels, Ursachen, die vielleicht mit einer jungen Vertiefung der Ozeanböden zusammenhängen könnten (vgl. u. a. Umbgrove 1939, Baulig 1935, 1948).

Ein weiterer Punkt, der einer näheren Erläuterung bedarf, ist die Frage, ob wir überhaupt mit — geologisch gesprochen — langdauernden gleichbleibenden Meeresspiegeln rechnen dürfen. Findet, unabhängig von den glazial-eustatischen Bewegungen, eine mehr oder weniger gleichmäßig verlaufende Senkung des Ozeanspiegels im Laufe von Jung-Tertiär und Quartär statt — und damit müssen wir anscheinend rechnen — so können wir in den Interglazialzeiten nicht e i n e n langdauernden Spiegelstand erwarten, sondern einen allmählich absinkenden [1]).

Aber dieses Absinken ging wahrscheinlich in Etappen, d. h. ruckweise, vor sich. In der letzten Interglazialzeit sind bisher zwei Hauptspiegelstände nachgewiesen, und zwar in etwa 18 m und 7—8 m + N.N.. Es ist nicht nötig anzuneh-

[1]) Diese Ansicht wurde auch von R. Grahmann in einer Diskussion bei Gelegenheit der Kölner Tagung der Geologischen Vereinigung am 7. 1. 51 geäußert.

men, daß der zweite tiefere Meeresspiegel nur dadurch zustande gekommen sei, daß in einem kühleren, späteren Abschnitt der letzten Interglazialzeit schon wesentlich mehr Wasser in Form von Eis festgelegt gewesen sei. Die tiefere Lage könnte auch mit dem allgemeinen Absinken des Meeresspiegels zusammenhängen.

Daß ausgeprägte, zu bestimmten Meeresständen gehörige Strandflächen in verhältnismäßig kurzer Zeit entstehen können, haben die eingehenden Untersuchungen der schwedischen und finnischen Forscher im Gebiet der spät- und nacheiszeitlichen Ostsee gezeigt. Wir müssen annehmen, daß im Laufe des Quartärs eine Unzahl von einzelnen Strandflächen gebildet worden ist, von denen aber nur wenige erhalten geblieben sind. Die wichtigsten können wir, wie schon gesagt wurde, in die Hauptinterglazialzeiten einordnen.

Gelingt es nun, einen für einen ganz bestimmten Abschnitt des Quartärs charakteristischen Meeresspiegel über ein größeres Gebiet zu verfolgen, so haben wir damit ein Mittel an der Hand, um spätere Verbiegungen festzustellen, seien diese nun echt tektonischer oder isostatischer Art.

Wir versuchen dies zunächst mit dem Spiegel des letztinterglazialen Eem-Meeres in seiner optimalen Phase, und zwar auf einem Profil, dessen Lage aus Abb. 2 hervorgeht. Dieser Spiegel läßt sich allerdings in Schleswig-Holstein im Eidergebiet nur ungefähr festlegen. Nach freundlicher brieflicher Mitteilung von E. Dittmer-Husum (vgl. auch Dittmer 1941) liegen die höchsten Punkte von anstehendem, nicht gestörtem Eem bei 6—7 m —NN. G. v. d. Brelie gibt für die höchsten brackischen Bildungen 4—5 m —NN an (briefl. Mitt.; vgl. auch G. v. d. Brelie 1951). Man kann danach den Spiegel des Eem-Meeres zu wenige Meter unter NN annehmen. Das ist natürlich nur ein angenäherter Wert, der aber vorläufig genügen kann.

Einen zweiten Punkt, an dem wir die Oberfläche des Eem-Meeres einigermaßen festlegen können, finden wir in der Gelderschen Vallei südlich der Zuider

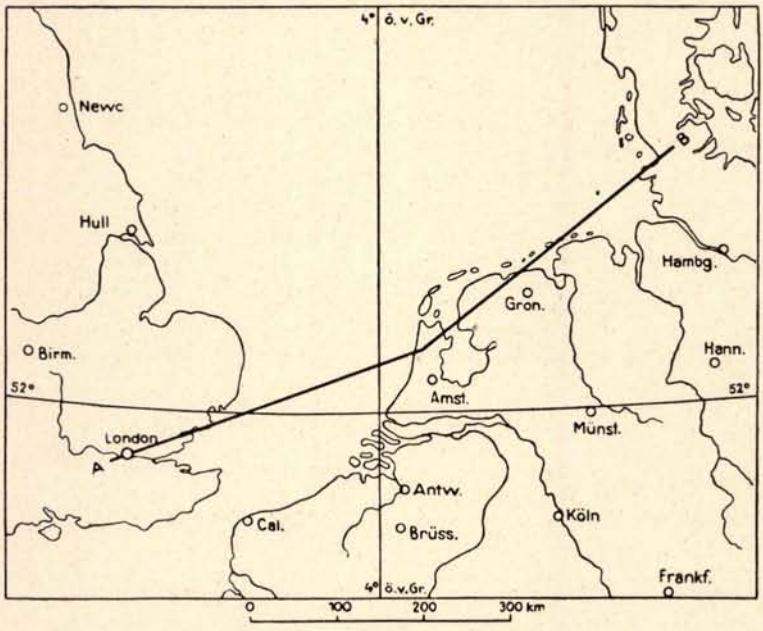


Abb. 2. Lage des Profils von Abb. 3.

See. Hier können wir sie zu etwa 10 m —NN annehmen. Weiter westlich scheint sie jedoch noch tiefer zu liegen. PANNEKOEK & REINHOLD (1949) geben die Oberfläche der Eemschichten weiter westlich, an der Küste, zu etwa 20 m —AP. an.

Wir versuchen schließlich, den Spiegel des Eem-Meeres im südlichen England, d. h. im unteren Themsegebiet, zu ermitteln. Unmittelbare Ablagerungen des Eem-Meeres sind dort nicht vorhanden. Dagegen finden wir nach den Ausführungen von F. ZEUNER (1945) im Themse-Mündungsgebiet zwei Terrassenaufschotterungen, die in der letzten Interglazialzeit gebildet sein müssen. Eine höhere, die Taplow-Terrasse, ist nach ZEUNER auf einen Meeresspiegel von etwa 18 m +NN eingestellt. Entstehung und Zeitstellung der Taplow-Terrasse sind jedoch noch umstritten (vgl. dazu auch P. WOLDSTEDT 1950).

Eine jüngere Terrasse, die Obere Floodplain-Terrasse, ist auf einen Meeresspiegel von etwa 7—8 m +NN eingestellt. Die Aufschüttung der höheren Teile dieser Terrasse muß in einer ausgeprägten Warmzeit erfolgt sein. Denn die Ablagerungen enthalten nach ZEUNER (1945, S. 126) u. a. Reste von *Hippopotamus* und *Elephas antiquus*. Das deutet auf eine Aufschüttung im klimatischen Optimum der letzten Interglazialzeit. In dies Optimum gehört aber auch das Eem-Meer. Man kann also mit einiger Wahrscheinlichkeit den Spiegel des Eem-Meeres im Themse-Mündungsgebiet auf etwa 7—8 m +NN ansetzen.

In unser Profil, Abb. 3, haben wir die eben verfolgte Fläche als Riß-Würm-Meeresspiegel („Monastir") eingetragen, ohne an dieser Stelle genauer auf die Frage einzugehen, ob wir in der letzten Interglazialzeit zwei ausgeprägte Stände des Weltmeeres („Monastir I" und „M. II") hatten.

Wir versuchen nun, in ähnlicher Weise den Spiegel der Holsteinsee, d. h. des Meeresspiegels in der Mitte der Mindel-Riß-Interglazialzeit, den wir als „Tyrrhen" bezeichnen, festzulegen. Durch einen glücklichen Zufall gelingt dies annäherungsweise in denselben Gebieten, die wir eben herangezogen haben. Im westlichen Schleswig, und zwar auf Sylt, liegt nach freundlicher Mitteilung von E. DITTMER die Oberkante der anscheinend nicht gestauchten Tonvorkommen der Holstein-See bei etwa 3 m —NN. Von DITTMER (1939) ist weiter der sog. „Husumer Sand" als eine strandnahe Ablagerung der Holstein-See nachgewiesen worden. Nach Lage der Dinge kann die Oberfläche der Holstein-See in diesem Gebiet annäherungsweise bei etwa NN angenommen werden. Sie ist also in diesem Gebiet vielleicht um ein Geringes höher anzusetzen als der Spiegel des Eem-Meeres.

Wir finden die Ablagerungen der Holstein-See wieder im nördlichen Holland (Westfriesland). Nach P. TESCH (1942) und A. BROUWER (1949) wird die Oberkante ihrer Ablagerungen hier in etwa 30—55 m —A.P. angetroffen. Für die Darstellung auf unserm Profil nehmen wir den Wert von 30 m —A.P. Die Oberkante derselben Schicht liegt im Rheinmündungsgebiet bei etwa 22—25 m —A.P. Im östlichen England schließlich haben wir als Äquivalent der Holsteinsee wahrscheinlich einen Teil der Corton Beds an der Ostküste von East Anglia, weiter auch das Vorkommen von Kirmington südlich der Humber-Mündung anzusehen. Das Vorkommen von Kirmington ist die Bildung eines Flußästuars, die auf einen damaligen Meeresspiegel in rund 30 m +NN eingestellt ist. Die Oberkante der Corton Beds weist auf einen ähnlichen Meeresspiegel hin.

Schließlich können wir wieder im unteren Themsegebiet Anhaltspunkte für den Meeresspiegel im Optimum der Mindel-Riß-Interglazialzeit gewinnen. Die Oberkante der warmen Aufschüttungen der Boyn-Hill-Terrasse ist nach F. ZEUNER (1945, S. 124) eingestellt auf ein Meeresniveau von 100 Fuß über O.D., d. h.

auf wenig mehr als 30 m +NN. Das aber ist die normale Höhe des Tyrrhens, wie sie vor allem in Nordfrankeich und im Mittelmeer festgestellt ist. Im südlchen England liegt also die Tyrrhen-Fläche heute um etwa 60 m höher als in Nordholland.

Wenn wir nun versuchen wollen, noch ältere Strandflächen in ähnlicher Weise zu verfolgen, so ergeben sich dabei etwas größere Schwierigkeiten. Am leichtesten ist dies wieder im unteren Themsegebiet möglich. Wie vor allem Wooldridge (1928) dargelegt hat, spricht eine in etwa 200 Fuß Höhe gelegene Ebenheit des Gebietes, die sich dort vor der ersten nordischen Eisinvasion ausgebildet hatte, für einen Meeresspiegel in rund 60 m +NN während dieser Zeit. Das aber war der Milazzo-Meeresspiegel, der in die Günz-Mindel-Interglazialzeit gestellt wird. Auf diesen Meeresspiegel ist die sog. Winter-Hill-Terrasse, bzw. ihr von Zeuner (1945, S. 119) als Finchley-Leaf bezeichneter Teil, eingestellt. Wie in den beiden früher untersuchten Fällen finden wir also im unteren Themsegebiet eine normale, in ihrer Höhe kaum veränderte Lage des alten Meeresspiegels vor.

Schwieriger liegen die Dinge in Holland. Die mächtigen fluviatilen Aufschüttungen, die in den nordwestlichen Niederlanden bis in 200 m Tiefe liegen, werden heute von den niederländischen Geologen zum Teil der Mindeleiszeit, zum Teil aber auch der Mindel-Riß-Interglazialzeit und der Riß-Eiszeit zugeschrieben (abgesehen von noch jüngeren Bildungen).

Unter den fluviatilen Schichten, die bei Alkmaar bis auf etwa 228 m —A.P. heruntergehen (vgl. A. J. Pannekoek & Th. Reinhold 1949), folgt das marine Altpleistozän. Wir können für dies Gebiet mit einiger Wahrscheinlichkeit ein günzmindel-interglaziales Alter der höchsten marinen Bildungen annehmen. Es spricht manches dafür, daß die Regression, die nach der Bildung dieser höchsten marinen Schichten einsetzte, mit der beginnenden Mindeleiszeit zusammenhing. Wir können also die Milazzofläche in diesem Gebiet zu rund 225 m —A.P. annehmen, d. h. etwa 285 m tiefer als im unteren Themsegebiet.

Daß die Milazzofläche sich zwischen dem unteren Themsegebiet und Nordholland herunterbiegt, das geht auch aus einer anderen Beobachtung hervor. Wenig nördlich der Verbindungslinie zwischen dem unteren Themsegebiet und Nordholland liegt an der Nordküste von East Anglia das berühmte Cromer Forest Bed, das allgemein in die Günz-Mindel-Interglazialzeit gestellt wird. Seine in einem Flußästuar abgelagerten Schichten treten hier annähernd im jetzigen Meeresniveau auf. Da sie seinerzeit auch etwa im Meeresniveau gebildet sein müssen, das aber damals rund 60 m höher lag, beträgt die Absenkung der Milazzofläche zwischen London und der Küste von Norfolk, d. h. auf knapp 200 km, rund 60 m. Viel stärker aber ist die Absenkung der Milazzofläche zwischen Cromer und Nordholland, die auf eine Entfernung von rund 225 km etwa 225 m beträgt.

Die Milazzofläche im westlichen Schleswig zu rekonstruieren, gelingt nur annähernd. In Sylt wissen wir durch die Untersuchungen von Wirtz & Illies (1951), daß wahrscheinlich während der Günzeiszeit das Meer hier nach Westen zurückwich. Von einer neuen Transgression in der Günz-Mindel-Warmzeit sind hier keine Spuren vorhanden. Die Bildungen, die wir vielleicht in die Warmzeit zu stellen haben, sind terrestrischer Art. In welcher Höhe wir den Milazzo-Spiegel zu suchen haben, muß daher offen bleiben. Wir haben ihn am ehesten etwa in der Höhe des jetzigen Meeresspiegels anzunehmen.

Ganz unsicher werden unsere Angaben, wenn wir schließlich versuchen, noch die Sizil-Fläche zu rekonstruieren. Wir wollen aber trotz alledem den Versuch machen, wenn er auch stark hypothetisch ist. Für das untere Themsegebiet hat WOOLDRIDGE (1927; vgl. auch ZEUNER 1945, S. 117) es wahrscheinlich gemacht, daß die 400 Fuß-Ebenheit des Gebietes zum Sizil gehört. Wir dürfen also vielleicht annehmen, daß der Spiegel des Sizil-Meeres im Londoner Gebiet damals bei rund 100—120 m gelegen habe.

Die Frage, wo etwa im nördlichen Holland heute die Sizil-Fläche zu suchen sei, ist außerordentlich schwierig zu beantworten. Wir können sie — allerdings mit sehr großer Unsicherheit — irgendwo im marinen Altpleistozän suchen, wo aber im besonderen, das entzieht sich einstweilen unserer Beurteilung. Immerhin dürfte soviel feststehen, daß wir sie im nördlichen Holland u n t e r dem Milazzo zu suchen haben. Die Abbiegung der Sizil-Fläche vom Themsegebiet nach Nordholland muß also noch stärker gewesen sein als die der Milazzofläche.

In Schleswig ist es bisher nicht möglich, das Niveau anzugeben, in dem dort etwa die Sizil-Fläche zu suchen ist. Aber man wird hier vielleicht annehmen können, daß sie über dem jetzigen Meeresspiegel liegt, wenn auch vielleicht nicht sehr hoch.

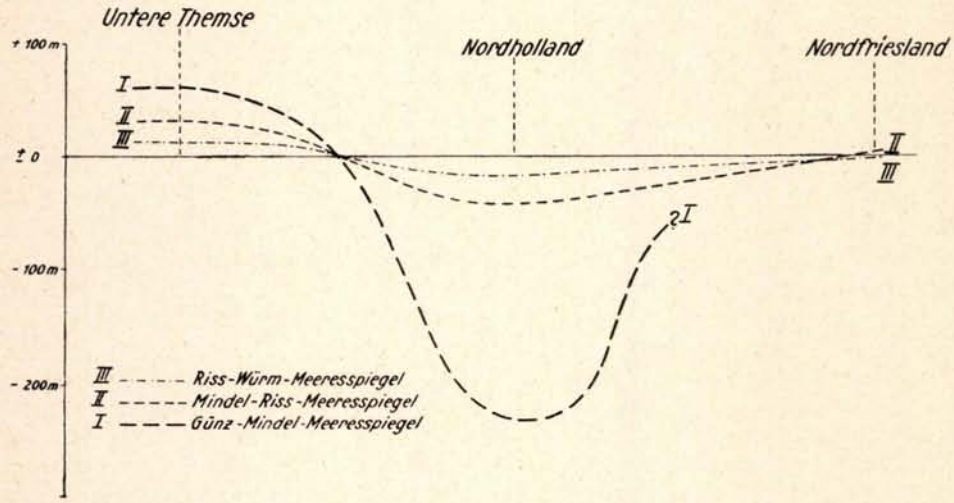


Abb. 3. Heutige Lage der alten, interglazialen Meeresspiegel zwischen Themsegebiet und Nordfriesland (der Meeresspiegel II ist in Nordfriesland etwas zu hoch eingezeichnet worden).

In Abb. 3 sind nun die Flächen des Milazzo, Tyrrhen und Monastir in Form eines Profils vom unteren Themsegebiet über Nordholland nach Westschleswig zusammengestellt. Vom Sizil ist abgesehen worden, weil die Unsicherheiten bei seiner Rekonstruktion zu groß sind.

Die Betrachtung des Profils zeigt, daß die Flächen im Londoner Gebiet normal untereinander liegen, d. h. die älteste oben, die jüngste unten. In Nordholland liegen sie genau umgekehrt, die älteste ganz unten, dann folgen, näher zusammen, die mittlere und die obere Fläche. In Schleswig schließlich liegen sie wahrscheinlich alle drei nahe beieinander.

Gehen wir davon aus, daß das Londoner Gebiet seine ursprüngliche Höhenlage beibehalten habe — gegenüber dem Meeresspiegel ist es relativ gestiegen,

denn dieser ist ja seit dem Milazzo um rund 60 m gesunken —, so ist Nordholland seit dem Milazzo um etwa 285 m gesunken. Der Hauptbetrag dieser Senkung hat stattgefunden zwischen dem Milazzo und dem Tyrrhen. In dieser Zeit, d. h. im wesentlichen in der Mindelzeit, ist Nordholland gegenüber dem Themsegebiet um 190—200 m gesunken.

Bei dieser Absenkung handelt es sich offenbar um echte tektonische Bewegungen. Nach den Beobachtungen im deutschen Niederrheingebiet und in den südöstlichen Niederlanden (vgl. für letzteres bes. J. T. S. Zonneveld 1947) durchsetzen Grabenbrüche und ähnliche tektonische Formen dies Gebiet in nordwestlicher Richtung. Ihre weitere Fortsetzung nach Nordwesten und Norden kennen wir nicht, da wir hier auf Bohrungen angewiesen sind. Es ist aber ein ähnlicher tektonischer Bau anzunehmen. Von diesem Gesichtspunkt aus müßte man im Profil vielleicht nicht eine glatte Kurve, sondern Staffelbrüche zeichnen. Ob man aber den ganzen Betrag rein tektonisch zu deuten hat, erscheint fraglich. Wir müssen in diesem Gebiet vielleicht auch mit einer isostatischen Einbiegung der Erdkruste unter der Last der hier sich anhäufenden Sedimente rechnen.

Wie schon gesagt wurde, muß die Hauptabsenkung zwischen der Bildung der Milazzo- und der Tyrrhen-Fläche erfolgt sein, d. h. grob gesprochen, in der Mindelzeit. Aber später müssen diese Bewegungen in demselben Sinne, jedoch abgeschwächt, weitergegangen sein. Wir können den Betrag jeweils aus unserem Profil ablesen.

Ganz anders aber liegen die Dinge in Schleswig. Wenn wir annehmen, daß dort die Milazzofläche etwa in der Höhe des heutigen Meeresspiegels liegt, so würde das gegenüber dem Themsegebiet eine Absenkung von rund 60 m bedeuten. Die Tyrrhenfläche ist in Schleswig gegenüber dem Tyrrhen im Themsegebiet um etwa 30 m gesunken. Die entsprechende Zahl für das Monastir mag etwa 10—12 m betragen.

Ob wir in diesem Falle ebenfalls mit einer tektonischen Senkung zu rechnen haben, läßt sich vorläufig nicht sagen. Man wird jedenfalls auch daran denken müssen, daß in diesen Gebieten eine isostatische Absenkung stattfand unter der Last der sich hier anhäufenden glazialen Sedimente.

Es sei zum Schluß nochmals betont, daß unsere Ableitungen noch mit starken Unsicherheiten behaftet sind. Diese liegen vor allem darin, daß der strikte Nachweis einer absoluten Gleichaltrigkeit der Meeresstände meist sehr schwierig ist. Weiter bleibt bei der Bestimmung des jeweiligen Meeresspiegels oft noch eine beträchtliche Unsicherheit. Es muß das Ziel sein, diese Werte weiter zu verfeinern und für möglichst viele Punkte einwandfrei zu bestimmen. Wir werden dann die Möglichkeit haben, die Abweichungen der jetzigen Lage dieser Flächen von der theoretisch zu erwartenden festzustellen und die Bewegungen, die zu der veränderten Lage geführt haben, sowohl nach ihrem Ausmaß wie nach ihrer zeitlichen Einstufung genauer festzulegen. Untersuchungen dieser Art sind wichtig für die sog. „Senkungsfrage" an der deutschen Nordseeküste. Sie zeigen uns die langfristigen Bewegungstendenzen der einzelnen Räume und gestatten uns vielleicht auch, besondere tektonische Anteile herauszuschälen, die möglicherweise für einzelne Gebiete in Frage kommen.

Schriftennachweis

Antevs, Ernst: The last glaciation. - American Geograph. Society, Research Series Nr. **17**, New York 1928. — Quaternary marine terraces in non glaciated regions and changes of level of sea and land. - Amer. Journ. of Sci. **17**, S. 35-49. 1929.

Baulig, H.: The Changing Sea Level. - The Instit. of British Geographers, Publ. Nr. 3. London 1935. — Problèmes des terrasses. - Un. géogr. internat. ,6. Rapport Commiss. des Terrasses. 109 S. Louvain 1948.

Blanc, A. C.: Variazioni climatische ed oscillazioni della linea de riva nel Mediterraneo centrale durante l'Era glaciale. - Geologie d. Meere u. Binnengewässer **5**, S. 137-219. 1942.

v. d. Brelie, G.: Die junginterglazialen Ablagerungen im Gebiet des Nord-Ostsee-Kanals. - Schr. natw. Ver. Schlesw.-Holst. **25**, S. 100-107. Kiel 1951.

Brouwer, A.: Pollenanalytisch en geologisch onderzoek van het Onder- en Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland. - Leidse Geol. Medel. **14** B, S. 259-346. 1949.

Daly, A. R.: The Changing World of the Jce Age. - New Haven, Yale University Press. 1934.

Dittmer, Ernst: Zur Verbreitung altinterglazialer Meeresablagerungen in Nordfriesland. - Westküste **2**, S. 123-132. 1939. — Das nordfriesische Eem. - „Kieler Meeresforschungen" S. 169-199. 1941.

Flint, R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. - New York und London 1947.

Pannekoek, A. J. & Reinhold, Th.: Een geologisch profil langs de Nederlandse Kust. - Mededeel. Geol. Stichting N.S. **3**, S. 69-74. 1949.

Penck, Albrecht: Eustatische Bewegungen des Meeresspiegels während der Eiszeit. - Geogr. Z. **39**, S. 329-339. 1933.

Pfannenstiel, Max: Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosporus. - Geol. Rundschau **34**, S. 342-434. 1944. — Klimatisch bedingte Spiegelschwankungen des Mittelmeeres im Quartär und die paläolithischen Kulturen. - Mitt. geol. Ges. Wien **36-38**, S. 257-263. 1949.

Ramsay, W.: Changes of sea-level resulting from the increase and decrease of glaciations. - Fennia **52**, Nr. 5. 1930.

Tesch, P.: De Noordzee van historisch-geologisch standpunt. - Med. Geol. Stichting, Ser. A, Nr. 9. 1942.

Umbrove, J. H. F.: On Rhythms in the History of the Earth. - Geol. Mag. **76**, S. 116-129 London 1939.

Wirtz, D. & Illies, H.: Plio-Pleistozängrenze und Günzeiszeit in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart **1**, S. 73-83. 1951.

Woldstedt, Paul: Das Vereisungsgebiet der Britischen Inseln und seine Beziehungen zum festländischen Pleistozän. - Geol. Jahrb. **65**, S. 621-640. Hannover 1950.

Wooldridge, S. W.: The Pliocene History of the London Basin. - Proc. Geol. Assoc. London **38**, S. 49-132. 1927. — The 200-foot Platform in the London Basin. - Proc. Geol. Ass. London **39**, S. 1-26. 1928.

Zeuner, Frederick, E.: The Pleistocene Period. Its Clinate, Chronology and Faunal Succession. - Ray Society, Vol. **130**. London 1945.

Zonneveld, J. I. S.: Het Kwartair van het Peelgebied en de naaste omgeving. - Med. Geol. Sticht. Ser. C VI. 3. 1947.

Ms. eing.: Mai 1951.

Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern

Von H. Louis, Köln. Mit 3 Abb.

1. Erosionstheorie und Theorie der Gletscherbewegung

Im Gegensatz zu den, vom Relief des Untergrundes weitgehend unabhängigen Erscheinungen übergeordneter Vergletscherung, wie sie als Plateauvergletscherung oder als Inlandeis entgegentreten, passen sich wie bekannt, beim Typus der sogenannten untergeordneten Vergletscherung Gletscher einem schon vorher ausgebildeten Tälerrelief ein. Die Eisbewegung wird hierbei durch die Täler dirigiert, wirkt sich andererseits in einer mehr oder weniger kräftigen Umformung der betroffenen Täler aus, so daß diese nach Schwinden des Eises von nicht vergletschert gewesenen Tälern deutlich zu unterscheiden sind.

Die Vorstellung von den Gesetzmäßigkeiten dieser Umformung, das ist die Theorie der Gletschererosion in Tälern, ist besonders in der Zeit etwa zwischen 1900 und 1935 lebhaft diskutiert und umstritten worden. Viele der namhaftesten Geographen und Geologen sind daran beteiligt (vgl. das Literaturverzeichnis). Schlägt man aber ein modernes Handbuch der Gletscherkunde, der Geomorphologie oder Glazialgeologie auf, etwa die Werke von Drygalski & Machatschek (1942), von Maull (1938) und von Klebelsberg (1948), so sucht man vergeblich nach einer physikalischen Theorie der Gletschererosion in den Tälern. So viel man auch über die Gesetzmäßigkeiten des Formenschatzes dieser Täler hat aufhellen können, so wenig befriedigend sind offensichtlich die bisherigen Bemühungen um eine physikalische Theorie dieser Gletscherwirkungen.

Die Hauptschwierigkeit macht die Erklärung der Stufen und Becken in den kräftig vom Gletscher bearbeiteten Tälern, deren Querprofil im festen Fels, wie bekannt, sofern es noch intakt und auch nicht durch Aufschüttungen verdeckt ist, entweder im ganzen oder doch im unteren Teile mehr oder weniger geglättete Wandungen und U-ähnlichen Querschnitt aufweist, und die als Trogtäler bezeichnet werden.

Eine physikalisch einleuchtende Theorie der Stufen in den Trogtälern bildet zwar A. Penck's auf der Würdigung der Glazialtäler als Bettformen der Eisströme gegründete Lehre von den Konfluenz- und Diffluenzstufen. Auch der Nachweis der Gesteinsbedingtheit vieler Felsriegel und Riegelstufen in den Glazialtälern ist zweifellos wohl begründet. Aber es hat sich seit den Arbeiten von Distel (1912), Otto Lehmann (1920), Lautensach (1912), de Martonne (1910), Sölch (1935) immer wieder gezeigt, daß längst nicht alle Stufen und insbesondere nicht die bedeutendsten Stufen der Glazialtäler Konfluenz-, Diffluenz- oder Gesteinsstufen sind. Während bescheidenere Talstufen oftmals durch eine der genannten Erklärungsmöglichkeiten tatsächlich ihre einleuchtende Deutung finden, knüpfen sich andere und namentlich die größten dieser Talstufen ohne Zweifel an alte Gefällsbrüche des Tales aus der Zeit, bevor es vom Talgletscher erfüllt wurde. De Martonne, Lautensach, O. Lehmann u. a. haben daher gelehrt, daß der Talgletscher die Fähigkeit habe, vorher bestehende Gefällsbrüche eines Tales bei gleichzeitiger Aufprägung des U-förmigen Bettquerschnitts so zu verschärfen, daß Stufen und Wannen im Längsprofil entstehen, und daß dieser Vorgang in großem Ausmaße zur Ausgestaltung des spezifischen Formenschatzes der Glazialtäler beitrage. Diese Lehre hat wohl sehr allgemeine Zustimmung erfahren, wenn auch Verschiedenheiten hinsichtlich der quantitativen Einschätzung der hierbei erfolgten Gletscherarbeit bestehen. Sie drängt sich unter dem Eindruck der vorliegenden Formen geradezu auf. Aber eine auch nur im groben befriedigende physikalische Deutung dieser Erkenntnis ist den bisherigen Bearbeitern, insbesondere de Martonne selbst und Burchard nicht gelungen. Ich will hier davon absehen, auf die mathematisch-physikalischen Unstimmigkeiten hinzuweisen, die in den von de Martonne (1910) und Burchard (1923) aufgestellten Formeln zur Erläuterung der Gletschererosion enthalten sind. Das haben Lautensach (1912) und E. W. Burger (1933) zur Genüge getan. Bei Burger selbst finden sich Ansätze zu einer m. E. weiter führenden Auffassung. Aber sie sind, wie ich glaube, doch nicht bis zum Kern des Sachverhaltes vorgedrungen. Dieser scheint mir in folgendem zu liegen:

Die bisherigen theoretischen Versuche zur Erklärung der Gletschererosion in den Tälern gehen ausschließlich von der Vorstellung aus, daß man die Eisbewegung annähernd mit der Bewegung einer idealen, wenn auch sehr zähen

Flüssigkeit bei ungefähr laminarem Abfluß vergleichen dürfe. Das ist die Vorstellung, welche einst Sebastian Finsterwalder (1897) mit so großem Erfolg seiner geometrischen Theorie der Gletscherbewegung zugrunde legte, und welche auch Weinberg (1907), Somigliana (1921, 1931) und Lagally (1933, 1939) benutzten.

Diese Vorstellung umschließt aber einige sehr schwerwiegende Voraussetzungen, bei denen es sich lohnt zu überlegen, ob sie in der Natur wirklich immer wenigstens annähernd erfüllt sind. Das normale Verhältnis einer Flüssigkeit, auch einer zähen zu ihren Gefäßumwandungen besteht darin, daß die innere Reibung der Flüssigkeit d. h. die Reibung der Flüssigkeitsteilchen an einander geringer ist als die Reibung der Flüssigkeit an den Gefäßwandungen. Bei langsamem laminarem Abfluß muß bei solcher Voraussetzung die Grenzschicht der Flüssigkeit an der Gefäßwandung wegen der dort verstärkten Reibung fast bewegungslos haften oder wenigstens sehr langsam fließen. Die Bewegungsgeschwindigkeit der Flüssigkeit muß also vom Inneren der Flüssigkeit gegen die Gefäßumwandung hin abnehmen, und dabei mehr oder weniger gegen den Wert Null hinstreben.

Unter der Voraussetzung einer gegen die Bettwandungen fast erlöschenden Eisbewegung ergibt sich theoretisch folgerichtig die ja auch tatsächlich von manchen Forschern vertretene Auffassung, daß der Gletscher eine nahezu konservierende Wirkung auf seinen Untergrund ausübe oder doch ausüben könne. Die gleiche Voraussetzung hat aber auch schwerwiegende Folgen für die Vorstellung der Gletscherbewegung in einem Bett mit von Ort zu Ort wechselnd großem Querschnitt. Wo z. B. Stufen im Untergrunde eines zähen Flüssigkeitsstromes vorhanden sind, da werden sie sich oberflächlich etwas, aber nicht mit der vollen Höhe der im Untergrunde verborgenen Stufe abbilden. Über der Stufe ergibt sich daher notwendigerweise eine Verringerung des Durchflußquerschnitts und damit zur Aufrechterhaltung der Gesamtströmung eine Vermehrung der mittleren Durchflußgeschwindigkeit. Diese muß zwangsläufig auch eine etwas erhöhte Bodengeschwindigkeit des zähen Flüssigkeitsstromes hervorrufen. Am Fuße der Stufe hingegen müßten ein vergrößerter Querschnitt und damit verlangsamter Durchfluß angenommen werden. Unter solchen Voraussetzungen muß jeder Formelansatz im Gebiet der Stufen vermehrte, am Fuße der Stufen verminderte Erosionsleistung ergeben. Denn das über der verborgenen Stufenkante vermehrte Oberflächengefäll der zähen Flüssigkeit beweist, daß hier pro Flächeneinheit mehr an potentieller Energie der Flüssigkeit für den Fließvorgang benötigt wird als talauf und talab. Dieses Mehr an Energieverbrauch kann nur auf erhöhte Reibung beim Fließvorgang, und ein Teil davon natürlich auch auf erhöhte Bodenreibung verwendet werden. Nach diesem Ergebnis müßten im Untergrund des Gletschers vorhandene Gefällsbrüche beseitigt, aber nicht zu Talstufen verschärft werden. Darauf hat schon Lautensach hingewiesen. Das gleiche würden auch, berichtigt, die Formelansätze von de Martonne und Burchard besagen. Diese Theorie erfordert also das Gegenteil dessen, was nach den Beobachtungseindrücken augenscheinlich ist.

Mancherlei Beobachtungstatsachen weisen nun aber darauf hin, daß man die Eisbewegung nicht oder zum mindesten vielfach nicht als Bewegung einer normalen zähen Flüssigkeit auffassen darf. (Demorest 1934, Streiff-Becker 1938, Seligman 1947).

In dieser Richtung bewegen sich auch die Diskussionen und die Ergebnisse von Laboratoriumsarbeiten, welche vor allem in England vorgenommen worden sind. M. F. Perutz (1947) führt aus, daß die Theorie der zähen Flüssigkeiten auf

die Gletscherbewegung nur in Ausnahmefällen angewandt werden könne, weil das Eis keine konstante sondern eine mit den Spannungsverhältnissen, der Temperatur und der Kristallorientierung erheblich schwankende Viskosität habe und sich danach mehr wie ein plastischer Körper verhalte. Auch E. Orowan (1949) glaubt der Wirklichkeit näher zu kommen, indem er an die Stelle der zähen Flüssigkeit die Vorstellung eines plastischen Körpers setzt. Unter bestimmten Bedingungen ist Eis bis zu einer bestimmten kritischen Scherspannung praktisch kaum deformierbar, bei deren Überschreitung jedoch sehr weitgehend deformierbar. Diese Gedanken kommen der Auffassung nahe, die seit langem E. v. Drygalski (1898, 1942) vertreten hat.

In diesen auf Laboratoriumsversuchen und der Interpretation von Feldbeobachtungen gegründeten Anschauungen bejaht R. Finsterwalder (1950) vor allem die Herausarbeitung eines im einzelnen noch von besonderen Bedingungen z. B. der Temperatur abhängigen, kritischen Wertes der Scherspannung des Eises, oberhalb dessen das Eis durch Überbeanspruchung seine Konsistenz ändert. Beobachtungen an Gletschern mit im Verhältnis zum Querschnitt hohen Fließgeschwindigkeiten aus den verschiedensten Gegenden der Erde lassen eine Bewegungsform erkennen, welche Finsterwalder (1931, 1937, 1939) als Blockschollenbewegung bezeichnet hat. Für diese ist vor allem charakteristisch eine sehr große Geschwindigkeitszunahme unmittelbar am Rande, wahrscheinlich auch am Boden des Gletschers, so daß sich die Hauptmasse des Eises mit ziemlich gleichmäßiger Geschwindigkeit ähnlich wie eine starre Masse vorwärtsbewegt, während, durch schmale Partien erhöhter Schmiegsamkeit von ihr getrennt, Teile des Eises, z. B. am Rande oder in toten Winkeln, an der Bewegung kaum teilnehmen. Die Blockschubmasse selbst zerbricht bei der Bewegung stellenweise in Schollen, namentlich über Unregelmäßigkeiten des Untergrundes, gelegentlich bis zur Serac-Bildung.

Der Unterschied der beiden Anschauungsweisen von plastischer Deformierung bzw. von Blockschollenbewegung ist vielleicht weniger groß, als er im ersten Augenblick erscheint. Denn örtliche Partien erhöhter Flexibilität des Eises, besonders in den randlichen und den bodennahen Teilen der Eismasse, sind ja gerade auch von R. Finsterwalder (1939, 1950) als begünstigende Begleiterscheinungen der, in unregelmäßig geformtem Felsbett vor sich gehenden, Blockschollenbewegung beobachtet bzw. erschlossen worden. Andererseits entwickeln Demorest (1943) und Streiff-Becker (1934, 1941) die Auffassung plastischer Deformierung und Ausquetschung des Gletschereises gerade für die tiefer unter der Oberfläche befindlichen Teile von Plateaueismassen, weil sie die oberflächlichen Partien des Eises, angesichts des festgestellten laufenden Substanzzuwachses und unter der Voraussetzung eines stationären Gesamtzustandes, zu wenig bewegt finden.

Charakteristisch für die Gletscher ist ferner das Auftreten sehr beträchtlicher Schwankungen des Oberflächengefälles. Die von Ort zu Ort verschieden stark geneigte Eisoberfläche bildet in vielen Fällen die im Untergrunde vorhandenen Unregelmäßigkeiten wie Stufen und dergl. wenn auch in abgeschwächtem Maße förmlich ab. Dabei ist die Fließgeschwindigkeit auf den steilen Partien verhältnismäßig wenig vermehrt.

Das ist wohl nur zu verstehen unter der Annahme, daß die innere Zähigkeit des Gletschers im ganzen außerordentlich groß und jedenfalls größer ist als die äußere Reibung an den Bettwandungen. Denn wäre die äußere Reibung an den Bettwandungen größer als die innere Reibung der fließenden Masse, so müßte

wohl bei dem gedachten laminaren, jedenfalls nicht wirbelnden Abfluß die fließende Masse im Untergrunde vorhandene Konkavitäten im wesentlichen auffüllen und mit mehr oder weniger ausgeglichenem Oberflächengefälle über im Untergrunde vorhandene Stufen hinwegziehen. Durch die angeführten Eigentümlichkeiten stellt sich im Gegensatz hierzu die Gletscherbewegung mehr als ein kompaktes Hindurchschieben durch das Bett unter verhältnismäßig geringen Änderungen des Gletscherquerschnitts und unter Entlanggleiten, bzw. Entlangpressen an Boden und Wandungen des Gletscherbettes dar, wobei dieses Hindurchschieben durch Plastischwerden und erhebliche Verquetschungen gewisser Rand- und Bodenpartien des Eises erleichtert zu werden scheint. Dies Bild hat mehr Ähnlichkeit mit einem zwar in der Längsrichtung biegsamen, und auf einer Art Schmiermittel im Lager sitzenden, aber im Querschnitt unveränderlichen Gebilde, wie es durch einen aus mehr oder weniger starren Einzelkörpern geformten, und mit verminderter Wandreibung gebetteten, Strom repräsentiert wird, als mit einer zähen, an den Uferwandungen anhaftenden Flüssigkeit.

In die gleiche Richtung weisen namentlich auch die berühmten Bohrstangenergebnisse von Hess (1924, 1929) am Hintereisferner. Die verhältnismäßig geringe Schrägstellung des im 214 m tiefen Bohrloch versenkten Gestänges beim Austauen nach 18 Jahren zwingt Hess zu der Annahme einer hinter der Oberflächengeschwindigkeit nur verhältnismäßig wenig zurückbleibenden Bodengeschwindigkeit des Gletschers. D. h. die innere Reibung des Gletschers muß gegenüber der Außenreibung recht groß sein. Bei einer idealen zähen Flüssigkeit in laminarer Bewegung sollte ja die Fließgeschwindigkeit mit Annäherung an den Boden wegen der starken Bodenreibung gegen null gehen. Auch hierin bekundet die Gletscherbewegung Ähnlichkeit mit dem Hindurchschieben eines gedachten Stroms aus starren Einzelkörpern durch sein Bett.

2. Zur Theorie der Bodenbeanspruchung eines Blockschollenstromes

Diese Überlegung führt uns dazu, zu untersuchen, welche theoretisch zu erwartende Beanspruchung des Untergrundes ein Strom aus starren Einzelkörpern ausüben würde [1]). Wir denken also, daß eine Reihe von aneinandergrenzenden quaderähnlichen Körpern durch eine überall vertikal wirkende Kraft (die Schwerkraft) über eine geneigte und mit Gefällswechsel versehene Bahn vorwärts gedrückt wird (vgl. Abb. 1). In jedem der starren Quader kann die Kraft im Schwerpunkt angreifend gedacht werden. Eine elementare Zerlegung dieser Kraft in die beiden Komponenten senkrecht und parallel zur Unterstützungsfläche zeigt dann, daß in einem solchen System, je steiler die Unterstützungfläche geneigt ist, umso mehr eine Druckübertragung der hangparallelen Kraftkomponenten von Einzelquader zu Einzelquader nach abwärts mit einem Summierungseffekt eintreten muß. Die senkrecht auf den Steilhang drückende Kraftkomponente ist dagegen bei ihnen allen gleich groß.

Wesentlich anders wird das Bild jedoch für den unmittelbar am Fuße des Steilhanges, am Beginn der Verflachungsstrecke liegenden Quader (Block 4 in Abb. 1). Bei ihm nimmt ein großer Teil der von hangaufwärts her hangparallel übertragenen Kraft nunmehr plötzlich an der Einwirkung senkrecht zur flacher gewordenen Unterlagerungsfläche teil und kommt als starke Zusatzkom-

[1]) Der nachstehende Gedankengang wurde schon 1938 in einer Diskussionsbemerkung auf dem Internationalen Geographenkongreß zu Amsterdam kurz angedeutet.

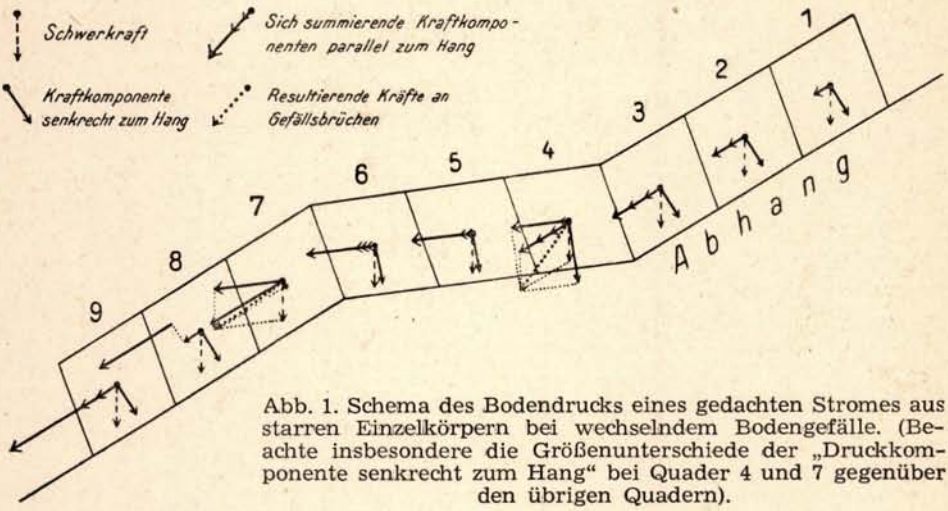


Abb. 1. Schema des Bodendrucks eines gedachten Stromes aus starren Einzelkörpern bei wechselndem Bodengefälle. (Beachte insbesondere die Größenunterschiede der „Druckkomponente senkrecht zum Hang" bei Quader 4 und 7 gegenüber den übrigen Quadern).

ponente zu der örtlich sich ergebenden, im rechten Winkel auf den Boden drükkenden Kraft hinzu. Schon der nächste nach abwärts folgende Quader empfängt aber von oben her nur noch die in Bezug auf die neue Bodenneigung bodenparallele Kraftkomponente und weist als Bodendruck nur den rechtwinklig stehenden Anteil der örtlichen Vertikalkraft auf.

Man kann die Verhältnisse auch etwas anders ausdrücken. Infolge der großen Rigidität des Eises und seiner verhältnismäßig geringen Bodenreibung lastet die am Steilhang schräg liegende Eissäule fast so, als wenn sie starr wäre, auf dem Fußpunkt. Hier findet daher beim Weitergleiten eine besonders starke Beanspruchung des Untergrundes und damit Erosionswirkung und auch Untergrabung statt.

Natürlich ist das Eis nicht völlig starr. In der Wirklichkeit verdickt sich die am Schräghang liegende Eissäule nach unten. Aber die Tatsache, daß sie nicht völlig auseinanderfließt bis zum Spiegelausgleich zwischen der Gletscheroberfläche oberhalb und unterhalb der Gefällssteile, im Verein mit der Tatsache der verhältnismäßig geringen Reibung des Eises am Boden, zwingt zu der Annahme, daß eine Druckübertragung gegen die Basis der Säule ähnlich wie in einem starren Körper tatsächlich stattfindet.

Aus unserer Vorstellung eines sich bewegenden Stromes starrer Einzelblöcke ergibt sich also hinsichtlich der Reibungseinwirkung auf den Untergrund eine sehr bedeutend erhöhte Bodenbeanspruchung unmittelbar unter dem Fuße einer Gefällssteile. Dies theoretische Ergebnis steht offensichtlich in gutem Einklang mit den in glazial gestalteten Tallandschaften am Fuße von Karwänden und Talstufen zu beobachtenden Übertiefungswannen. Es erübrigt sich hinzuzufügen, daß solche Übertiefung am Stufenfuß in ihrem Ausmaß letzten Endes natürlich begrenzt ist. Das mit zunehmender Übertiefung der Wanne vor dem Stufenfuß am Bettboden sich ergebende Gegengefälle muß schließlich zu so starker Vermehrung der Bodenreibung führen, daß die Bewegung der bodennahen Eisschicht und damit die dort vor sich gehende Abnutzung des Untergrundes ganz gering werden.

Besondere Verhältnisse herrschen dann wieder an dem obersten Quader am Beginn einer neuerlichen Gefällsversteilerung (Block 7 in Abb. 1). Bei ihm wird

die von oben her parallel zum oberen, flacheren Gehänge übertragene Kraftkomponente nun zu einer von dem sich versteilernden Hang weg gegen die Luft gerichteten Kraft. Diese von oben her zusätzlich übertragene Kraft muß sich deswegen hier in Gestalt einer Verminderung des Bodendrucks dieses Quaders auswirken. Ja, theoretisch könnte sie zu einem Abkippen dieses Quaders von der Unterstützungsfläche führen, wovon man sich auch praktisch überzeugen kann, wenn man die hier besprochene Anordnung in der gedachten Weise z. B. mit Spielzeugklötzchen nachahmt.

Auch dieser Sachverhalt ist zweifellos wichtig für das Verständnis der über die Glazialerosion in Tälern vorliegenden Beobachtungstatsachen. Er dürfte eine erhebliche Bedeutung für die Erklärung der Karschwellen und der sonstigen, so oft auf der Krone glazialer Talstufen zu beobachtenden Schwellen als Zeugnissen einer lokal verminderten Eiserosion am obersten Punkt einer Gefällssteile besitzen.

Verminderte Eiserosion auf der Stufenkrone, gesteigerte am Stufenfuß sind aber die Grundvoraussetzungen der im Hinblick auf die morphologischen Tatsachen so bestechenden Theorie einer Verschärfung vorher bestehender Gefällsunregelmäßigkeiten durch den Talgletscher. Mit der Vorstellung der Gletscherbewegung nach Art einer zähen Flüssigkeit ist diese Theorie nicht verträglich. So hing sie bisher gewissermaßen in der Luft. Die Vorstellung einer Gletscherbewegung nach Art eines Stromes aus starren Blöcken liefert dagegen, wie zu zeigen versucht wurde, eine wirkliche Begründung der zur Deutung der vorliegenden Beobachtungen von der glazialmorphologischen Theorie gemachten Annahmen. Darin scheint mir ihr besonderer Wert zu liegen.

Es erscheint nötig darauf hinzuweisen, daß die Vorstellungen über die Untergrundbeanspruchung eines aus starren Einzelkörpern bestehenden Stromes an Gefällsknicken seines Bettes in den Grundzügen unabhängig davon sind, ob dieser Blockschollenstrom seinem Bett unmittelbar aufliegt, oder ob entsprechend den Annahmen von Drygalski's und der neueren Glaziologen eine plastische Zwischenzone zwischengeschaltet ist. Wo der Boden- oder Wandungsdruck des Blockschollenstromes nach den Gefälls- oder Querschnittsverhältnissen sich als örtlich besonders groß ergibt, da müßte das plastische Zwischenmittel entweder weggequetscht werden, so daß der starre Block selbst das Bett berührt. Oder es müßten an solchen Stellen die plastischen oder plastisch gewordenen Massen mit erhöhter Geschwindigkeit vorbeigedrückt werden. In beiden Fällen würde sich an den betreffenden Stellen eine erhöhte Beanspruchung der Bettwandung ergeben, jedenfalls nach allen über die Wirkung von Gletschereis auf Fels bisher gemachten Erfahrungen.

Auch die von Ampferer (1904) entwickelte Vorstellung, daß der Gletscher namentlich in Talverengungen wie eine mit Gewölbedruck auf den beiderseitigen Talhängen lastende und dabei sich talab bewegende starre Masse anzusehen sei, steht dem Gedanken eines Blockschollenstromes, dessen Wirkungen auf sein, in gewundenem Zuge und mit wechselndem Querschnitt verlaufendes, Bett durch Verklemmungen bei der Abwärtsbewegung u. a. erheblich beeinflußt werden, nicht sehr fern.

Hiermit soll nun keineswegs behauptet werden, daß der Gletscher tatsächlich ein Strom aus starren Einzelkörpern sei. Vielmehr soll zum Ausdruck gebracht werden, daß die Talgletscher eine eigentümliche Zwischenstellung einnehmen zwischen den Idealbildern einer zähen Flüssigkeit und eines Stromes aus starren Einzelkörpern. Sie vereinigen Eigenschaften von beiden theoreti-

schen Grenzfällen. Und zwar scheinen sie sich nach den Ergebnissen von R. Finsterwalder (1950) bei relativ zum Eisquerschnitt langsamer Eisbewegung mehr wie zähe Flüssigkeiten, bei relativ schneller Bewegung mehr wie Blockschollenströme zu verhalten. Für die Erosionsleistungen der Talgletscher sind aber gerade die der Analogie zu einem Strom aus starren Einzelkörpern entsprechenden und bisher weniger beachteten Eigentümlichkeiten von besonderer Bedeutung.

Die auf Grund der Geschwindigkeitsmessungen und der geometrischen Theorie der Gletscherbewegung bei langsam fließenden Gletschern erzielten Erfolge hinsichtlich der Ergründung des Gletschervolumens und seines gesamten Substanzhaushaltes lassen kaum einen Zweifel darüber zu, daß bei ihnen das Bild der zähen Flüssigkeit der Wirklichkeit sehr nahe kommt. Folgerichtig wird man auch schließen, daß derartige Gletscher nur eine bescheidene umformende Wirkung auf ihren Untergrund ausüben und jedenfalls nicht an der Verschärfung der in ihrem Untergrunde verborgenen Gefällsbrüche arbeiten werden.

Wesentlich anders verhalten sich die Gletscher mit Blockschollenbewegung. In ihnen müssen die eigentlichen Schöpfer des extremen Formenschatzes der Glazialtäler gesucht werden. Ihre großartigen Leistungen können dem theoretischen Verständnis durch die vorstehenden Überlegungen m. E. näher gerückt werden. Vor allem aber eröffnet die mitgeteilte Betrachtung, wie ich glaube, neue Möglichkeiten, das Nebeneinanderbestehen verhältnismäßig schwach wirksamer Talgletscher einerseits und sehr aktiver andererseits zu verstehen. Auf diese Weise kann sie vielleicht zu einem Ausgleich der Anschauungen beitragen, indem sie jedem der teilweise noch recht verschiedenen Standpunkte in der Beurteilung der Gletschererosion in den Tälern seine Berechtigung zuweist.

3. Über das Querprofil von Glazialtälern

Die vorstehenden Betrachtungen richteten sich vor allem auf die Deutung derjenigen Besonderheiten, die im Längsprofil der durch Gletschererosion umgeformten Täler auftreten. Sie haben aber m. E. auch eine Bedeutung für die Beurteilung der Querschnitte solcher Täler. Die mehr oder weniger deutliche U-Form kann nicht wundernehmen als Idealquerschnitt eines unter unvollkommener Deformierbarkeit durch seine Bettrinne sich pressenden Stromes, dessen Righeit zum mindesten unter bestimmten, vielfach verwirklichten Verhältnissen so groß ist, daß die innere Reibung der Teilchen an einander größer ist als die äußere Reibung an der Gefäßwandung. Diese Eigenschaft bringt es mit sich, daß ein solcher Strom nicht überall den Gefäßwandungen gleich fest anliegt. Zeigt sich doch sogar am Zungenende vielfach, daß der Eiskörper dort dem Boden nur unvollkommen aufliegt, daß also seine Last und auch seine Bodenreibung hier nur von einem Teil seiner Unterlage aufgenommen werden.

Nach den Beobachtungen aus den Gletscherstollen an der Marmolata von L. Handl (1917) und den weiteren Mitteilungen hierüber von R. v. Klebelsberg (1948) gilt dies in gewissem Umfange auch für das obere Firnfeldgebiet. H. Carol's wichtige Feststellungen über Vorgänge bei der Rundhöckerbildung am Grunde des oberen Grindelwaldgletschers (1943, 1947) lassen vermuten, daß bei der Gletscherbewegung über unebenem Grund der von Ort zu Ort wechselnde Berührungsdruck des Eises, gesteigert durch das Eintreten von Druckverflüssigung und Plastischwerden des Eises, allgemein in erheblichem Ausmaß schwankt. Das Gesamtergebnis der von Ort zu Ort zweifellos ungleich harten

Berührung des sich bewegenden Eiskörpers mit seinen Bettwandungen muß ohne Frage die Herausarbeitung einer U-ähnlichen Querschnittsform sein.

Viel ist darüber gestritten worden, ob der U-Querschnitt aus einem ehemals V- oder ___/ -förmigen Talquerschnitt mehr durch Erosion an den Seitenwandungen oder am Boden zu deuten sei. Eine generelle Antwort auf diese Fragestellung gibt es schwerlich. Sicher sind Fälle vorwiegender Tiefenerosion der Gletscher und vorwiegender Erosion an ihren Seitenwandungen in von Ort zu Ort wechselnder Häufigkeit und Großartigkeit neben einander verwirklicht, ohne daß in jedem Falle ein Beweis des Vorwiegens der einen oder anderen möglich wäre (daher die Andeutung beider Möglichkeiten in dem Idealprofil Abb. 2). Ist doch einerseits die Ausarbeitung einer übertieften Felswanne unter einer Talstufe in einem Glazialtal ein untrüglicher Beweis starker Tiefenerosion des Gletschers. Aber es gibt bekanntlich auch Fälle, in welchen am Boden eines Troges eine mit Moränenmaterial zugefüllte, nicht mehr U-förmig ausgearbeitete Talkerbe erhalten ist. In diesen Fällen wird die Ausgestaltung des Troges eher auf Erosion des Gletschers an seinen Seitenwandungen zurückzuführen sein. Im Hinblick auf die Theorie der glazialen Verschärfung vorher existierender Gefällsbrüche wird man vermuten dürfen, daß die Ausformung der Troggestalt über einer Talstufe vorzugsweise der Erosion des Gletschers an seinen Seitenwandungen, am Fuße der Talstufe dagegen in stärkerem Maße der glazialen Tiefenerosion zuzuschreiben ist.

Es erscheint vorteilhaft, die von der Betrachtung der Konsistenz der Gletscher ausgehenden Überlegungen auch auf die Unregelmäßigkeiten im Querprofil der Glazialtäler anzuwenden. Diese treten uns mit den Begriffen Schliffgrenze und Schliffkehle, Schliffbord und Trogschulter entgegen. Im Hinblick auf sie besteht über die Auffassung der Schliffgrenze als oberer Grenze des seitlich an den Talflanken dahinbewegten und scheuernden Eisstromes wohl Einigkeit. Weniger allgemein aber scheinen die sich aufdrängenden Folgerungen aus dem besonderen Formenschatz an der Schliffgrenze bisher beachtet zu sein. Dieser besteht bekanntlich in folgendem (vgl. hierzu Abb. 2 u. 3):

Das durch die scharfen Formen subaerischer Verwitterung bestimmte Gehänge, meist die vom Hauptkamm herabziehenden Nebengrate, nehmen von einer bestimmten Höhe an abwärts zugerundete Formen an. Jedoch ist immer oberhalb der Stelle, an der die gerundeten Formen einsetzen, oft deren obersten Saum noch mit umfassend, eine merkliche Versteilerung des Gehänges wahrnehmbar, ehe weiter abwärts wieder geringere Böschungen folgen. Dieser Befund hat bekanntlich A. Penck zu der in vielen Fällen sehr treffenden Namengebung Schliffkehle veranlaßt. Aber es ist bisher meines Wissens nicht deutlich zum Ausdruck gekommen, daß aus diesem Befund oftmals eine Vorstellung über die Mindestgröße der abscheuernden Wirkung des ungefähr horizontal am Gehänge entlang bewegten Talgletschers entnommen werden kann. Das ist dann möglich, wenn das mittlere Gefälle der Kammlinie des Nebengrates oberhalb der Schliffkehlenversteilerung so mäßig ist, daß diese Kammlinie durch den einspringenden Gehängeknick der Schliffkehle eine deutliche Abknickung erfährt (vgl. Abb. 2).

Solch plötzliche Tieferschaltung des allgemeinen Gehängeprofils an der Schliffgrenze ist sehr häufig. Die Größenordnungen, um die es sich hierbei handelt, bewegen sich gewöhnlich zwischen mehreren Metern bis zu mehreren Zehnern von Metern. Sie geben den Betrag an, um den die abscheuernde Wirkung des am Gehänge entlang bewegten Talgletschers an seinem oberen Ufersaum

der abtragenden Wirkung der subaerischen Verwitterung und Denudation in dem über die Gletscheroberfläche aufragenden Gebiet vorausgeeilt ist, auf diese Weise den einspringenden Winkel am Gehänge hervorrufend.

Diese, so oft feststellbare, allgemeine Tieferschaltung des Gehängeprofils unterhalb der Schliffkehle beweist im übrigen, daß die sogenannte Schwarz-Weißgrenze für die Ausbildung der Schliffkehle nur eine zusätzliche, nicht die Hauptrolle spielt. Wäre in dem gedachten Sinne die Schliffkehle eine nur im Niveau der Eisstromhöhe am Gehänge eingearbeitete Kerbe, dann müßten in derartigen Hangprofilen die Schlifflächen unterhalb der Kehleneinkerbung ungefähr die unteren Fortsetzungen der oberhalb der Schliffkehlenversteilerung gelegenen Böschungen sein. Sie liegen aber in der Regel deutlich tiefer als diese gedachten Fortsetzungen (vgl. die Andeutung dieser Verhältnisse in Abb. 2).

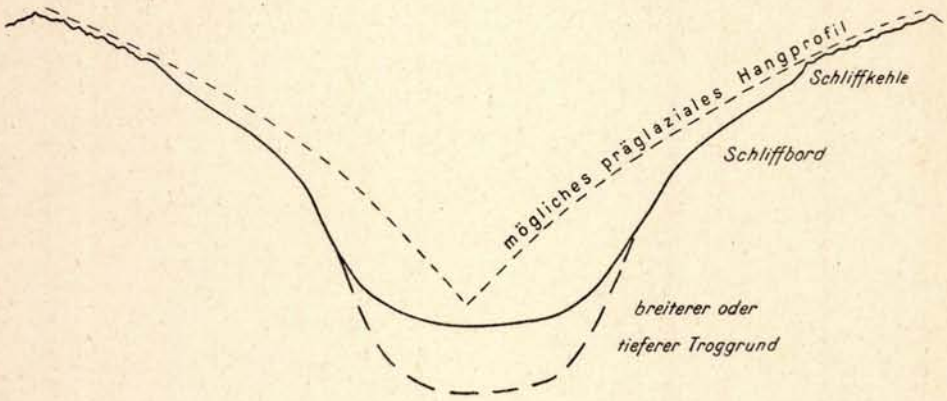


Abb. 2. Schematisches Querprofil eines Trogtales mit steilen Schliffbordflächen. (Feingestricheltes Profil deutet den präglazialen Talquerschnitt an. Ausgezogener Troggrund entspricht der Annahme geringer glazialer Tiefenerosion. Grobgestrichelter Troggrund entspricht der Annahme starker glazialer Tiefenerosion.)

Aus der Würdigung der hohen Starrheit zum mindesten der oberflächennäheren Schichten des bewegten Gletschereises wäre auch theoretisch zu folgern, daß im Nährgebiet der Vereisung, also oberhalb des Ablagerungsbereiches von Moränenmaterial, eine abscheuernde Wirkung der Gletschererosion schon am Ufersaum mit einem merklichen Betrag einsetzen muß. Jedenfalls spricht in der Natur nichts dafür, daß diese Wirkung etwa generell gegen den Ufersaum des Gletschers zum Betrage null absinkt, wie es aus der Vorstellung des Gletschers als zäher Flüssigkeit mit gegen den Rand auf den Wert null zurückgehender Bewegungsgeschwindigkeit herzuleiten wäre. Die Beobachtungen über die Schliffkehle sprechen vielmehr ebenfalls für eine Ausgestaltung der Glazialtäler durch Gletscher, deren Bewegung vom Typus der Blockschollenbewegung war oder ihm wenigstens verwandt war.

Setzt die erosive Bearbeitung der Bettwandungen in einem betrachteten Querschnitt schon am Saume des Gletschers mit einem merklichen Betrage ein, so ist als sehr wahrscheinlich anzunehmen, daß sie nach der Tiefe zu, in welcher ja die Eismasse unter erhöhtem Druck an der Wandung entlang scheuert, im allgemeinen noch größere Wirkungen hervorruft. Man wird also im Querprofil des Gletscherbettes mit an den Bettwandungen nach abwärts zunehmenden Erosionsbeträgen des Eises rechnen dürfen. Freilich ist nicht allgemein zu bestimmen, ob die Maxima dieser Erosionsbeträge in der Tiefenlinie selbst liegen,

oder ob sie schon vorher zu beiden Seiten anzunehmen sind unter Nachlassen der Erosionsbeträge gegen die Tiefenlinie selbst. Wie schon vorher erörtert, kommen sicherlich beide Möglichkeiten, die der vorherrschenden Tiefenerosion des Eises und die überwiegender Erosion an den Seitenhängen, tatsächlich vor.

Die Vorstellung von der Zunahme der Gletschererosion vom Randsaum nach der Tiefe erscheint wichtig für die Unterscheidung von Schliffbord und Trogschulter, welche wohl nicht immer mit der wünschenswerten Deutlichkeit durchgeführt wird. Recht häufig findet man unter der Schliffkehle breite, stark geneigte, geglättete Flächen entwickelt, welche dennoch merklich flacher sind sowohl als die versteilten Partien unmittelbar oberhalb der Schliffkehle als auch als die nach unten folgenden eigentlichen Trogwände. In solchen Fällen entsteht die Frage, ob es sich um stark überformte alte Talbodenreste, also um echte Trogschultern handelt.

Hält man sich vor Augen, daß der wahrscheinliche Querschnitt eines durch einen vorbeiströmenden Talgletscher überarbeiteten, vordem geraden oder schwach konvexen Hanges (vgl. Abb. 2) im oberen Teil die Versteilerung oberhalb der Schliffkehle aufweisen muß, dann unterhalb der Kehle fast in Parallelität zum ursprünglich vorhandenen Böschungswinkel, aber nach unten allmählich steiler werdend, sich fortsetzen muß, bis er schließlich in die eigentlichen Trogwände übergeht, so sieht man die Möglichkeit, solche Formen ohne Zuhilfenahme alter Talbodenreste zu erklären. Namentlich dann, wenn die Neigung jener zugerundeten Flächen unterhalb der Schliffkehle, aber oberhalb der Trogwände ebenso groß oder noch größer ist als das durchschnittliche Gefälle des Gehänges bzw. der Kammlinie der Nebengrate, welche oberhalb der durch die Schliffgrenze bewirkten Versteilerung zum Hauptkamm hinaufziehen, liegt keine Veranlassung vor, an alte Talbodenreste als Ursachen dieser Flächen mäßigerer Böschung über den eigentlichen Trogwänden zu denken. Bei ihnen handelt es sich ohne Zweifel lediglich um Schliffborde, d. h. um vom vorbeiströmenden Eise abgehobelte Flächen, die nach abwärts infolge der nach der Tiefe gesteigerten Abschürfarbeit des Eises, für die v. Drygalski (1912), Philippson (1912) u. a. eine Reihe von Argumenten vorgebracht haben, in die Trogwände übergehen. Derartige Schliffborde, die allem Anschein nach nicht auf alte Talbodenreste zurückgehen, sind, wie mir die nähere Betrachtung vieler Hangprofile gezeigt hat, in den Alpen häufiger als wohl gemeinhin angenommen wird. Das deutet auch v. Klebelsberg (1948 S. 353) an.

Erst dann, wenn die oberhalb der Trogwände liegenden eisüberschliffenen Verflachungen geringere Neigung besitzen als das Gehänge oberhalb der von der Schliffkehle herrührenden Versteilerung, bzw. als die Kammlinien der von dort zum Hauptkamm hinaufführenden Nebengrate (vgl. Abb. 3) ist mit einiger Sicherheit auf das Zugrundeliegen alter Hangverflachungen oder Talbodenreste zu schließen. In solchen Fällen liegen echte Trogschultern vor. Daß derartige Trogschultern sogar zu mehreren übereinander tatsächlich vorkommen, und sich als überformte Reste alter Talböden erweisen lassen, ist seit L utensach's Tessinarbeit gesichert und ist auch in vielen anderen Fällen erwiesen.

Aber nicht genügend beachtet scheint mir bisher die Unterscheidung der beiden eben angedeuteten grundsätzlich verschiedenen Trogquerprofile mit Verflachungen oberhalb der Trogwände, des echten Trogschulterprofils mit ziemlich flachen Schulterflächen und des Schliffbordprofils mit weit steileren Böschungen oberhalb des eigentlichen Troges. Die Trogschulterprofile finden sich am häufigsten in glazialen Landschaften mit ausgeprägtem Stockwerkbau, mit einem

Mittel- oder Flachrelief in der Höhe und jähen Talkerben darunter. Die Schliffbordprofile finden sich vor allem in Gebieten mit hohen, mäßig steilen Durchschnittsböschungen. Werden in tief zertalten Gebirgen die Gehänge gar zu steil, so ergibt sich bei starker Talvergletscherung der von DISTEL (1912) beschriebene Typus der ganztaligen Tröge.

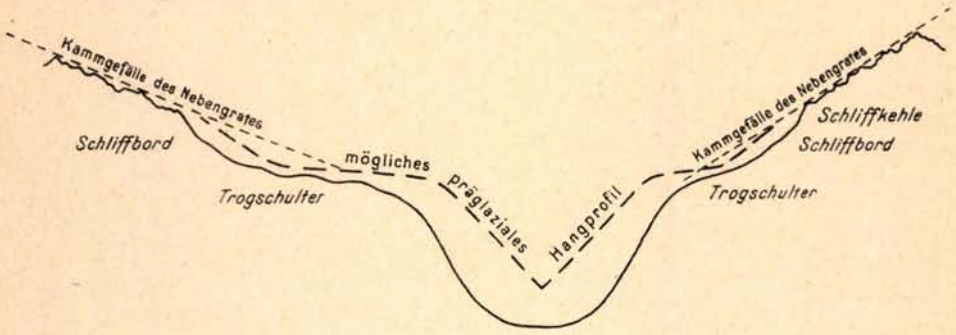


Abb. 3. Schematisches Querprofil eines Trogtales mit echten Trogschultern. (Die Schulterflächen sind flacher als das allgemeine Kammgefälle oberhalb der Schliffkehle. Ihre Entstehung ist daher durch die einfache Annahme einer allmählichen Zunahme der glazialen Erosionsbeträge von der Schliffkehle an nach abwärts nicht erklärbar. Grob gestrichelt: Eine mögliche Form des zugrunde liegenden präglazialen Talprofils. Sie zeigt Talterrassen.)

Hier sollte vor allem darauf hingewiesen werden, daß ein Trogprofil mit steilem Schliffbord ohne weiteres aus der glazialen Umformung eines vorher bestehenden einfachen Kerb- oder Sohlentales hergeleitet werden kann unter der physikalisch wahrscheinlichen Annahme, daß die Erosion des Talgletschers an der Schliffgrenze mit einem bestimmten Betrag einsetzt, daß sie hangabwärts gegen den Bettgrund zunächst zunimmt bis zu einem Maximum und daß sie dann unter Umständen gegen die Bettmitte wieder abnehmen kann. Die Eintiefung des Profils an der Schliffkehle gibt hierbei einen Anhalt für die vom Gletscher am Rande mindestens geleistete Erosionsarbeit.

Literaturverzeichnis
(nur besonders wichtige Arbeiten)

AHLMANN, H. W. son: Geomorphological studies in Norway. - Geogr. Ann. 1919.

ALLIX A. & PERRET R. A.: A propos d'érosion glaciaire, discussion de quelques idées nouvelles. - Ann. de Géogr. 1930.

AMPFERER, O.: Studien über die Inntalterrasse. - Jb. geol. Reichs-Anstalt, S. 91 ff, 1904.

BURCHARD, A.: Neue Erkenntnisse zum Stufenbau der Alpentäler. - Pet. Mitt., S. 158 ff, 210 ff. 1923. — Formenkundliche Untersuchungen in den nordwestlichen Ötztaler Alpen. - Forsch. z. d. Landes- und Volkskde. **25**, H. 2. Stuttgart 1927.

BURGER, E. W.: Strittige Fragen der Glazialmorphologie. - Geogr. Jahresber. a. Österr. **16**. 1933.

CAROL, H.: Beobachtungen zur Entstehung der Rundhöcker. - Die Alpen S. 173—180. 1943. — The Formation of Roches moutonnées. - Journ. of Glaciology **1**, S. 57-59. 1947.

DAVIS, W. M.: Der glaziale Zyklus. - In „Die erklärende Beschreibung der Landformen" deutsch von A. Rühl. Leipzig und Berlin 1912.

DEMOREST, M.: Ice sheets. - Bull. Geol, Soc. Am. **54**, S. 363-400. 1943.

DISTEL, L.: Die Formen alpiner Hochtäler, insbesondere im Gebiet der Hohen Tauern. - Mitt. geogr. Ges. München 1912.

Dyrgalski, E. v.: Die Eisbewegung, ihre physikalischen Ursachen und ihre geographischen Wirkungen. - Pet. Mitt. S. 55-64, 1898. — Die Entstehung der Trogtäler zur Eiszeit. - Pet. Mitt. 1912 II.

Drygalski, E. v. & F. Machatschek: Gletscherkunde. - Enzyklop. d. Erdkde. Wien 1942.

Finsterwalder, R.: Geschwindigkeitsmessungen an Gletschern mittels Photogrammetrie. - Z. Gletscherkde. **19**, 1931. — Die Gletscher des Nanga Parbat. - Z. Gletscherkunde **25**, 1937. — Some comments on glacier flow. - Journ. of Glaciology **1**, S. 383-388. 1950.

Finsterwalder, R. & W. Pillewitzer: Photogrammetric studies of glaciers in high Asia. - The Himalayan Journ. **2**, S. 107-113. 1939.

Finsterwalder, S.: Der Vernagtferner. - Wiss. Erg. H. z. Zeitschr. d. DÖAV. **1**, 1897.

Handl, L.: Von der Marmolata-Front. - Zeitschr. d. DÖAV. 1916, 1917.

Heim, Albert: Vergleichendes über Fluß- und Gletscherwirkung. - In „Geologie der Schweiz" I, S. 356-379. Leipzig 1919.

Hess, H.: Der Hintereisferner 1893-1922, ein Beitrag zur Lösung des Problems der Gletscherbewegung. - Z. Gletscherkde. **13**, 1924. — Hintereisferner-Nachlese. - Z. Gletscherkde. **17**, 1929.

Hobbs, W. E.: The cycle of mountains glaciation - Geogr. Journ. 1910.

Johnson, D. W.: The profile of maturity in alpine glacial erosion. - Journ. of Geol. **12**, 1904.

Klebelsberg, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. I, Wien 1948.

Lautensach, H.: Die Übertiefung des Tessingebietes. - Leipzig und Berlin 1912.

Lagally, M.: Mechanik und Thermodynamik der stationären Gletscher. - Gerl. Beitr. z. Geophys. Suppl. Bd. **2**. 1933. — Zur Mechanik eines auf seiner Sohle gleitenden stationären Gletschers. - Z. Gletscherkde. **26**. 1939.

Lehmann, Otto: Die Bodenformen der Adamello-Gruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. - Abh. geogr. Ges. Wien **11**. 1920.

Machatschek, F.: Zum Problem der glazialen Denudation und Erosion. - Abh. Nat. Hist. V. Bremen 1927.

Martonne, E. de: Sur la théorie mecanique de l'érosion glaciaire. - C. R. Acad. des Sc. **150**. 1910. — L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. - Ann. de Géogr. 1910 und 1911.

Maull, O.: Glaziale Erosion, ihre Leitformen und Formengruppen. - In „Geomorphologie", Enzkl. d. Erdkde., Leipzig und Wien 1938.

Orowan, E.: The flow of ice and of other solids. - Journ. of Glaciology **1**, S. 231-240. 1949.

Penck, A. & Ed. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. I, II, III. Leipzig 1901-1909.

Perutz, M. F.: Problems of glacier flow. - Journ. of Glaciology **1**, S. 47-51. 1947.

Perutz, M. F. & G. Seligman: A crystallographic investigation of glacier structure and the mechanism of glacier flow. - Proc. Roy. Soc. A. **172**. 1939.

Philippson, A.: Der glaziale Taltrog. - Pet. Mitt. 1912.

Richter, Eduard: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. - Pet. Mitt. Erg. H. **132**. 1900.

Seligman, G.: Extrusion flow in glaciers. - Journ. of glaciology **1**, S. 12. 1947.

Sölch, H.: Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. - Pet. Mitt. Erg. H. **219**, **220**. 1935. — Trogprofile und Talstufen. - C. R. Congr. Int. Géogr. Amsterdam 1938 (1939).

Somigliana, C.: Sulla profondità dei ghiacciai. - Rendiconti della R. accad. naz. dei Lincei. Math. phys. Kl. **30**. 1921. — Sulla teoria del movimento glaciale. - Boll. Com. Glac. Ital. **11**. 1931.

Streiff-Becker, R.: Glazialerosion und Eisbewegung. - Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich **79**, 1934. — Über die Entstehung glazialer Felsformen. - Ebendort **86**, 1941.

Vareschi, V.: Die pollenanalytische Untersuchung der Gletscherbewegung. - Veröff. geobotan. Inst. Rübel, Zürich **19**. 1942.

Weinberg, B.: Über den Koeffizienten der inneren Reibung des Gletschereises und seine Bedeutung für die Theorie der Gletscherbewegung. - Z. f. Gletscherkde. **1**. 1907.

Ms. eing.: Juni 1951.

Gedanken zur Lößfrage

Von Fritz Weidenbach-Stuttgart

Das zentrale Problem der Diluvialgeologie ist nach wie vor die Gliederung des Eiszeitalters. Es ist bis heute leider noch nicht gelungen, ein für alle eiszeitlichen Ablagerungen gültiges Schema aufzustellen. Zwar gibt es für die vereisten Gebiete arbeitstechnisch brauchbare Gliederungen; wenn man aber versucht, die stratigraphische Einteilung der Moränen und Terrassenschotter mit der Gliederung der Löße in Einklang zu bringen, dann stößt man auf beträchtliche Schwierigkeiten.

Nach der herrschenden Meinung haben wir 2 würmeiszeitliche Löße und einen älteren, rißeiszeitlichen Löß. Wenn wir aber die Lößgliederung nach dem Grundsatz vornehmen, daß zu jeder Eiszeit auch ein Löß gehört, dann müßten wir auf älteren Würmterrassen den jüngeren Würmlöß, auf der jüngsten Rißterrasse aber beide Würmlöße finden. Demgegenüber stellen wir in allen vereisten Gebieten fest, daß auf den Würmmoränen und Niederterrassen so gut wie kein Löß vorkommt. Unsere stratigraphischen Schlußfolgerungen stimmen demgemäß augenscheinlich nicht. Wahrscheinlich beruht diese Unstimmigkeit auf der Tatsache, daß die Lößspezialisten 2 Würmlöße brauchen, um der Zweiteilung der Würmeiszeit, wie sie schon von A. Penck (1909) und W. Soergel (1919) gefordert wurde und in neuerer Zeit bei der Milankovitch'schen Strahlungskurve, bei B. Eberl (1930), J. Knauer (1935), J. Schäfer (1940) usw. wieder erscheint, gerecht zu werden. Es gibt aber keine stichhaltigen Argumente dafür, daß die 2 jüngeren Löße würmeiszeitlich, der ältere rißeiszeitlich ist. Umgekehrt kann man sagen, daß das Problem der Eiszeitengliederung nur gelöst werden kann, wenn auch die Entstehung des Lößes ganz allgemein und vor allem die stratigraphischen Beziehungen zwischen Löß, Moränen und Terrassenschottern geklärt wird. Die nachfolgenden „Gedanken zu Lößfrage" berühren neben dem Problem der Herkunft und Entstehung des Lößes auch deren Zugehörigkeit zu den eiszeitlichen (glazialen) fluvio- und periglazialen Ablagerungen.

Bis zu der grundlegenden Arbeit von W. Soergel über Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen im Jahr 1919 bestanden noch die verschiedensten Meinungen über Herkunft, Entstehung und Altersstellung des Lößes.

Marin, fluviatil, kosmisch, vulkanisch, fluvioglazial usw. sollte der Löß entstanden sein. Allerdings war die herrschende Meinung seit Richthofen's Untersuchungen 1877, daß der Löß zumindest großenteils äolisch sei. Während ein Teil der Geologen die Lößentstehung in die Glazialzeiten verlegte, behaupteten andere, er sei interglazial. Soergel's Arbeit brachte nun den Beweis, daß seine Hauptbildungszeit ins Glazial fällt. Seine Beweisführung stützt sich sowohl auf geologisch-stratigraphische Tatsachen wie auch insbesondere auf paläontologische und prähistorische. Er hat auch die Bedeutung der Lößgliederung für die Chronologie des Eiszeitalters klar erkannt und eine Parallelisierung der Löße mit den glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen gegeben, die zwar im Einzelnen heute nicht mehr gültig ist, aber doch für die weitere Forschung sehr beachtliche Anregungen gibt. Über die Herkunft des Lößmaterials verbreitet sich Soergel nirgends. Es ist für ihn ganz selbstverständlich, daß der Löß aus den vor den großen Eismassen liegenden Sander- und Terrassenflächen durch Fallwinde ausgeblasen wurde. Er findet dieses ganze Problem noch nicht einmal einen eigenen Abschnitt wert, sondern erwähnt dies nur mehr nebenbei.

Soergel's Arbeit bedeutet insofern nicht nur einen Abschnitt in der Lößforschung, sondern in gewisser Hinsicht einen Abschluß. Man kann es heute kaum mehr verstehen, daß erst ein großes scharfsinniges Werk geschrieben werden mußte, um die „Lößinterglazialisten" zum Verstummen zu bringen. Für uns sind die Auffassungen Soergel's inzwischen zum Allgemeingut der gologischen Wissenschaft geworden.

Umsomehr überrascht eine neuere Auffassung von F. Lotze (1948), [1]) wonach der Löß auf mehrere vulkanische Phasen auf dem Mond zurückzuführen sei. Er greift damit einen längst vergessenen Gedanken von K. Keilhack (1920) wieder auf. Wir halten es für müßig, dazu Stellung zu nehmen. Interessant ist aber, daß Lotze in geologischen Vorgängen auf unserer Erde keine Erklärung fand für die ungeheuren Mengen Löß, und daß er eben deswegen in den Kosmos griff. Die Mengenbilanz hat nicht nur ihm, sondern auch anderen Geologen immer wieder Kopfzerbrechen gemacht. J. Büdel (1944) hat — wohl aus dem gleichen Grunde angeregt — einen wesentlichen Teil des Lößstaubes aus der eiszeitlichen Frostschuttzone abgeleitet.

Während nun aber Büdel den Löß als hochglaziales Sediment auffaßt, bezweifelt H. Poser (1948), daß die Hauptmenge des Lößes im Hochglazial abgelagert wurde. Er verlegt die Lößbildung ins Spätglazial bzw. z. T. ins Postglazial. Diese neueren Auffassungen zwingen zu einer Stellungnahme. Wenn ich im Folgenden rein geologische Argumente vorbringe, so deswegen, weil sich m. E. an der stichhaltigen paläontologischen Beweisführung W. Soergel's für das hochglaziale Alter der Löße bis heute nichts grundlegend geändert hat.

Das Problem lautet also:

1. Woher kommt der Lößstaub?
2. In welchen Abschnitt einer Kaltzeit fällt die Lößbildung?
3. Wie sind die Löße stratigraphisch einzuordnen?

1. Die Herkunft des Lößes

Zuerst möchte ich zu der Auffassung J. Büdel's (1944) Stellung nehmen, nach der neben den Schotterfluren und Moränengebieten die vegetationslose Frostschuttzone als Liefergebiet wesentlich zur Lößbildung beigetragen habe.

Es kann nicht bezweifelt werden, daß Feinmaterial aus Frostschuttböden während der Eiszeiten verweht wurde. Die petrographische Ausbildung gewisser Löße weist auf Verwehungen bestimmter im Verbreitungsgebiet der Löße vorhandener Böden hin. So sind beispielsweise die Löße im Verbreitungsgebiet der Keupermergel Württembergs stellenweise merkbar rötlich gefärbt. Die Löße Oberschwabens sind glimmerreicher als gewöhnlich, und man dürfte wohl nicht fehlgehen mit der Annahme, daß der Glimmer zu einem nennenswerten Teil unmittelbar ohne Umweg über Moränen und Terrassenschotter aus den tertiären Glimmersanden ausgeblasen wurde. Aber dabei handelt es sich doch wohl um lokale Vorgänge, die für die Lößbildung im Ganzen und vor allem mengenmäßig keine entscheidende Rolle gespielt haben.

Die petrographische Verschiedenheit, wie auch der sehr stark wechselnde Kalkgehalt der Löße verschiedener Gebiete sind nicht beweisend für eine maßgebliche Beteiligung der Frostschuttzone am Ausblasungsgebiet. Sie lassen sich, wie wir später sehen werden, zwanglos anders erklären. Was aber entschieden gegen Büdel's Auffassung spricht, ist die geologische Tatsache, daß die Frost-

[1]) Vortrag auf der Tagung d. Geol. Vereinigung in Bonn 1948.

verwitterung in unseren Mittel- und Hochgebirgen so gut wie keinen Staub erzeugte, sondern nur groben Schutt. Alle unsere Mittelgebirge sind nämlich im Wesentlichen aus Sandsteinen, Kalksteinen, Dolomiten, kristallinen Schiefern und dgl. aufgebaut, also aus festen Gesteinen, die durch Frostverwitterung fast nur blockig und scherbig zerfallen, aber sehr wenig Staub liefern. Gerade die Mittelgebirge bilden aber einen ganz wesentlichen Teil der eiszeitlichen Frostschuttgebiete.

Im Hinblick auf den hohen Kalkgehalt der meisten unserer mitteleuropäischen Löße ist besonders zu beachten, daß unsere Kalkgebirge — z. B. die Schwäbische Alb — in der Eiszeit einen fast reinen Gesteinsschutt lieferten, dem höchstenfalls ein paar Prozent Kalkmergel beigemengt sind, die aus weicheren Schichten stammen. Dies kann man an jedem Aufschluß in den Schuttmassen des Weiß-Jura beobachten.

Neben dem Gebirgsland verbleiben aber noch weite Gebiete, die aus lockeren tonigen Gesteinen, Mergeln und schluffigen Sanden bestehen. Sie könnten durch Frost zwar feines Verwitterungsmaterial liefern, das verblasen werden kann. Wie schon oben erwähnt, ist dies auch örtlich der Fall; unter anderen seien unsere Keupermergel, Röt-, Lias- und Doggertone usw. genannt. Vergessen wir aber nicht, daß diese tonigen und mergeligen Gesteine auf weiten Flächen selbst mit Löß bedeckt sind. Das geringe Relief dieser Lockerböden in Verbindung mit ihrer hohen Wasserhaltefähigkeit bildete ja eben die unerläßliche Grundlage zur Entwicklung einer Grastundra und diese die Voraussetzung für die Lößablagerung bzw. -fixierung. Diese Tatsachen werden bei Betrachtung jeder geologischen Karte völlig klar, und man kann in diesem Sinne von lößfreundlichen und lößfeindlichen Gesteinsformationen sprechen.

Schon allein aus diesen Gründen kann die Frostschuttzone nicht wesentlich zur Lößbildung beigetragen haben. Man muß aber ferner berücksichtigen, daß unsere Löße nur in geringem Umfang Mineralien der Tongruppen enthalten, wie sie in unseren Böden, Tonen und Mergeln vorkommen.

Zum überwiegenden Teil bestehen die Löße aus Gesteinsstaub, Quarz, Feldspat, Kalk und Glimmer. Voraussetzung für die Entstehung unserer Löße ist also augenscheinlich die mechanische Zertrümmerung frischer Gesteine in größtem Ausmaß. Das ist ein geologisches Faktum, das nicht übersehen werden darf. Als große Gesteinsmühlen, in denen der Staub in solch ungeheuren Mengen entstand, kommen für unseren Klimabereich nur unsere eiszeitlichen Gletscher und Flüsse in Betracht.

Jedes einzelne Flußgeröll legt Zeugnis von diesem Vorgang ab. Man kann sich durch Ergänzung der einzelnen Geschiebe zum ursprünglichen — eben durch Frostverwitterung entstandenen — Gesteinsstück leicht ausrechnen, was im Fluß durch Reibung infolge Fortbewegung abgeschliffen wurde. Man braucht nur die Körnungskurven der Sedimente vom Oberlauf und Unterlauf unserer großen Ströme miteinander vergleichen, dann kann man sich etwa eine Vorstellung davon machen, welche Massen Gestein durch die Arbeit des fließenden Wassers zu Staub zerkleinert werden.

Ich habe mit einfachsten Mitteln einen Laboratoriumsversuch angestellt, um festzustellen, ob beim Übereinanderrollen von Geschieben lößähnliches Zerreibsel entsteht. Zu diesem Zweck brachte ich in eine Blechbüchse mit 12 cm Höhe und 10 cm ⌀ insgesamt 500 Gramm Kies, bestehend aus völlig gerundeten

und ganz gesunden Geröllen. Davon waren 2 Gneise, 1 Milchquarz, 6 Kalksteine und feinkörnige, dichte Kalksandsteine. Die Gerölle waren alle etwa gleich groß. Nachdem die Büchse halbvoll mit Wasser aufgefüllt war, wurde sie in einer Schüttelmaschine, wie sie in jedem bodenmechanischen Laboratorium zur Aufbereitung von Böden verwendet wird, etwa 5 Minuten lang kopfüber gedreht, um etwa noch anhaftende Schlammteilchen von den Geröllen abzuspülen. Nach nochmaligem gründlichem Auswaschen wurde der Kies nur 15 Minuten lang in der Maschine geschüttelt, wobei die Gerölle langsam, aber stoßweise übereinander kollerten. Das in 15 Minuten abgeriebene Feinmaterial reichte bereits gut aus, um mehrere mikroskopische Präparate herzustellen. Überraschenderweise entspricht sowohl die Korngröße wie auch die Kornform fast vollkommen derjenigen eines gewöhnlichen Lößes. Allerdings kommen — was nicht weiter verwunderlich ist — neben den weitaus vorherrschenden Körnern mit 0,01—0,05 mm auch untergeordnet größere bis zu 0,35 mm vor.

Der Versuch wurde nun mit einer Schüttelzeit von 3 Stunden wiederholt. Die Menge des abgeriebenen Materials betrug 2,5 Gramm, also $^1/_2$%. Bei 25 Umdrehungen pro Minute haben die Gerölle einen Weg von durchschnittlich 500 m zurückgelegt. Das dabei gewonnene Zerreibsel ist — wie erwartet — zum überwiegenden Teil sehr viel feinkörniger als Löß, die Hauptmenge liegt unter 0,01 mm ϕ.

Augenscheinlich hat in der Kugelmühle eine sehr starke Zerkleinerung des von den Geröllen abgeriebenen bzw. abgestoßenen, ursprünglich gröberen Materials stattgefunden. In der Natur werden im Gegensatz zum Versuch die von den Geröllen abgesprengten Feinteile durch das fließende Wasser — sei es in Schmelzwasserströmen, Gletschermühlen oder Gletscherbächen — sofort nach deren Entstehung in Schwebe gehalten und kommen dadurch aus dem Bereich der mahlenden Gerölle heraus, so daß es nur selten zu einer mehrfachen Zerquetschung derjenigen feinen Bestandteile kommt, die in der Korngröße dem Löß entsprechen.

Es ist klar, daß in einer Kugelmühle eine äußerst wirksame Zertrümmerung stattfindet, die wahrscheinlich viel größer ist als in einem Fluß.

Zahlenmäßige Angaben über den Abreibungseffekt in Flußgeröllen finden sich bei G. Wagner (1950). „In einem rasch fließenden Bach (2% Gefälle) brauchen Granitbrocken von 20 cm Durchmesser 11 km, bis sie auf 2 cm abgerollt sind, bei Gneis und Glimmerschiefer genügen 5—6 km. Ein weicher Sandstein dagegen ist nach 1,5 km schon ganz zerrieben. Wird ein Granitgeröll nach 300 km Weg ganz zerstört, so braucht Kalkstein dazu nur 85 km, Sandstein nur 15 km. Ein Feuerstein soll bei 1 km Weg nur 0,02% seines Gewichts verlieren. Grundgebirgsgerölle nehmen im Alpenrhein von Ilanz bis zum Bodensee von 1—1,5 m Durchmesser auf 0,1 m ab, am Oberrhein von Basel bis Mannheim von 5.9 kg auf 0,1 kg, an der Mur bei Graz nach 120 km von 220 cm^3 auf 21 cm^3. Gleichzeitig sinkt der Anteil der Gerölle von 42% auf 19%, während das Zwischenmittel (Sand, Schlamm) von 58% auf 81% zunimmt." Nach Mitteilung von P. Groschopf sind Ziegelbrocken in der Donau bei Ulm auf einer Wegstrecke von 1—2 km von Doppelfaustgröße auf Nußgröße abgeschliffen. Gekritzte Geschiebe haben bekanntlich schon nach wenigen 100 m ihre Kritzen verloren.

Man kann sich ein ungefähres Bild machen von den großen Mengen Gesteinsstaub, die bei der Bildung fluvioglazialer Schotterfluren entstehen können; die Mengenbilanz des Lößes dürfte unter Berücksichtigung dieser Vorgänge keine unerklärbaren Schwierigkeiten bereiten.

Daß natürlich auch unsere eiszeitlichen Gletscher beachtliche Mengen von Gesteinsmehl geschaffen haben, beweisen die mergelig-schluffigen Grundmoränen und Bändertone. Selbstverständlich sind den eiszeitlichen Strömen bedeutende Mengen feinen Zerreibsels in Form von Gletschermilch zugeführt worden. Im Vergleich zu dem in den Schmelzwasserströmen selbst entstandenen Gesteinsmehl dürften sie aber stark zurücktreten. Nicht vergessen darf man, daß das von Gletschern erzeugte Gesteinsmehl zum großen Teil wesentlich kleinere Korngrößen aufweist, als diejenigen, die wir im Löß finden. Das beweisen zahlreiche Analysen von Geschiebemergeln.

Die Verblasung des Staubs kann nur erfolgen, wenn er — in nicht bindiger Form — austrocknet. Unsere verwilderten eiszeitlichen Flüsse mit ihren weiten Schotterfluren und stets wechselnden, ganz flachen bzw. nur wenig in die Schotterterrasse eingetieften Gerinnen boten hiefür günstigste Bedingungen. Im Gegensatz zu unseren heutigen Flüssen mit ihren tief eingeschnittenen Läufen, führte jedes Ansteigen des Wasserspiegels zur Überschwemmung weiter Gebiete im Bereich der eiszeitlichen Schotterfluren. Vielleicht konnten zeitweise schon im täglichen Rhythmus der Wasserführung größere Flächen immer wieder im Wechsel überschwemmt und trockengelegt werden. Jedenfalls aber verursachten die großen Frühjahrsüberschwemmungen Überflutungen weit ausgedehnter Gebiete. Solange wie die Akkumulation im Bereich unserer eiszeitlichen Schotterfluren anhielt, wurden daher auch immer wieder neue Massen von Gesteinsstaub herangebracht, und da dieser in Mischung mit Sand, also in nicht bindiger Form über Kies abgelagert wird, konnte er oberflächlich leicht austrocknen und ausgeblasen werden.

Man könnte dagegen zwar einwenden, daß ja auch unsere heutigen Flüsse noch Kies transportieren, und daher Gesteinsstaub entsteht. Dem ist aber entgegenzuhalten, daß die heutigen wie auch die spät- und postglazialen Flüsse fast ausnahmslos überall eine vergleichsweise schmal begrenzte Abflußrinne und wenig ausgedehnte Überschwemmungsfläche haben; der Gesteinsstaub wird also abtransportiert oder bleibt im Mündungsgebiet unter Wasser als Schlick liegen. Die weiten vegetationslosen Schotterfluren kommen heute nur noch in arktischen Gebieten und in kleinem Ausmaß im Oberlauf mancher Gebirgsflüsse vor, und hier geht die Lößbildung, wenn auch nur örtlich und in geringem Maße, heute noch weiter. So erwähnt Alb. Heim (1917), daß in der Gegend zwischen Chur und Feldkirch im letzten Jahrhundert vor der großen Rheinregulierung bei Föhnlage noch Löß entstand, der nach seinem Aussehen und Verhalten diluvialen Lößen ähnlich ist, z. T. etwas sandiger ist. R. Lauterborn (1912) beschreibt, wie sich aus den dortigen Sandbänken mächtige Staubwolken erhoben und der Staub sich wieder an den benachbarten Hängen ablagerte. Ähnliche Staubverwehungen sind mehrfach von Grönland, Island und anderen noch vereisten Gebieten beschrieben.

Wenn man nun auch annehmen darf, daß der überwiegende Teil des Lößes aus den glazialen Schotterfluren stammt, so kann natürlich nicht bezweifelt werden, daß auch die Moränengebiete als Ausblasungsbereich ihren Beitrag lieferten. Ich möchte aber diesen Anteil nicht sehr hoch einschätzen und zwar aus folgenden Gründen:

1. Das Moränengebiet war zur Hochglazialzeit mit Eis bedeckt, die Ausblasung konnte also erst beim Rückzug einsetzen.
2. Der Rückzug des Eises erfolgte mit starker Verzögerung erst lange nach der tiefsten Klimadepression, so daß die Pflanzen rasch vom eisfrei werdenden Land Besitz ergriffen.

3. Die Feinbestandteile der Moränen, die als Ausgangsmaterial für Löß in Frage kommen, sind in bindiger Form festgelegt und konnten weniger durch Austrocknung, sondern eher noch durch Gefrieren so gelockert werden, daß der Wind sie verblasen konnte.
4. Im Gegensatz zu den Schotterterrassen findet im Moränengebiet keine Erneuerung des Materials statt, so daß sich bald oberflächlich ein Steinpflaster bilden müßte.

Alles in allem dürfte der Anteil der Moränengebiete an der Lößbildung recht gering, wahrscheinlich sogar noch geringer sein, als derjenige der Frostschuttzone, die im Hochglazial frei lag, und wo durch Solifluktionsvorgänge wenigstens immer wieder neues Material an die Oberfläche gelangte. Rechnerisch wird man natürlich schwer im Einzelnen nachweisen können, wie viel des Lößes von den Schotterfluren, wieviel anderswoher stammt. Mag aber diese Rechnung ausfallen wie sie will, so kann man nicht an der Tatsache vorbeigehen, daß während der Eiszeit für die Staubauswehung außer dem heutigen Festland noch weitere große vegetationslose Gebiete zur Verfügung standen, die heute unter Wasser liegen. Während der Eiszeiten waren ja große Mengen Wasser als Eis festgelegt. Der Ozeanspiegel lag daher rd. 90 m tiefer als heute. Große Gebiete des Kontinentalschelfs waren damals Land. Die Flüsse bauten weit in das Gebiet der heutigen Schelfmeere hinaus Schotterfluren auf, aus denen beachtliche Mengen Löß ausgeweht werden konnten. Man darf ferner in Betracht ziehen, daß mit der Regression des ozeanischen Wassers Streifen um Streifen der Meeressedimente trockengelegt und von der Brandung wieder aufgearbeitet, in Mischung mit Sand am Strand abgelagert, und die feineren Körnungen vom ungehemmt über das Meer hinbrausenden Seewind weit ins Land hinein fortgetragen wurden. In den breiten Schelfgebieten herrschten, wie heute so erst recht zur Eiszeit, geradezu ideale klimatische Vorbedingungen für die Ausblasung. Wie weit allerdings die Strandsedimente selbst sich zur Ausblasung eigneten (Korngröße, Bindigkeit), mag dahingestellt sein. Ich möchte auch die Bedeutung der Strandzone für die Lößbildung nicht überschätzen; aber rein flächenmäßig betrachtet, ist das Gebiet gewiß auch nicht zu unterschätzen. Es muß jedoch weiteren Arbeiten überlassen werden, zu untersuchen, wie groß der Anteil des Lößes von den Flußterrassen, die heute unter Wasser liegen, und vom Schelf her sein kann.

Bei der Betrachtung von Karten, welche die flächenmäßige Verbreitung des Lößes darstellen, fällt sofort auf, daß die Hauptmasse in der Umgebung der großen Flüsse abgelagert wurde. Gute Beispiele hiefür sind der Rhein, die Donau, der Mississippi. Aber auch die riesigen Lößablagerungen in China liegen im Einflußbereich der beiden Flußgiganten Hoang-Ho und Jangtse-Kiang. R. Grahmann hat 1932 auf diese Tatsache hingewiesen und daraus gefolgert, daß die glazialen Schotterfelder das hauptsächliche Ausblasungsgebiet darstellen. Ich schließe mich dieser Auffassung in vollem Maße an und erblicke keinerlei Schwierigkeiten, die großen Mengen Löß aus den eiszeitlichen Überschwemmungsgebieten der großen Schmelzwasserströme abzuleiten. Alle anderen Ausblasungsgebiete spielen demgegenüber eine untergeordnete, wenn nicht nebensächliche Rolle. Aber noch eines wird einem bei dieser Betrachtungsweise klar, nämlich der Kalkgehalt des Lößes. Für die Herkunft des Kalks stehen ganze Gebirge zur Verfügung. In unseren eiszeitlichen Flüssen und Gletschern wurden die Kalksteine zu Mehl und Staub zerrieben und kamen körnig in den Löß. Erst diagenetisch wurde dann der Kalk aufgelöst und bildet nun heute einen Film

um alle Körner. Daß der Kalkgehalt norddeutscher Löße z. B. wesentlich geringer ist als derjenige der süddeutschen, beruht eben auf dem Umstand, daß die Schmelzwasserströme Süddeutschlands (Rhein und Donau) viel mehr Kalkgerölle mitführen. Die Löße Niederösterreichs sind so ungewöhnlich kalkreich, weil die Zubringer der Donau von den Ostalpen her vorwiegend kalkalpines Material transportieren. Der Kalkgehalt der Löße ist also völlig abhängig vom jeweiligen Einzugsgebiet der Schmelzwasserströme, welche die Schotterfluren im Vorland aufbauten. Die großen Unterschiede weisen übrigens darauf hin, daß die Verblasung nur auf relativ beschränktem Raum erfolgte und nicht über viele hundert Kilometer reichte. Dies hängt wahrscheinlich mit dem Wirkungsbereich der Antizyklonen über den Eiskalotten zusammen. Die Auffassung von GANSSEN (1922), daß der Kalk durch bodenbildende Vorgänge bei aridem Klima entsteht, ist unhaltbar, weil durch Verwitterung oder Bodenbildung immer nur soviel Kalk entstehen kann, als im Substrat Ca-Ionen zur Verfügung stehen. Überdies müßten bei diesem Vorgang Resttone entstehen, welche in Lößen nicht vorhanden sind.

2. In welchen Abschnitt einer Kaltzeit fällt die Lößbildung?

Wir folgern aus den obigen Darlegungen, daß der Löß zum weitaus größten Teil hochglazial sein muß. Im Hochglazial flossen die Schmelzwässer unserer Gletscher über große Schotterfluren zum Meer, ohne daß sie vorher in Staubecken (Ostsee, Bodensee z. B.) ihre Sedimente ablagern und dann geklärt weiterfließen konnten. Im Hochglazial lagen die Schelfe trocken. Im Hochglazial waren in unserem Klimagürtel die Wälder verschwunden und hatten der Grastundra Platz gemacht, in der überhaupt Löß sedimentiert bzw. fixiert werden konnte. Im Hochglazial lief also die Mühle auf vollen Touren. In diese Zeit fällt die Ablagerung der Hauptmasse unserer Löße.

Das zeigen auch alle Lößprofile. Die Serie einer Kaltzeit beginnt — wie H. FREISING (1951) an zahlreichen Lößprofilen nachweisen konnte — jeweils mit Fließerden, deren Material dem anstehenden Untergrund bzw. höher am Hang gelegenen Schichten entstammt. Nach oben verzahnen sich diese Fließerden gewöhnlich mit Löß. Darüber folgt dann eine geschlossene Serie reinen Lößes, der allerdings — wie dies nicht anders zu erwarten ist — ebenfalls Fließerscheinungen zeigt, wenn diese bisweilen auch nur schwer zu erkennen sind. Es zeigt sich also, daß beim Anbruch einer Kaltzeit im nicht vereisten Gebiet zuerst einmal Bodenfließen eintritt, ohne daß wesentlich Löß angeweht wird. Im weiteren Verlauf der Kaltzeit wird dann immer mehr Löß angeweht, der sich mit den Fließerden verzahnt. Dies entspricht der Vorstoßphase. Schließlich werden die Bodenfließvorgänge vollkommen von der Lößanwehung überwältigt, so daß bei geringem Geländerelief Fremdmaterial nicht mehr in den Löß einfließt. Dies entspricht dem Hochglazial = Höchststand unserer Gletscher.

Mit dem Ende des Hochglazials = Höchststand der Gletscher hört augenscheinlich die Lößsedimentation plötzlich auf. Fließerden, wie sie an der Basis der Löße zu finden sind, fehlen im Hangenden. Dies beruht wohl darauf, daß vom Zeitpunkt des Rückzugs der Gletscher an die Flüsse weniger Schotter zu transportieren hatten, weil ein großer Teil des Gletscherschuttes in abflußlosen Seebecken sedimentiert wurde und nicht mehr ins Vorland gelangt. Die Schmelzwässer konnten daher nach Durchfluß der Stauseen erodieren und in geschlossenen Rinnen abfließen. Die breiten Schotterfluren kamen infolgedessen aus dem

Überschwemmungsbereich heraus und wurden — wie Schelf und Festland — schnell von einer Vegetationsdecke überzogen.

Es zeichnen sich hier gewisse Parallelen im Aufbau unserer Lößprofile und unserer glazialen Schotterprofile ab: Vorstoßphase, Hochglaziale Phase, starkes Zurücktreten der Rückzugsphasen. Es sei in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, daß W. Soergel (1919) auf anderem Wege ebenfalls zu der Auffassung gelangte, daß die Lößbildung in der Hauptsache ins Hochglazial fällt, wie dies aus seiner sehr instruktiven Skizze hervorgeht.

Er weist darauf hin, daß das Abschmelzen der Gletscher nicht nur am Rande erfolgte, sondern bei Eintritt einer Klimaverbesserung auch flächenhaft an der Oberfläche. Dies hatte zur Folge, daß sich die Gletscheroberfläche mit einer gegen Ausstrahlung schützenden Schmutzschicht überzog und infolgedessen die Antizyklonen über den Eiskalotten abgebaut wurden.

Man darf wohl mit Recht annehmen, daß das Land sich unter diesen klimatischen Bedingungen rasch wieder besiedelte. Einzelne klimatisch besonders begünstigte Stellen werden wärmeliebenden Tieren und Pflanzen die Möglichkeit gegeben haben, die Kaltzeit zu überdauern, ebenso wie arktische Pflanzen in unserem Klimagürtel heute noch da und dort dürftige Lebensbedingungen finden. Von solchen Stellen aus konnte die Besiedelung noch beschleunigt werden. Die Verhältnisse in arktischen Ländern, z. B. Grönland, zeigen uns, daß die Pflanzenwelt eine ungeheure Vitalität hat und dem weichenden Eis fast auf dem Fuße folgt.

3. Wie sind die Löße stratigraphisch einzuordnen?

Es wurde bereits erwähnt, daß wir im mitteleuropäischen Raum i. a. einen älteren und 2 jüngere Löße haben. H. Freising (1951) hat dies insbesondere an württembergischen Lößprofilen bestätigt. Allerdings hat er darauf hingewiesen, daß die Bodenhorizonte (Göttweiger und Kremser Horizont) keine einheitliche interglaziale Bildung darstellen, sondern daß der obere Teil fast immer ortsfremd, d. h. periglazial verflossen ist, und bereits mit dem darüberliegenden Löß zu einer Kaltzeit gehört. Es ist das besondere Verdienst seiner Arbeit, auf diese Fließvorgänge hingewiesen zu haben. Denn augenscheinlich sind auch Bodenhorizonte, die inmitten eines Lößes eingeschwemmt wurden, gelegentlich als interglaziale Bodenbildung aufgefaßt worden, was natürlich zu einer falschen Interpretation der Löße Anlaß gab.

Außer J. Büdel (1949) vertreten seit W. Soergel's Arbeit fast alle Geologen und Geographen, die sich mit Lößfragen befassen, die Ansicht, daß die beiden jüngeren Löße der Würmeiszeit angehören. Sie stellen den älteren demgemäß zur Rißeiszeit. Die Göttweiger Bodenbildung, welche zwischen den beiden jüngeren Lößen liegt, ist nun aber so mächtig, daß man nicht mehr von einem Interstadial im Würm sprechen kann. Der Bodentyp der Göttweiger Zone — es handelt sich i. a. um einen Braunlehm — kann nur in einer Warmzeit entstanden sein. Wir kommen also auf Grund dieser Tatsachen zwangsweise zu der Vorstellung, daß die beiden Kaltzeiten, denen die 2 Löße entsprechen, durch eine lange Warmzeit getrennt sind. Man glaubte dieser Tatsache gerecht zu werden, indem man 2 Phasen der Würmeiszeit annahm.

A. Penck hat ursprünglich die Würmeiszeit untergegliedert, später aber seine Laufen- und Achenschwankung fallen lassen. Er glaubte längere Zeit, daß die Lößbildung ins Interglazial falle, hat aber in späteren Jahren anerkannt, daß die Löße glazialen Ursprungs sind. Größere Bedeutung für die Eiszeitgliederung hat er den Lößen jedoch nicht beigemessen.

B. Eberl (1930), J. Knauer (1935) und J. Schäfer (1940) haben die würmeiszeitlichen Ablagerungen Bayerns ebenfalls zweigeteilt. Während A. Penck (1909) die Äußere Jungendmoräne als weitesten Vorstoß auffaßte, stellen sie dieselbe zu Würm II und erblicken in überfahrenen Endmoränen innerhalb der Jungmoränenlandschaft das ältere Würm (W I).

J. Schäfer (1940) hat die Niederterrasse im bayrischen Rottal als Altwürm (W I) aufgefaßt, die Niederterrasse im Illertal als Jung-Würm (W II). Insbesondere wurde er neben morphologischen und petrogaphischen Gründen dazu veranlaßt durch die Beobachtung, daß über den Niederterrassenschottern im Rottal ein Lehm liegt, den er als Lößlehm, zugehörig zu W II, deutete. Nun ist aber keineswegs erwiesen, daß es sich bei diesem Lehm auch tatsächlich um Lößmaterial handelt, das an Ort und Stelle abgelagert wurde. Wahrscheinlich liegen periglaziale Fließerden vor, die sich aus tertiären Feinsanden, älteren verwitterten Schottern und alten Lößlehmen aufbauen und vom benachbarten Hang würmeiszeitlich abflossen. H. Graul [2]) hat überzeugend dargelegt, daß es sich bei den Niederterrassenschottern des Rottals um eine Ablagerung handelt, die kurz vor dem weitesten Gletschervorstoß des Würmgletschers (Äußere Jungendmoräne) vom Illergletscher aufgeschüttet wurde, zu einer Zeit also, wo der Rheingletscher die Wasserscheide Rhein-Donau noch nicht überschritten hatte und seine Schmelzwässer — wie auch später beim Rückzug wieder — am Eisrande entlang auf Umwegen zum Rißtal entsandte.

W. Soergel (1919) betrachtet — ebenfalls im Gegensatz zu A. Penck — die Äußere Jungendmoräne nicht als Ablagerung des älteren Würmvorstoßes, sondern glaubt, daß die Größte Vergletscherung der Schweizer Geologen dem ältesten Würm entspricht. Er beruft sich dabei auf einige Beobachtungen im Altmoränengebiet bei Saulgau sowie auf die Forschungen C. Gagel's (1914) und M. Schmidt's [3]) in der Gegend von Biberach. Die dortigen Endmoränen machen tatsächlich einen beachtenswert frischen Eindruck. Ich habe vor 15 Jahren den ganzen Kranz dieser Moränen genau kartiert und szt. festgestellt, daß sie nach ihrer morphologischen Erscheinungsform den Würmmoränen näher stehen als den Rißmoränen. Ich habe sie szt. als Riß II bezeichnet.

Inzwischen wurden nun weitere geologische Spezialkarten im Altmoränengebiet Oberschwabens aufgenommen, und insbesondere hat sich H. Graul neuerdings mit der Gliederung der rißeiszeitlichen Ablagerungen eingehend befaßt. Wir wissen heute, daß diejenigen Terrassenschotter, nach denen A. Penck (1909) seine Rißeiszeit benannte, im Rheingletschergebiet zur jüngsten Rißeiszeit (= Jungriß) gehören und daß die Rißmoränen Penck's älteren Phasen der Rißeiszeit angehören, die wir als Mittelriß und Altriß bezeichnen.

W. Soergel (1919) hat seinen jüngeren Löß II (nach Freising Löß III) der Äußeren Jungendmoräne als der nach seiner Meinung jüngeren Würmphase zugeordnet, den jüngeren Löß I (Freising's Löß II) aber denjenigen Moränen, die nach unserer neueren Auffassung zu Jungriß (oder gar zu Mittelriß) gehören. Wenn Soergel (1919) diese Moränen als älteres Würm aufgefaßt wissen will, dann muß dem entgegengehalten werden, daß Penck (1909) gerade diese Moränen und die zugehörigen Schotterterrassen als klassisches Riß bezeichnet und seine ganze Eiszeitengliederung darauf aufgebaut hat. Wir können und dürfen an diesen Festlegungen nicht rütteln,

[2]) Vortrag der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Stuttgart 1950.
[3]) Siehe W. Soergel 1919, S. 82.

wenn wir nicht die ganze PENCK'sche Nomenklatur fallen lassen wollen. Aber SOERGEL hat — wohl mehr intuitiv — ganz richtig erfaßt, daß der Löß III zu derjenigen Eiszeit gehört, welche durch den Äußeren Jungendmoränenkranz und die zugehörige lößfreie Niederterrasse durch PENCK als Würmeiszeit festgelegt wurde. Auch den Löß II hat SOERGEL im großen ganzen geologisch richtig eingeordnet, er hat nur die PENCK'sche Nomenklatur falsch angewandt. Heute, wo genauere geologische Untersuchungen vorliegen, können wir sagen, daß der Löß II zur Jungriß-Eiszeit gehört. Der ältere Löß (Löß I) müßte folgerichtig zur Mittelriß-Eiszeit gestellt werden. Aber darüber läßt sich heute noch nichts sagen, weil genaue Profilaufnahmen in denjenigen Gebieten fehlen, wo man über die Stratigraphie der Schotterterrassen im Klaren ist.

Wenn wir die beschriebenen Verhältnisse im Alpenvorland stratigraphisch auswerten wollen, dann ergibt sich zwangsläufig, daß nur ein einziger Löß würmeiszeitlich ist, nämlich der Löß III. Er liegt auf der verwitterten Jungrißterrasse.

Wir müssen ferner, wollen wir den Auffassungen PENCK's über Altmoräne-Hochterrasse gerecht werden, den Löß II ins Jungriß stellen, den Löß I zu Mittelriß. Die Zweigliederung der Würmeiszeit muß fallen, die Innere Jungendmoräne sinkt zur Bedeutung eines einfachen Rückzugstadiums herab, wie dies bereits J. SCHÄFER (1940) aufgefaßt wissen wollte.

Daß es nur eine Würm-Eiszeit gibt, wie BÜDEL sagt, dafür sprechen folgende Tatsachen:

1. Auf der Niederterrasse fehlt Löß im allgemeinen mit geringen Ausnahmen, die als postglazial betrachtet werden. Dies ist eine Selbstverständlichkeit, da die Niederterrasse ja Ausblasungsgebiet war und keine Grasnarbe trug, so daß es auch aus diesem Grunde nicht zur Ablagerung von Löß kommen konnte. Löß kann sich auf Terrassenschottern überhaupt erst dann ablagern, wenn sich im Verlauf einer Warmzeit eine genügend dicke Verwitterungs- bzw. Bodendecke gebildet hat. Nur auf einem Verwitterungsboden kann eine Grastundra sich halten, während reine Schotter so durchlässig sind, daß das Bodenwasser für Pflanzenleben unter eiszeitlichem Klima nicht ausreicht. Der Niederterrassenschotter im Rottal ist von gleichaltrigem periglazialem Gehängeschutt überdeckt worden, nicht von Löß.
2. Auf der verwitterten Jungriß-Terrasse liegt nur ein einziger Löß, nämlich der Würm-Löß = Löß III. Hätten wir 2 Würmlöße, dann müßten wir sie auf den jüngsten Rißterrassen (also PENCK's klassischem Riß) irgendwo finden. Dies ist bis jetzt an keiner Stelle gelungen.
3. Die Verwitterung der würmeiszeitlichen Ablagerungen — Moränen wie Terrassenschotter — ist im ganzen Bereich des Rheingletschers, und soweit meine Beobachtungen reichen, unter Berücksichtigung besonderer lokaler Verhältnisse (vgl. F. WEIDENBACH 1939) auch im übrigen Alpenvorland überall etwa gleich tief; bei den Schotterterrassen des Rheingletschers etwa 70 cm bis 1 m. Sie steht in gutem Einklang mit der Verwitterungstiefe des Löß III.
4. Im Jungmoränengebiet sind augenscheinliche morphologische Unterschiede nicht vorhanden. Wenn die Innere Jungendmoräne

einer selbständigen Kaltzeit entsprechen würde, müßten aber die außerhalb liegenden Würmmoränen (periglazial) verflossen sein und evtl. örtlich auch Lößüberwehungen zeigen.

5. Die Niederterrassen sind — mit Ausnahme der Rottalterrasse — immer mit morphologisch scharfer Unterschneidungskante gegen die umgebende Landschaft abgegrenzt und tragen nirgends periglaziale Schuttdecken.

In neuerer Zeit kommt auch A. Jayet (1946 u. 1947) zu der Ansicht, daß es nur ein Würm gibt. Alle innerhalb Penck's Äußerer Jung-Endmoräne liegenden Moränenkränze betrachtet er als Rückzugsstadien.

Die Unsicherheit, die in den letzten Jahren mit dem zweifellosen Fortschritt unserer geologischen Erkenntnisse in die Chronologie des Eiszeitalters und die Stratigraphie der eiszeitlichen Ablagerungen hereingekommen ist, beruht darauf, daß es an einer Gesamtschau aller eiszeitlichen Erscheinungen fehlte. Man kann keine stratigraphischen Arbeiten nur auf Grund der Ablagerungen im einst vergletscherten Gebiet machen, ohne daß man die periglazialen Erscheinungen und insbesondere die Löße berücksichtigt und umgekehrt. Ferner hat man aber auch immer wieder versucht, die geologischen — und vorgeschichtlichen — Erkenntnisse in Einklang mit der Strahlungskurve zu bringen. Dabei wurde der Strahlungskurve vielfach unbewußt, wenn auch nicht zugestanden, der Vorrang eingeräumt. Solange wir in der Diluvialgeologie die Penck'sche Nomenklatur verwenden, müssen wir uns aber auch an seine Terminologie halten, ob nun unsere Forschungsergebnisse mit der Strahlungskurve harmonieren oder nicht. Dies besagt gar nichts gegen die Strahlungskurven selbst. Vielleicht müssen wir sie nur anders übersetzen, als dies bisher geschah. Vielleicht sind wir dann auch bald in der Lage, jedem Strahlungsminimum eine entsprechende Kaltzeit zuzuordnen, jedem Maximum eine Warmzeit.

Zusammenfassung. Die Löße stellen zum weitaus überwiegenden Teil das Ausblasungsprodukt aus glazialen Schotterfluren dar, die während der Kaltzeiten infolge eustatischer Meeresspiegelschwankungen weit ins Gebiet der heutigen Schelfmeere hinaus reichten. Demgegenüber ist der Lößanteil mengenmäßig untergeordnet, der aus der Frostschuttzone, aus den Moränen oder aus dem trockengefallenen Schelf ausgeblasen wurde. Die Löße sind vorwiegend hochglazial. Ein kleiner Teil gehört sicher der Vorstoßphase an. Dagegen hört die Lößbildung unmittelbar nach dem Höchststand der Gletscher auf. Rückzugslöße spielen in der Gesamtbilanz der Löße eine sehr geringe Rolle. Der Löß III gehört der Würm-Eiszeit (im Sinne Penck's), der Löß II der Jungriß-Eiszeit und der Löß I wahrscheinlich der Mittelriß-Eiszeit an. Es gibt nur eine einzige Würmeiszeit. Die Milankovitch'sche Strahlungskurve ist falsch interpretiert worden und hat zu Verwirrungen in der Eiszeitenchronologie und Stratigraphie geführt.

Verzeichnis der angeführten Schriften

Büdel, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. - Klimaheft der Geolog. Rundschau, 1944. — Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters. - Die Naturwissenschaften, 1949.

Eberl, B.: Die Eiszeitenfolge im nördl. Alpenvorland. Augsburg 1930.

Freising, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördl. Württemberg. - Jh. Geol. Abt. d. württ. statist. L.A. **1**, 1951.

Gagel, C.: Probleme der Diluvialgeologie. - Branca-Festschrift 1914. — Die letzte große Phase der diluvialen Vergletscherung Norddeutschlands. - Geol. Rundschau **6**, 1915.

Ganssen, R.: Die Entstehung und Herkunft des Löß. - Mitt. a. d. Labor. d. preuß. geol. L.A. **4**, 1922.
Grahmann, R.: Der Löß in Europa. - Mitt. Ges. Erdk. Leipzig **51**, 1930/31.
Heim, A.: Geologie der Schweiz. 1917.
Jayet, A.: Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève. - Ecl. geol. Helv. **39**, 1946. — Une nouvelle conception des glaciations quaternaires, ses rapports avec la paléontologie et la préhistoire. - Ecl. geol. Helv. **40**, 2, 1947.
Keilhack, K.: Das Rätsel der Lößbildung. - Z. deutsch. geol. Ges. **72**, 1920.
Knauer, J.: Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. - Abh. geol. Landesunters. bayr. Oberbergamt 1935.
Lauterborn, R.: Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flußbett des Rheins, ein Beitrag zur Lößfrage. - Verh. naturhist. med. Ver. Heidelberg. N.F. **11**, 4. 1912.
Penck, A. & Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
Poser, H.: Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit - Erdkunde 1948.
Richthofen, F. von: China, Bd. 1.
Schäfer, J.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. Augsburg 1940.
Soergel, W.: Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. - G. Fischer, Jena, 1919.
Wagner, G.: Erd- und Landschaftsgeschichte 1950.
Weidensach, F.: Grundsätzliche Bemerkungen zur Ausdeutung eiszeitlicher Erscheinungen. - Oberrhein. geol. Ver. 1938.
Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. - Ferd. Enke, Stuttgart 1929.

Ms. eing.: Mai 1951.

Probleme der Terrassenbildung

Von Paul Woldstedt. Mit 3 Abb. im Text

Die meisten größeren Flüsse, z. B. Mitteleuropas, zeigen sich begleitet von einem ganzen System höherer Terrassen. Sind diese Terrassen, soweit nicht überhaupt tektonische Entstehung angenommen wird, glazialen oder interglazialen Alters? Das ist die alte Streitfrage, die in vielen Schriften zahlreicher Autoren behandelt worden ist. Es wird hier natürlich abgesehen von den Schottern und Sanden, die in unmittelbarer Verknüpfung mit Endmoränen u. dgl. auftreten. Daß diese glazial sind, wird von niemand bestritten. Wie steht es aber mit den Terrassen im Zwischenland?

I.

In Deutschland hat sich, hauptsächlich unter dem Einfluß von W. Soergel (vgl. bes. 1921, 1925, 1939), die Ansicht durchgesetzt, daß alle Terrassen glazialklimatisch bedingt seien, d. h. also in die Vorstoßphase der Vereisungen gehörten. Dafür sprechen vielfältige Beobachtungen: das Auftreten einer ausgeprägt kalten Fauna (mit *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Ovibos moschatus* usw.) in den oberen Partien der Terrassen, Verknüpfung mit glazifluvialen Ablagerungen, schließlich Überlagerung und Abschluß der Terrassenbildung durch Grundmoräne, vielfach unter Einschaltung von Bändertonen. Seit den klassischen Untersuchungen von Siegert & Weissermel (1911) im Saaleraum ist dies aus zahlreichen anderen Gebieten beschrieben worden, so von R. Grahmann (1925) aus Ober-Sachsen.

Aber seit langem waren auch Terrassen bekannt, in denen bisher nur eine warme Fauna gefunden war. Siegert & Weissermel (1911) wiesen im Saalegebiet eine Terrasse nach, die jünger als die Elstervereisung und älter als die sog.

„Hauptterrasse" des Saalegebietes ist. Sie wurde als „Höhere erstinterglaziale Terrasse" bezeichnet und enthält *Elephas antiquus,* aber keine einzige kälteliebende Form. Siegert & Weissermel sahen in ihr eine echte interglaziale Aufschotterung, in die sich der Fluß später wieder einschnitt, um in der zweiten Hälfte der Interglazialzeit von neuem aufzuschottern (Bildung der Hauptterrasse). W. Soergel sieht in der älteren Terrasse mit *Elephas antiquus,* die — mit derselben wärmeliebenden Fauna — auch im Ilm-, Gera- und Unstrutgebiet auftritt, das Äquivalent einer kleineren Eiszeit („Präriß"). Deren Einfluß sei aber nicht soweit gegangen, daß die wärmeliebenden Tiere ganz vertrieben wurden.

Diese Vorstellung macht aber Schwierigkeiten. Es kann nicht im Mittelgebirge glazialklimatische Schotterbildung geherrscht haben, während wenige hundert Meter tiefer noch die echte interglaziale Fauna lebte. Aber auch weitere Beobachtungen sind hier von Wichtigkeit. Die Hauptterrasse, deren höhere Partie zweifellos unter glazialen Bedingungen aufgeschottert wurde, ist in dieser Beziehung nicht einheitlich. Sie zeigt vielfach einen nicht unbeträchtlichen unteren Teil, der eine warme Fauna enthält. Siegert & Weissermel erwähnen aus der Saalehauptterrasse von Uichteritz *Elephas antiquus* und *Rhinoceros mercki* [1]). Den zuletzt genannten Säuger fand auch W. Barner (1941) in der entsprechenden Leineterrasse bei Gronau, wo er zusammen mit einem Faustkeil des Mittleren Acheuls geborgen wurde. Nun könnten diese Knochenreste natürlich umgelagert sein. Die Tiere hätten im eigentlichen Interglazial gelebt, und ihre Knochen wären bei der mit der Glazialzeit beginnenden Aufschotterung in den unteren Teil der Terrasse eingeschwemmt worden. Das ist zweifellos möglich.

Schwierig aber wird diese Vorstellung, wenn in ungeheurer Menge an sicher primärer Lagerstsätte *Corbicula fluminalis* auftritt, wie sie von der Unstruthauptterrase bei Körbisdorf (Siegert & Weissermel 1911, S. 152) und von H. Mertin (1940) aus der unteren Abteilung der Salzkehauptterrasse bei Köchstedt angegeben wird. Zusammen mit *Corbicula* kommt bei Köchstedt *Emys orbicularis,* die europäische Sumpfschildkröte, vor, unbestritten eine wärmeliebende Form. An einer anderen Stelle derselben Hauptterrasse tritt, sogar noch etwas höher im Profil, ein Schneckenmergel mit *Belgrandia marginata* auf. Zweifellos haben wir auch hier noch mit voll-interglazialen Verhältnissen zu rechnen. Das aber ist nicht in Einklang zu bringen mit der Vorstellung einer glazialklimatischen Schotterbildung, wie sie Soergel als allein maßgebend für die Entstehung unserer Schotterterrassen ansieht. Wir haben also bei der Hauptterrasse einen Schotterkörper vor uns, dessen untere Partie eine voll-interglaziale Fauna enthält, während die obere Partie unter glazialen Bedingungen abgelagert worden ist.

Findet sich nun hier eine warme Fauna unten, eine kalte oben, so zeigte sich z. B. bei der Untersuchung einzelner Terrassen der Themse das Umgekehrte. Die sog. „Summertown-Radley-Terrasse" der Themse, die bei Oxford etwa 7—8 m über dem Fluß liegt, enthält nach K. S. Sandford (1924; vgl. auch W. J. Arkell 1947) in den Basis-Schichten eine kalte Fauna mit *Elephas primigenius* und *Megaceros,* in ihrem oberen Hauptteil aber eine warme Fauna (*Hippopotamus, Cervus elaphus, Corbicula fluminalis* u. a.). Aus der entsprechenden Terrasse des unteren Themsegebietes bei London, der „Oberen Flood-

[1]) V. Toepfer (1933) stellt diesen Terrassenrest von Uichteritz allerdings nicht zur Hauptterrasse, sondern zu seiner 2. glazialen Terrasse, die dem e r s t e n Saalevorstoß (Riß I) entsprechen soll. Grundsätzlich ändert das die hier geäußerte Auffassung nicht, da es sich ja in beiden Fällen um Aufschotterungen handelt, die glazialklimatisch, d. h. während des Vorstoßes einer Vereisung, gebildet sein sollen.

plain-Terrasse", geben KING & OAKLEY (1936) von der Basis Torfe mit *Betula nana* und *Salix lapponum* an, während nach ZEUNER (1945) in der oberen Partie *Elephas antiquus* und *Hippopotamus* auftreten.

Hier hat also die Aufschotterung unter kalten Bedingungen begonnen und endet unter warmen — genau umgekehrt wie bei der „Hauptterrase" des Saalegebietes. Des Rätsels Lösung für die Terrassen der unteren Themse war, daß diese mit den eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels zusammenhängen. Mit dem Ansteigen des Meeresspiegels nach den Vereisungen begann der Fluß aufzuschütten, zunächst in seinem Unterlauf, aber später auch in seinem Mittellauf, wie die Summertown-Radley-Terrasse bei Oxford zeigt.

Bei anderen Terrassen der Themse, besonders bei der in die Mindel-Riß-Interglazialzeit gestellten Boyn-Hill-Terrasse im Londoner Gebiet und der wahrscheinlich gleichaltrigen Hanborough-Terrasse bei Oxford, scheint im wesentlichen nur der „warme" Anteil vorhanden zu sein.

In der Hauptsache warme Faunen, aber vielfach mit einer basalen kalten Zone, zeigen auch die mehrfach beschriebenen Terrassen der Somme. Bei diesen Terrassen ist weiter der eigentliche Schotterkörper zu unterscheiden von den teilweise unter periglazialen Bedingungen gebildeten Deckschichten (vgl. die zusammenfassende Behandlung bei ZEUNER 1945 und 1950).

Wir kennen diese wärmezeitlichen „interglazialen" Aufschotterungen aber auch von unseren Flüssen, z. B. bei der Elbe. Nach R. GRAHMANN (1931) ist die letzteiszeitliche Niederterrasse der Elbe in zum Unterlauf hin zunehmendem Maße in der Späteiszeit ausgeräumt worden, im Süden vielleicht 10—15, im Mündungsgebiet mindestens 20 m tief. Dann setzte eine Neuaufschüttung ein, die im südlichen Abschnitt (Mittellauf) Kiese und Sande, weiter unterhalb Sande ablagerte. Diese führen häufig Eichenstämme, was für ein im wesentlichen atlantisches Alter dieser Aufschüttung spricht.

In der Hamburger Gegend ist nach E. HORN (1912) innerhalb dieser jungen Aufschüttung in rund 12 m —N.N. eine etwa 1 m mächtige Kiesschicht vorhanden, die Hirschhorn-Artefakte der Kjökkenmöddinger-Zeit enthält. Das Alter dieser Schicht läßt sich danach auf etwa 4000 v. Chr. bestimmen. Weiter talabwärts finden sich marine Bildungen mit *Scrobicularia piperata, Cardium edule* und *Tellina baltica*. Darüber breitet sich Schlick aus, der offenbar im Brackwasserbereich abgesetzt wurde.

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß wir im größten Teil des Elbelaufes eine junge holozäne, d. h. wärmezeitliche Aufschüttung haben, die im mittleren Laufgebiet durchschnittlich 10 m mächtig ist und in ihrer Mächtigkeit zum Unterlauf zunimmt. Je weiter nach Nordwesten, umsomehr verringert sich der Höhenunterschied zwischen Niederterrasse und Holozänaufschüttung. Im Mündungsgebiet der Elbe liegt die Niederterasse teilweise im Niveau der holozänen Aufschüttung, teilweise taucht sie unter diese herunter.

Die holozäne Aufschüttung der Elbe hängt offenbar zusammen mit dem nacheiszeitlichen Anstieg des Meeresspiegels in der Nordsee. Sie ist nicht auf den Unterlauf beschränkt, sondern geht im Flußlängsprofil anscheinend recht weit hinauf. Wir haben hier also das Beispiel für eine echte, mindestens bis zum Mittellauf heraufgehende wärmezeitliche, d. h. „interglaziale" Aufschotterung. Als entsprechende Bildung des Niederrheingebietes dürfte die „Bimsterrasse" aufzufassen sein, die nachweislich erst nach der Allerödzeit aufgeschüttet wurde. Auch im Weser- und Emsgebiet haben wir gleichaltrige Aufschüttungen zu erwarten, die aber bisher noch nicht erkannt worden sind.

F. Zeuner (1945) bezeichnet solche mit dem Meeresanstieg zusammenhängende Aufschotterungen als „thalassostatisch". Diesem Typ gehören bestimmte Terrassen der Themse sowie der Somme an. Bei der Themse erstrecken sich sowohl die letztinterglaziale Terrasse (Summertown-Radley-T.) wie die mindel-riß-interglaziale (Hanborough-T.) mindestens bis zum Mittellauf.

Wie hoch im einzelnen die vom Mündungsgebiet ausgehende und durch den Meeresanstieg verursachte wärmezeitliche Aufschotterung ging, das hing wohl hauptsächlich von der Länge der betreffenden Interglazialzeit ab. Man kann die oben erwähnte „Höhere erstinterglaziale Terrasse" der Saale von Siegert & Weissermel vielleicht als eine solche vom Mündungsgebiet aufwärts gewanderte Aufschotterung der langen Mindel-Riß-Interglazialzeit ansehen. Sie wäre dann etwa gleichaltrig mit der Hanborough- (bzw. Boyn-Hill-)Terrasse des Themsegebietes.

Es entsteht nun die Frage, wie denn ein Ansteigen des Meeresspiegels die Ursache sein kann, daß nunmehr der Fluß beginnt aufzuschütten. Die physikalischen Kräfte innerhalb des Flußregimes, die zunächst allein für Aufschüttung oder Einschneiden verantwortlich sind, werden ja, wie es zunächst scheint, dadurch nicht verändert.

Das dürfte zutreffen für den Fall, daß ein verhältnismäßig schnelles Ansteigen des Meeresspiegels erfolgt. Anders dagegen, wenn der Meeresanstieg sehr langsam erfolgt oder zum Stillstand gekommen ist. Ein Fluß mit ausgeglichener Gefällskurve wird bei gleichbleibender Lage des Meeresspiegels ein Delta ins Meer vorschieben (vgl. hierzu Abb. 1 nach H. Quiring 1926). Dadurch aber wird allmählich im Mündungsgebiet das Gefälle geringer, und der Aufschüttungsbereich wandert ganz allmählich vom Mündungsgebiet aufwärts. Die physikalischen Kräfte innerhalb des Flußregimes ändern sich insofern, als infolge geringeren Gefälles die Transportkraft abnimmt und zwar in einer Welle, die vom Mündungsgebiet allmählich flußaufwärts wandert.

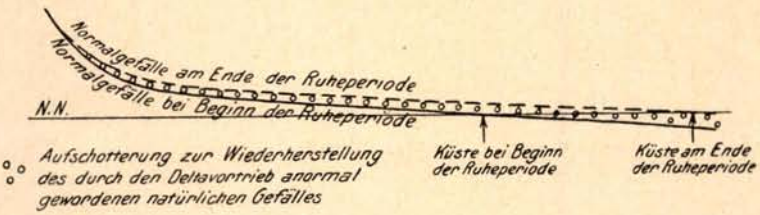


Abb. 1. Schema einer vom Mündungsgebiet aufwärts wandernden Aufschotterung bei gleichbleibendem Meeresspiegel (nach H. Quiring 1926).

Dasselbe wird, wenn auch in geringerem Maße, der Fall sein, wenn der Meeresspiegel nur langsam ansteigt und die Aufschüttung im Mündungsgebiet (Deltabildung usw.) stärker ist. Dann wird, wenn auch in geringerem Maße als in dem vorher betrachteten Falle des gleichbleibenden Meeresspiegels, eine (schwächere) Welle der Aufschüttung vom Mündungsgebiet flußaufwärts fortschreiten.

Wie oben erwähnt wurde, ist die Hauptaufschüttung der holozänen Elbe im Atlantikum und später erfolgt. Damals aber war der Hauptanstieg des Meeresspiegels nach der letzten Eiszeit längst geschehen. Von den 90—100 m, um die der Ozeanspiegel während des Maximums der letzten Vereisung tiefer stand als jetzt, waren zu Beginn des Atlantikums dem Meere mindestens 70—80 m schon wieder zurückgegeben worden. Das Ansteigen des Meeresspiegels war zu-

nächst sehr schnell vor sich gegangen. Jetzt war es stark verlangsamt, und im Zusammenhang damit setzte offenbar die Aufschüttung ein.

Die im Vorhergehenden entwickelten Anschauungen sind in dem in Abb. 2 gezeichneten Fluß-Längsprofil ganz schematisch dargestellt worden. Im Unterlauf beginnt die Aufschüttung in der noch kalten Phase des Abschmelzens der Eismassen. Sie gewinnt größere Mächtigkeit in der Warmzeit, wobei sich im Mündungsgebiet öfter marine Schichten einschalten. Am Ende der Warmzeit wird hier mit dem erneuten Sinken des Ozeanspiegels ein neues Einschneiden erfolgen. Stehen gebliebene Reste der wärmezeitlichen Aufschüttung werden an der Oberfläche Erscheinungen des periglazialen Klimas zeigen.

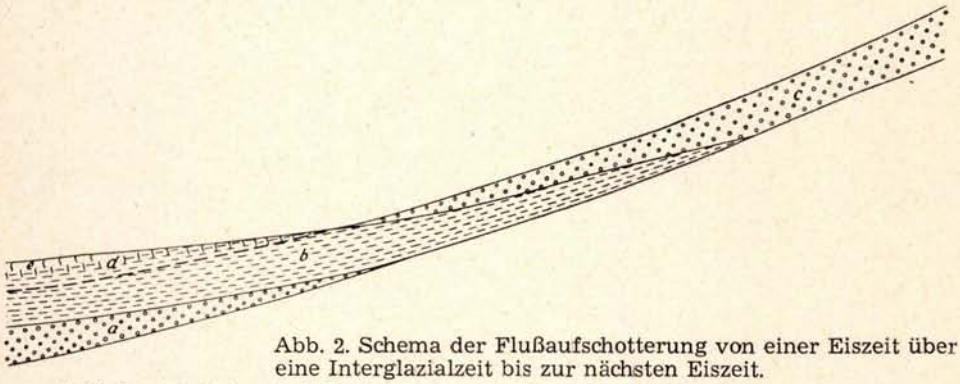


Abb. 2. Schema der Flußaufschotterung von einer Eiszeit über eine Interglazialzeit bis zur nächsten Eiszeit.
a = „Kalte" eustatische Aufschotterung im Unterlauf bei tiefem Meeresspiegel.
b = „Warme" eustatische Aufschotterung mit steigendem und ± stehendem Meeresspiegel.
c = Glazialklimatische Aufschotterung bei Beginn der nächsten Vereisung.
d = Erosion im Unterlauf mit erneut absinkendem Meeresspiegel.
e = Periglaziale Umbildung der interglazialen Aufschotterung.

Weiter oben im Flußlängsprofil wird die Hauptmenge der Aufschüttung wärmezeitlich sein. Gelegentlich kann auch hier der tiefste Teil noch kältezeitlich sein, wie das Beispiel der Summertown-Radley-Terrasse der Themse zeigt. Der wärmezeitliche Anteil der Aufschüttung wird noch weiter flußaufwärts abnehmen und hier überlagert werden von einer zum Oberlauf zunehmenden Schicht glazialklimatisch bedingter Schotter, die der nächsten Eiszeit ihre Entstehung verdanken. Sie können schließlich den gesamten Schotterkörper bilden.

So werden die Profile in den einzelnen Teilen des Flußlaufes ein ganz verschiedenes Aussehen zeigen, je nachdem wo sie gelegt werden. Auch braucht der Ablauf des Geschehens nicht so einfach zu sein, wie er hier angenommen ist. Im Saalegebiet ist, wie schon erwähnt wurde, während der Mindel-Riß-Interglazialzeit eine doppelte Schotterbildung erfolgt. Der erste Zyklus ist nur bis zur Bildung einer „warmen" Aufschüttung gegangen. Dann erfolgte — aus bisher nicht geklärter Ursache — wieder Einschneiden, worauf neue Aufschüttung einsetzte, zunächst unter warmem, dann unter kaltem Klima.

II.

Das in Abb. 2 dargestellte Flußlängsprofil, das die eustatische und glazialklimatische Terrassenbildung zusammenzufassen sucht, ist, das sei nochmals ausdrücklich betont, ein r e i n e s S c h e m a. Es berücksichtigt nicht die tiefere Einschneidung der Flüsse, die mit der kontinuierlichen Absenkung der interglazialen Meereshochstände im Laufe des Quartärs zusammenhängt (vgl. die

Arbeit „Interglaziale Meereshochstände usw." in diesem Heft). Das Schema umfaßt überhaupt nicht alle in der Natur vorkommenden Fälle. Zweifellos haben wir auch rein eiszeitliche Aufschüttungen, denen jeder wärmezeitliche Teil fehlt. Hierher gehören z. B. die meisten — nicht alle — sog. Niederterrassen unserer Flüsse. Im Elbegebiet z. B. ist die Niederterrasse vom Oberlauf bis zum Mündungsgebiet, wo sie unter die holozänen Bildungen untertaucht, eine eiszeitliche Aufschüttung. Die Zufuhr von Material aus dem periglazialen Abtragungsgebiet und von glazifluvialem Material vom Eisrande her — die Elbe war ja der „Urstrom" der letzten Vereisung — war so groß, daß die Elbe in dem ganzen jetzt noch zu verfolgenden Bereich aufschüttete. Leider fehlt uns der damalige Unterlauf der Elbe, den wir uns in etwa 500 km Länge in der Nordsee zu denken haben.

Wir verdanken F. Zeuner eine eingehende Untersuchung des unteren Themsegebietes, wobei er die wichtigen Untersuchungen von S. W. Wooldridge (1938) berücksichtigt. Er weist auf eine Reihe von Themse-Terrassen hin (Zeuner 1945, S. 114 ff),die sich durch stärkeres Gefälle sowohl der Basis wie der Oberfläche von anderen unterscheiden. Hierher gehört z. B. der „Higher Gravel Train", der möglicherweise in die Günzeiszeit gehört, weiter die als „Kingston-Leaf" bezeichnete Terrasse, die vielleicht in die Mindeleiszeit gehört. Beide sind offenbar auf einen tiefen Stand des Meeresspiegels eingestellt und in glazialen Zeiten gebildet worden.

Eine kaltzeitliche Aufschüttung vom Alter der „Niederterrasse" der meisten mitteleuropäischen Flüsse, d. h. würmeiszeitlichen Alters, ist offenbar die „Untere Floodplain-Terrasse" des unteren Themsegebietes (Northmoor-Terrasse des Oxforder Gebietes). Zeuner stellt sie in ein Interstadial Würm I/Würm II mit einem relativ hohen Ozeanspiegel. Doch ist von einem solchen hohen Ozeanspiegel innerhalb der Würmeiszeit sonst nichts bekannt. Am ehesten haben wir in dieser „Niederterrasse" eine kaltzeitliche periglaziale Aufschüttung vor uns ähnlich der, wie sie im Elbegebiet auftritt.

Es fragt sich, ob nicht auch eine entsprechende Aufschüttung der Rißeiszeit im Themsegebiet vorhanden ist. Als solche käme vielleicht die Taplow-Terrasse des unteren Themsegebietes in Frage, der die Wolvercote-Terrasse des Oxforder Gebietes entspricht. Beiden Aufschüttungen fehlt eine ausgeprägt warme Fauna. Die Wolvercote-Terrasse des Oxforder Gebietes ist tatsächlich von einzelnen Forschern als eiszeitlich angesehen worden.

Trifft die Auffassung von (mindestens) vier eiszeitlichen Aufschüttungen zu, so hätten wir im Themsegebiet folgendes Schema:

	Kältezeitl. Aufschüttung	Wärmezeitl. Aufschüttung
Günz-Eiszeit	Upper Gravel Train	
Günz-Mindel-Int.		Winter-Hill-Terr. (Finchley-Leaf)
Mindel-Eiszeit	Kingston-Leaf	
Mindel-Riß-Int.		Boyn-Hill-(Hanborough-)Terr.
Riß-Eiszeit	Wolvercote-(Taplow-)T.?	
Riß-Würm-Int.		Ob.Floodplain-(Summertown-Radley-)Terr.
Würm-Eiszeit	Unt. Floodplain-(Northmoor-)Terr.	
Postglazialzeit		Jüngste Talfüllung

Wir hätten also ein regelmäßiges Abwechseln von kälte- und wärmezeitlichen Aufschüttungen, wobei die eiszeitlichen Aufschüttungen auf einen tiefen, die interglazialen auf einen hohen Meeresspiegel eingestellt waren. Dabei erfolgt die Aufschüttung in interglazialen Zeiten von unten her und wandert flußaufwärts. Die glaziale Aufschotterung aber erfolgt von oben her und wandert nach unten.

III.

Öfter findet man in der Literatur die Vorstellung, daß eine stärkere Aufschotterung der Mittelgebirgsflüsse „unter dem stauenden Einfluß des vorrükkenden Eises" erfolgt sei. Diesen Standpunkt hat hauptsächlich O. Grupe (1912, 1926) für die Weserterrassen vertreten, wobei er teilweise ganz erhebliche Aufschotterungsmächtigkeiten annahm.

Wie aber schon Soergel (1925) ausgeführt hat, kann von einer auf weitere Entfernung wirkenden und die Mächtigkeit der normalen Flußaufschotterung verstärkenden „Stauung" durch das vorrückende Eis keine Rede sein. Ein Einfluß des Eises macht sich erst dann bemerkbar, wenn eine Abriegelung der Täler eintritt und sich vor dem Eisrand Stauseen bilden, in die die Flüsse münden. Dann aber findet keine normale Aufschotterung mehr statt, sondern der Fluß schüttet ein Delta in den Stausee hinein, während sich am Boden des Stausees Bänderton absetzt.

Deltabildungen unterscheiden sich durch ihre Lagerung (Foreset- und Topset-Beds) grundsätzlich von einer normalen Terrassenaufschüttung. Es ist merkwürdig, daß aus den Tälern unserer Mittelgebirgsflüsse bisher so wenig echte Deltabildungen beschrieben worden sind. Wir müssen sie in viel größerem Maße erwarten.

Abb. 3. Schichtenfolge im Wesertal zwischen Minden und Hameln.

Als Beispiel für einen solchen durch das vorrückende Eis abgedämmten Stausee sei hier kurz das Wesertal zwischen Minden und Hameln herangezogen. Wir finden in diesem Abschnitt überall die in Abb. 3 dargestellte Schichtenfolge (vgl. Erläut. zu den geol. Blättern 1 : 25 000). Sie beginnt unten mit der Mittleren Terrasse der Weser, die eine durchschnittliche Mächtigkeit von 12—15 m hat. Über ihr folgt Bänderton in einer Mächtigkeit bis zu 5 m, wobei die Mächtigkeit im allgemeinen in flußaufwärtiger Richtung abnimmt. Der Bänderton wird von

der meist etwa 1—2 m mächtigen Grundmoräne der Saalevereisung überlagert. Darüber schließlich folgen (bis über 50 m) mächtige Aufschüttungen nordisch-einheimischen Materials, die durch Eisschmelzwässer von Norden her in Eislücken geschüttet wurden (Kamesbildungen).

Es kann folgende Geschichte dieses Abschnittes daraus abgeleitet werden. Nach Ablagerung der Schotter der Mittleren Terrasse entstand im Raum zwischen der Porta und Hameln ein Stausee. Das kann nur dadurch geschehen sein, daß eine Zunge der Saalevereisung durch die Porta nach Süden vordrang, die den Raum östlich davon bis mindestens nach Hameln hinauf abdämmte. In den so gebildeten Stausee mündete im Südosten die Weser. Ihre Deltabildungen sind dort in wahrscheinlich nach Süden fortschreitenden Staffeln zu erwarten. Im Stausee selber wurden Bändertone abgelagert. Wenn Wasser des Stausees, d. h. letzten Endes Weserwasser, nach Westen übergeflossen ist, so kann dies als Weserwasser nicht mehr identifiziert werden, da es Wesergerölle nicht mehr transportierte, sondern irgendwelche sonstigen Gesteine, die es nach seinem Überlauf fand.

Das Eis, das zunächst nur durch die Portalücke eingedrungen war, überschritt schließlich in breiter Front auch das Weser-Bergland und überdeckte die Ablagerungen des Rintelner Stausees mit seiner Grundmoräne. Nachdem das Saale-Eis sein wahrscheinlich verhältnismäßig kurzfristiges Maximum erreicht hatte, das am Südrand der Münsterschen Bucht und im Niederrheingebiet lag, zerfiel es in ausgedehnte Toteismassen. Solche erfüllten auch das Wesertal zwischen Oeynhausen und Hameln. In ihre Lücken wurden durch Schmelzwässer des unmittelbar nördlich des Weser-Wiehengebirge liegenden aktiven Eises Sand, Kies und Schotter eingespült, die nach Abschmelzen des Eises als Kamesbildungen übrig blieben.

Ähnlich haben wir uns die Wirkung des vorrückenden Eises in den meisten Fällen vorzustellen. Nur verhältnismäßig selten kam es zu einer einfachen Laufverlegung der Flüsse. Auch fand nicht unter dem stauenden Einfluß des Eises eine Verstärkung der normalen Flußaufschotterung statt. Sondern in den meisten Fällen kam es zur Bildung von Stauseen mit Deltaaufschüttungen und Bändertonablagerung. Daß es oft nicht gelingt, einen Mittelgebirgsfluß mit seinen charakteristischen Geröllen in diesen Phasen weiterzuverfolgen, liegt, wie schon gesagt wurde, daran, daß man es dem aus einem Stausee kommenden Wasser nicht ansehen kann, woher es ursprünglich stammt. —

IV.

Aufschotterung und Erosion, d. h. kurz gesagt Terrassenbildung, kann, wie wir gesehen haben, sowohl glazialklimatisch wie auch eustatisch bedingt sein. Es kommt aber eine dritte Möglichkeit hinzu: die tektonische. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß tektonische Hebungen und Senkungen das Flußregime beeinflussen und so zur Aufschüttung oder Erosion führen können. Für die Rheinterrassen ist von zahlreichen Autoren eine tektonische Entstehung angenommen worden. Ganz besonders hat H. Quiring (1926) diesen Standpunkt verfochten. Nach ihm befindet sich die Westdeutsche Großscholle in einer von Ruhezeiten unterbrochenen Kippungsbewegung, die den Südostteil hebt und den Nordwestteil, d. h. die Niederlande, senkt. Die Terrassen sind nach Quiring in den Ruhezeiten gebildet worden, in denen die Kippbewegung unterbrochen oder sogar etwas rückläufig war. In diesen Zeiten schob der Rhein sein Delta in der in Abb. 1 gezeigten Form meerwärts vor, und die Verminderung des Gefälles im Mündungsgebiet führte zu der oben geschilderten flußaufwärts wan-

dernden Aufschotterung. Ruhe- und Bewegungsphasen, und somit auch die Terrassenbildung, haben nach QUIRING mit den Eiszeiten nichts zu tun. So fallen die älteren Ruhe- und Terrassenbildungszeiten meist in die Interglaziale. Die tektonische Ruhezeit, der die Bildung der Niederterrasse entspricht, fällt aber nach QUIRING in eine Eiszeit — seine Solutré-Eiszeit —, während die in der bimssteinführenden jüngsten Terrasse sich zu erkennen gebende Ruhezeit wieder in einen wärmeren Abschnitt fällt.

Was von QUIRING nicht berücksichtigt worden ist, das sind die eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels und weiter die glazialklimatische Schotterbildung. Beide spielen im Rheingebiet zweifellos eine wichtige Rolle. So ist also hier ein Zusammenwirken aller drei Faktoren vorhanden: des glazialklimatischen, des eustatischen und des tektonischen.

Die mitteleuropäischen Flußterrassen sind bisher zu einseitig unter dem Gesichtspunkt der glazialklimatischen Schotterbildung betrachtet worden. Hier wird manches der Revision bedürfen, und es wird bei jeder einzelnen Aufschüttung zu entscheiden sein: ist sie gazialklimatisch, ist sie eustatisch oder ist sie tektonisch bedingt? Die im Vorstehenden gemachten Ausführungen bieten mehr Problemstellungen als Lösungen. Sie sollen nur zu einer weiteren Verfolgung der Dinge anregen.

Schriftennachweis

ARKELL, W. J.: The Geology of Oxford. - Oxford 1947.

BARNER, Wilhelm: Altpaläolithische Funde aus dem südlichen Hannover. - Quartär **3**, S. 44-55. Berlin 1941.

GRAHMANN, R.: Diluvium und Pliozän in Nordwest-Sachsen. - Abh. sächs. Ak. Wiss., Math.-phys. Kl. **39**, Nr. IV. Leipzig 1925. — Das Stromgebiet der Elbe. - Handb. d. vergleich. Stratigr., Bd. Alluvium, S. 206-214. Berlin 1931.

GRUPE, O.: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. - Z. deutsch. geol. Ges. **64**, S. 265-298. 1912. — Tal- und Terrassenbildung im Gebiet der Werra-Fulda-Weser und SOERGEL's „Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters". - Geol. Rundsch. **17**, S. 161-196. 1926.

HORN, Erich: Die geologischen Verhältnisse des Elbtunnels nebst einem Beitrage zur Geschichte des unteren Elbtales. - Jahrb. d. Hamburg. wissensch. Anstalt. **29**, S. 35-58. 1912.

KING, R. & K. P. OAKLEY: The Pleistocene Succession in the lower parts of the Thames Valley. - Proc. Prehist. Soc. N.S. **2**, S. 52-76. 1936.

MERTIN, H.: Das erstinterglaziale Vorkommen von *Corbicula fluminalis* bei Köchstedt westlich Halle a. d. Saale. - Z. f. Geschiebeforsch. **16**, S. 53-81. 1940.

QUIRING, Heinrich: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. - Jb. preuß. geol. Landesanst. **47**, S. 486-558. Berlin 1926.

SANDFORD, K. S.: The river-gravels of the Oxford District. - Quart. Journ. Geol. Soc. London **80**. 1924.

SIEGERT, L. & W. WEISSERMEL: Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. - Abh. preuß. geol. Landesanst., N.F. **60**. Berlin 1911.

SOERGEL, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. - Fortschr. d. Geol. u. Pal., Heft 5. Berlin (Bornträger) 1921. — Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. - Fortschr. d. Geol. u. Paläont., Heft 13. Berlin 1925. — Das diluviale System. - (Gebr. Bornträger) Berlin 1939.

TOEPFER, V.: Die glazialen und präglazialen Schotterterrassen im mittleren Saaletal. - Ber. nat. forsch. Ges. Freiburg i. Br. **32**, S. 1-106. 1933.

WOOLDRIDGE, S. W.: The glaciation of the London Basin and the evolution of the lower Thames drainage system. - Quart. Journ. Geol. Soc. **94**, S. 627-667. London 1938.

ZEUNER, F. E.: The Pleistocene Period. Its Climate, Chronology and Faunal Succession. - Ray Society, Vol. **130**. London 1945. — Dating the Past. An Introduction to Geochronology. - 2. Aufl. 474. S. London 1950.

Ms. eing.: Mai 1951

Das Paläolithikum von Ziegenhain und von Lenderscheid (Bez. Kassel)

Von Rudolf Grahmann, Bielefeld. Mit 1 Abb.

Angeregt durch die Ausstellung „Altsteinzeit Nordwestdeutschlands", die im September 1938 in Hannover gezeigt wurde, gelang dem Fundpfleger Lehrer A. Luttropp in Ziegenhain bereits wenige Monate später die Entdeckung von je einem Fundplatze paläolithischer Geräte bei Ziegenhain und bei Lenderscheid, beide im Bezirk Kassel. Nach eifrigem Sammeln berichtete er unlängst kurz darüber (Luttropp, 1949) unter Beigabe einer Reihe vorzüglicher Abbildungen nach eigenen Zeichnungen. Gleichzeitig gab auch Gisela Freund eine kurze Beschreibung der Fundstücke. In beiden Aufsätzen wurde die Frage der archäologischen wie der geologischen Einstufung nicht erörtert.

Gelegentlich der im September 1951 in Mainz stattfindenden Tagung der Deutschen Quartärvereinigung legt Herr Luttropp eine ansehnliche Reihe seiner Fundstücke vor. Ich erkannte darunter u. a. sehr bezeichnende „Abschläge von Clactonart", Schildkerne der Levalloistechnik und entsprechende Abschläge verschiedener Formen, auch Klingen, dazu eine Reihe Faustkeile. Das ließ in mir den Wunsch reifen, weiteres Fundgut und die Fundplätze selbst kennen zu lernen. Auf Einladung von Herrn Luttropp kam ein Besuch am 20. 10. 1951 zustande. Zahl und Art der Fundstücke sowie der Reichtum der Fundstelle bei Lenderscheid übertrafen weit meine Erwartungen, sodaß es mir geboten erscheint, über das Vorkommen zu berichten, das weit mehr als örtliche Bedeutung hat und zu den wichtigsten Entdeckungen der letzten Jahre auf dem Gebiete der Altsteinzeit Deutschlands zu zählen ist. Herrn Luttropr habe ich für die Vorlage seiner Tausende von Werkstücken umfassenden Aufsammlungen und für die Führung an die Fundplätze aufrichtig zu danken.

Das Fundgebiet liegt am Südende der Kasseler Tertiärsenke, rund 75 km südlich der größten Ausbreitung des nordischen Inlandeises, wohl der Rißzeit. Nordische Feuersteine fehlen hier also. Aber dem paläolithischen Menschen standen in Bachgeröllen aus Lydit oder Hornstein, besonders jedoch in den Süßwasserquarziten, die den hier verbreiteten miozänen Sanden eingelagert sind, brauchbare Werkstoffe für seine Geräte zur Verfügung. Diese Quarzite sind verschiedener Art, teils ziemlich grobkörnig, häufig aber auch feiner, schließlich auch, aus Schluffbänken hervorgegangen, so dicht, daß mit bloßem Auge eine Körnung nicht mehr wahrgenommen werden kann und Chalzedonlagen entstehen.

Die Quarzitlagen können mehrere Meter mächtig sein. Sie bilden dann als Härtlinge die Gipfel kleiner busch- und baumbestandener Hügel, an deren Lehnen sie bisweilen im Kleinbetrieb mit den Sanden abgebaut werden. Dann kann man feststellen, daß die Quarzitbänke mit einer bisweilen mehrere Meter starken Verwitterungsdecke aus Quarzitbrocken bedeckt sind, zwischen die Flugsand und Lößstaub eingeweht ist. Innerhalb dieses offenbar glazialen Gemenges liegen viele künstliche Quarzitabschläge und echte Werkstücke. Die Hügel sind von einem Lößschleier eingemantelt, der so dünn ist, daß allenthalben die Quarzitbrocken seines Untergrundes aus dem Boden „wachsen". Sie werden von den Bauern abgelesen und in das Gipfelwäldchen geschüttet. Diese Lesehaufen enthalten ebenfalls Abschläge, Werkstücke, auch Kerne und Klopfsteine in Menge. Weitere können, besonders nach Regenwetter oder Schneeschmelze aus den Äckern auf einer Fläche von rund 160 m mal 280 m ausgelesen werden.

Der im frischen Zustande meistens hellgraue oder graugrüne Quarzit bekommt bei der Verwitterung eine braune Rinde. Bisweilen auch ist er hellbraun getönt, die Rinde jedoch heller. Diese Unterschiede der Patinierung beruhen wesentlich auf dem verschiedenen geologischen Schicksal der Bruch- oder Werkstücke. Im Allgemeinen tritt Bräunung in sauren Sicker- und Grundwässern ein, Bleichung dagegen in alkalischen, auch beim Liegen an der Oberfläche.

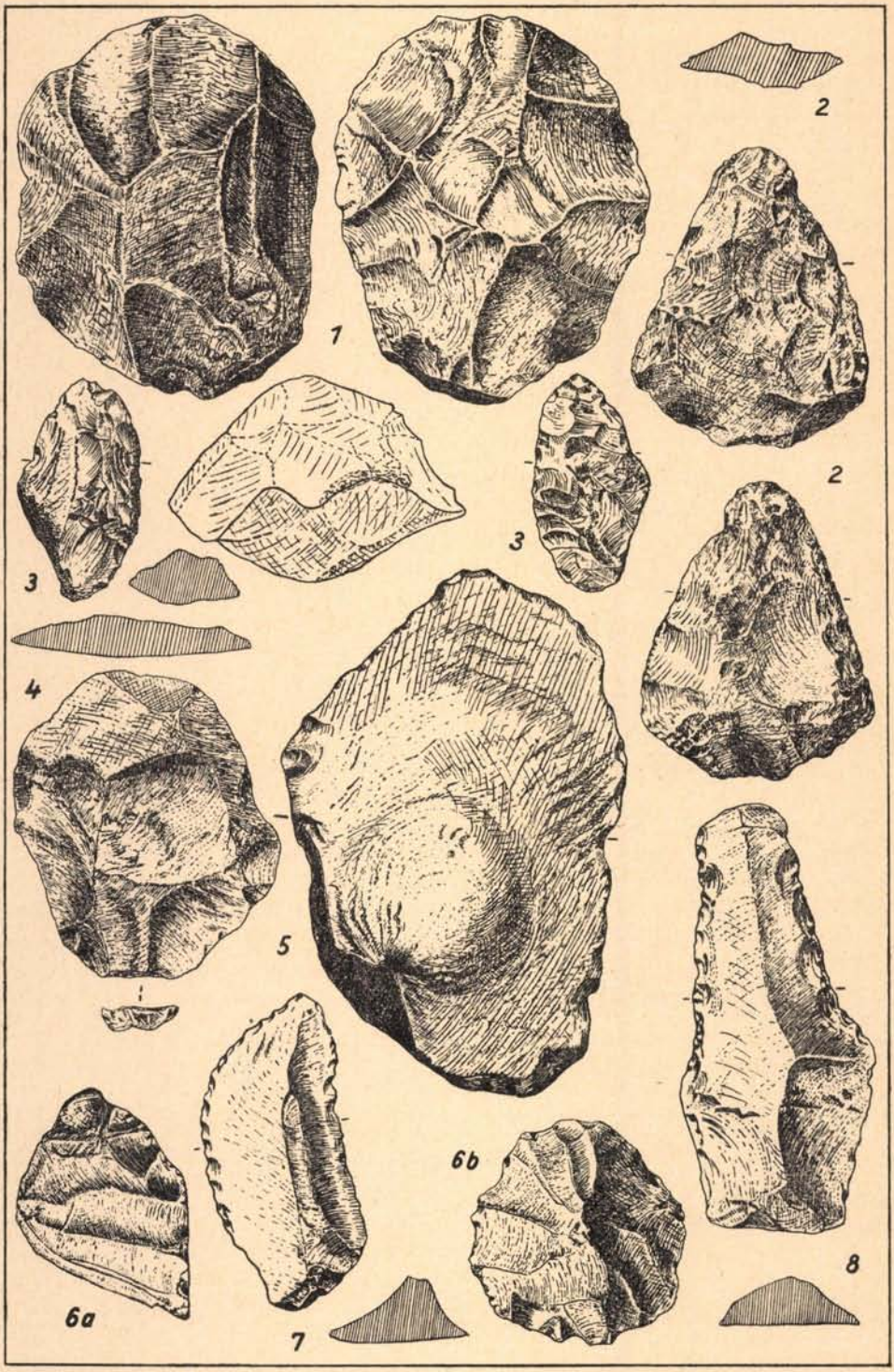
Die weitaus meisten Werkstücke sind „Abschläge von Clactonart" (R. Grahmann, 1938), meistens dick und länger als breit, mit großer Schlagfläche und offenem Schlagwinkel, nicht selten 120 bis 130°. Oft ist ein deutlicher Kegel sichtbar, mitunter sind es deren zwei oder drei, kurz, es sind alle Merkmale vorhanden, die für die im Clacton übliche Schlagweise kennzeichnend sind. Es handelt sich also um Erzeugnisse einer echten Amboßtechnik. A. Luttropp hat mehrere Amboßsteine mit starken Schlagspuren gefunden und auch bereits erwähnt. Manche dieser groben Abschläge zeigen Scharten oder einfachste Retusche und beweisen dadurch, daß sie als Geräte benutzt worden sind. Dennoch braucht dies nicht zu bedeuten, daß hier „Clacton" vorkäme, denn die Amboßtechnik ist sehr lange angewendet worden, auch im Levallois, z. B. in Markkleeberg (Riß) bei der ersten Herrichtung der Rohsteine zu Kernen, wie ich schon früher erwähnt habe (R. Grahmann, 1938).

Die Fundstellen bieten hierfür vorzügliche Beispiele. Außer regelmäßigen runden Schildkernen der Levalloistechnik finden sich nämlich auch solche, die länglich sind und ein stumpfes Ende haben, das, obwohl retuschiert, doch deutlich erkennen läßt, daß es sich ursprünglich um die breite Basis eines Clactonabschlages gehandelt hat (Abb. 1, 1). Ein derartiges sonst wenig hergerichtetes Stück hat A. Luttropp (1949) als „hufeisenartiges Gerät" gedeutet und abgebildet. Man darf aus dem Vorkommen solcher Übergangsformen schließen, daß die Schildkerne meistens aus Clactonabschlägen hergestellt wurden, daß also die im Amboßverfahren hergestellten Abschläge hier gleiches Alter haben, wie die mit Levalloismerkmalen. Dabei zeigen die meist grob und urtümlich wirkenden Amboßabschläge häufig Eigentümlichkeiten, die auch sonst bekannt sind, nämlich, daß die Basis nicht rechtwinklig zur Mittellinie liegt, sondern schräg (R. Grahmann, 1938) oder daß eine Ecke des breiten Basisteiles schräg abgehauen ist (Abb. 1, 5), was an gleichartigen Stücken an Markkleeberg ebenfalls festzustellen ist, übrigens auch in Clacton on Sea.

Levalloisabschläge finden sich in reicher Fülle und in vielerlei Formen. Die kennzeichnenden Breitabschläge sind bis zu Handgröße vertreten (Abb. 1, 4), Klingen sind seltener, ihr Breiten- und Längenverhältnis überschreitet nicht

Abb. 1. Paläolithische Steingeräte von Lenderscheid und Ziegenhain (Hessen). ½ nat. Gr.
1) Schildkern, der aus einem Amboßabschlag gewonnen wurde. Graubrauner Quarzit, stark patiniert, Lenderscheid.
2) Kleiner, herzförmiger Faustkeil, hellgrauer Quarzit, rotbraun patiniert, Lenderscheid.
3) Schaber aus schwarzem Kieselschiefer, Ziegenhain.
4) Breiter Schildkernabschlag, fazettierte Basis, brauner Quarzit, leicht patiniert, Lenderscheid.
5) Amboßabschlag, Schlagwinkel 125°, neben der Schlagfläche schräger Kantenabschlag, hellbrauner Quarzit, dunkelbraune Patina, Lenderscheid.
6) Hufkratzer, hellgrauer Quarzit, leicht patiniert, Lenderscheid.
7) Spitze von Abri-audi-Art, grauer Quarzit, leichte Patina, Lenderscheid.
8) Klinge mit zweischneidiger Retusche, grauweißer Quarzit, schwach patiniert, Lenderscheid.

Die Abbildungen wurden von Herrn A. Luttropp in dankenswerter Weise nach eigenen Zeichnungen zur Verfügung gestellt.


1
2
2
3
3
4
5
6a
6b
7
8

1 : 2,5, bei Längen bis zu 12 cm. Spitzen sind in verschiedenen Formen vertreten, dabei selten die für das Levallois kennzeichnenden Dreieckspitzen, die Rauten- und die ihnen nahestehenden Fünfeckspitzen.

Die Amboß- wie die Schildkernabschläge zeigen meistens keine oder nur spärliche Retusche, wie das im Levallois üblich ist. Eine solche scheint sich meistens unter dem Einfluß von Acheul zu entwickeln. Das ist beispielsweise in dem Clacton Südenglands, das dem mittleren Interglazial angehört, gut zu verfolgen, ebenso im jüngeren Levallois Nordfrankreichs und Belgiens. Auch an unseren Fundplätzen scheint ein solcher Einfluß bestanden zu haben. Darauf deutet besonders eine Reihe von Faustkeilen (Doppelseiter). Luttropp (1949) bildet von ihnen zehn Stück ab, was aber eine Überbewertung bedeutet, denn ihr Anteil am gesamten Fundgute beträgt wohl rund ein Prozent (in Markkleeberg 0,4%). Diese Doppelseiter sind fast durchweg breit und mittellang, selten mandelförmig, vielmehr meistens gestumpft dreieckig, herz- oder eiförmig (Abb. 1, 2). Ihr Querschnitt ist meistens symmetrisch, doch ist die Oberseite bisweilen etwas stärker gewölbt. Solche Formen finden sich in Nordfrankreich im Jungacheul und im Junglevallois des letzten Interglazials. An unseren Fundplätzen sind die Doppelseiter aus natürlichen Quarzitbrocken und aus Amboßabschlägen meistens grob und wenig geschickt zugehauen worden, obwohl der Rohstoff, wie etwa retuschierte Schaber zeigen, eine bessere Bearbeitung wohl gestattet hätte. Auf Einfluß von Acheul sind anscheinend auch eine Anzahl sehr gut retuschierter Gerad- und Bogenschaber von bisweilen stattlicher Größe, seltener auch Spitzen und Kratzer zurückzuführen. Bemerkenswert ist eine gut retuschierte große Spitze mit beiderseitig eingekerbten Schneiden (wohl zum Festbinden an einen Schaft). Eine ähnliche, jedoch kleinere Spitze ist aus dem Mesvinien - Levalloisien primitiv von Hélin in Belgien bekannt und bei Breuil & Koslowski (1934) abgebildet. Ähnliche, jedoch außer der Kerbung keine Retusche zeigende Spitzen kommen im Altlevallois von Markkleeberg bei Leipzig vor.

Unser Überblick, der nur auf das Wesentliche eingehen kann und einer eingehenden Bearbeitung nicht vorgreifen soll, läßt zunächst erkennen, daß an den Fundplätzen Ziegenhain und Lenderscheid unzweifelhaft ein echtes Levallois vorkommt. Dieses zeigt auf den ersten Blick überraschende Anklänge an das von Markkleeberg. Ob die besser retuschierten Geräte und die Faustkeile einer besonderen Stufe angehören oder lediglich auf Acheuleinfluß beruhen, kann noch nicht bewiesen werden, doch halte ich das letztere wegen des geringen Anteils von Faustkeilen und wegen ihrer mangelhaften Bearbeitung für wahrscheinlicher.

Mit diesem Befunde ist jedoch der Reichtum der Fundplätze keineswegs erschöpft. Zunächst gibt es einige Gerätetypen, die für das bisher erwähnte Fundgut fremd erscheinen, z. B. schlanke Doppelseiter, dabei einen von 9,5 cm Länge und etwa 1,5 cm Dicke, die weniger an Faustkeile als an rohstoffbedingt grobe Blattspitzen erinnern. Man hat den Eindruck, solche Geräte seien jünger als das oben geschilderte Levallois. Daß unsere Fundplätze später wieder von Menschen begangen wurden, ergibt sich überdies aus dem Vorkommen hervorragend aus Lydit und Hornstein gearbeiteter Spitzen und Schaber (Abb. 1, 3) verschiedener Art, die der Moustiergruppe zuzurechnen sind, sowie aus reich vertretenem Jungpaläolithikum, das wiederum quarzitisch ist. A. Luttropp hat eine Reihe der moustierartigen Stücke bereits abgebildet und auch das Vorkommen von Jungpaläolithikum bereits erkannt. Sehr reich vertreten sind Stirn- und Hochkratzer verschiedener Art, sodaß man geneigt ist, den Fundstoff in das mittlere Aurignac (im Sinne H. Breuil's) einzustufen. Doch wurden als Seltenheit auch einige Cha-

telperronspitzen festgestellt. Außerdem sind Klingen, Schrägendklingen und wohl auch einige Stichel vertreten (Abb. 1, [6] bis [8]).

Zum Schluß mag erwähnt werden, daß auch aus Quarzit geschlagene Kernbeile (Ertebölle) gesammelt worden sind. Frische Klingen und Klingenkerne verraten überdies neolithische Besuche.

Im Ganzen ergibt sich für die Fundplätze Ziegenhain und Lenderscheid folgendes Bild: Der Reichtum an Quarzitbruchstücken auf den Kuppen flacher Hügel in der Kasseler Senke, einem der wichtigsten Durchgangswege von Süd nach Nord, hat den Menschen zu verschiedenen Zeiten eingeladen, hier seine Geräte zu schlagen. Man darf annehmen, daß die quarzitgekrönten Hügel als Blockhaufen besonders in der kahlen Tundra der Kaltzeiten die Blicke auf sich zogen, weniger im Urwalde einer Warmzeit. Daher die Besuche während des Würm I durch Moustiermenschen (Neandertaler) und in der folgenden wärmeren Schwankung oder zu Beginn des Würm II durch Vertreter der Aurignackultur, wahrscheinlich Cro-magnon-Menschen. Ob aus dem letzten Interglazial Werkstücke vorliegen, kann noch nicht sicher entschieden werden. Echte Doppelspitzen von Weimarer Art könnten dafür sprechen, müssen es aber nicht; Blattspitzen gibt es gegen Ende der letzten Warmzeit, aber ebenso im Würm II. Von Micoqueeinflüssen konnte noch nichts festgestellt werden. Die Form der Faustkeile könnte auf Jungacheul oder eher Junglevallois hindeuten, die beide dem letzten Interglazial angehören. Das Junglevallois Nordfrankreichs und Belgiens führt allerdings durch den Einfluß von Acheul eine größere Menge sauber retuschierter Schaber und Spitzen, und auch seine Doppelseiter sind sorgfältiger geschlagen als unsere. So bliebe für unser Levallois vielleicht auch die Rißeiszeit. Die Fundplätze würden dadurch zeitlich dem frührißischen von Markkleeberg nahe rücken. Auf die enge Verwandschaft mancher Geräteformen mit solchen von Markkleeberg wurde bereits hingewiesen, jedoch haben die wenigen Doppelseiter von Markkleeberg, soweit sie sich einordnen lassen, eher das Gepräge des Mittelacheuls. Solche Doppelseiter, wie die von Ziegenhain und Lenderscheid, fehlen in Markkleeberg gänzlich. So muß die genaue Altersstellung unseres Levallois, Riß oder letzte Warmzeit, zunächst noch offen bleiben, auch wäre noch zu klären, ob auch ältere Kulturen vertreten sind, wie sehr tief patinierte Stücke vermuten lassen.

Klarheit über diese Frage, sowie auch sonst über die Zuordnung mancher Geräte würde sich wohl durch eine sorgfältige Grabung erbringen lassen, die, vom Gipfel des Lenderscheider Hügels ausgehend, einen breiten Schlitz durch die reichsten Lesefundstellen bis zur nächsten Talsohle (240 m) ziehen sollte. Dabei wäre auch die Frage zu klären, ob die Lydit- und Hornsteingeräte von Moustierart einer besonderen Schicht angehören, was zu vermuten ist.

Die eingangs erwähnte Ausstellung in Hannover trug reiche Frucht: dem Lehrer A. Luttropp gelangen wirklich glückhafte Funde. Die Fundplätze sind noch keineswegs erschöpfend ausgedeutet. Und sie werden nicht die einzigen ihrer Art sein. Überall, wo im Kasseler Graben Quarzite anstehen, und besonders auf den Gipfeln von Quarzithügeln sind solch alte Werkplätze zu vermuten. Die Suche wird sich lohnen.

Schriften-Nachweis.

Breuil & Koslowski: Etudes de stratigraphie paléolithique dans le Nord de la France, la Belgique et l'Angleterre. - Anthropologie **44**, S. 265. 1924.

Freund, Gisela: Zur Typologie der paläolithischen Funde von Ziegenhain. - Schriften zur Urgeschichte **2**, Hessisches Landesmuseum Kassel. Marburg 1949.

Grahmann, Rudolf: Abschläge von Clactonienart in Mitteldeutschland. - Quartär **1**, 1938. — Bemerkungen über einige Arbeitsweisen bei der Herstellung von Feuersteinartifakten im Altpaläolithikum. - Kultur und Rasse, 1939. — Markkleeberg und andere gleichartige altpaläolithische Fundplätze bei Leipzig. Geol.-archäolog. Monographie mit 131 Tafeln, im Druck. — Die geologische und archäologische Stellung des altpaläolithischen Fundplatzes Markkleeberg bei Leipzig. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, 1951. — Urgeschichte der Menschheit Stuttgart (W. Kohlhammer) 1952.

Luttropp, A.: Paläolithische Funde in der Gegend von Ziegenhain. - Schriften zur Urgeschichte **2**, Hessisches Landesmuseum Kassel. Marburg 1949.

Ms. eingeg.: 2. 11. 1951.

Zur Stratigraphie jungpaläolithischer Typen und Typengruppen

Von Karl J. Narr, Bonn. Mit 3 Abb.

Die hergebrachte Gliederung des Jungpaläolithikums in Aurignacien, Solutréen und Magdalénien wurde durch die Forschungen der letzten Jahrzehnte wesentlich modifiziert. Schon Breuil (1912) erkannte, daß „Früh"- und „Spätaurignacien" durch gewisse Erscheinungen miteinander verknüpft sind, die dem „Mittelaurignacien" im allgemeinen fehlen. Die Kluft zwischen „Mittel"- und „Spätaurignacien" wurde besonders von Bayer (1928) betont, der für Ost- und Mitteleuropa statt des letzteren von einem „Aggsbachien" sprach, welches zu einer Zeit, in der in Westeuropa ein im Mittelaurignacien wurzelndes „Spätaurignacien" weitergelebt haben soll, bis an den Rhein vorgedrungen war und sich erst später in Frankreich geltend machte. Außerdem erkannte er, daß vom Aurignacien noch das Olschewien als besondere Facies abzulösen ist (Bayer 1929). Diese Auffassungen wurden von Bayer mit seinem bekannten biglazialen System verknüpft und verfielen mit diesem zusammen allgemeiner Ablehnung. In Frankreich baute in neuerer Zeit Peyrony (1933) den Gedanken Breuil's aus und vereinigte das „Früh"- und „Spätaurignacien" zu einem „Périgordien", das sich angeblich lückenlos in Westeuropa entwickelte, zwischen dessen älteres und jüngeres Stadium sich jedoch auf weite Strecken das Aurignacien (in eingeengtem Sinn = „Mittelaurignacien" Breuil's) schob. Garrod (1938) gelangte dagegen zu der Ansicht, daß das späte „Périgordien" außerhalb Westeuropas entstanden sei. Sie unterschied ein Chatelperronien in Westeuropa (= „Frühaurignacien" Breuil's = „Frühpérigordien" Peyrony's) über das sich das von Osten kommende Aurignacien (= „Mittelaurignacien" Breuil's) lagerte, das seinerseits von dem Gravettien (= „Spätaurignacien" Breuil's = „Spätpérigordien" Peyrony's = „Aggsbachien" Bayer's) ebenfalls östlicher Herkunft überschichtet wurde. Das Solutréen bildet ein derart kompliziertes Problem, daß hier nicht näher darauf eingegangen werden kann. Das Magdalénien wurde von Breuil (1912) in 6 Stadien aufgegliedert, von denen die drei ersten neuerdings nach ihrem Typeninhalt neu erfaßt und als Proto-Magdalénien abgesondert wurden (Cheynier 1951).

Durch die Auflösung von Breuil's „Aurignacien" ist natürlich auch der Streit um dessen östliche oder westliche Herkunft gegenstandslos geworden. Insbesondere kann nunmehr die Tatsache, daß das „Frühaurignacien" (im Sinne Breuil's) nur in Westeuropa, das „Mittelaurignacien" in West-, Mittel- und dem westlichen Osteuropa, das „Spätaurignacien" sogar von Spanien bis Sibirien verbreitet ist, nicht mehr für eine Westherkunft des Gesamtkomplexes ins Treffen geführt werden. Wir können uns diesen glücklichen Umstand aber bei der Heraus-

arbeitung des Typenbestandes der einzelnen Gruppen bzw. Perioden zunutze machen, für die im Folgenden die Terminologie GARROD's verwendet werden soll. Das Aurignacien kann in Mitteleuropa kaum eine Substratwirkung von Seiten des Chatelperroniens aufgenommen haben. Ebenso wird das Gravettien, das in der Ukraine die älteste jungpaläolithische Kultur darstellt, dort reiner in Er-

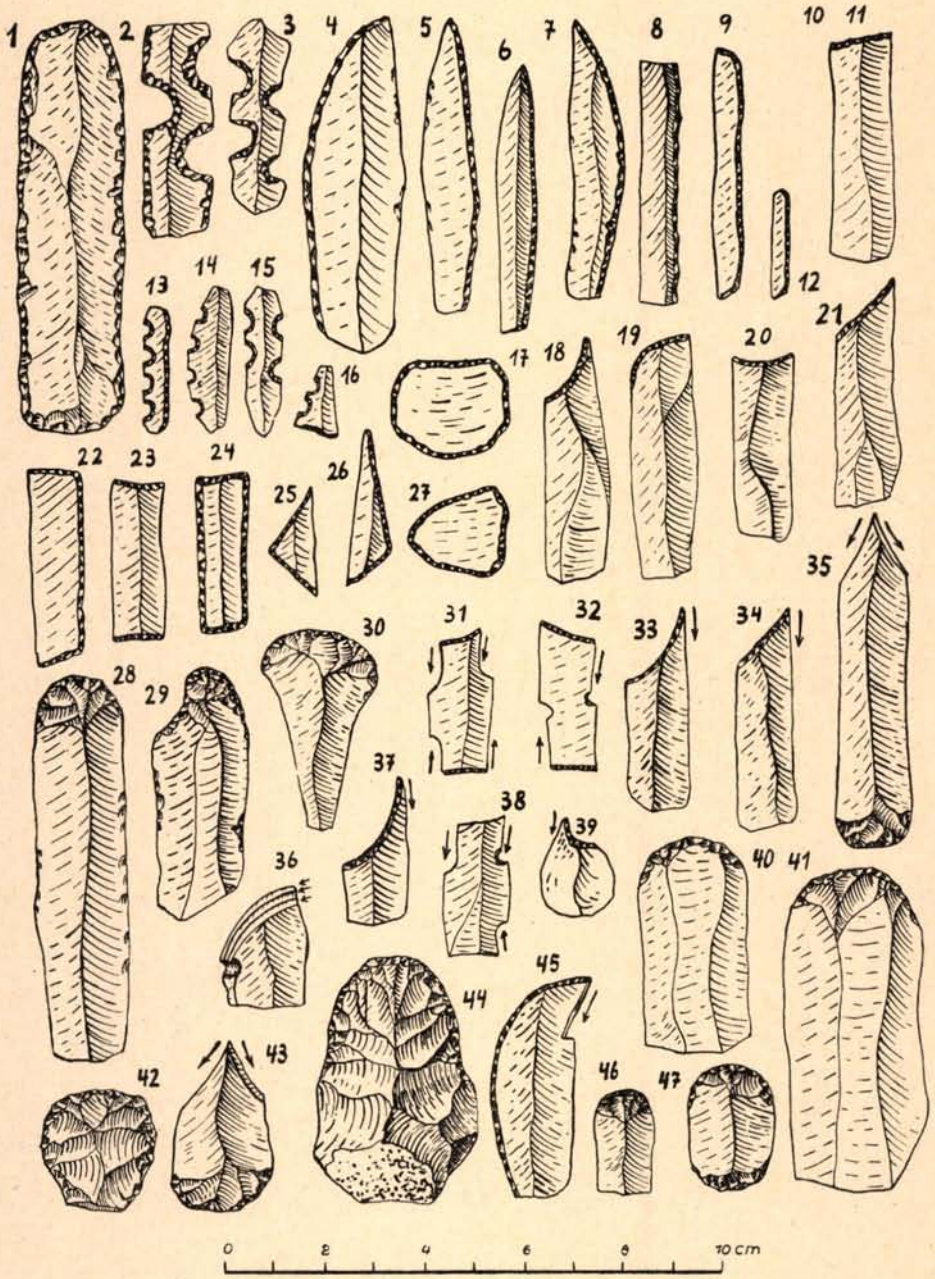


Abb. 1. Typen jungpaläolithischer Artefakte aus Stein (Erläuterung im Text).

scheinung treten als etwa in Südfrankreich mit seinen mannigfachen Überschichtungen.

Als charakteristisch für das Chatelperronien lassen sich an Hand des südfranzösischen Materials *Chatelperronspitzen* (Abb. 1, 4) und *Klingen mit retuschiertem Schräg- oder Querende* (Abb. 1, 11 u. 21), für das Aurignacien auf Grund mitteleuropäischer Funde *Kielkratzer* (Abb. 1, 44) und *Knochenspitzen mit gespaltener Basis (Aurignacspitzen)* (Abb. 3, 1) und für das östliche Gravettien *Gravettespitzen* (Abb. 1, 5—7), *Rückenmesser* (Abb. 1, 8—9), *Mikromesserchen* (Abb. 1, 12), *Klingen und Stichel mit retuschiertem Schräg- oder Konkavende* (Abb. 1, 11. 18—21. 33—34), *Kerbspitzen* des osteuropäischen Typs (Abb. 2, 1), sowie die *Mittelstichel mit Kratzerbasis* (Abb. 1, 35 u. 43) herausheben [1]). Das *Olschewien* hat mit dem Aurignacien *Klingen mit umlaufender Randretuschierung* (Abb. 1, 1) gemeinsam. Die Steingerätindustrie ist jedoch im allgemeinen zugunsten einer hervorragenden Knochenmanufaktur recht schlecht ausgebildet. Charakteristisch sind vor allem die *Knochenspitzen mit solider Basis (Lautscher Spitzen)* (Abb. 3, 3), die im Aurignacien ebenfalls vorkommen. In einem jüngeren Stadium des westeuropäischen Arignaciens (II) werden die *Aurignacspitzen* sogar wieder durch *Spitzen mit solider Basis*, die größtenteils rhombischen Umriß haben, zurückgedrängt, die zunächst von flachem (II), dann ovalem (III) und zuletzt rundem Querschnitt (IV) (Abb. 3, 3) sind. Im dritten Stadium des westlichen Aurignaciens tritt auch erstmals die *Spitze mit gegabelter Basis* (Abb. 3, 2) auf, die im Magdalénien ihre Hauptblüte erlebt. Bezeichnend für das westliche Aurignacien sind ferner noch die *Bogenstichel* (Abb. 1, 36) und die *eingeschnürten Klingen* (Abb. 1, 2—3), die in Mitteleuropa nur selten vorkommen (z. B. Krems).

Das westeuropäische Gravettien läßt sich in zwei Hauptfazies aufteilen, von denen sich die eine (Font Robert-Facies), von der anderen (Gravette-Facies) durch das Vorkommen von *Kerbspitzen* (Abb. 2, 2, seltener 2, 1) und *Stielspitzen* (2, 3) abhebt. Ein später Horizont führt in großer Zahl die sog. *Noaillesstichel* (Abb. 1, 31—32. 38) und die (vielleicht aus den *eingeschnürten Klingen* des Aurignaciens entwickelten) *Sägen* (Abb. 1, 13—16), von denen die ersteren in Mitteleuropa kaum, die letzteren etwas häufiger auftreten.

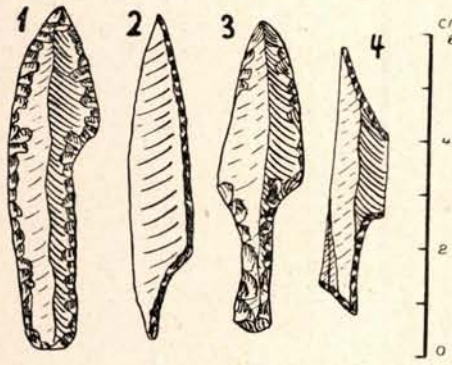


Abb. 2. Jungpaläolithische Kerb- und Stielspitzen.

Für das Proto-Magdalénien ließen sich an Hand von gewissen Steingerätformen, wie den sog. *Raclettes* (Abb. 1, 17 u. 27) und *„Burins à coche"* (Proto-Magd. I), *Mikrosticheln* (Abb. 1, 39), *mikrolithischen Klingenkratzern* (Abb. 1, 46), *Mikromesserchen* (Abb. 1, 12) und *Mikrogravetten* (Abb. 1, 10) (Proto-Magd. II) und gewissen *Dreiecksformen* (Abb. 1, 25—26) (Proto-Magd. III) drei Untergruppen herausarbeiten, die aber mehr faziellen als regional-stratigraphischen Wert haben dürften. Auch scheint noch nicht gesichert, ob sie sich restlos mit den von Breuil (1912) an Hand der Knochengeräte herausgearbeiteten Stadien I—III decken.

Das Magdalénien IV—V kann nach Herauslösung des Protomagdaléniens als Früh-, Hoch- und Spätmagdalénien bezeichnet werden. Die einzelnen Stadien

sind vor allem durch die verschiedenen *Harpunenformen* (Abb. 3, 5—9) charakterisiert. Hoch- und Spätmagdalénien führen außerdem die sog. *Papageienschnäbel* (Abb. 1, 45) und erleben eine kräftige „Rennaissance" zahlreicher Gravettien-Formen, z. B. *Gravettespitzen* (Abb. 1, 5—7), *Rückenmesser* (Abb. 1, 8—9), *Mikromesserchen* (Abb. 1, 12), *Klingen und Stichel mit retuschiertem Schräg- und Konkavende* (Abb. 1, 18—21. 33—34. 37), *Mittelstichel mit Kratzerbasis* (Abb. 1, 35 u. 43) und *Klingenkratzer ohne Randretuschierung* (Abb. 1, 28—30, 40—41, 42 u. 47). Proto-Magdalénien und Magdalénien kennen außerdem die *Sägen* (Abb. 1, 13—15), während *ringsum retuschierte Rechteckmesserchen* (Abb. 1, 24) vornehmlich im Hoch- und Spätmagdalénien aufzutreten scheinen, einfache *Rechteckmesser* (Abb. 1, 22) dagegen auch im östlichen Gravettien nicht selten sind.

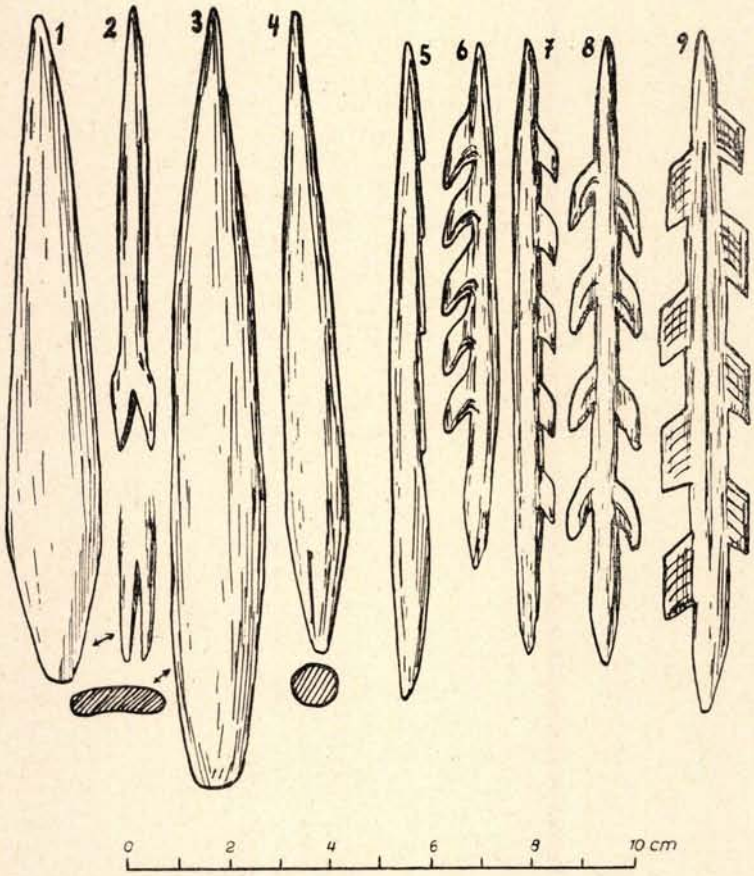


Abb. 3. Typen jungpaläolithischer Artefakte aus Knochen, Geweih oder Elfenbein (Erläuterung im Text).

Die Probleme der Herkunft, Wanderung und Einzugsrichtung der einzelnen typologischen Komplexe können nur auf der Basis einer möglichst genauen und detaillierten Chronologie gelöst werden. Die zeitlichen Überschneidungen sind zwar zu einem großen Teil durch Auswertung des gemeinsamen Vorkommens der Elemente verschiedener Gruppen in geschlossenem Fundverband zu erkennen; die Verzögerungen in einzelnen Gebieten lassen aber die Anwendung eines „objektiven", von typologischen Erwägungen freien Zeitmessers als wünschens-

wert erscheinen. Ein solcher bietet sich in der geologischen Datierung an, für die entsprechend den Hauptfundvorkommen die Löße und Höhlensedimente von besonderer Bedeutung sind.

Einen Ausgangspunkt für ihre Parallelisierung bietet die letzte *Antiquus*-Fauna, über der sich in den Höhlensedimenten zwei mächtige Schichten mit Frostschutt feststellen lassen, und die außerdem in die Zeit zwischen dem älteren und jüngeren Löß Soergel's (= Löß I und II/III nach Bayer & Freising 1950) zu gehören scheint. Die obere Frostschuttschicht ist aber an vielen Stellen (z. B. La Ferrassie, Mauern) durch eine schwächere Zone lehmiger und kleinstückiger Sedimente geteilt, durch die eine eigene, anscheinend relativ kurze Kaltzeit ausgegliedert werden kann. Wenn man diese zweigeteilte Frostschuttschicht und den oberen Junglöß den jüngsten morphologischen Zeugen eines Eisvorstoßes, also den Würm- und Weichselmoränen gleichsetzt, so liegt es nahe, dabei an eine Korrelation der oberen und unteren Partie der Frostschuttschicht mit den inneren und äußeren Jungmoränen zu denken, also an Soergel's Würm II und III. Inwieweit die darunter liegende Frostschuttschicht und der untere Junglöß einem überfahrenen oder aus dem Verband der „Riß"-Moränen auszugliedernden Stadium und der Warthe-Eisrandlage entsprechen, braucht hier nicht zu interessieren (vgl. Narr 1951).

Wesentlich ist dagegen, daß auch im oberen Junglöß eine Zeit der Unterbrechung der Lößablagerung durch eine dünne, lehmige, aber nicht mit der Kremser und Göttweiger Bodenbildung vergleichbare Schicht in rheinischen Lößfundplätzen (z. B. Metternich, Mainz) faßbar wird. Für Österreich und Böhmen-Mähren wird der „Paudorfer" Zone eine ähnliche Stellung zugebilligt (zuletzt Brandtner 1950). In süddeutschen Lößen beschrieb Freising (1950) Naßböden als Zeugen eines kühlen, niederschlagsreichen Klimas. Inwieweit diese Erscheinungen miteinander und mit der schwachen Zwischenlage innerhalb der Frostschuttschicht der Höhlen zu parallelisieren sind, bleibt noch zu untersuchen. Als Arbeitshypothese soll im Folgenden jedoch eine derartige Korrelation zu Grunde gelegt werden, deren Tragfähigkeit sich dann zu erweisen haben wird. Wichtig für die Feingliederung ist ferner die auch in den Höhlenablagerungen erkennbare kalt-ozeanische Frühphase der Würm II-Kaltzeit (Büdel 1950). Daß die Zusammensetzung der Höhlensedimente komplizierter ist, als es im untenstehenden Schema dargestellt wird, braucht wohl nicht besonders betont zu werden (vgl. Lais 1941).

Unter Berücksichtigung archäologischer Gesichtspunkte wurde der Tabelle eine Stufengliederung des Jungpaläolithikums beigefügt, die im Sinne einer rein stratigraphisch-chronologischen Horizontierung verstanden sein will. Der Übergang von Stufe 1 zu 2 ist dabei durch den Wechsel vom gemäßigten warmzeitlichen zum kalten Klima gegeben. Stufe 2 läßt sich durch den Übergang vom kalt-ozeanisch getönten Frühglazial zum kalt-ariden Hochglazial zweiteilen. Die Scheidung von 2 und 3 ist in den westeuropäischen Höhlen besser möglich als in den Lößen, und wird in den ersteren durch eine geringfügige (auch paläontologisch belegte) Klimabesserung bezeichnet. Die Grenze von 3a und 3b ist bislang überhaupt nur in einigen Höhlen Südfrankreichs zu erkennen, wo ihr archäologisch die Ablösung des Aurignaciens II durch das Gravettien bzw. Aurignacien III in den „Normalprofilen" entspricht. Unterstufe 3c ist dagegen auch durch eine Unterbrechung der Lößablagerung zu fassen. Der Schnitt zwischen den Stufen 4a und 4b wird durch das Aufhören der Lößbildung markiert. Wie sich diese zum Ende der Würm III-Frostschuttschicht verhält, bleibt unklar.

Klima und Gletscherstände		Höhlensedimente	Lösse		Jungpal. Stufen	
Alleröd	gemäßigt				4	c
Würm III (innere Jungmor.)	kalt-kontinental	? ? ? Grobstückiger, eckiger Frostschutt				b
			Oberer Junglöß (Löß III)	Reiner Löß		a
kühl-feuchte Schwankung		Lehmige und feinstückige Schichten		Unterbrechung der Lößbildung	3	c
Würm II (äußere Jungmoränen)	kalt-kontinental	Grobstückiger, eckiger Frostschutt		Reiner Löß		b
						a
	kalt-ozeanisch	Lehmige und kleinstückige Schichten		Fließlöß	2	b
						a
Warmzeit		Vorwiegend lehmige Schichten	Göttweiger Bodenbildungszeit		1	

Ebenso muß die zeitliche Relation des Schlußdatums dieser Ablagerungen mit dem Beginn der gemäßigt-subarktischen Endphase der älteren Tundrenzeit offenbleiben. Die Ablösung von 4b durch 4c ist derzeit nur mikropaläontologisch (= Beginn des Alleröd) festzulegen.

Durch diese — naturgemäß noch sehr unvollkommene — Stufengliederung und eine Einteilung in fundgeograpische Provinzen gelangen wir zu einer Art raum-zeitlichen Koordinatensystems, in das sich die in einzelnen Gegenden oftmals zu verschiedenen Zeiten auftretenden Typenkomplexe einfügen lassen. Einzelbelege für eine derartige Einordnung würden den Rahmen dieses Aufsatzes sprengen, für den ein kursorischer Überblick genügen mag. (Für nähere Begründungen muß auf das — hoffentlich baldige — Erscheinen einer noch unveröffentlichten Arbeit des Verfassers über das rheinische Jungpaläolithikum verwiesen werden.)

Das Olschewien tritt in der Würm I/II-Warmzeit auf. Die neueren Vorstellungen über die Gliederung des Spätpleistozäns ermöglichen es, auch die alpinen Hochstationen dieser Gruppe so zu datieren. An zwei Stellen (Vogelherd, Wildscheuer) liegt ein ärmliches Olschewien unter dem Aurignacien. Ob sich dieses stratigraphische Verhältnis verallgemeinern läßt, muß dahingestellt bleiben. Auch die genetischen Beziehungen des Aurignaciens und Olschewiens sind noch ungeklärt. Das Aurignacien ist in Mitteleuropa in der Stufe 1 schon gut vertreten, reicht aber auch noch in die Stufe 2. In dieser Zeit tritt aber in Ost- und Mitteleuropa bereits das Gravettien auf. Einzelne seiner Elemente sind so gut wie immer den Aurignacienstationen der Stufe 2 beigemengt, was eine typologische Unterscheidung dieses gravettoiden Aurignaciens vom reinen Aurignacien der Stufe 1 ermöglicht. In Frankreich ist das Aurignacien frühestens am Ende der Stufe 2a einwandfrei festzustellen. Hier überlagert es das Chatelperronien, das von der Stufe 1 bis in die Stufe 2a reicht. Das Chatelperronien führt gelegentlich Aurignacien-Elemente, mit deren Hilfe anscheinend auf formenkundlichem Wege das Chatelperronien der Stufe 2a erfaßt werden kann [2]). Gleich-

zeitig macht dieser Umstand eine Anwesenheit des Aurignaciens in Westeuropa in der gleichen Stufe wahrscheinlich, wenn es auch noch nicht unmittelbar nachzuweisen ist (abgesehen von der Riviera).

Wie schon erwähnt, tritt das Gravettien in Mittel- und Osteuropa erstmals in der Stufe 2 auf. In Westeuropa ist es in dieser Zeit noch nicht in reiner Form zu belegen, sondern nur durch einzelne im Aurignacienverband auftretende Elemente. (Diese könnten aber auch mit dem bereits gravettoiden Aurignacien der Stufe 2 von Mittel- nach Westeuropa gelangt sein und genügen daher nicht als Beleg für die Anwesenheit eines reinen Gravettiens). Es scheint vielmehr in der Stufe 2 im allgemeinen noch nicht nach Westeuropa vorgedrungen zu sein, mit Ausnahme vielleicht einiger Fundstellen an der Riviera (Mentone, La Baume Périgaud: Mit Aurignacienelementen). Wenige Funde scheinen in die Stufe 3a zu gehören. Reichere Gravettienvorkommen lassen sich in Frankreich aber erst für 3b nachweisen. An vielen Fundstellen wird hier die Gravette-Facies von der Font Robert-Facies überlagert, doch ist auch das umgekehrte Verhältnis belegt (z. B. Vachons). Das Gravettien lebt in West- und Mitteleuropa bis in die Stufe 3c und vielleicht in den Anfang von 4 weiter, in Osteuropa sogar noch länger. Diese erstaunliche Dauer des Gravettiens macht eine chronologische Untergliederung wünschenswert. In Willendorf II führen die unteren Schichten noch keine *Kerbspitzen*, die aber in den wohl in Stufe 2b einzuordnenden Horizonten 8—9 gut vertreten sind. Ob sich das verallgemeinern und zur Unterscheidung eines Früh- und Hochgravettiens verwenden läßt, ist noch recht fraglich. Dagegen scheint sich ein später, bereits mit dem Proto-Magdalénien in Beziehung stehender Horizont relativ gut abzuheben, der vom Ende der Stufe 3b bis in 3c und vielleicht den Anfang von 4 zu gehören scheint. Charakterisiert wird er vor allem durch die in Westeuropa sehr zahlreichen, in Mittel- und Osteuropa dagegen seltenen *Noaillesstichel* (z. B. Mainz, Předmost, Honči, Puškari III) und die auch in Mitteleuropa gut vertretenen *Sägen* (z. B. Munzingen, Unterwisternitz).

Dieses Spätgravettien ist eng mit dem Problem des sog. „Lößmagdalé-niens" verknüpft, für das gewöhnlich die Station Munzingen als Kronzeuge angeführt wird. Für den Magdalénien charakter werden vor allem die *Sägen* angeführt. Sie treten aber auch in Westeuropa außer im Proto-Magdalénien und Magdalénien im Spätgravettien und Solutréen auf und können daher nicht als sicheres Zeichen für die Beteiligung von Proto- oder Frühmagdalénien gewertet werden. Ein solches ist in Mittel- und Osteuropa noch nicht mit Sicherheit nachzuweisen. Gelegentlich auftretende altertümlich anmutende Elemente (z. B. die bekannten *Ornamente vom Typ Placard* in der Maszycka-Höhle) können ohne Schwierigkeit als Nachlebsel im Hoch- und Spätmagdalénien erklärt werden. Das besagt natürlich nicht, daß Stationen wie Munzingen dem Proto- oder Frühmagdalénien nicht zeitlich gleichzustellen seien. Proto- und Frühmagdalénien scheinen sich vielmehr auch in Westeuropa mit dem Spätgravettien zu überschneiden, wo diese beiden Komplexe außer durch *Sägen* auch durch das Vorkommen von *Dreiecken* verbunden sind [3]).

In Frankreich gehören Magdalénien Vb und VIa in die Frostschuttschicht der Stufe 4a (Peyrony 1938, S. 281). Auch in Mitteleuropa tritt es in Frostschuttlagen auf. Das Magdalénien V ist aber nicht mit Sicherheit nachzuweisen [4]). Das Magdalénien VIa mag ganz an das Ende der Stufe 4a gehören [5]) und reicht auf jeden Fall noch bis in das bereits gemäßigt-subarktische Endstadium des Würm III (Gross 1951) und vielleicht in das Alleröd (Schwabedissen 1949). Etwa in die gleiche Zeit dürfte wohl auch die vor allem durch einen besonderen Typ von *Kerbspitzen* (Abb. 2, 4) charakterisierte Hamburger Gruppe zu stellen sein.

An dieser Stelle mag ein Exkurs auf das Gebiet historischer Probleme der jüngeren Altsteinzeit erlaubt sein, der die hohe Bedeutung der Chronologie für die Aufhellung derartiger Fragen beleuchten soll. Betrachten wir nämlich die chronologischen Verhältnisse, so ergibt sich daraus zunächst eine hohe Wahrscheinlichkeit für eine West-Ost-Ausbreitung des Magdaléniens. Ebenso spricht die untenstehende Tabelle für eine Ost-West-Richtung der Ausdehnung des Aurignaciens:

Stufen		Frankreich	Mitteleuropa
3	c	? ?	
	b	: : : :	
	a	: : : : : : : : : :	
2	b	: : : : : : : : : : : : : : :	: : : : . . .
	a	. . . . . —?—? .	: : : : : : : : : : : : :
1			

Erläuterung: : : : : : = Aurignacien
— — —
— — — = Olschewien
— — —

Die Zeittafel für das Gravettien macht eine allgemeine Ost-West-Richtung wahrscheinlich:

Stufen		Frankreich	Mitteleuropa	Osteuropa
3	c	. . : : : : : : : :	: : : : : : : : : : : :	: : : : : : : : : : : :
	b	: : : : : : : : : : : :	: : : : : : : : : : : :	: : : : : : : : : : : :
	a	' ' ' : : : : : : :	: : : : : : : : : : : :	: : : : : : : : : : : :
2	b		: : : : : : : : : : : :	: : : : : : : : : : : :
	a	— — — — — —	: : : : : : : : : : : :	: : : : : : : : : : : :
1		— — — — — — — — — — — —		

Erläuterung: : : : : : = Gravettien
— — —
— — — = Chatelperronien
— — —

Diese chronologischen Verhältnisse möchte man gerne für die Entscheidung in der Kontroverse Peyrony : Garrod über die Herkunft des Westgravettiens heranziehen. Perony tritt für eine lokale Ableitung aus dem französischen Chatelperronien ein, Garrod für eine Einwanderung aus dem Osten. Würde man die Frage nach der Herleitung des Westgravettiens mit einem Blick auf die Tabelle einfach im Sinne Garrod's beantworten, so wäre das allzu einfach; denn so gestellt, ist die Frage verfehlt. Bei der Verschiedenheit von Gravette- und Font Robert-Facies darf sie nicht derart generell erhoben und gelöst werden. Da die Gravette-Facies durch Fehlen bestimmter Typen, wie der *Kerb-* und *Stielspitzen*

(und der sog. *Venusstatuetten)* charakterisiert wird, könnte man sie als Verarmungserscheinung der Font Robert-Facies erklären. Das will aber nicht recht befriedigen, da sie in den meisten Fällen älter ist als die letztere. Für die Font Robert-Facies wird man aber wegen der genannten Typen auf eine Beteiligung östlicher Elemente nicht verzichten können. Bei diesem Sachverhalt liegt der Gedanke nahe, die Font Robert-Facies an das östliche Gravettien, die Gravette-Facies aber an das Chatelperronien Frankreichs anzuschließen und den Trennungsschnitt so zu ziehen, daß wir einerseits ein „Périgordien" (= Chatelperronien + Gravette-Facies), andererseits ein „Aggsbachien" (= Ostgravettien und Kern der Font Robert-Facies) hätten. Dagegen ist aber zu bedenken, daß eine unmittelbare Verbindung von Chatelperronien und Gravettien noch nicht nachzuweisen ist, zumal das von Peyrony als Bindeglied betrachtete sog. „Périgordien III" gewisse Formen *(lames foliacées)* mit der Font Robert-Facies gemeinsam hat[6]). Die mittel- und osteuropäischen Vorkommen der *Noaillesstichel* und *Sägen* dürften wohl als Anzeichen einer westeuropäischen Rückströmung zu werten sein, in deren Rahmen sich vielleicht auch der „Import" mediterraner Mollusken einfügen läßt (z. B. Mainz, Krems).

Eine noch recht rätselhafte Erscheinung sind die Blattspitzenindustrien, auf die hier nur ganz kurz eingegangen werden soll. Sie laufen den Klingenindustrien parallel und treten häufig mit ihnen vermischt in Erscheinung. In Mitteleuropa (bes. in Ungarn) ist das Proto-Solutréen dem Aurignacien der Stufe 1 wenigstens teilweise gleichzeitig, das Hoch- und Spätsolutréen dem Aurignacien bzw. Gravettien der Stufen 2 und 3. In Westeuropa schiebt sich das Solutréen regional zwischen das Gravettien und Magdalénien, ist aber räumlich begrenzt und Teilen der genannten Industrien zeitlich gleichzustellen. Seine einzelnen Stadien führen die gleichen Namen wie in Mitteleuropa, haben jedoch nur lokale Bedeutung und dürfen nicht als Ausdruck einer Gleichzeitigkeit aufgefaßt werden. Im Großen und Ganzen liegt das westeuropäische Solutréen wohl in der Stufe 3, wahrscheinlich erst in 3b—c. Für die Herkunft des Solutréens denkt man meist an Ungarn, zieht neuerdings aber auch Afrika in Betracht. Hier hat aber der chronologische Vorrang Mitteleuropas ein entscheidendes Wort zu sprechen. Will man das westeuropäische Solutréen von Afrika herleiten, dann muß man es notgedrungen als Konvergenzerscheinung zum mitteleuropäischen Solutréen auffassen. Hält man aber an einem genetischen Zusammenhang fest, dann entfällt die Möglichkeit einer afrikanischen Heimat.

Bei all diesen Fragen handelt es sich um sehr subtile Probleme, bei denen zwar die Chronologie ein entscheidendes Wort zu sprechen hat, aber auch andere Kriterien gebührende Berücksichtigung finden müssen. Besonders wichtig sind dabei Faktoren, die über die rein typologische Betrachtungsweise hinausführen, da Kulturströmungen oder gar Bevölkerungsbewegungen nun einmal nicht ohne weiteres mit der Ausbreitung von Typen oder Typengruppen identisch sein müssen. Gerade im europäischen Jungpaläolithikum scheint die Analyse der Wirtschafts- und Siedlungsformen und vor allem der Kunststile, sowie ferner der anthropologischen Stellung der Kulturträger und die Bindung an bestimmte Klimazonen ein vom „Schematismus der Typentafel" abweichendes kulturgeschichtliches Bild zu ergeben. Trotz bisweilen recht weiträumiger Verschiebungen der ergologischen Komplexe bleibt doch stets das Gegenspiel zweier großer Kulturareale in Westeuropa einerseits, in Mittel- und Osteuropa andererseits spürbar. In dieser Hinsicht sind noch viele Probleme zu

klären, die aber jetzt nicht diskutiert werden können, da uns hier vornehmlich die stratigraphischen Grundlagen beschäftigen sollen.

Im Rahmen eines Jahrbuches, das der Zusammarbeit der verschiedenen an der Quartärforschung beteiligten Disziplinen dienen soll, mag es gerechtfertigt und wünschenswert erscheinen, der Frage näherzutreten, was aus dem hier behandelten Thema für eine solche Zusammenarbeit zu gewinnen ist. Die unschätzbaren Dienste, welche die geologische Stratigraphie der kulturgeschichtlichen Arbeit des Prähistorikers durch Lieferung solider Datierungen bietet, bedürfen nach dem obigen Exkurs wohl keiner näheren Erläuterung mehr. Wie steht es aber umgekehrt? Vermögen derartige Untersuchungen auch für die geologischen Forschungen eine Stütze und Hilfe zu werden? Das hängt vor allem davon ab, ob und inwieweit archäologische Leitformen im Sinne von Leitfossilien verwendet werden dürfen.

Dagegen erheben sich methodologische Bedenken materialer und formaler Art, die sich aus dem Wesen der Artefakte und der Gefahr von Zirkelschlüssen ergeben. Das erste erwächst daraus, daß die Relikte vergangener Kulturen als Ergebnisse schöpferischer geistiger Tätigkeit nicht in ein naturgesetzliches Schema zu pressen sind, sondern ihnen — dem freien Willen ihrer Hersteller entsprechend — etwas Willkürliches anhaftet. Praktisch wird dies allerdings durch Traditionsgebundenheit und Beharrungstendenz weitgehend ausgeschaltet. Sehen wir einmal davon ab, daß es neben chronologisch besser verwertbaren auch gänzlich indifferente Formen gibt — was auch bei den Fossilien der Fall ist — so ist doch immerhin in stärkstem Maße mit einer Unregelmäßigkeit in der Lebensdauer, verschiedenem Alter in einzelnen Gebieten und einer Sprunghaftigkeit im Auftreten zu rechnen. Wenn als zweiter Einwand angeführt werden kann, daß Artefakte mittels der geologischen Altersbestimmung der Fundschichten datiert werden und dann von solchen Artefakten auf die Zeitstellung anderer Ablagerungen zurückgeschlossen wird, dann ist natürlich die Gefahr eines „Circulus vitiosus" unbedingt zuzugeben. Grundsätzlich ist das aber auch bei paläontologischen Formen der Fall. Bei ihnen wird sie allerdings durch die Verhaftung in biologisch-naturgesetzlichen Abläufen weitgehend gemindert. Bei den archäologischen Leitformen kann das dagegen nur in schwächerem Maße geschehen durch möglichst enge morphologische Abgrenzung eines Typus, peinliche Beachtung seines chronologischen Wertes oder Unwertes, Heranziehung der größten erreichbaren Zahl gesicherter Befunde und Einschätzung der regionalen Unterschiede, die es ratsam erscheinen lassen, sich mit solchen Schlüssen in möglichst engem geographischem Rahmen zu bewegen. Je weiter wir uns von dieser Basis entfernen, umso unsicherer — und gefährlicher — werden die Ergebnisse.

Als besonders wichtiger Punkt erscheint die außerordentliche Langlebigkeit gewisser Typen. Die *Chatelperronspitzen* z. B. sind keineswegs auf das Chatelperronien beschränkt, sondern reichen bis in das Mesolithikum. Die *Gravettespitzen* sind im Grunde nur eine schlankere und feinere Fortbildung der *Chatelperronspitzen*. Technisch grob und groß ausgefallene *Gravettespitzen* nehmen daher leicht wieder die Form der *Chatelperronspitzen* an. Das Chatelperronien, das in Westeuropa in Stufe 1 auftritt, fehlt in Mittel- und Osteuropa. Solange es dort nicht nachgewiesen wird, müssen wir annehmen, daß in Mittel- und Osteuropa *Chatelperronspitzen* erst von Stufe 2 an als — wenn man so sagen darf — „atavistische" Erscheinungen innerhalb des Gravettiens vorkommen können. Damit ist gleichzeitig schon ein zweites wesentliches Moment, nämlich die Berücksichtigung regionaler Verschiebungen in der Zeitstellung bestimmter Leitfor-

men, angeführt. Es gilt in gleichem Maße aber auch z. B. für die *Klingen mit retuschiertem Schrägende* oder die *Aurignacspitzen*. In der folgenden Tabelle wird die Begrenzung einer Auswahl chronologisch gut verwertbarer Typen nach dem derzeitigen Forschungsstand schematisch dargestellt:

Stufen		Westeuropa	Mitteleuropa
4	c		
	b		
	a	= = = = = = = = = =	= = = = = = = = = =
3	c		
	b	X I X I X I X I X I X I X	X X X X X X X X X X
	a		
2	b	/ / / / / / / / / / / / / /	/ / / / / / / / / / / / / /
	a	— — — — — — — — + + + + + + + +	— o — o — o — o — o — o —
1		o o o o o o o o o	+ + + + + + + + +

Erläuterung:

O O O Terminus post quem: *Chatelperronspitzen, Klingen mit retuschiertem Quer- oder Schrägende.*
+ + + Terminus post quem: *Aurignacspitzen, Kielkratzer.*
— — — Terminus post quem: *Gravettespitzen, Mittelstichel mit Kratzerbasis.*
X X X Terminus post quem: *Noaillesstichel, Sägen.*
= = = Terminus post quem: *Zweireihige Harpunen.*
I I I I Terminus post quem: *Dreiecke.*
/ / / / / Terminus ante quem: *Aurignacspitzen.*

Es bedarf wohl keines besonderen Hinweises, daß die Datierung umso sicherer wird, je mehr Typen herangezogen werden können. Liegen z. B. in Mitteleuropa in einer bestimmten Schicht *Mittelstichel mit Kratzerbasis*, so gehört sie in die Stufe 2 oder einen jüngeren Horizont. *Aurignacspitzen* datieren einen Fund in Stufe 1 oder 2. Treten aber beide zusammen auf, dann kommt nur der Überschneidungsbereich in der jeweiligen Dauer der beiden Leitformen in Frage, d. h. die Stufe 2.

Über diese Möglichkeiten einer wenigstens annähernden Datierung von Schichten unsicherer Stellung mit typologischen Mitteln hinausgehend soll abschließend noch der Versuch gewagt werden, die eingangs als Arbeitshypothese vorausgesetzte Korrelation der oberen Horizonte der Höhlensedimente und der Löße mit Hilfe der archäologischen Stratigraphie zu überprüfen. Während das Magdalénien im Lößgebiet Nordfrankreichs ganz zu fehlen scheint, wird in Mitteleuropa ein Spätmagdalénien zwar in Lößstationen angetroffen, jedoch nie in einer Lagerung, die seine Gleichzeitigkeit mit der Lößbildung beweist. Es liegt vielmehr in den oberen Partien eines Lößlehms oder an der Grenze von Löß und Humus, also in Tiefenlagen, in die es von der Oberfläche her geraten sein kann. In Andernach dürfte es der alleröd zeitlichen Bimsablagerung nicht allzuweit vorausgehen (Gross 1951). In Höhlensedimenten Frankreichs und Süddeutschlands gehört es noch in Frostschuttschichten, ist im letzteren Gebiet aber schon mit einer Fauna vergesellschaftet, die auf die subarktische Erwärmung des Endglazials hinweist, in der sicher keine Lößablagerung mehr erfolgte.

Gehen wir weiter zurück, so können wir ferner feststellen, daß der Horizont der *Noaillesstichel* und *Sägen* in Frankreich in der lehmigen Zwischenschicht (Stufe 3c) und vielleicht etwas davor beginnt. In Lößstationen Mitteleuropas macht er sich in der Unterbrechungszeit des oberen Junglößes oder unmittelbar vor dem Wiederbeginn der Lößablagerung bemerkbar (z. B. Mainz, Munzingen, Unterwisternitz). Für die Höhlenstationen müssen wir (abgesehen von einem dicken, *noailles-artigen Stichel*, der wohl in Stufe 4a gehörenden Schicht C von Mauern) den Sprung zu den oben genannten französischen Vorkommen wagen. Auf diese Entfernung ist natürlich mit einer zeitlichen Verschiebung zu rechnen. Da es sich aber um eine Formengesellschaft wahrscheinlich westeuropäischer Herkunft handelt, würde sich das allenfalls in einer etwas jüngeren Datierung der mitteleuropäischen Schichten auswirken. Eine solche Annahme dürfte aber kaum nötig sein, da sich bei der oben angenommenen Gegenüberstellung der Löße und Höhlensedimente schon ein gewisser zeitlicher Vorrang des Westens zu ergeben scheint. Angesichts der genannten methodologischen Bedenken können diese Argumente zwar keine bindende Kraft besitzen; es läßt sich aber zumindest sagen, daß die archäologische Stratigraphie der in der Tabelle S. 55 angenommenen Parallelisierung nicht widerspricht. Sie mag daher künftigen geologisch-paläontologischen Untersuchungen, die allein das entscheidende Wort haben können, als heuristisches Prinzip dienlich sein.

Anmerkungen:

[1]) Da bisher meist das verführerisch reiche südfranzösische Material zum Ausgangspunkt der Aussonderung von Typengruppen gewählt wurde, konnte der letztgenannte Typus, der auch in gewissen Aurignacien-Niveaus auftritt, dort nicht als Element des Gravettiens erkannt werden.

[2]) So führt z. B. die Patenstation Chatelperron *Aurignacspitzen*. Da diese Fundstelle geologisch nicht datiert ist, kann allerdings die Interpretation dieser Fundkombination als vereinzeltes Auftreten von Aurignac-Formen in der Stufe 1 Westeuropas nicht ausgeschlossen werden.

[3]) Beide Typen sind möglicherweise aus einer mediterranen Facies des Gravettiens („Grimaldien") abzuleiten.

[4]) In der Kastlhänghöhle liegt allerdings nur eine *Harpune* vom Magd. V-Typ vor. Es ist aber die einzige *Harpune* dieser Fundstelle überhaupt. Nicht selten ist dieser Typ jedoch mit Magd. VI-Formen vergesellschaftet (z. B. Andernach), sodaß ein Einzelfund nichts beweisen kann. Auch die Trennung der Schichten im Keßlerloch ist äußerst fraglich (Bandi 1947, S. 149). Ein gutes Beispiel für das Fortleben altertümlicher Formen bietet die wohl in das Ende von 4a oder in 4b gehörende Petersfelshöhle, in der bereits Hirsch und Reh als Zeugen gemäßigteren Klimas auftreten. Hieb- und stichfeste Belege für Magd. IV—V fehlen jedenfalls bisher in Mitteleuropa.

[5]) Kimball & Zeuner datieren das Magdalénien in das „Ende des Würm II bis in den Anfang von Würm III". Dabei werden aber als Würm I—III nur Stadien der Würmmoränen im engeren Sinne bezeichnet, also Erscheinungen, die nach Soergel's und der hier verwendeten Terminologie (vgl. auch Narr 1951) erst mit Würm II beginnen. Es wäre also zu überprüfen, ob die Höchstdatierung Kimball's & Zeuner's nicht als Ende Würm III im hier angewendeten Sinne zu interpretieren wäre.

[6]) Peyrony's „Périgordien II" ist nicht mit unserem Chatelperronien der Stufe 2 identisch. Vom „Périgordien II" Peyrony's möchte der Verf. nur La Ferrassie E' zum Chatelperronien zählen. Bei den übrigen „Périgordien II"-Stationen scheint es sich um relativ junge, verschiedenartige Mischungen von Aurignacien- und Gravettien-Elementen zu handeln (z. B. Bos del Ser, Dufour).

[7]) In den gleichen Zusammenhang gehören vielleicht auch die *eingeschnürten Klingen* von Krems. Die Einwirkung des mediterranen Gravettiens (Grimaldi) war wohl auch maßgeblich an der Ausbildung des Proto-Magdaléniens II—III beteiligt. Diese Gravettien-Facies führt u. a. die *eingeschnürten Klingen*, aus denen möglicherweise die *Sägen* entwickelt wurden. Diese mögen von hier einerseits ins südfranzösische Proto-Magd. II—III, andererseits in das mitteleuropäische Spätgravettien gelangt sein und brauchen deshalb in der letzteren Gruppe nicht als Magdalénien-Einfluß gewertet zu werden.

Verzeichnis der zitierten Literatur.

Bandi, H. G: Die Schweiz zur Rentierzeit. 1947.
Bayer, J.: Das zeitliche und kulturelle Verhältnis zwischen den Kulturen des Schmalklingenkulturkreises während des Diluviums in Europa. - Die Eiszeit **5**, 1928. — Die Olschewakultur, eine neue Facies des Schmalklingenkulturkreises in Europa. - Die Eiszeit **6**, 1929.
Bohmers, A.: Die Höhlen von Mauern. - Palaeohistorica **1**, 1951.
Brandtner, F.: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. - Archaeologia Austriaca **5**, 1950.
Breuil, H.: Les subdivisions du paléolithique supérieur et leur signification. - Congrès internat. d'anthrop. et d'archéol. préhist. **14**, 1912.
Büdel, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. - Naturwissenschaften **37**, 1950.
Cheynier, A.: Les Industries Proto-Magdaléniennes. - Bull. Soc. Préhist. Franç. **48**, 1951.
Freising, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung in Württemberg. - Jahresh. geol. Abt. Württemberg. Statist. Landesamt **1**, 1951.
Garrod, D. A. E.: The Upper Paleolithic in the Light of Recent Discovery. - Proc. Prehist. Soc. N. S. **4**, 1938.
Gross, H.: Die moorgeologische Datierung des jüngeren Magdalénien in Deutschland. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, 1951.
Kimball, D. & Zeuner, F. E.: The Terraces of the Upper Rhine and the Age of the Magdalénian. - Univ. of London, Inst. of Archeol., Occas. Paper **7** (ohne Jahr).
Lais, R.: Über Höhlensedimente. - Quartär **3**, 1941.
Narr, K. J.: Terrassen, Löße und paläolithische Kulturen. - Germania 29, 1951 (i. Druck).
Peirony, D.: Les industries „aurignaciennes" dnas le basin de la Vézère. - Bull. Soc. Préhist. Franç. **30**, 1933. — Le Périgordien et l'Aurignacien (Nouvelles Observations). - Bull. Soc. Préhist. Franç. **33**, 1936. — La Micoque, Les fouilles recentes. - Bull. Soc. Préhist. Franç. **35**, 1938.
Schwabedissen, H.: Hamburg-Rissen, ein wichtiger Fundplatz der frühen Menschheitsgeschichte. - Hammaburg **1**, 1949.

Ms. eingeg.: 18. 11. 1951.

Leitlinien der altsteinzeitlichen Kulturentwicklung

Von Rudolf Grahmann, Bielefeld

An den Fundstellen der Australopithecinen, denen man das Erschlagen von Pavianen nachsagt und die, nach R. A. Dart, z. T. schon Feuer benutzt haben sollen, hat ein so erfahrener Forscher, wie H. Breuil, keine Spuren geschlagener Steine finden können, und dies, obwohl im gleichen Gebiete Flußschotter des frühesten Pluvials, das ältestpleistozän ist, allenthalben urtümliche Artefakte führen. Daraus ist zu schließen, daß die Australopithecinen vorpleistozän sind, und daß die altsteinzeitliche Kulturentwicklung, soweit sie aus geschlagenen Steinen erschlossen werden kann, allein das Pleistozän, dieses aber offenbar gänzlich, bedeckt.

Bis zu Beginn des Eiszeitalters hatten sich die Halbmenschen, wenn wir Afrika als deren Heimat ansehen, bereits über weite Gebiete der Erde verbreitet. Mit der Djetisfauna kam, wohl über die Landbrücke der Günzzeit, die Pithecanthropusgruppe nach Java, das damalige Ende der Welt, und wenn man zu den vor- und frühgünzischen Cragkulturen des Ipswich und des Norwich in Südengland steht, so war von den Hominiden auch bereits der nördliche Wüstengürtel überwunden worden, und sie lebten hier, am andern Ende der Welt, in einem Klima, das für nackte Geschöpfe mindestens im Winter sehr ungemütlich gewesen sein muß.

Schon während dieser Ausbreitung hatte sich der Halbmensch mehr und mehr daran gewöhnt, Gegenstände als Waffen und als Geräte zu verwenden.

Das mögen Knüppel gewesen sein, Röhrenknochen oder Kinnladen, scharfkantige Muschelschalen oder Steine. Diese boten sich besonders am Ufer des Meeres und der Flüsse. Offenbar wurden längliche Gerölle bevorzugt. Durch Anschlagen gegen andere harte Steine wurden sie an einem Ende zugespitzt oder zugeschärft. Solche teilbearbeitete Gerölle finden sich in Ost- und Südafrika in Schottern, die in den Beginn des Pleistozäns gestellt werden, als Kultur des Kafuan und etwas jünger als Oldowan. In diesem entwickelte sich die Schlagtechnik ganz allmählich in dem Sinne weiter, daß nicht nur die Spitze, sondern mehr und mehr auch die Längsseiten eines Gerölles zugeschärft wurden, und so entstand schließlich der grobe Faustkeil des Abbeville.

In ihrem Gehabe entsprechen den ältesten afrikanischen Geröllgeräten einige Funde, die H. Breuil & G. Zbyszewski an der Küste der portugiesischen Provinz Estramadura in den Ablagerungen des Sizilischen Strandes gelungen sind. Ähnliche, etwas jüngere Funde wurden in Küstenbildungen Westmarokkos gemacht. Das Alter dieser beiden frühen Geröllkulturen hängt von der Einstufung des Sizils ab. F. E. Zeuner stellt es vor das Günz, H. L. Movius dagegen in das erste Interglazial. Damit bleibt vorerst auch ihr Verhältnis zu den Cragkulturen Südostenglands, dem Ipswich und dem Norwich unklar, die auf Feuerstein beruhen. Sie werden allerdings, weil dieser in den Ablagerungen ohnedies massenhaft vorkommt, von mancher Seite angezweifelt, wogegen andere sowohl Abschlagstücke wie Kerngeräte anerkennen. Diese letzteren, Rostrocarinaten genannt, sollen ebenfalls Vorläufer des Faustkeiles des Abbeville sein, das im ersten Interglazial Südenglands und Frankreichs gesichert ist. Im Abbeville herrscht allein die Amboßtechnik sowohl für die Faustkeile, wie für die Abschlagstücke.

Eine Verfeinerung der Technik durch Verwendung von Schlagsteinen führte zur Kulturgruppe des Acheul, in dem auch die Bearbeitung der Schneiden (Retusche) durch Knüppel oder Röhrenknochen mehr und mehr vervollkommnet wurde. Die Faustkeile wurden zu echten Doppelseitern; eine Menge aus Abschlägen hergestellter Geräte wurden erfunden und sauber retuschiert. Das Acheul hat in Westeuropa während des großen Interglazials (O-Warmzeit) seine Blütezeit, es ist aber auch im letzten Interglazial (U-Warmzeit) vertreten, entwickelt das Micoque und beeinflußt in Frankreich auch noch das Moustier bis in den Beginn des Würm. Keine Kultur hat je solange gewährt wie diese, und der Faustkeil, der gegen vier Jahrhunderttausende dem Menschen gedient hat, muß als die nachhaltigste Erfindung des Menschengeschlechtes angesehen werden.

Schon mehrfach ist darauf hingewiesen worden, daß die Träger der Faustkeilkulturen offenbar warme Klimate bevorzugt haben, wo sie im Walde lebten. In Europa sind sie auf den Westen beschränkt. Nur an wenigen Stellen, z. B. bei Hannover, sind gute Faustkeile östlich der interglazialen Ostgrenze des Flußpferdes gefunden worden, aber es handelt sich dabei wohl nicht um reines Acheul. Der Kern der Faustkeilkulturen liegt in Afrika. Hier sind sie allenthalben verbreitet, und von hier aus reicht das Stammgebiet über Arabien und Syrien nach Indien. Urtümliche Faustkeile in Nordmalaya und in Java sind vielleicht auf Einflüsse von da zurückzuführen.

Es ist schon vor mehreren Jahrzehnten aufgefallen, daß das Altpaläolithikum mehrerer Fundplätze in Südengland, Nordfrankreich, Belgien und Deutschland keine Faustkeile führte, sondern lediglich Geräte, die aus Abschlägen hergestellt waren. Hugo Obermaier hat als erster erkannt, daß hier offenbar Beweise für einen besonderen Kulturkreis vorliegen, der neben dem der Faustkeilkulturen bestand. Er sprach von Abschlagkulturen. Der Ausdruck will besagen, daß

in ihnen Faustkeile oder Doppelseiter fehlen. Es darf aber nicht vergessen werden, daß einerseits Doppelseiter nicht immer aus Kernstücken, sondern häufig auch aus Abschlägen gefertigt wurden, und daß andererseits auch in den Faustkeil- und Doppelseiterkultuen die Begleitgeräte auftreten, die den Bestand der Abschlagkulturen allein ausmachen.

Als deren älteste Europas wird das Cromer in Südostengland angenommen, das etwa in den Beginn des ersten Interglazials (I-Warmzeit) zu stellen ist. Seine groben Abschläge haben mitunter ein Gewicht von mehreren Kilogramm. Da sie in Ablagerungen voller natürlicher Feuersteine liegen, verfällt die Cromerkultur gleichen Bedenken wie die von Ipswich und von Norwich.

Geologisch und archäologisch gesichert ist die Stellung des Clacton. — Es tritt in Südengland erstmalig zu Beginn des Mindel auf, entwickelt sich aber besonders im großen Interglazial (O-Warmzeit), wobei es stellenweise aus dem Acheul eine saubere Retusche übernimmt. Ob es auch im letzten Interglazial noch bestand, ist noch unsicher. Im Clacton herrschte allgemein Amboßtechnik, deren Merkmale: große Schlagfläche, offener Schlagwinkel, Schlagkegel und dikker Bulb allen seinen Geräten eigen sind. Diese Schlagweise ist jedoch auch später weiter angewandt worden, teils für die Geräte selbst, z. B. im Jabrud Syriens und im Tayac, örtlich auch im Moustier, teils zur Herrichtung von Kernsteinen und Abschlägen für Weiterverarbeitung, z. B. im Levallois von Markkleeberg und von Ziegenhain-Lenderscheid.

Wo das Clacton entstanden ist, kann noch nicht gesagt werden. Daß es in England zu Beginn des Mindel erscheint, spricht für eine Zuwanderung aus kühleren, bereits unerträglich gewordenen Gegenden, jedenfalls nicht für eine Herkunft aus dem Süden. Da, wie wir sehen werden, andererseits offenkundige Beziehungen zum ostasiatischen Haumesserkreise bestehen, darf man an eine eurasiatische Herkunft des Clacton denken. Vielleicht drang es unter dem Einfluß der durch die mindelzeitlichen Klimaverschlechterung ausgelösten Wanderungen bis nach Afrika, denn hier wurden im Acheul die Zweiseiter meistens aus Clactonabschlägen hergestellt.

Ebenfalls noch ungeklärter, aber wahrscheinlich auch eurasiatischer (nordeuropäischer?) Herkunft ist die Abschlagkultur des Levallois, das in Mitteleuropa am Ende des großen Interglazials (O-Warmzeit) oder zu Beginn des Riß erscheint, also wahrscheinlich wiederum durch Zuwanderung aus klimatisch nicht mehr bewohnbaren Gegenden. Das Levallois ist sicher aus dem Clacton hervorgegangen, dessen Amboßtechnik, wie erwähnt, für gewisse Zwecke weiter angewandt wird. Aber es hatte die Bearbeitung der Kernstücke zu hoher Vollkommenheit entwickelt. Von seinem Schildkern konnten mit je einem einzigen Abschlage Geräte gewonnen werden, die ohne Nacharbeit (Retusche) das gleiche leisteten, wie die Zweiseiter, Schaber, Spitzen der Faustkeilkulturen. Die Schlagweise des Levallois war eine der größten Erfindungen der Altsteinzeit. Ihre Vorteile waren so überzeugend, daß sie sich offenbar rasch über weite Teile der damals bewohnten Erde verbreitete. Man findet das Schlagverfahren zu Beginn des Riß in der jüngeren Soankultur Nordwestindiens und in der gleich alten Kultur des Patjitan Javas, Levallois ist von vielen Stellen Afrikas bekannt und möglicherweise sind auch die im oberen Stellenbosch Südafrikas z. T. auftretenden Kerne vom Victoria West Typus, die den Schildkernen ähnlich sind, auf Einfluß des Levallois zurückzuführen. Hier wurden die Abschläge zu Doppelseitern weiter verarbeitet.

Wie für das Clacton läßt sich auch für das Levallois eine östliche Verbreitungsgrenze nicht angeben, weil große Teile Asiens noch nicht durchforscht sind.

In Europa lebte die Levalloiskultur, nachdem sie im letzten Interglazial Retusche und sogar Doppelseiter aus dem Acheul aufgenommen hatte, bis in den Beginn des Würm. Seine Technik wurde weithin auch im Moustier angewendet.

Durch H. L. Movius sind wir unlängst zusammenfassend über Gerätebestand und Alter einiger weit voneinander gelegener altpaläolithischer Fundplätze Nordindiens und Ostasiens unterrichtet worden. Die Funde rücken bis in den Beginn des großen Interglazials (O-Warmzeit), vielleicht zum Teil bis in die Mindelzeit zurück und bestehen in ihren ältesten Formen aus Geröllen, die überwiegend an einer Längskante durch Schläge von einer Seite her, aber auch durch solche wechselseitig von beiden Seiten, eine unregelmäßige oder auch zickzackförmige Schneide erhalten haben. Movius nennt diese urtümlichen Geräte choppers und chopping tools. Er unterscheidet danach einen dritten, den chopper-Kulturkreis. Im Deutschen kann man von einem Haumesserkulturkreis sprechen. In ihm treten außer den genannten Geräten auch zugespitzte Gerölle, Halbkeile, recht kennzeichnende Kratzer (handadzes) auf, ferner auch Abschlaggeräte, die an solche des Clacton erinnern. Verwandtschaft zu diesem ist mit Sicherheit anzunehmen.

Haumesserkulturen kennt man aus Nordwestindien (Soan), aus Burma (Anyath), aus Malaya (Tampan), hier zum Teil mit urtümlichen Faustkeilen, ebenso wie in Java (Patjitan), und schließlich etwas abweichend, auch in der Technik, in Choukoutien von den Fundplätzen des *Sinanthropus pekinensis*.

Hatten schon die wohl durch die kalte Mindelzeit ausgelösten Wanderungen des Clacton technische Anregungen über weite Teile der Erde getragen, so war dies durch die in den Beginn der Rißzeit fallende Ausbreitung des Levallois noch mehr der Fall. Seit jener Zeit wurden die gegenseitigen Beeinflussungen der Kulturen stärker und vielseitiger. Durch Übernahme einzelner Arbeitsweisen oder auch von Geräteformen kam es hier und da, mitunter neben den weiter lebenden Stammkulturen allmählich zur Ausbildung von Mischkulturen. In Westeuropa erlangten die Abkömmlinge der alten Abschlagkulturen mehr und mehr an Einfluß. Im letzten Interglazial lebten in Frankreich das Tayac und das Micoque, später das Moustier, in Mitteleuropa außerdem die Weimarer Kultur, die Wildkirchlikultur, im Osten die Krimkulturen, die gewisse Verwandtschaft zum Moustier, vielleicht auch zum syrischen Jabrud haben. Moustierartige Kulturen sind auch in Nordafrika verbreitet. Aus ihnen gingen die Kulturen von Ater und von Sébil hervor. Syrien sah seit Beginn des letzten Interglazials die Abschlagkultur des Jabrud. Auch die Kulturen des Haumesserkreises entwickelten sich besonders unter dem Einfluß der Schildkernschlagweise weiter, doch haben diese jüngeren Stufen bisher keine besonderen Namen erhalten. In Ost- und Südafrika entstanden reine Mischkulturen aus Acheul und Levallois, deren bekannteste das südafrikanische Fauresmith ist. Alle die seit der Rißzeit und besonders im letzten Interglazial (U-Warmzeit) bestehenden Mischkulturen können als Mittelpaläolithikum bezeichnet werden.

Eine besondere Erwähnung erheischen die Blattspitzen, die an verschiedenen Orten und zu verschiedenen Zeiten auftreten. Früher glaubte man, sie seien von den Zweiseitern des Acheuls abzuleiten. Das gilt aber offenbar nur für manche, z. B. die von Sbaíka in Nordafrika. Sonst erscheinen sie ausschließlich im Verbreitungsgebiet der Abschlagkultuen von Westeuropa bis Transbaikalien. Wahrscheinlich besteht eine ursprüngliche Verwandtschaft mit den „moustierartigen"

Kulturen der Krim, des Nordkaukasus und Sibiriens, die eine Vorliebe für zweiseitige Bearbeitung der Abschlaggeräte erkennen lassen und spärlich auch Blattspitzen führen. Nach Europa dringen Blattspitzenkulturen in der zweiten Hälfte des letzten Interglazials (El Sotillo bei Madrid, Mauern, Ranis) und später mit dem Solutré, dessen mit Druckretusche bearbeitete Blattspitzen den Höhepunkt der altsteinzeitlichen Steinbearbeitung darstellen.

Der kräftigste Sproß aus dem Stamme der Abschlagkulturen war jedoch der der Klingenkulturen, die im Jungpaläolithikum ihre höchste Entwicklung fanden. Klingenartige Geräte wurden schon im mittleren Acheul, im älteren Clacton, auch in den ostasiatischen Kulturen geschlagen, aber sie waren meistens plump und dick. Vom Schildkern gerieten sie dünn, aber häufig mit gebrochenen Schneiden. Die Erfindung des Walzen- und des Spindelkerns, die wechselweise von beiden Köpfen her abgebaut wurden, ergab lange schmale und dünne Klingen mit geraden, parallelen Seiten. Man begegnet solchen zu Beginn der Rißzeit in Markkleeberg, Hundisburg und an einigen anderen Plätzen.

Die Entwicklung und Heimat der Klingenkulturen im letzten Interglazial ist unbekannt. Man kann den Osten oder auch den Norden vermuten. Gegen Ende dieses Interglazials erscheint unvermittelt eine Klingenkultur zwischen Schichten mit Acheul in El Sotillo bei Madrid, um die gleiche Zeit oder zu Beginn des Würm taucht das Praeaurignac A. Rust's in ähnlichem Verbande in Syrien auf. Dann bleiben die Klingenkulturen während Würm I wieder verborgen. In der ersten Würmschwankung erreicht eine weitere Welle Westeuropa. Sie ist durch die Chatelperronspitze ausgezeichnet (Unteraurignac im Sinne Breuil's, neuerdings Chatelperronien). Die nächste Welle, etwa zu Beginn von Würm II, getragen vom Cromagnonmenschen, verrät sich durch Mengen von Steil- und Stirnkratzern, es ist das Mittelaurignac Breuil's, neuerdings allein als Aurignac, besser als Cromagnon bezeichnet. Aus beiden Stufen erwächst im Würm II das obere Aurignac, neuerdings auch Gravettien genannt.

Ebenfalls noch im Würm II drang die etwas abweichende Kultur des Solutré mit seinen prachtvollen Blattspitzen bis nach Westeuropa vor. Aus seiner Verschmelzung mit dem Gravette entwickelte sich das Magdalen, in dem die Bearbeitung von Bein, Elfenbein und Horn sowie ornamentale und naturalistische Kunst ihren Höhepunkt erlangten. Es währte bis zum Ende des Eiszeitalters und löste sich dann in verschiedene mesolithische Kulturen auf. Westwärts ist das Jungpaläolithikum bis England und Nordspanien verbreitet, wogegen sonst auf der Iberischen Halbinsel das Moustier weiter bestand. In Mittel- und Osteuropa entwickelte sich das Aurignac ohne Einfluß des Solutré bodenständig weiter unter gegenseitigen Beziehungen zum Magdalen, von dem jedoch die naturalistische Kunst nicht übernommen wurde. Auch dieses Spätest-Aurignac oder Ost-Magdalen lief in mesolithische Kulturen aus. Einflüsse des Ost-Magdalen trafen weiter im Osten auf ältere Kulturen mit Geräteformen, die an die der Krimkulturen oder des Moustier im weitesten Sinne erinnern, und entwickelten hier eine Mischkultur, die gegen Ende der Würmzeit in Sibirien und Transbaikalien anzutreffen ist und wohl auch nach Nordchina ausstrahlte. Auch die etwas jüngere Kultur von Komsa in Finnmarken scheint aus einer solchen Verschmelzung hervorgegangen zu sein.

Außer diesem eurasiatischen Jungpoläolithikum ist ein anderer Zweig des Aurignac zu unterscheiden, der sich über warme Gebiete ausbreitet. A. Rust machte mit dem orientalischen Aurignac bekannt, das in den syrischen Höhlen offenbar um dieselbe Zeit erscheint, wie das Aurignac in Europa. Von diesem

unterscheidet es sich durch einen geringeren Formenreichtum und durch das Fehlen von Kunst. Auch in Arabien und in Indien soll Aurignac vorkommen. Aus Nordafrika ist seit langem das Capsa bekannt, das viele dem Aurignac verwandte Züge zeigt, aber offenkundig, selbst in seiner ältesten Ausprägung, jünger ist und bis in das Mesolithikum währt. Auch das Kenya-Aurignac Leakey's dürfte nicht so alt sein, wie dieser meinte. Offenbar handelt es sich um den Einfluß zugewanderten Aurignacs auf ansässiges Acheul. Ob diese Einsickerung bereits aus dem Praeaurignac Syriens oder erst später aus dem orientalischen Aurignac kam, kann noch nicht entschieden werden. Bis zum Ende des ungefähr dem Würm entsprechenden Gamble-Pluvials machte sie sich auch in anderen bodenständigen Kulturen Afrikas bemerkbar, beispielsweise im Stillbay. In weiten Gebieten Afrikas entwickelten sich die altsteinzeitlichen Kulturen bodenständig weiter bis zum Neolithikum. Man kann dann von spät- oder oberpaläolithischen Kulturen sprechen, denn der Ausdruck Jungpaläolithikum muß den in Europa geprägten Sinn behalten.

Wahrscheinlich ist in einer Schwankung der Würmzeit auch die erste Einwanderung des Menschen über die Beringstraße nach Nordamerika erfolgt. Seine frühesten Spuren sind älter als das Two Creeks Forest Bed, das man früher für vorbaltisch hielt, jetzt jedoch nach Radiocarbonbestimmungen als Alleröd erkannt hat. Die nordamerikanischen Kulturen mit ihren Folsom- und Yumaspitzen lassen sich noch nicht an das bisher bekannte eurasiatische Jungpaläolithikum anknüpfen. Einzig in der ältesten von ihnen, der Sandiakultur, lassen Blattspitzen einen Zusammenhang mit sibirischen Kulturen vermuten, in denen, wie bereits erwähnt, Blattspitzen, wenn auch spärlich, auftreten.

Die Ausbreitung des Jungpaläolithikums im Würm gibt uns aus ziemlich naher und daher deutlicher Schau ein Bild der Wirkung, die eine Klimaverschlechterung auf die kulturelle Entwicklung auszuüben vermag. Dieses Bild läßt vermuten, daß im Riß die gleiche Ursache das Levallois in Bewegung setzte. Schließlich spricht das erste Auftreten des Clacton in Europa für einen gleichartigen Vorgang im Mindel. So förderte dreimal die gleiche Ursache die Ausbreitung von Abschlagverfahren über die damals bewohnte Erde, aus Ursprungsgebieten heraus, deren Lage uns in allen drei Fällen bisher verborgen geblieben ist. Wir erkennen so die mittelbaren, fördernden Wirkungen von Klimaverschlechterungen auf die älteste Kulturentwicklung, die sehr wesentlich in der unmittelbaren Anpassung an solche ihre Triebfedern hatte.

Schriftennachweis.

Dart, R, A.: An Australopithecus from the Central Transvaal. - South African Science **1**, 1948.

Grahmann, Rudolf: Urgeschichte der Menschheit. - Stuttgart (W. Kohlhammer) 1952.

Movius, Hallam L.: The lower palaeolithic cultures of southern and eastern Asia. - Transact. American Philosophical Society **38**, 4; 1948. — Villafranchian Stratigraphy in southern and southwestern Europe. - Journal of Geology **57**. Chicago 1949.

Narr, K. J.: Zum Stand der quartärstratigraphischen Forschungen. - Germania **29**. 1951.

Rust, Alfred: Die Höhlenfunde von Jabrud. Neumünster 1950.

Zeuner, F. E.: The Pleistocene Period. London 1945. — Dating the Past. London 1946 und 1950.

Ms. eingeg.: 2. 11. 1951.

Die Radiokarbon-Methode, ihre Ergebnisse und Bedeutung für die spätquartäre Geologie, Paläontologie und Vorgeschichte

Von Hugo Gross, Bamberg

I. Einleitung

Wegen der vergleichsweise außerordentlich geringen Länge des Quartärs braucht der Geologe für diesen Abschnitt der Erdgeschichte sehr viel genauere Zeitbestimmungen als für die übrigen Perioden. Die in Europa aufgestellte Stufenfolge und Chronologie des Quartärs und der Vorgeschichte ist natürlich nicht ohne weiteres auf andere Erdteile übertragbar; sie ermöglicht ja nur relative Datierungen. Die Schwierigkeiten werden schon in Europa um so größer, je weiter man sich von den Vereisungsgebieten entfernt. Daher wurde von den Quartärgeologen die eine absolute Datierung ermöglichende geochronologische Methode von G. De Geer begrüßt, wenn sie auch nur die letzten ca. 16 000 Jahre des Quartärs im nördlichen Europa umfaßt und ihre weltweiten Anwendungsversuche von den meisten Quartärgeologen als verfehlt abgelehnt werden. Ein weiterer Fortschritt war die mit G. De Geer's Geochronologie konnektierte Pollenchronologie, die wenigstens annähernde absolute Datierungen weit über den Bereich hinaus ermöglicht, in dem Warwenzählungen ausführbar sind. Größere Hoffnungen auf eine weltweite absolute Chronologie des gesamten Quartärs setzten viele Quartärgeologen in Europa auf die Strahlungskurve von Milankovitch, die aber von ebenso vielen Quartärgeologen abgelehnt wird. Großes Aufsehen erregte daher 1949 die Nachricht, daß die amerikanischen Kernphysiker Prof. Dr. Willard F. Libby, E. C. Anderson und Dr. J. R. Arnold von der Universität Chicago eine Methode entwickelt haben, die es ermöglicht, auf atomphysikalischem Wege das Alter subfossiler organischer Substanzen zu ermitteln und die mit anderen Methoden ermittelten Datierungen nachzuprüfen.

II. Die Radiokarbon-Methode.

1. Grundlage der Methode.

Radiokarbon C 14 (d. h. Kohlenstoff mit dem Atomgewicht 14) ist ein radioaktives Isotop des gewöhnlichen Kohlenstoffs C 12 (Atomgewicht 12) und bereits seit einer Reihe von Jahren durch Laboratoriumsversuche bekannt und für biochemische und medizinische Forschungen künstlich hergestellt worden. Es zerfällt unter Aussendung von Elektronen (β-Strahlen) und verwandelt sich dadurch in Stickstoff (N 14); als seine Halbwertszeit, d. h. die Zeit, in der genau die Hälfte der ursprünglich vorhanden gewesenen C 14-Menge in N 14 umgewandelt wird, wurden zunächst 5720 ± 47 Jahre, neuerdings 5568 ± 30 Jahre angegeben (J. R. Arnold & W. F. Libby 1951).

Im Herbst 1946 entdeckte W. F. Libby vom Kernphysikalischen Institut der Universität Chicago das Vorkommen von C 14 in der Natur und zwar zunächst im Methan des Klärwerks von Baltimore, dann im Kalziumkarbonat des Meeres und im Körper lebender Wesen. Dieser C 14-Gehalt stammt aus der Atmosphäre: besonders in etwa 12 000 m Höhe nehmen Stickstoff-Atome Neutronen der kosmischen Höhenstrahlung auf, verwandeln sich dadurch in N 15-Atome, die sofort durch Auswerfen eines Protons in C 14 übergehen. Wie normaler Kohlenstoff C 12 verbindet sich C 14 mit dem Luftsauerstoff sofort zu Kohlendioxyd. Die Konzentration des C 14 in der Atmosphäre beträgt etwa 10^{-12} g auf 1 g C 12 (F. E. Zeuner 1950 a), der auf der Erde angesammelte Vorrat 80 t

(W. Lorch 1951). Durch die Assimilation des atmosphärischen Kohlendioxyds werden die Pflanzen radioaktiv, und mit der Nahrung gelangt C 14 dann in die Körper der Tiere und Menschen; der Gehalt von C 14 muß in den Organismen prozentual derselbe sein wie in der Atmosphäre und während ihres Lebens konstant bleiben, da die Aufnahme von C 14 aus der Atmosphäre bzw. Nahrung den Verlust an C 14 durch radioaktiven Zerfall kompensiert. Stirbt also ein Lebewesen, so muß der C 14-Anteil seines Kohlenstoffs entsprechend seiner Halbwertszeit im Laufe der Zeit immer kleiner werden, d. h. die Strahlungsstärke abklingen: von seinem ursprünglichen Gehalt an C 14 enthält organische Substanz eines Lebewesens aus dem Jahre 1951 n. Chr. 100%, von 3617 v. Chr. noch 50%, von 9185 v. Chr. noch 25%, von 14 753 v. Chr. noch 12,5%, von 20 321 v. Chr. 6,25% usw., wobei zu beachten ist, daß der ursprüngliche Anteil sehr gering ist. Das Mengenverhältnis von C 14 zu C 12 in toter organogener Substanz ist also eine direkte Funktion der seit dem Tode verflossenen Zeit; durch möglichst genaue Messung des noch vorhandenen C 14, d. h. der Strahlungsintensität, kann man also den Zeitpunkt des Todes eines Lebewesens ermitteln, d. h. für tote organogene Substanz das Alter bestimmen.

Bei den im Wasser gebildeten Karbonaten hört die Aufnahme von neuem C 14 aus der Atmosphäre bei der Kristallisation auf, und der C 14-Gehalt wird zerstrahlt, falls später keine Auflösung durch kohlensäurehaltiges Wasser erfolgt. In Karbonaten ist der C 14-Gehalt etwas größer als in organischen Stoffen.

Durch die Messung der Radioaktivität des Kohlenstoffs der zu datierenden organogenen Substanz und Vergleich mit der Strahlungsstärke des Kohlenstoffs rezenter organogener Stoffe und mit der Zerfallskurve von C 14 kann das Alter der untersuchten Probe mit einer Fehlergrenze von 5—10%, bei manchen Proben von weniger als 5% ermittelt werden, d. h. die Unsicherheit beträgt bei einem der Halbwertszeit entsprechenden Alter im allgemeinen höchstens 30 Jahre, steigt aber natürlich mit zunehmendem Alter. Die kurze Halbwertszeit und der ursprünglich sehr geringe Anteil von C 14 im Kohlenstoff sogar in lebender Substanz beschränken die Reichweite der Datierung vorläufig auf höchstens 20 000 Jahre, da nach 3 Halbwertszeiten die Strahlungsstärke so klein geworden ist, daß sie schwer genau zu messen ist.

2. Messung der spezifischen Radioaktivität des Kohlenstoffs zur Altersbestimmung organogener Substanzen.

Das Verfahren ist zeitraubend, kostspielig und schwierig, verlangt daher größte Sorgfalt. Natural History 60, Nr. 5, S. 206—209, 1951, gibt eine kurzgefaßte Beschreibung des Verfahrens an Hand von photographischen Aufnahmen aus dem Lamont Geological Observatory der Columbia-Universität in New York. Aus der organogenen Substanz wird durch Verbrennung CO_2 erzeugt, dieses Gas gereinigt, in großen Glasballons gesammelt und dann in einer Eisenröhre mit Magnesium reduziert; für diese Prozesse sind 2 Tage erforderlich. Der Kohlenstoff wird nach dem Erkalten aus der Reduktionsröhre herausgebrochen und durch Säure von Magnesium und Magnesiumoxyd befreit, dann pulverisiert, gewaschen, getrocknet und gewogen. 8 g dieses Kohlenstoffs werden mit destilliertem Wasser zu einer Paste angerührt und auf die Innenseite der Probenröhre (Oberfläche 400 cm^2) aufgetragen und dann durch Warmluft getrocknet. Diese Probenröhre wird in einen Metallzylinder gesetzt und in die Probenröhre der innere Teil eines Geiger-Zählers gesteckt, der nicht, wie sonst, einen einzigen Draht, sondern 33 am Ende durch einen Metallring verbundene Drähte hat, daher sehr empfindlich ist. Die Luft wird aus dem Geiger-Zähler mit einer Hochvakuum-Pumpe entfernt, worauf der Apparat mit einer Mischung von

Argon und Äthylen gefüllt wird; er ist dann für die Zählung der β-Teilchen (Elektronen) fertig. Der Geigerzähler wird dazu in eine ca. 17 t schwere Kammer mit 8 Zoll dicken Eisenwänden gestellt, die die weichen γ-Strahlen der Höhenstrahlung abschirmen; die harten kosmischen Strahlen dringen hindurch und müssen „elektronisch" abgefiltert werden. Zur Kontrolle verwendet man von Zeit zu Zeit Anthrazitkohle, die infolge ihres hohen Alters (mindestens 250 Millionen Jahre) praktisch nicht mehr radioaktiv ist. Der Geigerzähler in der Eisenkammer ist für die (visuelle) Demonstration mit einem Oszillographen verbunden, auf dessen Schirm die Impulse durch β-Teilchen beim Zerfall von C 14 ein laufendes grünes Zickzackband erzeugen, und für die langwierige Messung der Strahlungsintensität mit einem mechanischen Zählwerk [1]) ähnlich wie für die Zählung von Telefongesprächen). 1 g Kohlenstoff mit maximalem C 14-Gehalt strahlt in 1 Minute ca. 12 β-Teilen aus (die kosmischen Strahlen bombardieren einen Geigerzähler ohne Abschirmung dagegen mit ca. 350 Teilchen in der Minute!). Die Genauigkeit der Altersbestimmung wächst mit der für die Teilchenzählung verwendeten Zeit (bisher 48 Stunden). Unangenehm ist die Schwierigkeit, das Magnesiumoxyd vom Kohlenstoff vollständig zu trennen.

Es werden für jede Probe möglichst mehrere (in der Regel 2) C 14-Bestimmungen ausgeführt, die Probe muß also genügend groß sein (etwa 20 g Kohlenstoff sind erforderlich). Durch Verwendung von Kohlendioxyd für die Teilchenzählung und durch Anreicherung des C 14-Gehaltes durch Thermaldiffusion hofft man größere Genauigkeit zu erreichen und auch 20 000 bis 30 000 Jahre alte Proben datieren zu können. Auch wird versucht, an organischer Substanz sehr arme Tiefsee-Bohrkerne und Spätglazialtone zu analysieren.

Auf Grund der Halbwertszeit und des heutigen (maximalen) C 14-Gehalts organogener Substanz kann die spezifische Radioaktivität (= Zahl der in 1 Minute von 1 g Kohlenstoff ausgestrahlten Elektronen) berechnet werden, die nach einem gegebenen Zeitabstand seit Entfernung der organogenen Substanz aus dem Gleichgewicht mit dem Lebenszyklus (d. h. wahrscheinlich seit dem Tode) zu erwarten ist. Die Untersuchung ägyptischer Holzproben von bekanntem Alter ergab nach W. F. Libby, E. C. Anderson & J. R. Arnold (1949) folgendes:

Holzprobe	spezifische Radioaktivität
Zypressenholz aus dem Grab von Sneferu, 4575 ± 75 Jahre alt	6,95 ± 0,40
„ „ „ „	7,42 ± 0,38
„ „ „ „	6,26 ± 0,41
Akazienholz aus dem Grab von Zoser, 4650 ± 75 Jahre alt	7,88 ± 0,74
„ „ „ „	7,36 ± 0,53
gemessener Durchschnittswert	7,04 ± 0,20
berechneter Wert	7,15 ± 0,15

Das Ergebnis dieser Untersuchung beweist die Brauchbarkeit der Radiokarbonmethode.

Neuere Untersuchungen von Holzproben von bekanntem Alter ergaben folgendes (es sind Proben gewählt worden, für die mehrere C 14-Bestimmungen ausgeführt wurden):

[1]) Vermutlich; die bisherigen amerikanischen Veröffentlichungen machen darüber keine Angaben. Eine Beschreibung der Technik der C 14-Methode gibt W. F. Libby: Radiocarbon Dating. Univ. of Chicago Press, 1952.

Nr.	Art der Probe	bekanntes Alter Jahre	Alter nach dem C 14-gehalt (Jahre vor 1950) D = Durchschnitt
159	Sequoia: innerstes Kernholz eines 1874 gefällten Mammutbaumes	2928 ± 51	3045 ± 210 2817 ± 240 2404 ± 210 D 2710 ± 130
1	Akazienholz aus dem Grabe Zosers in Sakkara	4650 ± 75	3699 ± 770 4234 ± 600 3991 ± 500 D 3979 ± 350
81	Holz vom Grabschiff Sesostris' III.	3750	3845 ± 400 3407 ± 500 3642 ± 310 D 3621 ± 180
12	Zypressenholz aus dem Grabe von Sneferu in Meydum	4575 ± 75	4721 ± 500 4186 ± 500 5548 ± 500 4817 ± 240 D 4802 ± 210

Die Altersbestimmung mit Hilfe der C 14-Methode erscheint hiernach befriedigend, die neue Methode also brauchbar.

3. Voraussetzungen und Fehlerquellen.

a) Konstanz der kosmischen Strahlungsstärke in den letzten 20 000 Jahren: für sie spricht die gute Übereinstimmung der C 14-Datierung mit der archäologischen bzw. dendrochronologischen für die letzten ca. 5000 Jahre.

b) Gleichmäßige Verteilung des C 14 in lebender Substanz: Kohlenstoff von 14 rezenten Holzproben aus verschiedenen geographischen Breiten strahlte je 1 g in 1 Minute 11,5 ± 0,6 bis 13,5 ± 0,6 β-Teilchen aus, im Durchschnitt 12,5 ± 0,2; der C 14-Gehalt lebender organischer Substanz ist also tatsächlich auf der ganzen Erde praktisch gleich, obwohl die kosmische Strahlung in der Nähe der Magnetpole der Erde etwa viermal so stark ist wie am magnetischen Äquator.

c) Die Möglichkeit selektiver Aufnahme von C 14 durch die verschiedenen Organismen ist durch die Untersuchung einer viel größeren Reihe rezenter Proben und durch Vergleich von vielen Proben aus demselben Stoff zu prüfen.

d) Wiederverwendung von altem Bauholz wie z. B. in den indianischen Pueblos in den holzarmen ariden südwestlichen Staaten der USA, ebenso von altem Holz, das in Wüstengebieten und, wenn auch in geringerem Grade, in trokkenen Höhlen unverändert Jahrtausende überdauern kann, für die Anfertigung von Waffen und Geräten (z. B. in Peru: Nr. 322).

e) Der Kohlenstoff in Wasserpflanzen mit Kalkausscheidung (Chara, Kalkalgen) und in kalkigen Sedimenten (Seekreide, Kalkgyttja, Kalktuff) sowie im „Caliche" arider Gebiete stammt fast zur Hälfte aus paläozoischem oder mesozoischem, daher praktisch C 14-freiem Kalk; dadurch wird ein zu hohes Alter dieser Bildungen vorgetäuscht, so daß sie für Altersbestimmungen mit Hilfe der Radiokarbon-Methode wenigstens vorläufig unbrauchbar sind. Infraaquatische, in kalkreichem Wasser gebildete Torfe müssen für diesen Zweck vorher durch Salzsäure und gründliches Waschen vom Kalk befreit werden wie alle organogenen Stoffe (auch Holzkohle) in kalkigen Schichten (H. H. Bartlett 1951).

f) Nachträgliche Veränderungen des C 14-Gehalts durch chemischen Austausch, Verunreinigung mit jüngeren organogenen Substanzen (Eindringen von Wurzeln rezenter Pflanzen, aber auch von Baumwurzeln aus jüngeren Schichten

überhaupt, Schimmel- und Bakterienbefall sowie Staub, wodurch ein zu geringes Alter vorgetäuscht wird). So kann z. B. die sehr poröse Holzkohle aus podsolierten Böden jüngere Humussubstanzen mit größerem C 14-Gehalt aufgenommen haben, ebenso Torf stark entwässerter Moore (durch Vermittlung des Regenwassers); anscheinend können aber auch ältere Humussubstanzen in nassen Zeiten durch Anstieg des Grundwasserspiegels in jüngere Torfschichten stark entwässerter Moore transportiert werden. Bohrproben, die durch mehrfache Bohrung entnommen wurden, sind in der Regel unzuverlässig, da eine Verunreinigung durch jüngere Schichten kaum jemals vermieden werden kann [2]). Der ursprüngliche C 14-Gehalt von Conchylienschalen und nicht verkohlter Knochen kann in feuchtem Boden durch Einwirkung von kohlendioxydhaltigem Regenwasser (also mit C 14) verändert werden; denn die C 14-Bestimmungen können bei solchen Objekten auch bei gleichem Alter sehr differieren. Selbstverständlich muß auch bei und nach der Probeentnahme jede Verunreinigung durch kohlenstoffhaltige Substanzen wie jüngere Humussubstanzen, Papier, Baumwolle, Holz und Konservierungsmittel vermieden werden.

g) Irrtümer in der stratigraphischen Einordnung bei der Probenentnahme können in der Regel durch die Pollenanalyse ausgeschaltet werden.

h) Irrtümer im Laboratorium werden durch mindestens 2 Untersuchungen für jede Probe weitgehend eingeschränkt.

4. Proben für die Altersbestimmung durch die C 14-Methode.

Da sie bei der Untersuchung zerstört werden, dürfen keine unersetzlichen Gegenstände verwendet werden. Die Proben müssen mindestens je 20 g Kohlenstoff enthalten. Geeignet sind alle organogenen Stoffe, die verkohlt sind oder sich verkohlen lassen: am besten ist Holzkohle (ca. 30—90 g), trockenes Holz oder andere trockene Pflanzensubstanz wie Geflechte, Gewebereste, Getreidekörner (ca. 60 g), trockener Torf, Wurzeln, Leder, Haut, Haare, Nägel, Fleisch, Klauen, Horn (ca. 150—300 g), Geweihe (500—2200 g), stark verkohlte Knochen (mindestens 2200 g). Nicht verkohlte Knochen, ferner Zähne und Konchylienschalen (ca. 120 g) [2a]) lieferten oft unbefriedigende Ergebnisse. Aus derselben Schicht muß man möglichst verschiedenartige Proben in möglichst großen Mengen (mindestens das Doppelte der oben genannten Beträge) sammeln, damit mehrere Untersuchungen gemacht werden können; selbstverständlich müssen für sehr wichtige Datierungen im Notfall auch kleinere Probenmengen ausreichen. Die Proben sind am besten aus frischen Aufschlüssen sorgfältig zu entnehmen.

Die Proben müssen vollständig trocken, sauber und vor Schimmel- oder Bakterienbefall sowie vor Staub geschsützt, ohne Konservierungsmittel, getrennt mit genauer Beschriftung in Zinn- oder Aluminiumfolie oder in Blechschachteln aufbewahrt und versandt werden. Wenn Holzkohle an Feuerstellen im Boden in Form von Flitterchen fein verteilt vorkommt, kann man sie durch Flotation mit Zinkchlorid herausholen. Karbonatproben sind ebenfalls vor Feuchtigkeit zu schützen, da sie sonst radioaktives Kohlendioxyd aus der Luft aufnehmen können. Museumsproben sind sorgfältig von Staub zu befreien.

Die Proben müssen (nach vorheriger Vereinbarung) an das Geochronometric Laboratory der Yale-Universität in New Haven (Connecticut)

[2]) E. S. Deevey, Jr., und J. E. Potzger (1951) haben daher einen Hiller-Bohrer anfertigen lassen, mit dem auf einmal 5—10 (engl.) Pfund Gyttja aufgenommen werden können; seines Gewichts wegen ist er aber nur bis 6,5 m Tiefe anwendbar.

[2a]) Letztere müssen einwandfrei Mahlzeitreste sein.

geschickt werden; die Pakete müssen die Aufschrift tragen: „Archäologische Proben. Kein Handelswert. — Archaeological samples. No commercial value."

5. Organisation.

Die Methode wurde von W. F. Libby, E. C. Anderson, J. R. Arnold und Mitarbeitern im Kernphysikalischen Institut der Universität Chicago entwickelt und befindet sich noch im Versuchsstadium. 1950 ging man von der Untersuchung von Proben bekannten Alters zur Datierung solcher von unbekannter Zeitstellung über. Zur Unterstützung der genannten Kernphysiker wurde von der American Anthropological Association und der Geological Society of America unter dem Vorsitz von Frederick Johnson ein Arbeitsausschuß (Committee on Radioactive Carbon 14) gebildet, dem Donald Collier und Froelich Rainey als Anthropologen (Prähistoriker) und R. F. Flint als Geologe angehören; von den Mitarbeitern sind besonders Edward S. Deevey, Jr., von der Yale-Universität und R. J. Braidwood vom Oriental Institute in Chicago zu nennen. Berichte über die bisherigen Ergebnisse wurden von J. R. Arnold & W. F. Libby (1950, 1951), R. F. Flint & E. S. Deevey, Jr. (1951), H. Godwin (1951), F. Johnson und Mitarbeitern (1951), Science Digest (Vol. 28, Nr. 6, 1950, pp. 73 und 74) und Science News Letter (Vol. 58, Nr. 16, 20, 23, 1950, vol. 59, Nr. 1, 1951) veröffentlicht. Der wichtigste Bericht ist der von F. Johnson 1951 (212 C 14-Datierungen) mit kritischer Auswertung durch zahlreiche Spezialforscher.

Ab 1951 wird die Arbeit von dem durch die Rockefeller-Stiftung finanzierten Geochronometric Laboratory an der Yale-Universität in New Haven, Connecticut, nach der Methode von Libby und Arnold systematisch weitergeführt, ferner vom Lamont Geological Observatory der Columbia-Universität in New York, in Europa ab 1952 in Kopenhagen (Institut von Prof Dr. Nils Bohr) und in Bonn (Physikalisches Institut, Prof. Dr. W. Riezler).

III. Ergebnisse und Bedeutung der Radiokarbon-Methode für die Geologie und Paläontologie des Spätquartärs.

Im folgenden werden die sehr wenigen offenbar infolge nicht einwandfreier Probenentnahme unzuverlässigen Angaben fortgelassen. Die Nummern bezeichnen die untersuchten Proben und sind den amerikanischen Veröffentlichungen entnommen, auf die bezüglich der Einzelheiten verwiesen werden muß. D. bezeichnet den Durchschnitt von 2 oder mehr Altersbestimmungen; wo nichts anderes gesagt ist, wurde Holzkohle benutzt. Die Daten sind nach dem Alter geordnet, beginnend mit den ältesten; Daten vor Chr. und nach Chr. durch — bzw. + unterschieden.

1. Europa

a) Letztes Interglazial:

588: Bourget-See (Isère, SO-Frankreich), Holz und Torf, interglazial oder interstadial . . . . . mindestens — 19000

597: Genf (Dranse-Tal), Holz aus Torfschicht . . . mindestens — 17000

480: Eichenholz aus dem Eem-Maximum des letzten Interglazials aus Histon Road, Cambridge (England) mindestens 17000 Jahre alt. (das Alter dieser Probe ist natürlich sehr viel größer).

b) Würm-Eiszeit: Hochglazial.

479: Pflanzenreste aus dem Lea-Tal nördl. von London (Ponder's End-Stufe mit *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Dicrostonyx henselii* u. a.): älter als 20 000 Jahre.

c) Würm-Eiszeit: Alleröd-Interstadial.

337: Wallensen im Hils (Hannover): Gyttja 0—4 cm über vulkanischer Tuffschicht, Pollendiagrammzone II b . . . . . — 9094 ± 500

341: Hawks Tor (Cornwall) Torf, Diagrammzone II . . . . — 7911 ± 500

444: Neasham (Northumberland) Gyttja, Diagrammzone II . . — 8901 ± 630

355: Knocknacran (Irland) Gyttja, Diagrammzone II . . . — 9360 ± 720

356: Lagore (Irland), Gyttja, angebl. Diagrammzone IV . . — 9837 ± 470

Die mit einem Torfbohrer entnommene Kalkgyttja Nr. 349 aus Hockham Mere (Norfolk), Pollendiagrammzonen II und III, C 14-Datierung D. 4605 ± 280, war offensichtlich unbrauchbar. Der Durchschnitt für die übrigen Altersangaben (ohne Nr. 356) ist 10 767 d. h. ca. 8 817 v. Chr. Für die dem Alleröd-Interstadial unmittelbar folgende Jüngere *Dryas*-Zeit hat J. Donner (1951) bewiesen, daß sie der Inlandeis-Randlage im finnischen Eisrandgürtel (Salpausselkä I—III) entspricht, die wohl wie in Schweden ca. 800 Jahre dauerte. Da sie um 8000 v. Chr. endete (nach G. De Geer 1940: 7873 v. Chr., nach Ebba Hult De Geer 1943: 8109 v. Chr. [3]), nach M. Sauramo 1939, der jetzt aber dieses Stadium mit dem Beginn des Eisrückzugs vom Salpausselkä III enden läßt: 8150 v. Chr.), fällt der Schluß des Alleröd-Interstadials in die Zeit um 8800 v. Chr., was gut mit der C 14-Datierung übereinstimmt. Diese Tatsache spricht für die Brauchbarkeit der Geochronologie von De Geer (wenigstens vom Alleröd-Interstadial ab) und gegen die Datierung des Endes der fennoskandinavischen Eisrandlage (Schlußvereisung) auf ca. 9000 v. Chr., wie es M. Sauramo (1949) vorschlägt (J. Donner 1951) (vgl. auch E. Hult De Geer 1951).

d) Postglazial

353: siehe S. 82.

340: Hawks Tor (Cornwall), Torf, Pollendiagrammzone IV Godwin. D. — 6325 ± 350
C 14-Datierung ca. 1000 Jahre zu niedrig.

358: Clonsast (Irland), älterer Hochmoortorf, Diagrammzone VI c oder VI c/VII Jessen.
C 14-Datierung ca. 1500 Jahre zu niedrig . . . . — 3874 ± 300

343: Shapwick Heath (Somerset, England), älterer neolithischer Hochmoortorf, Anfang der Diagrammzone VII Godwin. Torf unter spätbronzezeitl. Bohlenweg.
C 14-Datierung: viel zu alt . . . . . — 4094 ± 380

347: Shapwick Heath (Somerset, England): jüngerer Hochmoortorf unter dem Horizont der römisch-britischen Besiedelung um Chr. Geb. Diagrammzone VIII Godwin.
C 14-Datierung: ca. 1400 Jahre zu alt . . . . . D. — 1360 ± 200

[3]) E. Hult De Geer hat neuerdings ihre obige Datierung zurückgezogen und benutzt jetzt die Datierung von G. De Geer (von 1940): 7873 v. Chr,; Dauer der Eisrandlage an den mittelschwedischen Endmoränen ca. 800 Jahre; Länge des Gotiglazials: 5379 Jahre (6379 auf Pl. 90 in G. De Geer: Geochronologia Suecica Principles 1940 ist ein Druckfehler), Beginn des Gotiglazials also 13 200 v. Chr.; älteste geochronologisch erfaßte Lokalität: Lübeck (ca. 250 Warwen gezählt), Warw 1 (direkt auf Sandgrund) 13 720 vor Chr. = Zeitstellung von Vierkes Pommerscher Moräne III, Warwenmessung 1938 von Jan De Geer, Datierung von Ebba Hult De Geer September 1951 (briefl. Mitteilung von Frau Prof. E. Hult De Geer vom 28. 10. 1951). H. Munthe (1940) gibt für den Beginn des Finiglazials 8540 v. Chr. an. Nach G. De Geer endete also das Alleröd-Interstadial um 8673 v. Chr., nach H. Munthe um 9340 v. Chr.

449: Melbecker Moor bei Lüneburg: Vorlaufstorf unmittelbar über dem Grenzhorizont, Beginn von Pollendiagrammzone IX Firbas . . . . . + 821 ± 115

450: Melbecker Moor bei Lüneburg: oberste 2 cm Grenztorf. Ende der Diagrammzone VIII Firbas . . . . . D. + 501 ± 200
Der Grenzhorizont im Melbecker Moor ist von F. Overbeck & F. Firbas für RY III = ca. —600 gehalten worden; wenn die C 14-Datierung richtig ist, liegt RY II vor (ca. + 400).

Die erheblichen Unstimmigkeiten zwischen den beiden Datierungsarten aller dieser Torfproben sind noch nicht erklärt.

2. Asien

629: Pulantien-Bassin in der Süd-Mandschurei: „vermutlich pleistozänes Torflager" mit vielen Samen von mandschurischem Lotos (verwandt mit dem indischen Lotos *Nelumbo nucifera*); gesammelt von Ichiro Ohga, der mehrere hundert Samen zum Keimen brachte, nachdem er die dicke äußere Schale angefeilt oder 1—5 Stunden lang in konzentrierter Schwefelsäure aufgeweicht hatte. Alter . . . . . 1040 ± 210
(Dieser Fall erinnert stark an den Mumienweizen!).

3. Nordamerika

a) Proben älter als das Two Creeks Forest Bed-Interstadial (ältere Interstadiale, Sangamon-Interglazial, Illinoisian); alle sind älter als 15 000 bis 20 000 Jahre; es wird versucht, durch Verbesserung der Methode wenigstens das Cary-Maximum der Wisconsin-Eiszeit zu datieren.

475: Singletary Lake, North Carolina: in den limnischen Sedi-
476: menten 3 organogene Schichten, Nr. 2 (pollenanalytisch untersucht) versuchsweise zwischen das Cary- und Mankato-Stadium gestellt wie Nr. 3, ist aber älter: älter als —18000

105: Myrtle Beach, South Carolina: Sumpfzypressenholz mehr als 15 Fuß tief in der marinen Pamlico-Formation (d. h. unter der Pamlico-Terrasse); der stratigraphische Befund zeigt einen 25 Fuß höheren Meeresspiegel als heute an: . . . . . älter als —18000

299: Fairbanks, Alaska: Holz 80—100 Fuß tief in gefrorenem „muck" (in der Hauptsache Fließerde) in den Goldgräbereien von Eva Creek: . . . . . älter als —18000

510: Farm Creek, Illinois: Holz 3—4 Fuß unter der Oberfläche des Farmdale Löß (mit Pollen von Picea, Pinus und Abies und mit Lärchenholz nach R. F. Flint 1948 p. 148); frühestes Stadium der Wisconsin-Vereisung: älter als —18000

509: Farm Creek, Illinois: Holz aus der obersten Schicht des Farmdale Löß: . . . . . älter als —17000

496: Bronson, Minnesota: Holz von Station 1, 88 Fuß unter der Oberfläche unter Mankato-Grundmoräne, aus einem Fichten-Lärchen-Moor: . . . . . älter als —17000

508: Camden-Moräne (Cary-Stadium), Ohio: Holz: älter als —15000

363: Santee, South Carolina: Holz von einem Sumpfzypressen-Stubben von 11 Fuß Durchmesser unter 30 Fuß mächtigen Sandablagerungen des Santee River: älter als —15000

466: Illinoian-Grundmoräne in Vermilion Co., Illinois: Holz in Geschiebemergel direkt unter Gumbotil: älter als — 15000

481: Skunk Creek, Jowa: Holz unter mutmaßlicher Mankato-Grundmoräne, aus dem letzten Interglazial, am N-Ufer des Skunk Creek: . . . . . älter als — 15000

575: Wedron, Illinois: Holz aus torfiger Ablagerung des Lake Kickapoo (darüber: periglazial deformierter Sand und Schlick, dann Bänderton, schließlich verschiedene Grundmoränen): . . . . . älter als — 15000

528: Clear Creek, Jowa: Holz in Löß unter junger Grundmoräne: . . . . . älter als — 15000

615: Searles Lake, California: organogene Substanz aus Schlammband zwischen 2 Salzschichten, Schlamm mutmaßlich bei Überflutung in der letzten Eiszeit abgelagert: mindestens — 14000

438: Bridgeville, Pennsylvania: Torf 17 Fuß unter alluvialer Ablagerung; ins Tazewell- oder Cary-Stadium gestellt: älter als — 14000

204: Ciudad de los Deportes bei der Stadt Mexiko: Holz der jüngeren Becerra-Formation (Armenta-Horizont) mit „Mammut", Wildpferd u. a. . . . . älter als — 14000

205: Fundort wie 204: Torfprobe 200 m östlich der Fundstelle 204, aus dem Armenta-Horizont . . . . . — 9053 ± 500

(421: Tepexpan I bei der Stadt Mexico: Stengel und Wurzeln von Wasserpflanzen im Mergel 48—70 Zoll tief, 4 m von der Fundstelle des fossilen Tepexpan-Menschen entfernt im El Risco-Horizont: viel jünger als erwartet . . . D. — 2168 ± 300)

465: Oxford, Ohio: Baumstamm aus Tazewell- oder Cary-Moräne . . . . . mindestens — 13000

535: Wedron (La Salle Co.), Illinois: Holz vom Lake Kickapoo (Fundschicht wie von 575) aus dem frühen Tazewell-Stadium; C 14-Datierung aber viel zu niedrig, Probe offenbar nicht einwandfrei . . . . . — 11892 ± 780
— 10592 ± 1000

301: Fairbanks Creek, Alaska: Holz aus 30—60 Fuß Tiefe, zusammen mit Knochen ausgestorbener Tiere . . . — 10672 ± 750

599: Leonard-Abri, Nevada: Fledermaus-Guano unmittelbar auf pleistozänem Kies (wahrscheinlich während des 3. Stadiums des Lake Lahontan und möglicherweise im Mankato-Stadium abgelagert) . . . . . — 9249 ± 570

Aus der Zeit vor dem Two Creeks Forest Bed-Interstadial dürften die *Elephas*-Reste (meistens *E. columbi*, nördlich vom 40.° n. Br. auch *E. primigenius* nach H. F. Osborn) Nordamerikas stammen, denn sie sind m. W. niemals in Mooren gefunden worden, und die Moorbildung begann nach dem Wisconsin-Maximum erst im Two Creeks Forest Bed-Interstadial. Bei Lubbock, Texas, liegen *Elephas*-Reste unter der Folsom-Jägerschicht (Nr. 558: — 7933 ± 350) wie bei Clovis, New Mexico.

b) Two Creeks Forest Bed (Cary-Mankato-Interstadial) und Mankato-Stadium.

5 Proben aus Aufschlüssen am westlichen Steilufer des Michigan-Sees im nördlichen Teil des Manitowoc Co., Wisconsin (wenige Zoll dicke Torfschicht mit viel

Fichtenstubben, Stämme abgebrochen nach SW durch das Inlandeis des hier 25 Meilen weit reichenden Mankato-Vorstoßes, unter dem Torf nicht entkalkte warwige Sedimente, über dem Torf limnische Sedimente, dann Mankato-Grundmoräne) lieferten folgende Datierungen:

308:	Fichtenholz	— 8927 ± 740
365:	Fichtenwurzel	— 9487 ± 770
366:	Torf, in dem 365 stak	— 9147 ± 600
536:	Fichtenholz	—10218 ± 1500
537:	Torf	— 9492 ± 640
	D.	— 9454 ± 350

Danach ist das Two Creeks Forest Bed scheinbar 637 Jahre älter als das Alleröd-Interstadial in Europa, aber die Schwankungsbreiten der Datierung beider Interstadiale überschneiden sich so, daß man beide Interstadiale wohl als ungefähr gleichzeitig ansehen kann (R. F. Flint & E. S. Deevey, Jr., 1951 p. 266), ein wichtiger Beweis für die bisher nur vermutete Gleichzeitigkeit spätquartärer Klimaschwankungen in Europa und Nordamerika. Im nördlichen Maine hat E. S. Deevey, Jr., (1951) eine spätglaziale Schichtenfolge limnischer Sedimente festgestellt, die der europäischen (Diagrammzonen I—III) entspricht.

497: „Moorhead Interglazial": Holz aus Moorhead Fundplatz 2 in Minnesota; nach der C 14-Datierung Two Creeks Forest Bed-Interstadial . . . . . —9333 ± 700

Aus dem Ende des letzten nordamerikanischen Interstadials der Wisconsin-Eiszeit soll der bisher älteste Menschenrest Amerikas, der Mensch von Tepexpan bei der Stadt Mexico, stammen, dessen Alter der Entdecker, H. de Terra, auf ca. 11 000—12 000 Jahre geschätzt hat[4]); eine Torfprobe (205) aus dem Fundhorizont, aber einige m von der Fundstelle entfernt, stammt nach der C 14-Datierung aus der Zeit um —9053 ± 500 (H. de Terra 1951).

Aus der Datierung des Two Creeks Forest Bed ergibt sich für das Mankato-Maximum ein Alter von rund 11000 Jahren (ca. 9000 v. Chr.), d. h. das Mankato-Stadium fällt zeitlich etwa mit der europäischen Schlußvereisung (= Jüngere *Dryas*-Zeit = Eisrandlage an den großen fennoskandinavischen Endmoränen, geochronologisch datiert ca. 8800 bis 8000 v. Chr.) zusammen. Bis zur Radiocarbon-Datierung des Mankato-Stadiums haben namhafte amerikanische Geologen dieses Stadium dem Pommerschen Stadium in Europa zeitlich gleichgesetzt (z. B. R. F. Flint 1948) und E. Antevs (1935) hat auf Grund unvollständiger Warwenzählungen (mit Extrapolationen) ein Alter von ca. 25 000 Jahren, später (1948) von ca. 20 000 Jahren angegeben, obwohl einige amerikanische Geologen und Pedologen darauf hingewiesen hatten, daß der Grad der Bodenbildung und Erosion der Mankato-Grundmoräne einer so hohen Altersangabe widersprechen (R. F. Flint & E. S. Deevey, Jr., 1951, pp. 260, 261). Trotzdem kam die Umdatierung des Mankato-Stadiums durch die C 14-Methode für die allermeisten Quartärgeologen überraschend; sie wären gar nicht überrascht gewesen, wenn sie bedacht hätten, daß der nordwärts vordringende (subarktische) Wald zu Beginn des Mankato-Stadiums den Inlandeisrand erreicht hatte, was in Europa nicht unmittelbar vor dem Pommerschen Stadium, sondern erst unmittelbar vor dem Fennoskandinavischen Stadium (Schlußvereisung) geschehen ist. Nur ist in Europa bloß ein Fall bekannt (auf dem Berge Billing in Mittelschweden), wo das Inlandeis über

[4]) Vergl. hierzu aber die Kritik von Alex D. Krieger in American Antiquity **15**, pp. 343—349, 1950.

Waldboden vorrückte; in Wisconsin kommt das Two Creeks Forest Bed unter Grundmoräne des Mankato-Vorstoßes mehrfach vor (im Süden auf 500 engl. Quadratmeilen); in NW-Minnesota liegt unter der Mankato-Grundmoräne eine Schicht Torf mit „Lignit" hauptsächlich aus *Picea* und *Larix laricina* mit Moosen und Pilzen; für eine kalte kurze Vegetationsperiode in den letzten 20 Jahren vor der Bedeckung des Waldmoors mit Mankato-Eis sprechen die letzten 20 sehr engen Jahresringe (R. F. Flint 1948 p. 252). Auch beim Two Creeks Forest Bed im Manitowoc Co. sprechen die Fossilfunde für ein kühles Klima wie heute im nördlichen Minnesota 3 Breitengrade nördlich von diesem Two Creeks Forest Bed (R. F. Flint 1948 p. 251); die Schichtenfolge ist anscheinend kontinuierlich und umfaßt hier nicht mehr als einige hundert Jahre (R. F. Flint & E. S. Deevey, Jr., 1951, p. 262).

In der spätpleistozänen Stratigraphie nimmt das Mankato-Stadium eine Schlüsselstellung ein, da die Mankato-Grenze für mehr als 1600 km bekannt ist.

Ca. 400 km vom Eisrand entfernt wuchs damals bei Minneapolis Hochwald aus *Picea glauca, Abies balsamea, Pinus strobus* und *Betula* sp. mit Mooren, auf denen *Larix laricina* und *Picea mariana* vorkamen; diese Vegetation ist heute im nördlichsten Minnesota, 322 km nördlich von Minneapolis, zu finden.

Die Länge der nordamerikanischen Schlußvereisung (Mankato-Stadium) ist auch mit Hilfe der C 14-Methode noch nicht ermittelt worden, ebenso wenig die Schnelligkeit des Eisrückzugs nach diesem Stadium; ebenso fehlt noch eine C 14-Datierung für das Cochrane-Stadium, in dem der riesige Lake Agassiz eisgestaut wurde. Aus der Gleichzeitigkeit des Mankato-Stadiums und des Fennoskandinavischen Stadiums folgt, daß das letztere nicht, wie noch 1948 F. E. Zeuner nach dem Vorgang von E. Hyyppä annahm, das Ergebnis einer vorübergehenden Zunahme der Niederschlagsmenge im baltischen Gebiet infolge der Verkleinerung der skandinavischen Eiskappe und der dadurch bedingten Abschwächung der Antizyklone auf ihr ist, sondern daß beide auf eine sehr starke Abkühlung kosmischen Ursprungs während der Schlußvereisung zurückgeführt werden müssen. Infolgedessen spricht die Schlußvereisung gegen die Richtigkeit der Strahlungskurve von Milankovitch (vergl. F. Firbas 1947).

Im heute ariden New Mexico stammen die Folsom-Artefakte der Sandia-Höhle östlich von Albuquerque (nach mündl. Mitteilung von Prof. Dr. Frank C. Hibben-Albuquerque) nach der Radiokarbon-Datierung aus der Zeit um 9000 v. Chr., also aus der Schlußvereisung; sie liegen in einer kalkigen Breccie, die für jene Zeit eine sehr viel größere Humidität als heute in der jetzt völlig trokkenen Höhle beweist (Frank C. Hibben 1941); das letzte pleistozäne Pluvial fällt also zeitlich mit der Schlußvereisung (Mankato-Stadium) zusammen.

Aus dem Beginn dieses Stadiums stammt die Festus-Terrasse, 50 Fuß über dem Missouri unweit seiner Mündung bei Bonfils; denn am Grunde von fluviatilen Sedimenten einer gleichalten Terrasse in der Nähe wurde ein Baumstamm (Nr. 385) gefunden, der aus der Zeit um 10 198 ± 700 v. Chr., also aus einem zu Beginn des Mankato-Vorstoßes durch den Strom zerstörten Two Creeks Forest-Moor stammt.

221: Dung vom heute ausgestorbenen Bodenfaultier *Nothrotherium shastense* (zusammen mit Resten von Wildpferden und 2 Kamelarten in der Gips-Höhle (Gypsum Cave) bei Las Vegas, Nevada: Schlußvereisung . . . . D. — 8505 ± 340

474: Singletary Lake, North Carolina: unterer Teil der obersten organogenen Bodenschicht (angeblich nicht rein). Schlußvereisung . . . . . -8274 ± 510

Da bisher die Datierung ältester vorgeschichtlicher Funde in Nordamerika auf die alten Datierungen des Mankato-Stadiums (20 000 oder 25 000 vor der Gegenwart) bezogen worden sind (vergl. die zusammenfassenden Darstellungen von H. M. Wormington 1949, K. Maccowan 1950 und S. Canals Frau 1950), müssen jetzt auf Grund der C 14-Datierungen diese hohen Zahlen meistens ganz erheblich reduziert werden. So wurde z. B. für das Skelett des 1931 ca. 3 m tief in (angeblich) ungestörtem Bänderton eines Eisstausees drei Meilen nördlich von den Pelican Rapids, Minnesota, gefundenen „Minnesota-Mädchens" ein Alter von ca. 20 000 Jahren angegeben. Aus der Isorecessen-Karte der laurentischen Eisdecke der Wisconsin-Vereisung von R. F. Flint (1948 Fig. 57) ergibt sich aber, daß die Fundstelle vom Mankato-Eis bedeckt gewesen ist; das Minnesota-Mädchen muß also jünger als das Mankato-Stadium, d. h. weniger als 10 000 Jahre alt sein.

c) Datierungen aus der Zeit nach dem Mankato-Stadium.

Nach der Verbreitungskarte der Funde subfossiler Reste von *Mastodon americanus*, die H. F. Osborn (1936 Fig. 123 b) veröffentlicht hat, und nach der Isorecessen-Karte des Wisconsin-Eises (R. F. Flint 1948, Fig. 57) liegen (abgesehen von einem Fund in Alaska, der sicher interglazial ist) die wenigen Fundorte nördlich der Mankato-Grenze nicht weit von dieser; danach muß *Mastodon americanus* bald nach dem Mankato-Stadium (wohl zwischen 8000 und 7000 v. Chr.) ausgestorben sein (H. Gross 1951).

222: Faultierdung aus Gypsum Cave bei Las Vegas, Nevada, aus einem höheren Niveau als Nr. 221 . . . . . D. —6577 ± 250

526: Bellevue, Ohio: feuchtes Holz von hoher Ufer-Linie des Lake Lundby . . . . . —6563 ± 500

247: Beim Ausbruch des Vulkans Mt. Mazama im östlichen Oregon (wodurch der Crater Lake erzeugt wurde) verkohltes Holz . . . . . D. —4503 ± 250

278: Lovelock Cave, Nevada: nichtverbrannter Guano aus einer Schicht vor der Besiedelungszeit . . . . . D. —4054 ± 250

277: Lovelock Cave, Nevada: wie vor., Guano, aber verbrannt —2498 ± 250

606: Waterton, W-Alberta, Canada: Holz aus glazialem Waldmoor (forest bed). Schichtenfolge: humose Schicht 1 Fuß, Kies 12 Fuß, Seeton 1/2 Fuß, Kies 2 Fuß, sandiger Schlick mit Wirbellosen 2 Fuß, Waldmoor 2 Fuß, dunkelbraune Keewatin-Moräne 9 Fuß; das Holz stammt von *Picea mariana* und *P. glauca* . . . . . —1311 ± 250

607: Waterton: wie 606, aber Torf . . . . . —1377 ± 320

Pollenanalytisch datierte Moorproben aus der postglazialen Wärmezeit (amerikanische Pollendiagrammzonen B bis C_2, B = *Pinus*-Maximum):

336: Cranberry Glades, West-Virginia, Torf der Diagrammzone B, 3375 Fuß über dem Meere, aus einem der außerhalb des ehem. Vereisungsgebietes in Nordamerika sehr seltenen Moore: älteste *Pinus*-Zone . . . . . —7484 ± 840

478: Upper Linsley Pond, Connecticut: Torf aus 10,35 m mit großer Bohrkammer entnommen; vergl. Proben 36—39. Pollendiagrammzone: früh bis mittel C 1 . . . . —6844 ± 550

39: Upper Linsley Pond bei New Haven, Connecticut, Gyttja der Diagrammzonengrenze B/C . . . . . — 6373 ± 400
332: Cedar Creek bog dicht bei Minneapolis, Minnesota: Gyttja der Diagrammzone B . . . . . — 6038 ± 420
122: Upper Linsley Pond, Connecticut, Gyttja der Diagrammzone B: offenbar unrein . . . . . — 4718 ± 250
334: Johnson Camp bog bei Ely, Minnesota, fast 48° n. Br., Torf der Diagrammzone B . . . . . D. — 5178 ± 300
335: Plissey Pond, Maine, ca. 46° 40′ n. Br., Gyttja der Diagrammzone B; C 14-Datierung zu niedrig . . . . — 4012 ± 320
500: Lake Cicott, Indiana: Torf aus 22—23 Fuß Tiefe, für Torf aus der Pollendiagramm-Zonengrenze B/C1 gehalten — 3675 ± 310

332 und 334 liegen in der äußersten Randzone des Rückzugsgebiets des Mankato-Stadiums ca. 350 km von einander entfernt, die übrigen außerhalb. Das Alter des *Pinus*-Maximums wird also nach Norden hin geringer.

38: Upper Linsley Pond, Connecticut, Gyttja der Diagrammzonengrenze C 1/C 2 . . . . . — 3209 ± 350
120: wie vor, aus einer zweiten Probenreihe . . . . . — 3355 ± 250
119: wie vor, aus einer 2. Probenserie, Gyttja der Zone C_2 — 191 ± 250
37: wie vor, aus der 1. Probenreihe, Gyttja der Zone C_2 + 150 ± 500
103: Broken Flute Cave, New Mexico: Douglasfichtenholz, innerster Jahresring 530 n. Chr., äußerster 623 n. Chr. D. + 908 ± 80

Zu beachten ist, daß alle diese Moorproben aus der postglazialen Wärmezeit mit dem Moorbohrer durch mehrfache Bohrung für jede Probe beschafft sind, also nicht alle unbedingt zuverlässig mit der Radiokarbon-Methode datiert werden konnten.

Geschichte der Großen Seen:

Abgesehen vom Südende des Michigan-Sees und vom größeren westlichen Teil des Erie-Sees liegen die Großen Seen im Abschmelzgebiet des Mankato-Stadiums, müssen also größtenteils jünger als dieses sein.

191: Holzkohle aus dem untersten Teil eines vorgeschichtlichen Wohnplatzes auf der kleinen Frontenac-Insel im Cayuga-See im Staate New York (SW von Syracuse) — 2980 ± 260

Dieser See ist wie der sehr viel größere Ontario-See ein Rest des Iroquois-Eisstausees, dessen Wasserspiegel beträchtlich höher lag als der Spiegel des heutigen Ontario-Sees. Die Insel konnte erst entstehen, als der Wasserspiegel des Lake Iroquois stufenweise nach dem Abschmelzen des Inlandeises nördlich von den Adirondacks absinken konnte (R. F. Flint & E. S. Deevey, Jr., 1951 p. 283); diese beiden Autoren nehmen nun auf Grund der Datierung des Frontenac-Wohnplatzes an, daß der Wasserspiegel des Lake Iroquois gesenkt wurde, während Lake Algonquin das obere Gebiet der Großen Seen einnahm, Lake Algonquin III, durch den Inlandeisrand aufgestaut, also noch um 2980 v. Chr., d. h. in der wärmsten Zeit der postglazialen Wärmezeit existierte. Demgegenüber ist aber einzuwenden, daß der Beweis dafür fehlt, daß die Frontenac-Insel sofort nach ihrem Auftauchen besiedelt wurde; die Besiedelung kann doch sehr wohl mehrere Jahrtausende später erfolgt sein. Es ist außerdem im höchsten Grade unwahrscheinlich, daß um 3000 v. Chr., also in der postglazialen Wärmezeit, der Inlandeisrand noch am Nordufer des Algonquin-Seebeckens lag. Außerdem hatte die wärmezeitliche Kiefernphase (Diagrammzone B) Ely, 80 km vom Nordwestufer des Oberen Sees, um 5178 ± 300 v. Chr. (Nr. 334) erreicht. Algonquin III und Lake Iroquois dürften erheblich älter als 3000 v. Chr. sein.

Das Nippissing-Stadium der Großen Seen (mit nur 1 Abfluß: St. Lorenz-Strom) wurde erreicht, als der Eisrand (des James Bay Lobe) an den Endmoränen von Cochrane in Canada (bis 1950 mit den großen fennoskandinavischen Endmoränen parallelisiert) lag und die riesigen Eisstauseen Agassiz und Ojibway-Barlow existierten (R. F. Flint 1948, Fig. 56). Die frühere Phase des Nipissing-Stadiums soll nach R. F. Flint & E. S. Deevey, Jr., (1951, p. 284) in die Zeit um 1706 ± 640 v. Chr. fallen; aus dieser Zeit stammt nach der Radiokarbondatierung eine Torfschicht (Nr. 504), die unter der heutigen Oberfläche des Oberen Sees auf Sand Island nahe dem Westende dieses Sees liegt und im frühen Nipissing-Stadium abgelagert worden sein soll; ihre Flora ähnelt der heutigen in dieser Gegend. Auch diese Datierung erscheint viel zu jung, ebenso die des späten Nipissing-Stadiums (1519 ± 230 v. Chr.) auf Grund der C 14-Bestimmung eines vor vielen Jahren als Treibholz gefundenen Eichenstammes (Nr. 364) aus einer jetzt unbekannten Seeterrasse bei Chicago, R. F. Flint & E. S. Deevey, Jr. (1951 p. 285) halten diese späten Daten für nicht ganz unmöglich. Es ist wohl mit der Möglichkeit zu rechnen, daß beim Abschmelzen des Mankato-Eises eine riesige Toteismasse in den Becken des Oberen, Michigan- und Huron-Sees zurückblieb. Scheinbar spricht dafür ein gepreßter Fichtenholzstamm *(Picea glauca)*, der 10 Fuß tief in gebänderten feinen Sedimenten, die älter als die Valder-(Mankato-)Grundmoräne sein sollen, am Ufer des Fox River nördl. von Menasha (nicht weit westlich vom Michigan-See im Mankato-Abschmelzgebiet, ca. 50 km von der äußersten Mankato-Grenze entfernt) gefunden wurde (Nr. 419); ob im Hangenden Grundmoräne lag, ist nicht bekannt. Das Alter dieses Holzes ist 6401 ± 230 Jahre (— 4451 ± 230). Schon die Tatsache, daß dieses Holz 4500 Jahre jünger ist als das Mankato-Maximum, spricht gegen Toteiswirkung; außerdem hatte die wärmezeitliche Kiefernphase schon 1600 Jahre früher Ely, 80 km vom Nordwestufer des Oberen Sees, erreicht. Allochthone organogene Substanzen in Flußtälern und See-Terrassen sind für die Datierung spätquartärer Ereignisse zweifellos nicht immer zuverlässig. Das Nipissing-Stadium ist sicher erheblich älter als ca. 4000 Jahre.

3. Südamerika

378: Chincha-Insel, Peru: Guano unter 3 Fuß 6 Zoll Flugsand
älter als — 17000

Im südlichsten Chile in der *Mylodon*-Höhle bei Ultima Esperanza gefundener Faultierdung (Nr. 484) lieferte die Datierungen — 8850 ± 570 und — 8914 ± 720, D. — 8882 ± 400, d. h. diese Höhle war schon damals (möglicherweise in einem Interstadial, das zeitlich dem Two Creeks Forest Bed-Interstadial Nord-Amerikas entspricht) nicht mehr vom Inlandeis verschlossen. 190 km östlich davon wurden 1937 auf vulkanischer Asche in der Höhle Palli Aike unweit der Magalhaes-Straße verkohlte Knochen von Menschen, Wildpferden, Faultieren und Guanakos gefunden, mit Hilfe der verkohlten Knochen (485) wurde für diese vulkanische Asche durch die C 14-Methode die Zeitstellung — 6689 ± 450 ermittelt. Nach V. Auer (1950 pp. 109, 190) ist es mehr als wahrscheinlich, daß diese Asche vom Vulkanausbruch I in Fuegopatagonia stammt; in lakustrischen Mooren dieses Gebiets hat V Auer (1950 pp. 136, 156) diese Ascheschicht durch pollenanalytische Fernkonnektierung mit Finnland auf Grund der Revertenz mit ca. 6800 v. Chr. datiert. Diese Altersangabe stimmt verblüffend gut mit der C 14-Datierung überein.

Das ist eine außerordentlich wichtige Datierung. Denn in den lakustrischen Mooren Fuegopatagoniens liegt die vulkanische Aschenschicht der Eruption I (um 6800 v. Chr.) in Gyttja etwas über dem Ton am Boden des Vorsees. Die Ein-

schwemmung dieses Tons hat (wie die der *Dryas*-Tone im südlichen Ostseegebiet) eine noch nicht geschlossene gehölzfreie oder gehölzarme Pflanzendecke, also subarktische Klimaverhältnisse zur Voraussetzung, während die Gyttjabildung ein gemäßigtes Klima anzeigt. Nach V. Auer (1950 p. 190) ist die Klimabesserung am Ende der letzten Eiszeit in Fuegopatagonia geradezu katastrophal wie im nördlichen Europa gewesen („Los estudios han establecido, que el deshielo del glacial fué catastróficamente rápido y que le sucedió un período seco y caluroso"). Nach der Lage der vulkanischen Schicht aus der Zeit um 6800 v.Chr. in den lakustrischen Mooren zu urteilen, ist in Fuegopatagonia die Zeitstellung des Übergangs von der Toneinschwemmung zur Gyttjabildung wenigstens annähernd dieselbe wie im südlichen Ostseegebiet und in Nordamerika, nachdem dort E. S. Deevey, Jr. (1951) im nördlichen Maine dieselbe 3teilige spätglaziale Schichtenfolge wie im südlichen Ostseegebiet nachgewiesen hat, d. h. um 8000 v. Chr. Die letzte Eiszeit endete in Südamerika also zu derselben Zeit wie in Nordamerika. Das ist ein weiteres gewichtiges Argument gegen die Verwendbarkeit der Strahlungskurve von Milankovitch für die Quartärchronologie; denn nach dieser Kurve sind die Klimaminima auf der nördlichen und südlichen Halbkugel nicht gleich alt, wenn sie auch zeitlich benachbart liegen (M. Schwarzbach 1950 p. 180).

IV. Ergebnisse und Bedeutung der Radiokarbon-Methode für die Vorgeschichtsforschung

1. Europa

578: France II: La Garenne, St. Marcel (Indre): Magdalénien-Kulturschicht in 1,5—2 m Tiefe; Asche mit Sand, Holzkohle und verbrannten Knochen von einem Herd . . — 13897 ± 1200

406: Höhle von Lascaux (Dordogne): teilweise verkohltes Holz von *Abies pectinata* aus einer Kulturschicht, die nach H. Breuil nicht jünger als Magdalénien II ist (R. F. Flint 1951 p. 835)[5] . . . . . — 13566 ± 900

579: France III: wie 578; verbrannte Knochen außerhalb des Herdes, aber aus demselben Horizont . . . . . — 11036 ± 560

—: Les Eyzies (Dordogne): Kulturschicht des „klassischen Magdalénien" (mündl. Mitteilung von Prof. Dr. Frank C. Hibben) . . . . . — 10000

577: France I: Fundstelle wie 578 und 579: 1,5 kg verkohlte Knochen von einem Herd . . . . . — 9159 ± 480

353: Starr Carr (Yorkshire): hölzerne Plattform eines Maglemose-Seewohnplatzes, Pollendiagrammzone IV Godwin (älteste pollenanalytisch datierte Kulturschicht Englands). C 14-Datierung stimmt recht gut mit der pollenanalytischen überein . . . . . D. — 7538 ± 350

432: Aamose-Wohnplatz (Dänemark): Kiefernzapfen; Pollendiagrammzone V Jessen. C 14-Datierung befriedigend — 5633 ± 380

433: Aamose-Wohnplatz (Dänemark): Haselnüsse aus einem mesolithischen Sommerhaus. Diagrammzone VI Jessen. C 14-Datierung: zu alt, wohl infolge Schichtenstörung durch die Mesolithiker . . . . . D. — 7979 ± 350

[5]) An anderer Stelle (F. Johnson 1951 p. 50) gibt H. Breuil an, daß die Artefakte dieser Schicht „are either of Upper Périgordian (the more probable) or very old Magdalenian type". Das Altersverhältnis zwischen der Kulturschicht und den Höhlenbildern ist noch unbekannt.

434: wie 433: Holzkohle aus derselben Schicht. C 14-Datierung etwas zu hoch . . . . . — 6681 ± 540

435: Aamose-Wohnplatz (Dänemark): Birkenholz aus einem zweiten mesolithischen Sommerhaus, Niveau wie 433 und 434. C 14-Datierung: zu alt, Grund wie bei 433 . . — 7475 ± 470

462: Ehenside Tarn (Cumberland): Seeufer-Wohnplatz des Neolithikums A, Holzkohle, vielleicht nicht ganz gleichaltrig mit dem Wohnplatz. C 14-Datierung: vielleicht 1000 Jahre zu alt nach H. Godwin (1951 p. 305) . . . — 3014 + 300

602: Stonehenge, Wiltshire (England): Holzkohle aus Loch 32 aus der 1. Phase des Monuments, als spät-neolithisch angesehen . . . . . — 1848 ± 275

Besonders interessant sind die durchweg überraschend niedrigen Altersangaben für das Magdalénien, die gut mit den auf anderem Wege gefundenen Datierungen (H. Schwabedissen und H. Gross in diesem Jahrbuch Bd. 1, 1950 pp. 152—171) übereinstimmen und die auf Grund der Strahlungskurve angegebenen Altersbestimmungen als phantastisch hoch erscheinen lassen — F. E. Zeuner (1950 p. 292) gibt für das Magdalénien eine Dauer von ca. 50 000 bis ca. 20 000 vor der Gegenwart an. Also auch die C 14-Datierungen des Magdalénien sprechen gegen die Brauchbarkeit der Strahlungskurve für absolute Datierungen. Es wird sehr wahrscheinlich möglich sein, mit der C 14-Methode auch Kulturschichten des Spät-Aurignacien zu datieren.

2. Vorderasien

113: Jarmo (Irak): Landschneckengehäuse aus dem ältesten Ackerbauerdorf der Welt; unterste Schicht ohne Tonware — 4757 ± 320

—: Höhle im Jebel Baradost (Irak): älteste Tonware ca. — 5000

183: Alishar (Türkei): Holz aus kupferzeitlichem Horizont 14 eines Ruinenhügels; erwartete Zeitstellung — 3000 . . — 2569 ± 250

115: Alishar (Türkei): Holz aus dem Fundament eines Befestigungswalls der Bronzezeit. C 14-Datum etwa 800 Jahre später, als die meisten Archäologen annehmen D. — 1262 ± 250

72: Tayinat (Syrien): Holz vom Fußboden eines Palastes der syrisch-hethitischen Periode, archäologisch datiert — 675 ± 50 . . . . . D. — 581 ± 150

576: Ain Fashkha am Toten Meer (Palästina): Bibel-Schriftrollen (Buch Jesias) aus einer Höhle; Leinenumhüllung + 33 ± 200

3. Ostasien

548: Ubayama-Muschelhaufen 10 Meilen westlich von Tokio (Japan): Reste des ältesten Hauses von Japan, vom untersten Teil des Muschelhaufens . . . . . — 2900 ± 270
— 1988 ± 500

603: Fundort wie 548: Horinuchi-Stufe, beginnender Spät-Jomon-Horizont . . . . . — 2563 ± 300

4. Westafrika

581: Mufo (Angola): verkohltes Holz 15 cm tief im Kieslager unter 580 . . . . . — 12553 ± 560

580: Mufo (Angola): verkohltes Holz aus einer Kulturschicht des späten Jungpaläolithikums (Lupembian) . . . — 9239 ± 490

5. Ägypten

550 und 551 (cf. 457):	Weizen- und Gerstenkörner, Upper K Pit No. 59 und Nr? (verloren), Fayum A-Material . .		—	4441 ± 180
457:	Fayum A: Weizen- und Gerstenkörner aus der Oberen K-Grube Nr. 13; C 14-Datum etwa 1000 Jahre später als die meisten Ägyptologen annehmen	D.	—	4145 ± 250
463:	El Omari bei Kairo: Hausböden (vor-dynastisch) . .		—	3306 ± 230
267:	Sakkara: Holz von einem Dachbalken des Grabes des Veziers HEMAKA aus der Zeit der 1. Dynastie (ca. 3150 bis 2750 v. Chr.)	D.	—	2933 ± 200
12:	Meydum: Zypressenholz vom Grabe SNEFERUS, archäologisch datiert — 2625 ± 75	D.	—	2852 ± 210
1:	Sakkara: ausgezeichnet erhaltenes Akazienholz aus dem Grabe ZOSERS, archäologisch datiert — 2700 ± 75, C 14-Datum also zu spät	D.	—	2029 ± 350
81:	Grabschiff von Sesostris III, archäologisch datiert — 1800	D.	—	1671 ± 180
62:	Holz eines mumienförmigen Sarges aus der ptolemäischen Zeit, archäologisch datiert — 330		—	240 ± 450

6. Nordamerika

a) Alaska:

560:	Trail Creek (Seward-Halbinsel): Weiden und Holzkohle aus 80 cm Tiefe in Höhle 9		—	4043 ± 280
409:	Voraleutischer Wohnplatz (Holzkohle aus 433 cm Tiefe) bei Nikolski auf der Uniak-Insel	D.	—	1068 ± 230
505:	Gambell (St. Lawrence-Insel): Fichtenholz vom Hügelhang (Okvik-Haus)		—	308 ± 230
563:	Kap Denbigh: Iyatayet-Wohnplatz, Stamm vom Fußboden des Paläoeskimohauses Nr. 7		—	66 + 250
101: 102: 112:	Yukon: Holz und Holzkohle aus einer Kulturschicht im Frostboden	D.	+	431 ± 150
506:	Norton Bay: Iyatayet-Wohnplatz mit echten Sticheln; verkohltes Holz aus mittlerer Schicht		+	490 ± 200
260:	Deering auf der Seward-Halbinsel: Holz aus der Ipiutak-Kulturschicht III		+	977 ± 170
266:	wie vor. Holz aus Grab 51 der Ipiutak-Kultur II . .		+	1038 ± 170

b) USA, westlich vom Mississippi:

—:	Sandia-Kulturschicht in Sandía Cave, New Mexico, ca.		—	17000 [6]
—:	Yuma-Kulturschicht in New Mexico . . . . ca.		—	17000 [6]
609:	Danger Cave I, bei Wendover (Utah): Holzkohle, Holz und Schafsdung, auf einem alten Ufer des Lake Stansbury		—	9503 ± 600
599:	Leonard Rock, Nevada: Fledermaus-Guano unmittelbar über pleistozänen Kiesen im Abri		—	9249 ± 570
610:	Danger Cave II (Utah): wie 609, aber ohne Holz . .		—	9201 ± 570
—:	Folsom-Kulturschicht in Sandía Cave, New Mexico, ca.		—	9000 [6]
470:	Medicine Creek, Nebraska: Wohnplatz Ft. 50, Holzkohle unter der ältesten Kulturschicht		—	8543 ± 1500

[6]) Mündliche Mitteilung von Prof. Dr. Frank C. HIBBEN von der Universität von New Mexico.

558: Lubbock, Texas: Folsom-Jägerlager, verkohlte Knochen — 7933 ± 350
471: Lime Creek, Nebraska: Wohnplatz Ft. 41 unter 47 Fuß mächtiger Lößschicht mit einem begrabenen Boden . . D. — 7574 ± 450
428: Fort Reck Cave, Oregon: Schnursandalen unter vulkanischer Schicht (älteste datierte Artefakte Amerikas) . . D. — 7103 ± 350
281: Leonard Rock, Nevada (Abri): Fledermaus-Guano mit Artefakten aus Holz . . . . . D. — 6710 ± 300
222: Gypsum Cave bei Las Vegas, Nevada: Riesenfaultierdung aus der ältesten Gypsum Cave-Kulturschicht . . D. — 6577 ± 250
108a: Medicine Creek-Wohnplatz Ft. 50, Nebraska: Schicht B — 6324 ± 500
216: Sulphur Springs, Arizona: ält. Stufe der Cochise-Kultur — 5806 ± 370
454: Angostura-Reservoir, South Dakota: Kulturschicht . . — 5765 ± 470
604: Long-Wohnplatz im Angostura-Gebiet, South Dakota: Holzkohle von einem Herd und seiner Umgebung . . — 5123 ± 300
571: Bat Cave, New Mexico: Holzkohle aus ungestörtem Teil
572: der Kulturschicht. „Die Entwicklung der Mais-Kultur fällt vermutlich in die Zeit der Holzkohle-Datierungen". Proben aus 48—66 Zoll Tiefe . . . . . — 5500 — 3000
298: Leonard Rock, Nevada (Abri): Artefakte aus Hartholz (Atlatl foreshafts) aus derselben Kulturschicht wie 281 — 5088 ± 350
302: Sage Creek, Wyoming: teilweise verkohlte Bisonknochen von einem Wohnplatz der Yuma-Kultur . . . . D. — 4926 ± 250
511: Sulphur Springs, Arizona: Cochise-Wohnplatz Nr. 6 Nord, Sulphur Springs-Stufe . . . . . — 4393 ± 250
554: Leonard Rock III, Nevada: verkohlte Korbware aus oberer Guano-Schicht mit Kindbestattung; spricht für den Beginn des warmen trocknen Altithermals um — 4000 . . . . . D. — 3787 ± 250
65: Medicine Creek-Wohnplatz Ft. 50, Nebraska: Mischung der Schichten A und B (Abstand 2 Fuß) . . . . — 3306 ± 350
377: Folsom, New Mexico: Holzkohle aus jüngerer Schicht als die Fundschicht der Knochen ausgestorbener Bisonten und der Folsom-Artefakte . . . . . D. — 2333 ± 250
440: älteste bekannte californische Kultur
522: Fundplatz SJo — 68 . . . . . — 2102 ± 160
515: Cochise-Wohnplatz 12, Chiricahua-Stufe, Arizona . . — 2056 ± 270
276: Lovelock Cave, Nevada: Pflanzenmaterial aus der ältesten Kulturschicht . . . . . D. — 532 ± 260
519: Cochise-Wohnplatz Nr. 3, San Pedro-Stufe, Arizona . — 513 ± 310
612: Tularosa Cave III, New Mexico: Mais und andere Pflanzenstoffe zusammen mit Artefakten der Chiricahua-Stufe der Cochise-Kultur, vorkeramisch . . . . . — 350 ± 200
584: Tularose Cave I, New Mexico: Maiskolben aus einem geschichteten Abfallhaufen mit 38 000 Maiskolben einer primitiven Sorte zusammen mit Resten anderer Kulturpflanzen, und zwar aus der untersten Schicht . . . — 273 ± 200
164: Bat Cave, New Mexico: ältester Mais (zu wenig Material, dürfte aus der Zeit — 1500 bis — 1000 stammen) . . — 299 ± 250
585: Tularose Cave II, New Mexico: Maiskolben und Baumborke aus 6 Fuß 8 Zoll Tiefe: Kulturschicht der Pine Lawn-Phase (mit der ältesten Tonware dieses Gebiets) D. — 195 ± 160

469: Cedar Canyon, Nebraska: Holzkohle von einem Herd des Wohnplatzes Sx — 101 . . . . . D. 197 ± 150
587: Humboldt Cave, Nevada (10 oder 12 Meilen W von 276): Korbware . . . . . + 3 ± 175
628: Big Sur, California (Monterey Co.): Holzkohle aus einem Muschelhaufen unter 10 Fuß mächtiger Kiesdecke; jetziger Strandkies bedeckt 4,5 Fuß des Muschelhaufens (Beweis für Küstensenkung) . . . . . + 71 ± 250
518: San Pedro, Arizona: Cochise-Wohnplatz Nr. 3. San Pedro-Stufe der Cochise-Kultur im Sulphur Springs-Tal + 188 ± 430
153: Davis-Wohnplatz, Texas: Maiskolben . . . . . + 397 ± 175
151: Tchefuncte Wohnplatz, Louisiana: Muschelschalen aus oberster Mound-Schicht . . . . . + 717 ± 250
143: Crooks-Wohnplatz, Louisiana: sekundärer Mantel des Mounds A der Marksville-Periode, C 14-Datum wohl zu jung . . . . . + 792 ± 250
430: Catlow Cave, Oregon: organische Reste aus 2,88 Fuß Tiefe D. + 991 ± 150
150: Tchefuncte Wohnplatz ST2, Louisiana: oberste Küchenabfallhaufenschicht. C 14-Datum wohl zu jung . . . + 1317 ± 150
186: San Francisco Bay: Holzkohle aus der untersten Schicht eines Muschelhaufens . . . . . D. + 1230 ± 130

c) USA östlich vom Mississippi:

180: Annis Mound, Kentucky: Muschelschalen aus 3 Fuß Tiefe; viel älter als Schalen aus 6½ Fuß Tiefe (Nr. 116), es muß also ein Irrtum (Verwechselung der Proben 116 und 180?) vorliegen. — 5424 ± 500
417: Boston, Boylston Street: Torf unter einem Fischwehr (vergl. 418) . . . . . — 3767 ± 500
367: Lamoka, New York: älteste Kulturschicht 5 Fuß unter der Oberfläche eines Küchenabfallhaufens . . . . — 3433 ± 250
254: Indian Knoll: Geweih aus Oh2 Mound . . . . . D. — 3352 ± 300
116: Annis Mound, Kentucky: archaische Periode, Muschelschalen aus 6½ Fuß Tiefe . . . . . — 3199 ± 300
191: Frontenac-Insel, New York: älteste Kulturschicht (archaische Periode) . . . . . — 2980 ± 260
251: Annis Mound, Kentucky: archaische Periode, Hirschgeweih aus 6½ Fuß Tiefe (vergl. 116) . . . . . — 2950 ± 250
288: Lamoka, New York: Herd in 5 Fuß Tiefe, Holzkohleprobe enthielt rezente Würzelchen, Alter daher zu gering (vergl. Nr. 367) . . . . . D. — 2419 ± 200
418: Boston, Boylston Street: Nadelholzstück aus marinem Schlick über dem Fischwehr . . . . . — 1901 ± 390
192: Brewerton, New York: Brandgrab 6 der frühen Point Peninsula-Kultur; wohl Ende der archaischen Kultur in diesem Gebiet . . . . . D. — 998 ± 170
152: Havana, Illinois: Holz aus Hopewell-Mound 9 . . . — 386 ± 250
137: Hopewell-Mound 25, Ohio, Ross Co.: Muschelschalen . — 335 ± 210
139: wie vor., aber Borke . . . . . — 94 ± 250
136: wie vor., aber Holzkohle; C 14-Daten für 136, 137 und 139 und 152 wohl zu alt . . . . . + 1 ± 200
214: Cowan Creek-Mound, Ohio: Adena-Kultur . . . . + 441 ± 250

154: Bynum-Wohnplatz, Mississippi (NO): Pflanzenstoffe vom Grunde des Hopewell Mound B (aus einer Grube im Mound) . . . . . + 674 ± 150
126: Drake Mound, Kentucky: Adena-Wohnplatz 11, Borke + 782 ± 150

d) Mexiko:

198: Tlatilco bei der Stadt Mexiko: vorkeramische Kulturschicht (Chalco-Kultur) . . . . . D. — 4440 ± 300
(Beginn des Ackerbaus um 3000 oder 2000 v. Chr. nach H. de Terra)
423: Teotihuacán: Holz aus dem Sonnentempel Quezalcoatl Nuevo (C 14-Datierung: viel zu alt) . . . . . — 1474 ± 230
199: Tlalilco: frühe bis mittlere archaische Kultur . . . — 1457 ± 250
196: Zacatenco I: frühe archaische Periode . . . . . — 1360 ± 250
424: Oaxaca (Tilantongo): Tempel X vom Monte Negro, Monte Alban I - Kultur . . . . . D. — 650 ± 170
202: Loma del Tepalcate: späte archaische Kultur . . . — 615 ± 200
200: Cuicuilco: spät archaische Kulturschicht mit Tonware unter Lava . . . . . — 472 ± 250
422: Teotihuacán (Atetelco): Boden des Sonnentempels. C 14-Datum zu alt . . . . . D. — 294 ± 180
425: Monte Alban bei Oaxaca: Kulturschicht II a . . . — 273 ± 145

7. Südamerika

485: Höhle Palli Aike, südlichstes Chile (in der Nähe der Magalhaes-Straße): menschliche Knochen und Artefakte der 2. Siedelungsperiode mit verbrannten Knochen von Riesenfaultier, Wildpferd und Guanako; unter der Asche Holzkohle und einige Stein-Abschläge, die älter sind . — 6689 ± 450

C 14-Daten aus der peruvianischen Vorgeschichte nach der Stratigraphie geordnet (bezüglich der Auswertung und Bereinigung vergl. J. Bird in Frederick Johnson 1951 pp. 37—49). a) Kalenderdaten auf Grund der C 14-Bestimmung allein, b) Kalenderdaten auf Grund der C 14-Bestimmung und der Stratigraphie (nach J. Bird l. c. p. 48):

	a	b
(Beginn des vorkeramischen Ackerbaus im Chicama-Tal		— 3000 ± ?)
598: Huaca Prieta, Chicama-Tal: Feuerstellen an der Basis des Haupt-Mounds, auf Felsuntergrund, Holz und Baumwollgarn .	— 2348 ± 230	— 2478 ± 104
313: Huaca Prieta: Holz aus der vorkeramischen Schicht Q, H.P.3, aus 36 Fuß Tiefe; möglicherweise älter	— 2307 ± 250	— 2410 ± 147
315: Huaca Prieta: Muschelschalen aus der vorkeramischen Schicht M, H.P.3, aus 30 Fuß Tiefe	— 1622 ± 220	
316: Huaca Prieta: Holz aus derselben Schicht wie Nr. 315; möglicherweise jünger . .	— 2430 ± 270	— 2307 ± 147

362: Huaca Prieta: verkohlte *Typha*-Wurzeln aus der vorkeramischen Schicht K_2, H.P.3 — 2094 ± 300
— 2056 ± 262

318b: Huaca Prieta: Holz aus der vorkeramischen Schicht J_2, H.P.3, aus 22 Fuß Tiefe — 1600 ± 600
— 1705 ± 435

321: Huaca Prieta: Holz, Rindenzeug, Baumwolle, Kürbisse, Faserbäusche aus der vorkeramischen Schicht D, H.P.3, aus 6 Fuß Tiefe; möglicherweise älter . . . . — 1016 ± 300
— 1238 ± 78

322: Huaca Prieta: hölzerner Grabstock vom Haus Nr. 7 im Mound Nr. 5, vielleicht aus altem Holz, fehlt in Schichten ohne Keramik; erste Tonware (Guañape 1) aus der Zeit zwischen Nr. 321 und 322; möglicherweise jünger . . . . . D. — 1360 ± 200
— 1200 ± 40

75: Huaca Prieta: Hartholz-Dachbalken des unterirdischen Hauses Nr. 5; es erscheinen Mais und Cupisnique-Tonware; möglicherweise älter . . . . . — 715 ± 200
— 848 ± 167

323: Huaca Prieta: sehr gut erhaltenes Seil (aus *Scirpus (cf. americanus)* in Schicht D des Mounds Nr. 1 mit Gallinazo-Tonware; älter als erwartet . . . . . — 682 ± 300
— 524 ± 141

382: Moche: mit Knochen vermischte Asche aus Tonscherben führender Abfallschicht unter der Sonnenpyramide, mit Tonware vom Typ Mochica I; älter als erwartet . . — 873 ± 500
— 373 ± 500

271: Paracas-Nekropole: Baumwollstoff von einer Mumie; älter als erwartet . . D. — 307 ± 200
— 307

521: Cahuachi, Nazca-Tal: 2 Wurfholzfragmente aus Grab 12, Fundstelle A, Nazca A-Periode; Werkstoff möglicherweise, altes (totes) Holz; vielleicht zu alt . . . D. — 261 ± 200
— 261 ± 200

460: Cahuachi, Nazca-Tal: Stücke von 4 Speerschäften aus Grab 10, Fundstelle A, Nazca-Periode. Grab 10 ungefähr ebenso alt wie Grab 12 (Probe Nr. 521) . . . . . + 636 ± 250
— 261 ± 200

8. Bedeutung der C 14-Methode für die amerikanische Urgeschichte

Bis 1950 differierten die Altersschätzungen der Geologen und Prähistoriker für die allermeisten vorgeschichtlichen Fundplätze Amerikas außerordentlich; so schätzten z. B. 3 Forscher das Alter der Signal Butte I-Speerspitzen auf

10 000—8 000; 8 000—6 000 bzw. 3 000 Jahre (H. M. Wormington 1949). Die Datierungen wurden außerdem vielfach auf das Mankato-Stadium bezogen, dessen Alter, wie die Radiokarbon-Methode jetzt ergab, mit 20 000—25 000 viel zu hoch geschätzt worden ist. Zwischen den spät-pleistozänen und früh-postglazialen (jungpaläolithischen) Kulturen einerseits und den neolithischen andererseits klaffte bisher eine mehrtausendjährige Lücke, die jetzt geschlossen ist; erst durch die Radiokarbon-Methode wurde die amerikanische Ur- und Vorgeschichte auf eine sichere chronologische Grundlage gestellt.

Da für die Zeit der Sandía-Kultur (um 17 000 v. Chr., also zur Zeit des frühesten Magdalénien in Europa) keine Befunde für das Vorhandensein eines Korridors zwischen dem Kordillereneis und dem laurentischen Eisschild sprechen, muß man für die Vorfahren der Sandía-Jäger eine Einwanderung (wenn nicht am Ende des Sangamon-Interglazials) im Peorian-Interstadial annehmen, das anscheinend zeitlich dem europäischen Aurignac-Interstadial entsprechen dürfte. Für eine so frühe Einwanderung sprechen auch mehrere Funde von *Elephas*-Resten (fast immer *E. columbi*) zusammen mit gut gearbeiteten Lanzenspitzen (vom Clovis-Fluted-Typ). Überraschend hoch ist das Alter der vorgeschichtlichen Funde in der Höhle Palli Aike unweit der Südspitze Südamerikas (um 6700 v. Chr.), das ebenfalls für eine s e h r frühe Einwanderung der ersten jungpaläolithischen Jäger von Nordost-Sibirien über die Bering-Straße nach Amerika spricht.

Sehr bemerkenswert ist die Tatsache, daß Mahl- und Reibsteine in Nordamerika schon um 6000 v. Chr. (Sulphur Springs-Stufe der Cochise-Kultur im Südwesten der USA), also mindestens 3000 Jahre früher als in Europa auftreten; diese Kultur wird Stämmen zugeschrieben, die sich nicht mit der Jagd befaßten (da in den Kulturschichten Lanzenspitzen fehlen), sondern Sammler waren; der Acker- oder vielmehr Gartenbau begann in Amerika kaum vor dem 3. Jahrtausend v. Chr., meistens sehr viel später.

Auffällig ist nach den bisherigen Untersuchungen das späte Auftreten des Menschen östlich des Mississippi; für einen früheren Beginn der Besiedelung dieses Gebietes (vor 3000 v. Chr.) sprechen zahlreiche den Clovis Fluted- und Folsom-Spitzen sehr ähnliche Lanzenspitzen (Eastern Fluted Points), die aber bisher noch nicht in geologisch datierbaren Schichten oder mit Resten ausgestorbener Tiere zusammen gefunden worden sind. Wichtig ist ferner die Feststellung, daß die Eskimos nicht, wie noch in neuester Zeit einmal behauptet worden ist, die ältesten Einwanderer in Nordamerika sind.

9. Australien und Ozeanien

600:	Australien A: Holzkohle aus Eingeborenen-Küchenabfallhaufen, Goose Lagoon, West Victoria	+ 773 ± 175
601:	Koroit Beach an der Armstrongs Bay, nordwestlich von Warrnambool, Victoria: Küchenabfallhaufen . . .	+ 1412 ± 200
540:	Oahu, Hawaiische Inseln: Kiliouou-Abri bei Kuliauw	+ 1004 ± 180

V. Zusammenfassung

In Anbetracht der Tatsache, daß sich die Radiokarbon-Methode noch im Versuchsstadium befindet und bisher nur extensiv Stichproben untersucht werden konnten, müssen die bisherigen Ergebnisse im allgemeinen als recht befriedigend und die neue Methode als vielversprechend bezeichnet werden. Die allermeisten Radiokarbon-Datierungen entsprechen der stratigraphischen Stellung der benutzten Proben; die meisten Ausnahmen sind sicher auf die Ungeeignet-

heit der Proben (die von Museumsstücken stammen, also nicht etwa für die C 14-Datierung gesammelt waren) bzw. auf ihre falsche stratigraphische Einordnung zurückzuführen. Auch die Übereinstimmung mit den archäologischen Datierungen ist recht befriedigend. Ein Übelstand ist noch der oft große Spielraum der Radiokarbon-Datierung, der hoffentlich durch die geplante Verbesserung der Methode verkleinert werden wird [7]). Die Verfeinerung des Meßverfahrens wird hoffentlich auch die erstrebte Altersbestimmung von Proben ermöglichen, die älter als 15 000 (bis 30 000) Jahre sind; besonders wünschenswert ist die Radiokarbon-Datierung des Cary-Stadiums in Nordamerika und des ihm vielleicht zeitlich entsprechenden Langeland-Vorstoßes (Beginn des Gotiglazials) in Europa, ferner des Spät-Aurignacien.

Die wichtigsten Ergebnisse dürften folgende sein: das Two Creeks Forest-Bed-Interstadial in Nordamerika entspricht offenbar zeitlich dem Alleröd-Interstadial in Europa, das Mankato-Stadium in Nordamerika dem Fennoskandinavischen Halt (= Schlußvereisung), d. h. die letzte Eiszeit endete in Europa und Nordamerika ungefähr gleichzeitig, die großen Klimaschwankungen des Spätglazials waren in beiden Gebieten gleichartig und gleichzeitig. Für Südamerika konnte mit Hilfe der Radiokarbon-Datierung der vulkanischen Asche der Eruption I (nach V. Auer) und der Feststellung ihrer Lage im Profil lakustrischer Moore in Fuegopatagonia nachgewiesen werden, daß die letzte Eiszeit hier zu derselben Zeit endete wie auf der nördlichen Halbkugel; dieser Befund spricht gegen die Brauchbarkeit der Strahlungskurve von Milankovich für die Diluvialchronologie. Andererseits spricht die Radiokarbon-Datierung des Alleröd-Interstadials für die Brauchbarkeit der Geochronologie von G. De Geer wenigstens von diesem Interstadial ab. Die Ur- und Vorgeschichte Amerikas konnte erst durch die Radiokarbon-Methode auf eine sichere chronologische Grundlage gestellt werden. Diese Methode ist ein großer Fortschritt, der an Bedeutung dem Sieg des Polyglazialismus und der Pollenanalyse gleichkommt; sie dürfte sich schließlich als die größte Errungenschaft des 20. Jahrhunderts auf dem Gebiet der Urgeschichtsforschung herausstellen (R. F. Flint). Mit Recht sind die beteiligten Forscher in den USA stolz auf diese Leistung, für die ihnen die Geologen und Prähistoriker der Alten Welt zu größtem Dank verpflichtet sind.

VI. Literatur

Anonymus: Atomic Calender dates Jce Age. - Science Digest **28**, pp. 73,74, 1950. — The cosmic clock - what makes it tick? - Nat. History **60**, 206—209, 1951.

Antevs, E.: The Spread of Aboriginal Man to North America - Geogr. Review **25**, pp. 302—309, 1935. — The Great Basin, with Emphasis on Glacial and post-Glacial Times. - University of Utah Bull. **33**, pp, 168—191, 1948.

Arnold, J. R. & Libby, W. F.: Age determinations by radiocarbon content: checks with samples of known age. - Science **110**, pp. 678—680, 1949. — Radiocarbon dates (September 1, 1950), Institute for Nuclear Studies, The University of Chicago. — Radiocarbon dates. - Science **113**, No. 2927, pp. 111—120, 1951.

Auer, Väinö: Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial de Fuegopatagonia. - Revista de Investig. Agric. **3**, No. 2, pp. 49—208, Buenos Aires 1950.

Bartlett, H. H.: Radiocarbon Datability of Peat, Marl, Caliche, and Archaeological Materials. - Science **114**, No. 2951, pp. 55, 56, 1951.

Canals Frau, S.: Prehistoria de America. 588 pp. Buenos Aires 1950.

[7]) Nach J. R. Arnold (in F. Johnson 1951 p. 59) wäre das aber nur durch erhebliche Verlängerung der Zählzeit von 48 Stunden je Probe zu erreichen (vergl. auch den Anhang u. E. S. Deevey, Jr.: Radiocarbon dating. - Scientific American **186**, 24-28, 1952.)

Deevey, Edward S., Jr.: Late-glacial and postglacial pollen diagrams from Maine. - American Journ. Sci. **249**, pp. 177—207, 1951.

Deevey, Edward S., Jr. & Potzger, John E.: Peat samples for radiocarbon analysis; Problems in pollen statistics. - American Journ. Sci. **249**, 473—511, 1951.

Donner, J.: Pollen-analytical studies of late-glacial deposits in Finland. - Comptes Rendus de la Soc. géol. de Finlande **24**, pp. 4—92, 1951.

Firbas F.: Über die späteiszeitlichen Verschiebungen der Waldgrenze. - Die Naturwissenschaften **34**, H. 4, 1947.

Flint, R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Period. 589 pp. New York and London 1948. — Late Pleistocene Dates Derived from Radiocarbon Assays. - Science **109**, No. 2843, p. 636, 1949. — Dating late-pleistocene events by means of radiocarbon. - Nature **167**, No. 4256, pp. 833—836, 1951. — Pinpointing the past with the cosmic clock. - Nat. History **60**, 200—206, 1951.

Flint, R. F. & Deevey, Edward S., Jr.: Radiocarbon dating of late-pleistocene events. - American Journ. of Science **249**, pp. 257—300, 1951.

Godwin, H.: Comments on radiocarbon dating for samples from the British Isles. - American Journ. of Science **249**, pp. 301—307, 1951.

Gross, H.: Mastodon, Mammoth, and Man in America. - Bull. Texas Archeol. and Paleont. Soc. **22**, pp. 101—131, 1951.

Hibben, Frank C.: Evidences of Early Occupation of Sandía Cave, New Mexico, and other Sites in the Sandía-Manzano Region. - Smithsonian Miscell. Coll. **99**, No. 23, 1941.

Hult De Geer, E.: Conclusions from C 14 and De Geer's Chronology. Dani-Gotiglacial, with datings. - Geol. Fören. Förhandl. **73**, H. 4, pp. 557—570, 1951.

Johnson, Frederick and others: Committee report: Radiocarbon Dating. - American Antiquity **17**, No. 1, part 2, July 1951.

Libby, W. F., Anderson, E. C. & Arnold, J. R.: Age Determination by Radiocarbon Content: World-wide Assay of Natural Radiocarbon. - Science **109**, Nr. 2827, pp. 227, 228, 1949. — Radiocarbon dates. - Science, **114**, No. 2960, pp. 291—296, 1951.

Lorch, Walter: Datierung vorgeschichtlicher Funde durch die Radiokarbonmethode. - Kosmos, H. 7, pp. 316—320. 1951.

Macgowan, Kenneth: Early Man in the New World. 260 pp. New York 1950.

Osborn, Henry Fairfield: Proboscidea vol. I, New York 1936.

Sauramo, Matti: Das dritte Scharnier der Fennoskandinavischen Landhebung. - Soc. Scient. Fennica Årsbok **27** B, No. 4, pp. 3—26, 1949.

Schwarzbach, Martin: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1950.

Terra, Helmut de: Radiocarbon Age Measurements and Fossil Man in Mexico. - Science **113**, Nr. 2927, pp. 124, 125, 1951.

Wormington, H. M.: Ancient Man in North America. - The Denver Museum of Natural History, Popular Series No. 4, 198 pp., 3rd ed., Denver, Colo., 1949.

Zeuner, F. E.: Recent work on chronology. - The Advancement of Science, **4**, No. 16. pp. 333—335, 1948. — Dating the Past by Radioactive Carbon. - Nature **166**, No. 4227, pp. 756-757, 1950a. — Dating the Past, 2nd ed., 474 pp., London 1950. — Archäologische Zeitbestimmung durch radioaktiven Kohlenstoff. — Archaelogia Austriaca **8**, pp. 82—94, 1951.

Ms. eingeg.: 10. 9. 1951.

Anhang.

Als Anhang werden grundsätzliche Bemerkungen des Geochronometric Laboratory der Yale University, 77 Prospect Street, New Haven, Connecticut, vom 17. Dez. 1951 beigefügt.

Introduction: the present position of radiocarbon dating

The Geochronometric Laboratory was made possible by a grant to Yale University from the Rockefeller Foundation. The Advisory Board is charged with the responsibility of using wisely the limited funds available. Radiocarbon dating, which at present is the sole activity of the Laboratory, is an exciting new discovery, and workers in many fields of historical investigation are deeply interested in it. Not all of them understand what procedures are involved and what the radiocarbon dates can be expected to mean. Few of them realize that under a reasonable scale of operations the number of dates obtainable is limited to about two per week. This statement is prepared as a guide to those who may wish to submit materials for dating.

No essential improvements have been made in the method since its discovery by W. F. Libby. Any improvements likely to occur in the near future will affect the age range within which dating is possible (at present not over 30,000 years) or the amount of material required for a determination (at present a minimum of 8 grams of pure carbon); they are not likely to improve the accuracy of a single date. This accuracy varies somewhat with the time spent in counting; standard procedure involves 48 hours of counting, and leads to a standard error in typical cases of about 10 percent. If the standard error is 10 percent, purely statistical considerations show that in one determination out of a hundred the error can exceed 25 percent. Because of this fuzziness there is little point in spending the week necessary for a radiocarbon assay unless the stratigraphic age of the sample is reasonably certain; radiocarbon dating should be applied to key horizons, and to stratigraphic situations that are well understood and that provide ample opportunity for checking doubtful results.

Apart from statistical considerations, radiocarbon dates may be uncertain for a variety of reasons; the nature of the material dated and the circumstances of its preservation may affect the radiocarbon content of a specimen. In the Geochronometric Laboratory research on the method itself is placed ahead of routine dating.

Policies

1. No material is to be accepted for dating unless its provenience is certainly known; both geographic and stratigraphic information must be accurate and full.

2. Preference is to be given to samples whose dates are of more than local significance; the dates must be as useful as possible in illuminating wide fields of knowledge.

3. The guiding principle in selecting materials, at least for the next few months, is methodologic; not only are more modern assays needed, but in dating samples whose absolute age is unknown, preference is to be given to samples whose dates will throw light on the reliability of dates so obtained. In some cases the methodologic interest of old samples consists in the nature of the material or the circumstances of its preservation; in other cases, however, it consists in the ease with which a closely spaced series of stratigraphically dated samples can be obtained.

4. In general the Advisory Board is competent to decide on the order in which samples are processed. Preference will naturally be given to projects on which some Yale Faculty member can give an informed opinion. In all cases, however, and especially when research projects are suggested by others, the Advisory Board must be assured that a competent stratigrapher (geologist or archaeologist) or historian will be prepared to vouch for the importance of the dates and to discuss their significance as well as their validity.

5. Periodic revision of the priorities list will be essential, and in general the list will be kept confidential. Results will be communicated to collaborators, however, as soon as they are deemed to meet ordinary laboratory requirements of accuracy.

6. Publication of results by the Geochronometric Laboratory will be as rapid as practicable; probably bulletins will be submitted to S c i e n c e every few months, but full discussion of all dates will find its way into appropriate journals. Collaborators will be expected to participate in joint authorship of major articles whenever possible.

7. Specimens should not be shipped until they are requested.

Instructions for Shipping

1. Specimens should be dry when shipped; oven drying is preferred, and samples should be sealed from contact with air as soon as they are dry.

2. Aluminum foil is admirable for wrapping, but metal cans are satisfactory, and paper is acceptable provided it is not shredded. Excelsior and cotton should be avoided. Samples are ordinarily sealed in polyethylene (frozen food) bags when received.

3. Parcel post, domestic and international, is ordinarily satisfactory. Specimens from abroad should not be dutiable; they should be marked „scientific specimens, of no commercial value". Shipment should be prepaid.

Advisory Board:

Richard Foster Flint (Geology), CHAIRMAN
G. Evelyn Hutchinson (Zoology)
Henry Kraybill (Physics)
George Kubler (History of Art)
Henry C. Thomas (Chemistry)
Edward S. Deevey, Jr. (Zoology), Director

Die mindel-riß-interglaziale Landoberfläche am Westrand des Salzachvorlandgletschers

Von Edith Ebers, München

Von den spärlichen Überresten dieser Landoberfläche im quartären Schichtensystem des nördlichen Alpenvorlandes sind die am Westrande des Salzachvorlandgletschers noch erhaltenen auf eine bisher noch nicht beobachtete Weise stratigraphisch eingeordnet.

Am Außenrande der von alpinen Vorlandgletschern erreichten Räume gibt es Gebiete, wo die Erosionswirkung der Vereisungen nur mehr gering und auch ihre Akkumulation nicht mehr so mächtig war.

Solche Stellen sind sehr günstig für quartärstratigraphische Beobachtungen im Alpenvorland. Man kann hier manchmal sehr schön und regional die Auflagerungs- oder Grenzfläche sowohl der würm- über die riß-eiszeitlichen, wie der riß- über die mindel-eiszeitlichen Bildungen erkennen. In diesen Randzonen sind die Profile meist vollständiger, weil keine allzu großen Erosionslücken miteinzurechnen sind. Immer wieder tauchen zwar Reste der alten Landoberfläche auf. Große durchgehende Verwitterungsrinden finden sich aber nur sehr selten. Ein stratigraphisch eingebauter Verwitterungshorizont der mindel-riß-interglazialen Landoberfläche ist beispielsweise bekannt aus dem „Kalten Tal" (zwischen Schongau und Kaufbeuren) im Lechgletscher-Gebiet oder von Hauerz (bei Biberach) und Rottum im östlichen Rheingletschergebiet. Es handelt sich dabei immer um rotgetönte Vermitterungsmassen mindel-eiszeitlicher Bildungen.

Am Westrande des Salzachgletschers nun, da wo die mindel- und riß-eiszeitlichen Ablagerungen vom jungen Tale der Alz angeschnitten und aufgeschlossen werden, sind innerhalb der quartären Schichtenfolge Fetzen dieser Landoberfläche in Gestalt von Fragmenten der Verwitterungsschicht, von einstiger Lößdecke und Bodenbildungen zu finden.

Solche Überreste sind von Bedeutung für die sichere Gliederung des präalpinen Quartärs. Sie haben den Vorzug der unbedingten Eindeutigkeit. Die übrigen, schon seit Penck verwandten Gliederungselemente, besonders die verschieden hohen Tertiärsockel, haben Enttäuschungen gebracht. Ihr Wert ist ein relativer, da sie nur ein Ausdruck verschiedener Gefällsverhältnisse sind, bei denen andere Faktoren als klimatische, insbesondere tektonische, mitspielen können. Eindeutige Interglaziale, wie sie etwa das Eem-Meer oder die Holstein-See im norddeutschen Diluvium bieten, sind im nordalpinen Quartär nicht vorhanden. Die spärlichen Schieferkohlen sind noch nicht genügend durchuntersucht, als daß man mit ihrer Hilfe immer die Frage „Interglazial oder Interstadial?" beantworten könnte.

So sind und bleiben, nach Ansicht der Verfasserin, durchgehende Verwitterungshorizonte oder an deren Stelle regional auftretende Fetzenhorizonte von solchen das sicherste Gliederungselement.

Am Westrande des rißeiszeitlichen Salzachgletschers, in der Gegend von Feichtn (bei Wiesmühl a. d. Alz), Burghausen usw. stellen sich der morphologischen Analyse große Schwierigkeiten entgegen. Das „Altmoränengebiet" ist zwar einer direkten Einwirkung des Würmeises nicht mehr ausgesetzt gewesen, abgesehen von den Einschnitten zweier würmeiszeitlicher Schmelzwassertäler, die es durchziehen: das „Schnitzinger Eisrandtal" und das Brunntal. Es nivellieren aber Terrassenkreuzungen das Relief. Ebenerdig und unmerklich kann man bei Feichtn von der Deckenschotterplatte auf die Hochterrassenfläche und von dieser, bei Burghausen, auf die Niederterrassenfläche hinüberwechseln. Trennende

Steilränder fehlen also. Penck & Brückner haben dieses Gebiet als das der „äußeren Moräne" bezeichnet. Tatsächlich wird es aber hauptsächlich von einer gewaltigen, peripher zur Vereisungszone angeordneten Hochterrasse eingenommen. Sie geht aus einem Altmoränenkranz hervor, welcher, aus mehreren Moränenwallzügen bestehend, dem proximal liegenden, zweiten, jüngeren und hauptsächlichsten Hochstande des Rißeises zugehörte. Distalwärts umhüllt diese Hochterrasse ältere Stauchmoränen; sie brandet an an den mit Mindelmoränen verknüpften und mit Rißmoränen bedeckten Deckenschotterstrang des Alztales Stein-Feichtn-Wald a. d. Alz-Margarethenberg-Höresham, und an die Mindelmoränen tragenden Deckenschotterinseln des Eschelberges und des Hechenberges. Ja sie überlappt transgredierend den Deckenschotterzug des Alztales teilweise selbst wieder zwischen Feichtn und Wald a. d. Alz mit einer Terrassenkreuzung, um, über den jüngeren Einschnitt des Brunntales hinweg, sich mit den Hochterrassen des Inngletschers zu vereinigen. Zwischen Höresham und dem Eschelberg bei Burgkirchen streicht die Hochterrasse ebenfalls, später von der Mündung des „Schnitzinger Eisrandtales", dem Alztal und der Niederterrasse des Öttinger Forstes unterbrochen, zur Inngletscher-Hochterrasse hinüber.

Das Gebiet der Terrassenkreuzung ist es, wo die wirklich instruktiven Aufschlüsse zu holen sind. Die von der Seitenerosion der Rißschmelzwässer überwältigte Deckenschotteroberkante war hier glücklicherweise ehedem von ganzen Galerien mindel-riß-interglazialer geologischer Orgeln durchsetzt. Der östliche Rand des Alztales bei Tacherting zeigt ihre Überreste am Wege nach Mankham und auch südlich davon in alten Steinbrüchen und am Gehänge in großer Zahl und dichter Anordnung. Die Riß-Schmelzwässer haben sie, haarscharf wie mit dem Messer, abgeschnitten und nur die untersten, 1—2 m langen Orgelspitzen übriggelassen. Der Deckenschotter war also schon verfestigt und bereits wieder tiefgründig verwittert, als die neue Vereisung ihre Sedimente ablagerte. Dieser Horizont markiert die Diskordanz zwischen Mindel und Riß sehr deutlich. Selbstverständlich sind Orgeln nicht überall vorhanden, und auch im Terrassenkreuzungsgebiet ist es dann viel schwieriger, auf diese Diskordanzfläche die Hand zu legen. Die Riß- und Mindelablagerungen können sich sehr ähnlich sein, sogar hinsichtlich ihres Kristallingehaltes, wenn auch im allgemeinen das jüngere Riß sehr viel reicher an kristallinem Erratikum wird. Die Diskordanz hebt sich oft kaum ab .

Umso nützlicher wird nun hier jenes bei der Gliederung des alpinen Pleistozäns bisher noch nicht verwendete Phänomen: das Auftreten von Horizonten mit Schollen aus Verwitterungs- und Lößmaterial, die 1—2 m oberhalb der Diskordanz im jüngeren Sediment liegen. Sie sind meist 1—2 m lang oder auch kürzer, $^1/_2$ m und mehr hoch und von mehr oder minder ebenen Flächen begrenzt. Meist stehen sie auf dem Kopf, woraus sich ableiten läßt, daß sie, wohl in gefrorenem Zustand, von einer ehemaligen Landoberfläche abgestürzt sind und eingebettet wurden. Die Schmelzwässer, die die Orgeln köpften, werden dieselben sein, die bei der Seitenerosion Flußufer unterwühlt und dabei die Schollen zum Absturz gebracht haben.

Meist bestehen die Schollen aus den ehemaligen Deckschichten der Deckenschotternagelfluh, entkalktem, rötlich gefärbten Verwitterungslehm, der manchmal noch im Verband mit jetzt darunter liegendem Lößlehm bleibt. Es gibt auch Schollen nur aus rötlich verlehmten Löß oder auch aus nur entkalktem gelben Löß. Hervorzuheben ist, daß dieser Löß, da bereits verlehmt, nicht wohl aus der Zeit des Hochstandes der heranrückenden Riß-Vereisung stammen kann, wie das der heutigen Lößtheorie entspräche.

Mehrere solcher Schollen, die, von der Landoberfläche abstürzend, in das jüngere Sediment gerieten, liegen meist im selben Niveau wie an einem Bande aufgereiht nebeneinander, und bei fortschreitender Kiesgrubenarbeit tauchen immer wieder neue auf, während die alten verschwinden. Sie liegen meist in einem, nur einige Meter mächtigen Paket relativ lockeren Riß-Schotters, den man als eine Vorstoßbildung ansehen wird. Es kann wohl kein Zweifel bestehen, daß es sich dabei um Überreste der mindel-riß-interglazialen Landoberfläche handelt. Solche Schollen dürfen natürlich nicht verwechselt werden mit ähnlich aussehenden Vorkommnissen anderer Herkunft, etwa verwitterten Geschiebemergelbänken, eingestauchten Schollen in Stauchmoränen, Grundwassermarken usw. Letztere Verwechslung wäre besonders im östlichen Rheingletschergebiet möglich, wo in den glazialen Sedimenten die zahlreichen hochliegenden Grundwassermarken besonders auffallen. Es kommt auch vor, daß auf der alten Landoberfläche das Verwitterungsmaterial aufgearbeitet wurde und in die unteren Riß-Schichten mit einging. Der starke Lehmgehalt dieser ist bekannt. Man findet in ihnen aber auch Schnüre von Lößgeröllen und — selbst im frischen Sediment — stark angewittertes Kristallinerratikum, das aus ältereiszeitlichen Ablagerungen stammen dürfte.

Das regionale Auftreten eines solchen Fetzenhorizontes in den basalen Schichten der Hochterrasse beweist, daß Seitenerosion und Akkumulation zur Zeit der beginnenden Bildung der Hochterrasse in diesem Gebiet unbedingt gleichzeitig vor sich gingen. Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu den Ausführungen J. Schaefer's in „Die diluviale Erosion und Akkumulation, 1950.

Am Westrande des Salzachvorlandgletschers wurde bisher in drei Kiesgruben (bei Mankham gegenüber Tacherting, bei Amsham an der Straße Wiesmühl a. d. Alz-Feichtn und bei Schmidstadt an der Bahnlinie Garching-Kirchweidach) der Fetzenhorizont der mindel-riß-interglazialen Landoberfläche festgestellt. Sie liegt dort um 485 m ü. M. herum, nur etwa 20 m über dem heutigen Alzspiegel.

Während eine dicke Verwitterungsschicht von der riß-würm-interglazialen Landoberfläche, die immer wieder in einer Kiesgrube in der Niederterrasse bei Palling im bayrischen Salzachgletscherflügel aufgedeckt wird, nur wenig rötliche Braunfärbung aufweist, haben die Mindel-Riß-Interglazialschollen durch weg eine auffallend rote Tönung. Diese erinnert an den „ferretto" vom Süd-

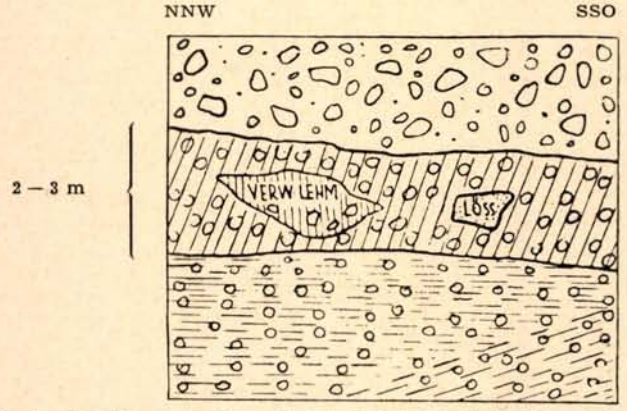


Abb. 1. Verstürzte Schollen von der mindelriß-interglazialen Landoberfläche, in Riß-Vorstoß-Schotter eingebettet. Hangend Rißmoräne, liegend Mindelschotter. Schmidtstadt, Kiesgrube an der Bahnlinie Garching-Kirchweidach der „Tauernbahn". Vergleiche Topograph. Atl. v. Bayern, 1 : 25 000 Bl. 700 (Engelsberg) und 722 (Trostberg).

rande der Alpen, wie er mindel-eiszeitliche Moränen und Schotter dort bedeckt. Sie erinnert auch an die 3 m mächtige Rotlehmschicht im Lößprofil des Laer-Berges bei Wien, welche auf ein warmes, mäßig feuchtes Klima im selben Zeitraume hinweist (siehe KÜMEL, Führer für die Quartärexcursionen in Österreich, I. Teil, Wien 1936).

Unter den an sich wenig zahlreichen Interglazialablagerungen aus der Mindel-Riß-Interglazialzeit des Alpengebietes ragt die Höttinger Breccie hervor mit ihrem pontischen *Rhododendron* und *Buxus sempervirens,* die auf eine um 2° höhere mittlere Jahrestemperatur und eine um 400 m höhere Lage der Schneegrenze als heute hinweisen. Damit zeigt sich ein wärmeres Klima an. Rotfärbung ist charakteristisch für subtropische Böden, eine Rötlichfärbung der Verwitterungsschichten wird man ebenfalls einem wärmeren Klima zuschreiben dürfen. Der geringere Humusgehalt wird als eine Folge höherer Wintertemperaturen und vorherrschender Winterregen angesehen. Die Rottönung ist auf Anreicherung kolloidaler Eisenoxyde zurückzuführen.

Diese der Höttinger Breccie gleichaltrigen Schollen rötlich getönter Verwitterungsböden aus dem Fetzenhorizont an der Basis der Hochterrasse oder der Rißmoränen wäre einer bodenkundlichen und chemischen Untersuchung wert. Sie könnten, in Verbindung mit anderen gleichzeitigen Bildungen gebracht, vielleicht Rückschlüsse auf das mindel-riß-interglaziale Klima erlauben.

Zusammenfassung.

Am Westrande des ehemaligen Salzachvorlandgletschers, im Gebiete der ältereiszeitlichen Terrassenkreuzungen, ist der Deckenschotter der Mindeleiszeit stellenweise von Rißablagerungen zugedeckt worden, nachdem er eine leichte Erosion seiner Oberfläche erfahren hatte. Diese war zuvor von Löß und Lößlehm und rot getönten Verwitterungsschichten verhüllt und von Geologischen Orgeln durchsetzt gewesen. Der Abtrag ergriff nur die obersten Meter des Sediments, sodaß die Diskordanzfläche noch im B-Horizont steckenblieb. Auf dieser Diskordanzfläche haben wir Überreste der mindel-riß-interglazialen Landoberfläche aus jenem Zeitabschnitt, wo sie von den rißeiszeitlichen Schmelzwässern angegriffen und überschottert wurde. Die Diskordanzfläche ist, nicht überall kenntlich, in das quartäre Schichtensystem des Gebietes eingebaut. Wo sie aber durch die oben beschriebenen Schollen aus interglazialer Verwitterungsrinde, Lößlehm oder Löß, auf deren Entstehungsart und Alter die 1—2 m tiefer liegende erosive Schnittfläche der Deckenschotterorgeln Schlußfolgerungen erlaubt, besetzt ist, läßt sie sich, auf weitere Strecken hin und bis auf einige Meter genau, höhenmäßig gut festlegen.

Ms. eingeg.: 22. 6. 1951.

Jungdiluviale Tektonik im Oberrheingraben

Von Ludwig G. Hirsch, Karlsruhe

Gliederung.

1. Einleitung.
2. Stratigraphische Grundlagen.
3. Beobachtungen jungdiluvialer Tektonik.
4. Beziehungen zwischen jungdiluvialer und älterer Tektonik.
5. Entstehung der Kinzig-Murg-Rinne.
6. Entstehung der Rheinniederung.
7. Zusammenfassung.
8. Literaturverzeichnis.

1. Einleitung.

„Klassische" Punkte der Quartärforschung, d. h. solche, an denen Erkenntnisse gewonnen werden konnten, die unser Wissen um die Vorgänge und Erscheinungen im Quartär wesentlich und für längere Zeit beeinflußten, sind im ehemals nicht vereist gewesenen Gebiet recht selten. In Deutschland finden sich zwei der wichtigsten in verhältnismäßg enger Nachbarschaft im oberrheinischen Raum. Es sind dies Mauer bei Heidelberg, der Fundort des *Homo heidelbergensis,* und Jockgrim in der südwestlichen Pfalz, wo die Tongruben der Ziegelwerke Ludowici ebenfalls seit Jahrzehnten eine reiche Fauna liefern.

Beide Fundstellen sind schon vielfach Gegenstand eingehender Vergleiche gewesen, als deren Ergebnis sie als altersgleich oder nur wenig altersverschieden angesehen werden, ohne daß es jedoch gelungen wäre, über ihre Eingliederung ins Zeitenschema volle Sicherheit zu erreichen.

Einen Beitrag zur Lösung dieses Problems erhoffte ich mir von der Klärung der Frage, wie jede der beiden Schichtfolgen zu ihrer Entstehungszeit in den Raum gestellt war; d. h. ob sie wirklich in zwei selbständigen und voneinander unabhängigen Bildungsräumen zur Ablagerung kamen, oder ob es sich in den Tonen von Jockgrim und den Sanden und Kiesen von Mauer nur um verschiedene Fazien gleichzeitiger Absätze handelt. Nach Mächtigkeit und Beschaffenheit können ja in keinem Fall nur rein örtliche Bildungen vorliegen. Wie aber sah es gleichzeitig zwischen und in der weiteren Umgebung dieser Fundstellen aus?

Ein Bild von der Paläogeographie zur Zeit der Entstehung der Schichten von Mauer, bzw. Jockgrim und damit neue Grundlagen für ihre Datierung lassen sich aber nur gewinnen, wenn es gelingt, weitere Vorkommen gleichaltriger Ablagerungen nachzuweisen. Wohl enthalten die geologischen Karten aus diesem Raum mancherlei Angaben über Vorkommen älteren Diluviums, aber mit Ausnahme der Ziegeleigruben in Gochsheim (zwischen Bruchsal, Bretten und Eppingen) und Steinbach (in der Vorbergzone südlich der Baden-Badener Mulde) ist nicht eines davon der Untersuchung zugänglich, und auch diese beiden Fundorte bergen mehr Fragen als Antworten.

So blieb kein anderer Weg als der Versuch mit Hilfe einer Sammlung von Bohrprofilen der Lösung dieser Aufgabe näher zu kommen. Da ich mich dabei auf keinerlei Vorarbeiten stützen konnte und gleichzeitig eine Fülle neuer Probleme auftauchte, beschränkte ich mich vorerst auf den Bereich der nordbadischen Rheinebene und der gegenüberliegenden Vorderpfalz. Dank der verständnisvollen und daher stets bereitwilligen Unterstützung durch zahlreiche Behörden, Bohrfirmen und private Stellen liegen mir bis jetzt mehr als 1200 Bohrverzeichnisse vor, wobei mir bei einem großen Teil der neueren Bohrungen auch

die Durchsicht der Proben möglich war. Teilweise wurden die Bohrproben oder wenigstens Belege für wichtige Schichten in den Landessammlungen für Naturkunde, Karlsruhe, hinterlegt.

2. Stratigraphische Grundlagen.

Die Auswertung dieses reichen Materials lieferte allerdings noch nicht die erwartete paläogeographische Antwort, vermittelte aber dafür eine Fülle neuer stratigraphischer, tektonischer und hydrologischer Erkenntnisse. Auf letztere soll hier nicht eingegangen werden, da ihre Veröffentlichung an anderer Stelle erfolgte (Hirsch, 1951).

Auch die stratigraphischen Ergebnisse sollen erst später ausführlich vorgelegt werden. Hier seien nur einige besonders wichtige Punkte vorweg genommen. Voraussetzung der ganzen tektonischen Schußfolgerungen ist die Tatsache, daß im Untersuchungsgebiet die Mächtigkeit der jüngsten Rheinschotter durchaus nicht so groß ist, wie man gemeinhin annimmt und wie es z. B. noch auf dem Längsschnitt Theobald's (1948, Tafel 2) zur Darstellung kam. Im Raum von Karlsruhe überschreitet sie im allgemeinen 20—25 m nicht. Erst in einer gewissen Entfernung nach Norden und Süden erreicht sie bis 40, ja über 50 m. Fast allenthalben läßt sich eine Dreiteilung dieses Schichtpakets feststellen:

a) Eine liegende Schotterserie, die meist gegen 10 m erreicht, ausnahmsweise etwas mächtiger ist — etwa bis 14 m — und seltener nur wenige Meter umfaßt. Im allgemeinen ist sie gröber als

b) die hangende Schotterserie von ebenfalls durchschnittlich 10 m Mächtigkeit.

c) Zwischen beide schiebt sich eine Feinsandlage von vorwiegend äolischem Charakter ein, deren Unterkante beachtlich horizontbeständig ist. Ich konnte sie bis jetzt in Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern von südlich Rastatt bis nördlich Mannheim feststellen.

Allerdings fehlt sie auch in zahlreichen Bohrprofilen. Mag man dies vielleicht in einzelnen Fällen mit ungenauer Beobachtung beim Bohren erklären, so bleibt immerhin noch eine so große Zahl von Fehlstellen, daß man zweifeln könnte, ob es überhaupt erlaubt ist, aus ihrem Vorkommen stratigraphische Schlüsse zu ziehen. Die Berechtigung dazu leite ich aus ihrer Horizontbeständigkeit und folgenden paläogeographischen Erwägungen ab.

Selbst wenn wir die Entstehung des Feinsandhorizonts klimatisch bedingt ansehen, etwa auf eine Zeit größerer Trockenheit oder schärferen Frostes zurückführen, müssen noch zahlreiche Rheinarme vorhanden gewesen sein, in denen infolge der Strömung keine Feinsande zum Absatz kamen. Die Aufschotterung des Rheins ging zudem unter ständiger Verlagerung der Strömungsrinnen und vielfacher Umlagerung schon abgesetzten Materials vor sich, sodaß sicher ein Teil der Flugsande vor Aufschüttung neuen Sandes und Kieses wieder erodiert wurde.

Das Alter dieser Schotter galt lange Zeit unbestritten als würmeiszeitlich, bis ich darauf hinwies, daß sie bei Karlsruhe von zwei Lößen überdeckt werden (Hirsch 1949), also spätestens ins Würm I zu stellen sind. Theobald (1941) zog daraus den Schluß, daß durch rückschreitende Aufschotterung die Ablagerungen unterhalb des Kaiserstuhls im Riß-Würm, oberhalb desselben im Würm erfolgt seien. Bis zur endgültigen Klärung dieser Frage spricht man zweckmäßig nur von der „jüngsten" Rheinablagerung unter Berücksichtigung der Tatsache, daß „Niederterrasse" zwar ein geomorphologischer, nicht aber zeitlich eindeutiger Begriff ist.

Teilweise, vor allem am Ostrand des Grabens, liegt diese jüngste Sand- und Kies-Serie auf tertiären Schichten, die sicher älter als pliozän sind. Vielfach aber

wird sie von Tonen, sandigen Tonen oder Feinsanden unterlagert, von denen nur so viel bekannt ist, daß sie einer Abfolge gleichartiger Sedimente angehören, die beträchtliche Mächtigkeit erreichen kann und gelegentlich auch Einlagerungen grober Sande oder feiner Kiese umfaßt. Die älteren Autoren meinen eindeutig diese Bildungen, wenn sie von „älterem Diluvium“ (Thürach, Erl. Bl. Karlsruhe) oder „Pliozän“ (Brill, Erl. Bl. Ettlingen) sprechen. Allmählich hat sich die Auffassung durchgesetzt, daß es sich stets um Pliozän handle, wozu sich auch noch Wirth (1950) bekennt.

Demgegenüber fasse ich diese Schichtenfolge stets als älteres Diluvium auf und stütze mich dabei auf Vergleiche mit Bohrergebnissen um Mannheim und im Raum von Jockgrim, sowie mit Ablagerungen von ganz anderem Erscheinungsbild, die in der Gegend von Baden-Baden (Balg, Oos) aufgeschlossen sind, und die ebenfalls — und m. E. mit mehr Recht — als Pliozän angesprochen werden (Bilharz 1929).

3. Beobachtungen jungdiluvialer Tektonik.

Daß die jüngste Aufschotterung des Rheines verschiedenaltrigen Bildungen auflagert und örtlich recht beträchtliche Mächtigkeitsunterschiede aufweist, war auch schon früheren Forschern aufgefallen. Ersteres begründeten sie mit der — an sich bekannten, wenn auch nicht kartenmäßig darstellbaren — vordiluvialen Tektonik. Für letzteres allerdings hatten und suchten sie keine Erklärung. Thürach beispielsweise sprach von „ungleichmäßiger“ oder „schiefer Absenkung“ „während und nach der Bildung der altdiluvialen Schichten“ (Erl. Bl. Mannheim S. 6/7), Dbecke (1918, S. 532) kurz von „Einbrüchen und Senkungen“, ohne sich jedoch näher darüber auszulassen, wie man sich diesen Vorgang vorzustellen hätte.

Bei dem von mir durchgeführten Vergleich der Bohrungen zeigte sich nun, daß die Höhenlage des Feinsandes immer in Gruppen benachbarter Bohrungen konstant ist und gleichen Abstand von der Schotterunterkante besitzt, und daß beide Grenzen in benachbarten Gruppen von Bohrungen um 10, 20, auch wesentlich mehr Meter verschieden sind. Es kann somit kein Zweifel bestehen, daß hier echte Bruchtektonik vorliegt, die jünger als die Feinsandlage ist.

Es ist nun keineswegs so, daß nur rheinisch streichende Verwerfungen auftreten, oder daß die Bruchschollenbildung nur auf den Grabenrand beschränkt wäre. Es erstreckt sich über die ganze Grabenbreite ein Verwer-

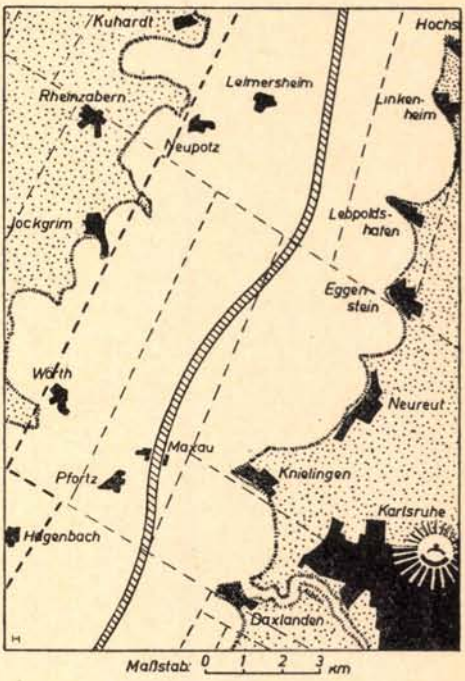


Abb. 1. Tektonische Karte. Ausschnitt aus einem Teil des Rheintalgrabens bei Karlsruhe. Punktiert: Niederterrasse, weiß: Rheinniederung, begrenzt durch den Steilabfall des Hochgestades; stark gestrichelt: Innere Hauptverwerfung, an der der östliche Teil stärker eingesunken ist. (Aus Hirsch, 1951).

fungssystem, in dem neben der rheinischen eine dazu ungefähr senkrechte Richtung gleich stark vertreten ist (Abb. 1).

Daß im Oberrheingebiet junge, bis ins Diluvium reichende Tektonik auftritt, ist nun durchaus keine ganz neue Erkenntnis. So haben schon 1905 FREUDENBERG (Weinheim) und 1907 REGELMANN (Bodensee) — soweit mir bekannt, als erste — über diluviale Tektonik im oberrheinischen Raum berichtet, und in zahlreichen Arbeiten der folgenden Jahre finden sich Angaben über einschlägige Vermutungen oder gar Beobachtungen, jedoch oft nur so ganz nebenbei, sodaß es nicht leicht ist, keine zu übersehen. Deshalb kann auch die von GUENTHER (1941) gegebene Übersicht keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

Den wertvollsten Beitrag zur Frage der diluvialen Tektonik stellt WITTMANN's große Arbeit (1939) dar, mit dem Versuch, diese in mehrere zeitlich genau erfaßbare Phasen zu zerlegen. Seine Datierung der letzten, der brisgowischen Phase, als spätwürm-interstadial kann von mir so weit bestätigt werden, als sie alle Bewegungen umfaßt, die dieser Arbeit zugrunde liegen. Allerdings möchte ich die Frage noch offen lassen, ob sie nicht doch noch etwas früher, nämlich ins Würm I einzustufen sei.

Alle die früheren Arbeiten, einschließlich dieser und älterer Veröffentlichungen WITTMANN's (1935, 1937 u. a.), mußten sich aber darauf beschränken, die Tatsache sehr junger Tektonik als solche herauszustellen oder die eine oder andere diluviale Störung im Randgebiet zu erfassen. Das Grabeninnere aber blieb noch in Dunkel gehüllt, wie auch aus der neuesten tektonischen Karte hervorgeht (CARLÉ 1950).

Wohl hatte schon GUENTHER (1941) einen Weg aufgezeigt, der hier Licht bringen könnte, indem er sagte: „Tektonische Bewegungen, die sich während oder auch nach der Ablagerung der Niederterrasse auslösten, müßten ja auch zu erkennen sein, einmal an der wechselnden Mächtigkeit der Schotter, die bedingt ist durch einen Wechsel in der Höhe der Schotterunterlage, weiter an der wechselnden Höhe des Hochgestades und schließlich an der heutigen Erosion und Akkumulation des Rheines" (S. 239), mußte aber die Einschränkung machen, daß eine Erforschung der Schotterablagerungen im Rheintal an unserer zu geringen Kenntnis der Lagerung derselben scheitert, da nur wenige Bohrungen, die sie durchteufen, bekannt geworden seien (S. 194). Diese Arbeit wurde mir erst viele Jahre nach Beginn meiner eigenen Untersuchungen bekannt, die bis ins Jahr 1939 zurückreichen. Allerdings war fast mein gesamtes Material beim Brand des Geologischen Instituts der Technischen Hochschule Karlsruhe verloren gegangen, ohne daß es heute möglich wäre, dieses voll zu ersetzen, da auch die Quellen zum größten Teil vernichtet wurden. Die Materialsammlung war aber schon so weit gediehen, daß sich die Ergebnisse abzeichneten. Deshalb begann ich 1945 von neuem mit der Sammlung von Bohrverzeichnissen. Aber erst die Kartierung und stratigraphische Auswertung eines so reichen Beobachtungsmaterials, wie es mir schließlich zur Verfügung stand, erlaubte eine weitgehend gesicherte tektonische Karte zu entwerfen. Bis jetzt sind 12 zusammenhängende Meßtischblätter bearbeitet. Allerdings sind, entsprechend der recht ungleichmäßigen Bohrdichte, noch nicht alle Verwerfungen örtlich genau genug festgelegt, um die Karte der Öffentlichkeit zu übergeben (vgl. Abb. 2).

4. Beziehungen zwischen jungdiluvialer und älterer Tektonik.

Nun erhebt sich die Frage, wie diese jungdiluviale Tektonik zur Großtektonik im oberrheinischen Raum steht. Das Nächstliegende ist die Annahme der Wiederbelebung älterer Strukturen. Dem ist nun nicht so. Zwar ist noch nicht

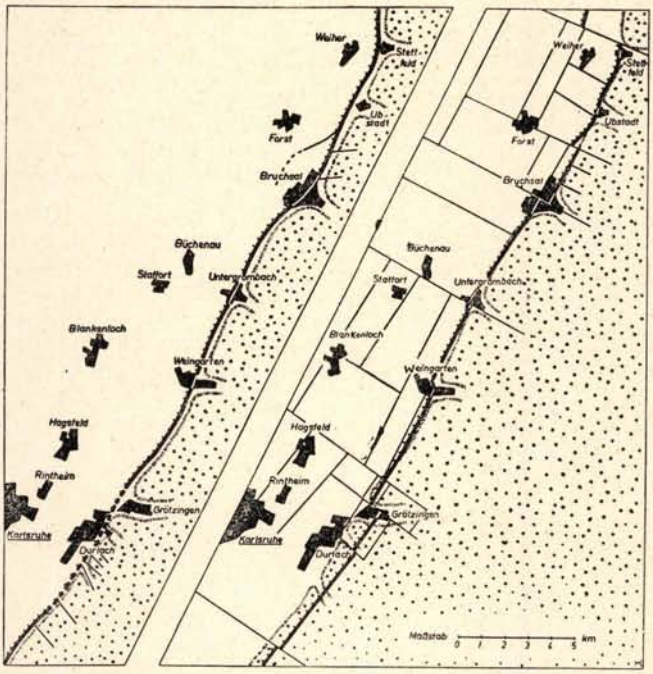


Abb. 2. Verlauf der östlichen Rheintal-Hauptrandwerfung. Links: Nach den geologischen Spezialkarten. Rechts: Nach der Auswertung von mehreren 100 Bohrprofilen. (Aus Hirsch, 1951.)

zu sagen, wann die Änderung der Großstruktur einsetzte, sicher ist aber, daß das Ergebnis der jüngsten Bewegungen von der älteren Tendenz wesentlich abweicht.

Bekanntlich streichen die Großfalten Vogesen-Schwarzwald-Sattel, Zabern-Kraichgau-Mulde, Hardt-Odenwald-Sattel und die in diesen steckenden Spezialmulden und -Sättel SW-NO, d. h. spitzwinkelig zum Rheintalgraben (vergl. Rüger 1932, Abb. 8 S. 110). Alle die jüngeren Querbrüche, die ich bis jetzt erfassen konnte, stehen dagegen mehr oder weniger senkrecht zur rheinischen Richtung. Viele derselben werden nun nicht an der östlichen Hauptrandspalte aufgefangen, sondern setzen sich über diese hinweg in den Schwarzwald oder Kraichgau hinein ungestört fort, während die Hauptrandspalte nach Westen oder Osten versetzt ist (Abb. 3).

Verwerfungen, die, aus dem Grundgebirge kommend, über die Vorbergzone weg bis in den Rheintalgraben fortsetzen, erwähnt auch schon Kiefer (1935, S. 82 und 83). Allerdings läßt er diese auf seiner Karte (S. 70) sich so mit den die Vorbergzone begrenzenden Hauptverwerfungen schneiden, daß keine Störung durch die andere versetzt ist, was mechanisch sehr schwer vorstellbar ist, will man nicht saigeres Einfallen für beide annehmen. Dafür liegt aber kein Anhaltspunkt vor. So bleibt nur noch die Möglichkeit, beide als gleichalt anzunehmen, womit — Kiefer's Darstellung als richtig vorausgesetzt — erwiesen wäre, daß auch schon vor dem Jungdiluvium senkrecht zur Hauptrandspalte verlaufende Querverwerfungen aufgetreten wären. Oder sollte es sich nicht doch auch hier um Auswirkungen der jüngsten tektonischen Phase handeln? Eine Nachprüfung wäre erwünscht.

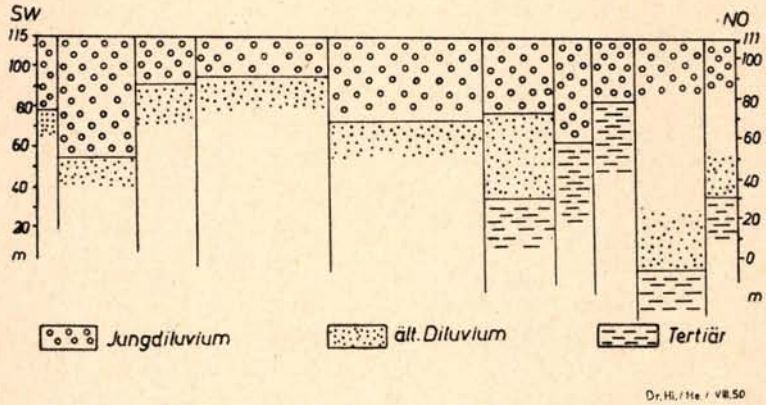


Abb. 3. Schematischer Längenschnitt durch den Rheingraben von Forchheim bei Karlsruhe bis Weiher bei Bruchsal.

Besondere Bedeutung kommt aber einer Umkehr der alten Strukturen durch die junge Tektonik zu. Da Karlsruhe innerhalb, bzw. nahe dem Südrand der Zabern-Kraichgau-Mulde liegt, sollte man hier auch besonders große Mächtigkeit der Rheinschotter erwarten. Aber ganz im Gegenteil ist hier ein Sattel vorhanden, wie aus folgender Aufstellung hervorgeht.

Höhenlage der Unterkante
Jungdiluvium + Altdiluvium (bzw. „Pliozän").
Geländehöhe ca. 110—120 m NN.

Rastatt	— 10
Bahnhof Forchheim	— 62
Bulach, südwestlich Karlsruhe	+ 8
Brauerei Schrempp, Karlsruhe	— 7
Durlacher Wald, östlich Karlsruhe	+ 68
Büchenauer Hardt, südwestl. Bruchsal	+ 33
Heidelberg	—300
Mannheim	— 78

Dagegen soll sich weiter nördlich im Raum Landau-Schwetzingen-Heidelberg-Mannheim, also im Zuge des Odenwaldsattels, ein ausgesprochenes Tiefgebiet erstrecken. Wahrscheinlich zeigt aber weitere Untersuchung auch hier einen verwickelteren Bau. Denn im Raum Bruchsal-Graben sind die jüngsten Schotter wieder wesentlich mächtiger als etwa in Mannheim, obgleich dort die Tertiäroberfläche im allgemeinen wesentlich tiefer zu liegen scheint als um Karlsruhe.

Ähnlich liegen die Verhältnisse südlich von Karlsruhe. Auch hier nimmt die Schottermächtigkeit beträchtlich zu, um wenige Kilometer südlich Rastatt wieder auf 15—20 m abzunehmen.

5. Entstehung der Kinzig-Murg-Rinne.

Am Gebirgsrand jedoch wird diese im Grabeninnern erkennbare Sattel- und Muldenbildung dadurch überlagert, daß offenbar die Breite der Übergangszone zwischen dem Graben und seiner Begrenzung wechselte. Hier liegt im allgemeinen die Schotterunterkante hoch. Auch fehlt meist die weiter im Westen durchgängig vorhandene Feinsandschicht innerhalb der Schotter. Dennoch dürften Spezialsenkungen am Fuße der Vorbergzone die Ursache für die Bildung der Kinzig-Murg-Rinne gewesen sein.

Allerdings finden sich — mindestens unterhalb der Murg — keine reinen Schwarzwald-Schotter an der Sohle dieses Urstromtales, sodaß die Vorstellung eines vom Rheine unabhängigen Seitenflusses aufzugeben ist. Ich möchte vielmehr die Kinzig-Murg-Rinne als Rest des letzten, allerdings tektonisch bedingten Systems von Rheinarmen auffassen, die unter ständiger Lageänderung zwischen dem Ostrand des Grabens und der „inneren Hauptverwerfung" die Niederterrasse aufschütteten (Hirsch 1950). Ihre Anlage ist also gleichzeitig mit dem Ende der Kiesaufschüttung.

An der „inneren Hauptverwerfung" erfolgte vor, bzw. zur Zeit der Ablagerung der Niederterrassenschotter eine Absenkung des östlichen Grabenteils oder Heraushebung des westlichen. So ist das Fehlen dieser Schotter in der Pfalz zu verstehen, wo die sogen. Bienwaldschotter m. E. als zeitliches Äquivalent der Niederterrassenschotter aufzufassen sind. Die in der Pfalz verbreiteten, dem älteren Diluvium angehörigen Sande und Tone (Jockgrim) bilden wahrscheinlich das Liegende unserer Schotter.

6. Entstehung der Rheinniederung.

Ob die Entstehung der heutigen Rheinniederung irgendwelche Beziehung zur inneren Hauptverwerfung, überhaupt zu bestimmten Verwerfungen besitzt, wie sich Deecke (1918, S. 148 und S. 537) dachte, muß vorerst noch offen bleiben, wenngleich ich sie auch als tektonisch bedingt (regionale Hebung) ansehen möchte. Allerdings ist sie eine echte Erosionsfläche, d. h. daß ursprünglich keine tiefere Ausräumung eingetreten war, die später wieder aufgefüllt worden wäre. Damit steht aber nicht im Widerspruch, daß zahlreiche Schlingen und Arme des Rheines vorübergehend mehrere Meter tief in diese Fläche eingesenkt waren und durch Umlagerungen wieder zugefüllt wurden.

Bei der Beurteilung des Alters und Ausmaßes dieser Umlagerungen ist aber Vorsicht am Platze. Wenn beispielsweise ein bis zu 10 m unter das Grundwasser reichender Baggerbetrieb nicht selten „aus dieser Tiefe" frühgeschichtliche Reste fördert, so kann deren Tiefenlage nur in den seltensten Fällen eindeutig festgelegt werden, also nichts über die Tiefe der alten Rheinläufe aussagen. Diese muß vielmehr abhängig gesehen werden von deren Breite und dem natürlichen Böschungswinkel wassererfüllter sandiger Kiese.

Weil auf der eigentlichen Rheinniederung eine Verwitterungsrinde, die dem älteren Lößlehm entspricht, und Erscheinungen eines Dauerfrostbodens fehlen, muß die Ausräumung bis hierher mindestens jünger sein als das Würm I/II-Interstadial. Mit ihrer Entstehung setzte die Verlandung der Kinzig-Murg-Rinne ein, was schon Deecke (1918, S. 148) erkannt, aber zu jung datiert hatte.

Eine geomorphologische Auswertung dieser neuen tektonischen Erkenntnisse wird unser Wissen um das Werden der oberrheinischen Landschaft noch bereichern.

7. Zusammenfassung.

Die Auswertung von mehr als 1200 Bohrprofilen aus der nordbadischen Rheinebene und Vorderpfalz zwischen Mannheim und Baden-Baden führte zu folgenden Ergebnissen:

1. Die jüngsten Rheinschotter werden durch eine Feinsandlage in zwei Abteilungen gegliedert.

2. Die Mächtigkeit dieser Schotter ist stets geringer, als man bisher glaubte, und regional verschieden: bei Mannheim, Karlsruhe und südlich Rastatt ca. 20 bis 25 m, dazwischen mächtiger.

3. Das Liegende der Schotter ist Tertiär oder eine Folge von Feinsanden, Tonen und sandigen Tonen, die — entgegen der bisherigen Deutung als Pliozän — als älteres Diluvium aufzufassen sind.

4. Aus der Höhenlage der Schotterunterfläche und des Feinsandhorizontes läßt sich ein Netz von rheinischen und dazu senkrechten Verwerfungen ableiten, das jünger ist als der Feinsand und den ganzen Rheintalgraben überzieht. Eine seiner wichtigsten Linien ist die — von mir so genannte — innere Hauptverwerfung, welche die Verbreitung der jüngsten Grobschotter nach Westen begrenzt.

5. Dieses jungdiluviale System stellt keine einfache Fortsetzung oder Wiederbelebung der älteren Tektonik dar. Es zeigt vielmehr bei Karlsruhe, also im Zug der Zabern-Kraichgau-Mulde, einen SW-NO streichenden Sattel; in der Achse der Hochzone zwischen Kraichgau und Baden-Badener Mulde eine Tiefzone, die gegen letztere hin wieder durch einen Sattel abgelöst wird. Nördlich von Karlsruhe bestehen entsprechende Gesetzmäßigkeiten.

6. Die Querstörungen setzen vielfach über die Hauptrandspalte hinweg, diese selbst nach Osten oder Westen versetzend.

7. Die Kinzig-Murg-Rinne war kein Parallelstrom zum Rhein, sondern ein tektonisch begünstigtes System von Rheinarmen. Auch ihre im Würm II beginnende Verlandung ist tektonisch bedingt.

8. Die Entstehung der Rheinebene ist die Folge einer regionalen Hebung nach dem Würm I/II. Sie führte zur unterirdischen Entwässerung und damit zur Verlandung der Kinzig-Murg-Rinne.

8. Literaturverzeichnis.

Bilharz, A.: Mutmaßlich oberpliozäne Bildungen auf Blatt Baden. - Bad. Geol. Abh. **1**, 1929.

Brill, R.: Geologische Spezialkarte von Baden 1 : 25000, Blatt Ettlingen mit Erläuterungen. - Freiburg 1931.

Carle, W.: Geotektonische Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle mit Erläuterungen 1 : 1 000 000. - Stuttgart 1950.

Deecke, W.: Morphologie von Baden. - Berlin 1918.

Freudenberg, W.: Eine diluviale Rheintalspalte bei Weinheim a. d. Bergstraße. - Ber. oberrhein. geol. Ver. 1905.

Guenther, E.: Die jüngeren tektonischen Bewegungen im südwestlichen Deutschland. - N. Jb. Min. Beil. Bd. **85** B, 1941.

Hirsch, L.: Eiszeitliche Frostböden in der Oberrheinebene bei Karlsruhe. - Beitr. natkundl. Forschung in Südwestdeutschland **8**, Karlsruhe 1949. — Zur geologischen Geschichte der Kinzig-Murg-Rinne. - Mittbl. g. L.A. Freiburg für 1950. — Die Grundwasservorräte der nordbadischen Rheinebene. - Wasser und Boden 1951.

Kiefer, H.: Zur Tektonik und Morphologie des Rheintalrandes zwischen der Freiburger Bucht und Müllheim. - Bad. geol. Abh. **7**, 1935.

Regelmann, C.: Neuzeitliche Schollenverschiebung der Erdkruste im Bodenseegebiet. - Ber. oberrhein. geol. Ver. 1907.

Röhrer, F.: Eine Verwerfung diluvialen Alters im Untergrund von Pforzheim. - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. **8**, 1919.

Rüger, L.: Die Entstehung des Neckarmündungstrichters bei Heidelberg. - Verh. nat.-hist. Ver. Heidelberg **15**, 1922. — Hundert Jahre geologischer Forschung am Rheintalgraben. - Bad. geol. Abh. **4**, 1932.

Schwegler, E.: Das Diluvium von Jockgrim in der Rheinpfalz und seine Stellung innerhalb des oberrheinischen Diluviums. - Diss. Kiel 1935.

Soergel, W.: Die diluvialen Säugetiere Badens. - Mitt. Bad. g. L.A. **9**, 1914. — Die Säugetierfauna des altdiluvialen Tonlagers von Jockgrim in der Pfalz - Z. d. g. G. **77**, 1925.

Theobald, N.: Contribution a l'étude de la Base Terrasse Rhénane. - Bull. Soc. géol. France **19**, 1949. — Carte de la Base des Formations Alluviales dans le Sud du Fossé Rhénan. - Mém. Service Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine 1948.

Thürach, H.: Geologische Spezialkarte von Baden 1 : 25 000, Blatt Mannheim mit Erläuterungen 1898. — Blatt Karlsruhe 1912.
Weber, H.: Die neuen nordbadischen Erdölbohrungen. - Bad. geol. Abh. **7**, 1935.
Wirth, E.: Die Erdölvorkommen von Bruchsal in Baden. - Geol. Jb. 65, Hannover 1950.
Wittmann, O.: Über junge Tektonik im Diluvium der Lahrer Randhügel. - Bad. geol. Abh. **7**, 1935. — Tektonik und duliviale Sedimentation im Oberrheintal. - Bad. geol. Abh. **9**, 1937. — Die Phasengliederung der diluvialen Rheintalrandtektonik und die Stratigraphie des gebirgsrandnahen oberrheinischen Diluviums. - Bad. geol. Abh. **10**, 1938/39.

Ms. eingeg.: 4. 7. 1951.

Klimaschwankungen im Tertiär und Quartär

Von Paul W. Thomson (Krefeld-Bonn)

Der Pollenniederschlag in Torflagern registriert die Veränderungen in der Vegetation, die sich während der Bildung derselben vollzogen haben. Auch wenn sich die Torflager in Braun- oder Steinkohle verwandelt haben, ist dieser Pollen- und Sporenniederschlag noch zu erkennen. Erst wenn das Stadium der Fettkohle erreicht ist, haben sich die Exinen und Exosporen soweit verändert, daß der chemische Unterschied zwischen ihnen und der Grundsubstanz weitgehend verwischt ist. Damit wird die Mazeration unmöglich. In den tertiären Braunkohlen sind die Pollen und Sporen vielfach ebenso gut erhalten wie in den rezenten Torfen. Nur in alkalischen, kalkreichen Torfen und in Braunkohlen, die mit kalkreichen Gewässern in Verbindung standen, ist die Fraktion der Pollen und Sporen zerstört, wenn der Sauerstoff der Luft Zutritt hat.

Mächtige Kohlenflöze geben uns also die Möglichkeit, die Moorvegetation der umgebenden Wälder weitgehend zu rekonstruieren, wobei allerdings von entfernteren Standorten nur die reichlich Pollen erzeugenden Windblütler unter den Bäumen gefaßt werden.

Vom Verfasser und seinen Schülern sind in den letzten Jahren mehrere mächtige Braunkohlenlager aus verschiedenen Abschnitten des Tertiärs eingehend stratigraphisch, petrographisch und paläontologisch untersucht worden. Hier seien besonders erwähnt: das pliozäne Braunkohlenlager von Wallensen/Hils mit einer Mächtigkeit von ± 30 m, das Hauptflöz der Rheinischen Braunkohle, das in der Grube Fortuna eine Mächtigkeit von ± 90 m hat und in einigen Bohrungen sogar 100 m mächtig ist, und die alttertiären Braunkohlenlager von Helmstedt und Borken, die H. Pflug untersucht hat.

Beginnen wir mit der linksrheinischen Braunkohle, der der Verfasser die meiste Zeit gewidmet hat (Thomson 1950 u. 51). Hier zeichnet sich in den Pollen- und Sporendiagrammen und in der graphischen Darstellung der Änderung der petrographischen Beschaffenheit ein doppelter Vegetationswechsel ab.

In den sogn. „dunklen Bänken" besteht die Kohle im Wesentlichen aus den Überresten einer Bruchwaldvegetation. Holz- und Rindenelemente, Korkgewebe usw. bilden die Hauptmasse der Grundsubstanz. Der Pollen ist ein vorwiegend autochthoner. Er stammt im Wesentlichen von den Bäumen und Sträuchern, die die Vegetation des Bruchwaldes bildeten.

In den sogn. „hellen Schichten", den „Schmierkohlen" dagegen, die in der Hauptsache aus einer holzarmen Grundsubstanz, den Überresten krautiger Pflanzen, bestehen und stärkere oder schwächere allochthone Beimengen zeigen, tritt der Pollen der Bruchwaldbäume stark zurück. Wir dürfen annehmen, daß

der hier herrschende Pollen von den häufigsten Windblütlern des die Moore umgebenden Waldes stammt. In der Rheinischen Braunkohle handelt es sich dabei vorwiegend um eichenartige Pollenformen wie: *Tricolpopollenites henrici* R. Pot., *Tricolpopollenites microhenrici* R. Pot., die mit *Rhus*-artigen Pollenformen und *Tricolporopollenites villensis* P. Th. die Hauptmenge der Pollen in diesen Schichten ausmachen.

In dem Wechsel zwischen den dunklen Bruchwaldbänken und den hellen, feuchteren (d. h. länger überfluteten) offenen Riedmoorkohlen (hellen Schichten) spiegelt sich der Absenkungsrhythmus (Wechsel 1. Ordnung).

Diesem Wechsel, der nach dem oben gesagten tektonische Ursachen hat, ist ein zweiter übergeordnet. Bestimmte Pollenformen wie: *Tricolpopollenites henrici* R. Pot., *Tricolpopollenites liblarensis* P. Th., sowie auch *Rhus*-artige Pollenformen in den „hellen Schichten" und andererseits *Inaperturopollenites dubius* R. Pot., *Triporopollenites punctatus* R. Pot., *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot. (Nyssaceen) in den „dunklen Bänken" sind für den unteren Teil des Hauptflözes bezeichnend. In dem oberen Teil herrschen Formen wie: *Tricolpopollenites microhenrici* R. Pot., *Tricolporopollenites villensis* P. Th. in den „hellen Schichten"; *Triporopollenites* (cf. Myricaceen) und *Pinus*pollen in den „dunklen Bänken" vor. Der sehr charakteristische Pollen von *Sciadopitys* tritt in der Mitte des Flözes und oben reichlich auf. Diesem Wechsel mögen klimatische Ursachen zu Grunde liegen. Sehr große Klimaschwankungen sind aber nicht anzunehmen, da praktisch keine Pollenform verschwindet oder neu hinzukommt. Es verschieben sich nur die Mengenverhältnisse der Pollen, diese allerdings beträchtlich.

Das Alter der Rheinischen Braunkohle liegt zwischen dem obersten Oligozän und dem älteren Miozän. Die Bildungssdauer des Flözes dürfte vielleicht mehrere Tertiärstufen umfassen. Wir können hier die Aussage machen, daß in diesem Zeitabschnitt, der das Quartär wesentlich übertrifft, keine Klimaschwankungen von größerem Ausmaße, die eine völlige Änderung der Vegetation mit sich gebracht hätten, stattgefunden haben.

Etwas ähnliches können wir auch über das Braunkohlenlager von Wallensen/Hils aussagen, das der Reuverstufe angehört oder etwas älter, jedenfalls aber Pliozän ist. Hier ist der Unterschied zwischen Hangendem und Liegendem wesentlich geringer als in der Rheinischen Braunkohle.

Das Gleiche dürfte auch für die Borkener Braunkohle, deren Entstehungszeit in das ältere Oligozän bis obere Eozän fällt, und für die sicher eozänen Oberflöze von Helmstedt gelten. Dagegen unterscheiden sich nach den Untersuchungen von H. Pflug die mittel- bis obereozänen Oberflöze von Helmstedt in ihrer Vegetation schärfer von den Helmstedter Unterflözen. Diese sind von den Oberflözen durch eine marine Transgression, die in das untere Eozän fällt, getrennt.

Alle diese Feststellungen zeigen deutlich, daß während des gesamten Tertiärs eine langsame Änderung der Vegetation zu verfolgen ist, die sich mit kleinen, wahrscheinlich klimatischen Schwankungen vollzog. Auch in der Wealdenzeit und im europäischen Karbon dürften die Verhältnisse nicht grundsätzlich anders gewesen sein. Diese langsamen Vegetationsänderungen dauern bis zum Reuver inklusive.

Die Zeitmarken, die mit Hilfe der Pollenanalyse festzustellen sind, umfassen mehrere Tertiärstufen. Ähnliche Vegetationsbilder können vom obersten Oligozän (Chatt) bis ins obere Miozän hinein auftreten. Der Abschnitt vom Chatt bis Sarmat kann höchstens in zwei Teile geteilt werden.

Mit dem Beginn der Tegelenstufe scheint sich nun eine grundlegende Änderung zu vollziehen. Am besten ist dieser Zeitabschnitt von Venzo & Lona (1950) in Norditalien untersucht worden.

In Holland geht der Tegelenstufe ein kaltes Praeteglien von mehr oder weniger glazialem Charakter voraus (Florschütz 1950). Schon Baas (1932) fand in Schwanheim im Liegenden seiner *Tsuga*- und *Pterocarya*-Schichten Schotter von periglazialem Charakter. Die vollständigste Übersicht über diese Fragen in Deutschland hat G. Leschik in seiner Dissertation (1951) gegeben. Er konnte in der von ihm untersuchten Kohle mehere Klimaschwankungen nachweisen. In Flöz 3 fand er reichlich teritäre Elemente wie: *Tsuga* (2 Formen) *Pterocarya, Carya, Castanea* u. a., die höher und tiefer fehlten; sonst wechselten Pollenfloren von mitteleuropäischem Charakter mit Birken-Kiefernfloren (vgl. auch H. Grebe 1950, U. Rein 1950, Thomson & Grebe 1951, D. Wirtz 1949, R. Wolters 1950).

Mit der Günzeiszeit, die fraglos mit dem Günz III bei Venzo & Lona identisch ist, verschwinden die tertiären Florenelemente in Norditalien. Das hangende Günz-Mindel-Interglazial zeigt keine Spuren von ihnen. Dasselbe konnte Verfasser für das Cromer-Forest-Bed in England feststellen, das in das Günz-Mindel-Interglazial fällt. Wir haben es hier mit einem mitteleuropäischen Laubwald zu tun, der nach oben in einen Fichtenwald übergeht. Spuren von tertiären Elementen wie *Tsuga, Pterocarya* und *Carya* fehlen.

Es ist nun völlig ausgeschlossen, daß das reichlich *Tsuga, Pterocarya* und *Carya* enthaltende Interglazial, das Rein (1950) und Wolters (1950) beschrieben haben, das Günz-Mindel-Interglazial ist, das weder in Norditalien noch in England diese Elemente zeigt. Die von Wolters gefundene Kältezeit, die er als Günzeiszeit beschrieben hat, dürfte mit dem holländichen Praeteglien identisch sein (Florschütz 1950).

Nun nimmt die Günzeiszeit eine Sonderstellung ein. Da sie, worauf mich D. Wirtz aufmerksam machte, die tertiären Elemente *Tsuga, Pterocarya, Carya, Cedrus* usw. in Mitteleuropa zum Aussterben bringt, muß sie ausgesprochener gewesen sein als die voraufgeangenen Kältezeiten (Donaueiszeiten).

Der Wechsel der Glazial- und Interglazialzeiten von der Günzeiszeit an ist ja genügend bekannt. Er zeigt größere Schwankungen als die Tegelenstufe, die sich wiederum in dieser Hinsicht scharf von der Reuverstufe absetzt. Man ist heute weitgehend geneigt, die Tegelenstufe wegen ihrer ausgesprochenen Klimaschwankungen von ± glazialem Charakter, die zum mindesten Kaltzeiten waren, trotz ihrer teilweise noch tertiären Flora und Fauna dem Pleistozän zuzuordnen, was durchaus berechtigt ist und von zahlreichen Forschern vertreten wird. Es macht aber doch den Eindruck, als ob die Günzeiszeit, die jünger als das Tegelen ist, sich von den vorausgeangenen Kältezeiten in ihren Ausmaßen unterscheidet und somit einen anderen Abschnitt des Pleistozäns einleitet, der auch mit einer gewissen Berechtigung als Basis des Pleistozäns betrachtet werden könnte.

Literaturverzeichnis

Baas, J.: Eine frühdiluviale Flora im Mainzer Becken. - Zeitschrift f. Bot. 25. 1932.

Florschütz, F. & van der Vlerk, L. M.: Nederland in het Ijstijdvak. - Utrecht 1950.

Grebe, H.: Die Vegetation, insbesondere die Zusammensetzung des Waldes im Pliozän des Rheinlandes, nach einer mikropaläontologischen Untersuchung der pliozänen Ton- und Tongyttjalinse in den Kieseloolithen von Weilerswist. - Diss. Archiv d. Univ. Bonn 1950.

Leschik, G.: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen in der Jungpliozänen Braunkohle von Buchenau (Kr. Hünefeld). - Paläontographica 92, Abt. B. Stuttgart 1951.
Lona, F.: Contributi alle storia della vegetazione e del clima nella val Pagana. Analisi pollinica del giacimento Villafranchiano di Leffe (Bergamo). - Mailand 1950.
Pflug, H.: Die stratigraphische Gliederung des kontinentalen Alttertiärs auf mikropaläontologischer (palynologischer u. a.) und kohlenpetrographischer Grundlage. - Diss. Archiv d. Univ. Bonn 1951. — Die Stratigraphie des eozänen Braunkohlenlagers von Helmstedt auf mikropaläontologischer Grundlage. - Als Manuskript im Archiv des Amtes f. Bodenforschung. Krefeld 1950.
Rein, U.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Pliozän-Pleistozängrenze am linken Niederrhein. - Geol. Jahrb. 65. Hannover/Celle 1950.
Thomson, P. W.: Grundsätzliches zur tertiären Pollen- und Sporenmikrostratigraphie auf Grund einer Untersuchung des Hauptflözes der Rheinischen Braunkohle in Liblar/Bz. Köln. - Geol. Jahrb. 65. Hannover/Celle 1950. — Die Entstehung von Kohlenflözen auf Grund von mikropaläontologischen Untersuchungen des Hauptflözes der Rheinischen Braunkohle. - Zeitschr. f. Braunkohle, Wärme u. Energie, H. 3/4. Düsseldorf 1950.
Thomson P. W. & Grebe, H.: Die Gliederung des Deckgebirges der Rheinischen Braunkohle. - Zeitschr. f. Braunkohle, Wärme u. Energie, H. 4, Düsseldorf 1951.
Venzo, S.: Rinvenimento di *Anancus arvernensis* nel Villafranchiano dell' Adda di Paderno, di *Archidiskodon meridionalis* e *Cervus* a Leffe. Stratigrafia e clima del Villafrachiano bergamasco. - Mailand 1950.
Wirtz, D.: Die Fauna des Sylter Crag und ihre Stellung im Neogen der Nordsee. - Mitt. Geol. Staatsdienst Hamburg, H. 19. 1949.
Wolters, R.: Nachweis der Günzeiszeit und der Günz-Mindel-Wärmezwischenzeit am Niederrhein. - Geol. Jahrb. 65. Hannover/Celle 1950.

Zur Vegetationsentwicklung des Interglazials von Großweil [1])

Von Helga Reich. Mit 1 Abb.

Aus den nördlichen Alpen und ihrem Vorland sind zahlreiche pflanzenführende Interglaziale bekannt, vor allem stark zusammengepreßte interglaziale Torfe, die als „Schieferkohlen" bezeichnet werden. Der Pflanzenbestand dieser Schieferkohlen ist erstaunlich einförmig. In den Pollendiagrammen herrschen Kiefer und Fichte weitaus vor. Nur zeitweise werden Tanne, Erle oder Hasel häufig. Die übrigen Gehölze sind äußerst spärlich, die Rotbuche *(Fagus)* fehlt an den meisten Fundorten völlig (vgl. Lüdi 1946). Danach enthalten die Schieferkohlen nur Teile der interglazialen Vegetationsentwicklung. Diese in Pollendiagrammen vollständig zu erfassen, ist bisher nicht gelungen.

Die Gleichförmigkeit der Flora der Schieferkohlen macht es sehr schwierig, aus dem Pflanzenbestand Anhaltspunkte zur Bestimmung ihres Alters und ihrer Stellung innerhalb eines Interglazials zu gewinnen. Die starke Ausbreitung der Fichte, die in den weiter nördlich gelegenen Gebieten vor allem für die späteren Abschnitte der beiden letzten Interglaziale bezeichnend ist, spricht für das Ende eines Interglazials. Da es sich bei den Schieferkohlen in erster Linie um Versumpfungsmoore handelt, gewinnt man den Eindruck, daß im Alpenbereich erst die Niederschlagszunahme und Temperaturabnahme des ausklingenden Interglazials eine ausgedehnte Vermoorung der Tieflagen ermöglicht hat (Firbas 1951).

Bei einer erneuten Untersuchung der Schieferkohlen von Großweil ist es nun gelungen, die Vegetationsentwicklung dieses Interglazials nahezu vollständig zu

[1]) Vorläufige Mitteilung; aus dem Systematisch-Geobotanischen Institut der Universität Göttingen.

erfassen. Eine eingehende Darstellung der Untersuchungsergebnisse wird nach ihrem Abschluß an anderer Stelle erfolgen. Hier sei ein vorläufiger Bericht über die Hauptzüge der Vegetationsentwicklung vorausgeschickt.

Großweil liegt am Rande des Kochelseebeckens, zwischen Flyschbergen und Molassezone des Voralpenlandes. Die Schieferkohlen, die dort abgebaut werden, werden nach geologischen Befunden ins letzte, also Riß-Würm-Interglazial gestellt (vgl. Troll 1937). Über einige in Großweil gefundene Pflanzenreste hat Schuster (1909) berichtet. Zwei von mir untersuchte Profile aus den beiden dort aufgeschlossenen Flözen, die durch ein Tonband getrennt sind, ergaben zunächst nur Diagramme, die mit ihrem offenbar gesetzmäßigen Wechsel von Fichten- und Kieferngipfeln dem gewohnten Bild der Schieferkohlen entsprechen. Lediglich in den untersten Proben treten mit größerer Häufigkeit Tanne, Hainbuche und andere Gattungen auf. Schon damit wurde sehr wahrscheinlich, daß der Bildung der ausgedehnten Schieferkohlenmoore mit wechselnden Kiefern- und Fichtenphasen eine Zeit mit artenreicheren Mischwäldern, also wohl eine wärmere interglaziale Phase, vorausging. Ein im September 1951 unter dem Hauptflöz durch Grabung gewonnenes Profil von nur 65 cm Mächtigkeit, das teils aus humosen Tonen, teils aus Schieferkohle besteht, bestätigte diesen Schluß und ergänzte die Befunde aus den Kohlenflözen sogar bis in den Anfang des Interglazials zurück.

Aus den vorliegenden Diagrammen wurde ein halbschematisches Diagramm entworfen (Abb. 1), indem aus jedem bezeichnenden Abschnitt zwei Pollenspektren herausgegriffen und in der richtigen Reihenfolge, aber in gleichen Abständen eingetragen wurden. Die Ablagerung beginnt mit dem Ende einer Kiefernzeit und mit dem Beginn der Ausbreitung von Hasel, Eiche, Ulme und Erle. Gleichzeitig tritt aber bereits die Fichte auf und nimmt so stark zu, daß die folgende Periode als Fichten-Hasel-Eichenmischwaldzeit bezeichnet werden muß. Es muß vorläufig dahingestellt bleiben, ob diese im Vergleich zu den postglazialen Diagrammen der Loisach-Kochelsee-Moore (Paul & Ruoff) und zu einem eigenen Diagramm von Sindelsdorf kräftigere Ausbreitung der Fichte ein für dieses Interglazial bezeichnender Zug ist oder auf örtlicher Förderung des Baumes beruht. Im Laufe der Fichten-Hasel-Eichenmischwaldzeit erscheinen in geringen Mengen Linde und Esche, in Spuren auch die Hainbuche, und gegen Ende erreicht die Hasel ihr absolutes Maximum (38 %). Auf die Fichten-Hasel-Eichenmischwaldzeit folgt weiter eine Erlen-Fichten-Hainbuchenphase, in der der Pollen schlecht erhalten ist und die Vorherrschaft der Erle örtlich bedingt sein dürfte. Wesentlich ist, daß sich während dieser Zeit die Hainbuche ausbreitet und häufiger wird als der Eichenmischwald. Um diese Zeit erscheinen die ersten Pollenkörner der Tanne *(Abies)*, die während einer erneuten Zunahme der Fichte ihre relativen Höchstwerte erreicht (28,5%). Man kann jetzt von einer Fichten-(Erlen)-Tannenzeit sprechen. Um diese Zeit erst setzte in Großweil und dem benachbarten Ohlstadt die ausgedehnte Vermoorung ein, auf die die heutigen Schieferkohlenflöze zurückgehen. Auch andere nordalpine und voralpine interglaziale Moore begannen sich wahrscheinlich um diese Zeit zu bilden, so Schladming, Ampaß und Hopfgarten (Firbas 1925 und 1927), Wasserburg-Puttenham nach den Großrestuntersuchungen von Schuster (1909) und Pfefferbichl im Allgäu nach eigenen Untersuchungen.

Der Fichten-Tannenzeit folgt eine Kiefernzeit mit hohen Werten von Nichtbaumpollen (vorwiegend Pollen von Cyperaceen). Die Kiefer wird aber bald wieder von der Fichte abgelöst. Gleichzeitig erscheinen noch einmal Tanne und Hainbuche mit geringen Prozentsätzen. Nun folgt eine der ersten sehr ähnliche

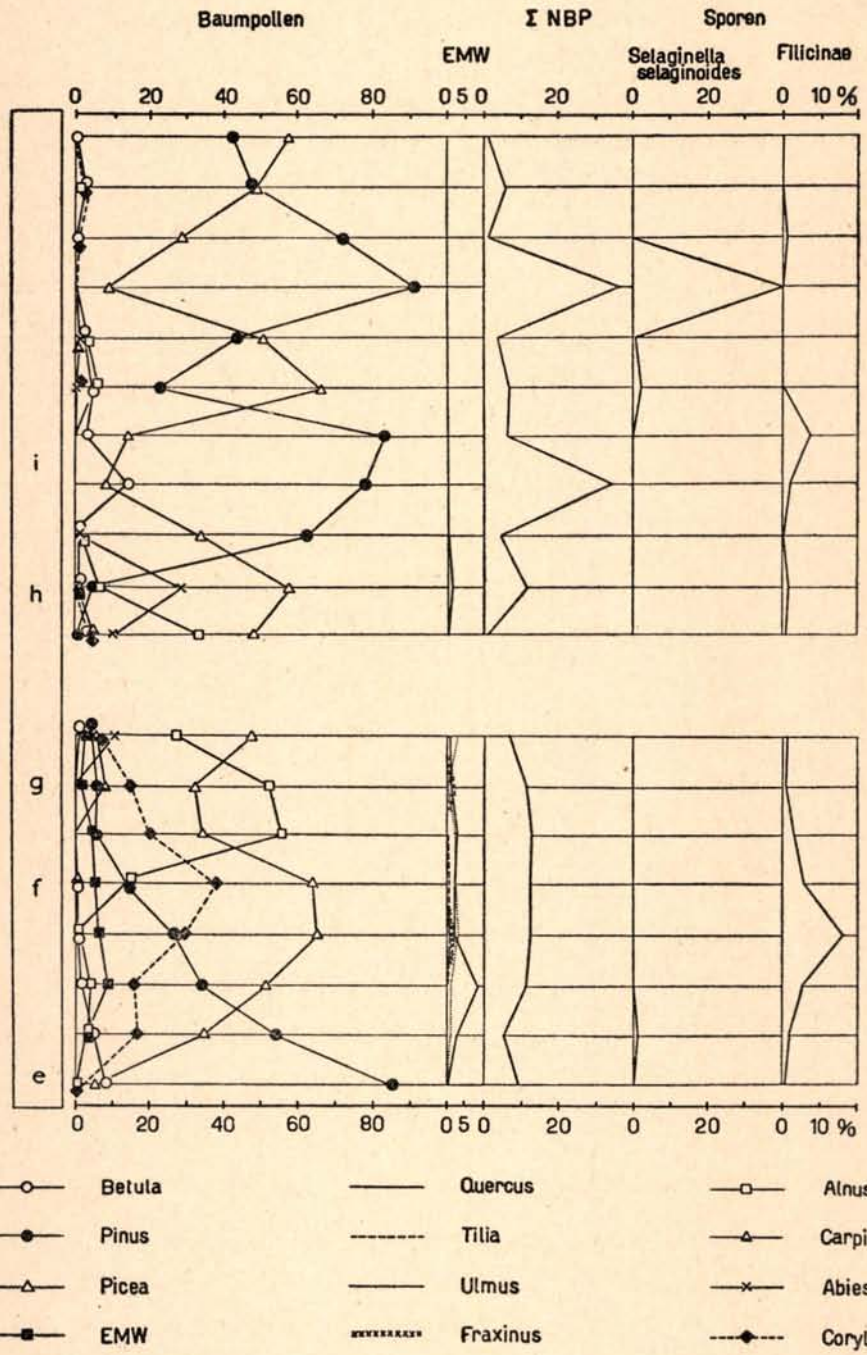


Abb. 1. Interglazial von Großweil. Halbschematisches Pollendiagramm, zusammengestellt aus zwei Profilen: oberer Teil Profil aus den Schieferkohlenflözen, unterer Teil Profil aus den darunter liegenden Schichten. Näheres s. Text.

zweite Kiefernzeit mit anschließendem erneutem Fichtenanstieg. Damit schließen die pollenführenden Schichten von Großweil ab. Ob sich in Ohlstadt oder Pfefferbichl im Allgäu die Entwicklung noch weiter verfolgen läßt, ist zur Zeit noch ungewiß.

Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Großweil stimmt sehr gut mit der Abfolge der interglazialen Perioden überein, wie sie auf Grund von Pollenuntersuchungen von Jessen & Milthers (1928) in Dänemark, später von verschiedenen Stellen des norddeutschen und polnischen Flachlandes bekannt geworden sind, sehr schön z. B. in Rinnersdorf (vgl. die zusammenfassende Darstellung von Woldstedt 1949). In Abb. 1 wurden die entsprechenden Perioden Jessen's — kleine Buchstaben — am Rande eingetragen. Vor allem finden sich die gegenüber dem Postglazial bezeichnenden Züge wieder: Die späte Lage des Corylusmaximums, das vollständige Fehlen der Rotbuche *(Fagus)* und ihre Vertretung durch die Hainbuche und die recht späte Ausbreitung der Tanne *(Abies)*. Die starke Beteiligung der Fichte könnte allerdings auch an das vorletzte Interglazial denken lassen (vgl. Woldstedt 1949). Da sich die Fichte im Postglazial vor allem in den Ostalpen und im östlichen Alpenvorland frühzeitig sehr kräftig ausgebreitet hat, ist es jedoch wahrscheinlich, daß gleiche Unterschiede gegenüber dem Flachland schon in den Interglazialzeiten aufgetreten sind und daher nicht ohne weiteres zur Altersbestimmung herangezogen werden dürfen.

Bei den beiden Kiefernzeiten am Ende des Großweiler Interglazials dürfte es sich — darauf deutet auch das Verhalten von Nichtbaumpollen und *Selaginella selaginoides* hin — um ausgeprägte Phasen der frühglazialen Klimaverschlechterung mit ausgesprochen stadialem Charakter handeln. Ihr Einflußbereich soll u. a. am Interglazial von Pfefferbichl weiter geprüft werden.

Die Mächtigkeit der Schieferkohlenflöze lehrt, daß die in ihrem Vegetationscharakter subarktischen Kiefern- und Fichtenzeiten am Ende des letzten Interglazials bzw. zu Beginn der Würmeiszeit von beträchtlicher Dauer gewesen sind. Über Versuche zur näheren Bestimmung dieses Zeitraumes soll später berichtet werden. Auf Grund eines Vergleichs mit der Stoffproduktion ähnlicher postglazialer Moore umfaßt er sicher eine Reihe von Jahrtausenden.

Schriftenverzeichnis.

Firbas, F.: Zur Waldentwicklung des Interglazials von Schladming a. d. Enns. - Beih botan. Zentralbl. **41**, 295-310. 1925. — Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntals und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen. - Z. f. Gletscherkunde **15**, 261-277. 1927. — Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee. - Erdkunde **5**, 6-15. 1951.

Jessen, K. & Milthers, V.: Stratigraphical and Palaeontological Studies of Interglacial Freshwater Deposits in Jutland and Northwest Germany. - Danmarks geol. Unders. 2. R. **48**, 334-375. 1928.

Lüdi, W.: Interglaziale Pollendiagramme aus der Schweiz. - Verh. Schweizer Naturf.-Ges. Zürich, 135-137. 1946.

Paul, H. & Ruoff, S.: Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern, 1. und 2. Teil. - Ber. bayr. botan. Ges. **19**, 84 S. u. **20**, 264 S. 1927 u. 1932.

Schuster, J.: Paläobotanische Notizen aus Bayern. - Ber. bayr. botan. Ges. **12**. 1909/10.

Troll, C.: Die jungeiszeitlichen Ablagerungen des Loisach-Vorlandes in Oberbayern. - Geol. Rundschau **28**, 599-611. 1937.

Woldstedt, P.: Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. - Z. deutsch. geol. Ges. **99**, 96-122. 1949.

Die Interstadiale der Weichselvereisung

Von Willi Selle, Braunschweig-Riddagshausen. Mit 2 Abb.

Im Laufe unserer Untersuchungen an Interglazialen wurden uns an drei Stellen des nordwestdeutschen Flachlandes Torfbänke bekannt, die, in Sanden eingebettet, sich im Hangenden von interglazialen Ablagerungen befinden. Auf einer Exkursion der Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen im Jahre 1939 fanden wir über der Kieselgur von Schwindebeck zwei kleinere Torfbänke, von denen ich in demselben Jahre Proben entnahm und pollenanalytisch untersuchte. Während meiner Tätigkeit am Amt für Bodenforschung in Berlin erhielt ich Proben von einer Brunnenbohrung aus Örel bei Bremervörde. Die pollenanalytische Untersuchung zeigte, daß die aus dem Liegenden stammenden Torfe dem letzten Interglazial angehörten, während die Proben aus den beiden darüberliegenden Torfbänken, die je ca. 2 m mächtig waren, Pollendiagramme ergaben, die mit den Torfen von Schwindebeck und dem Alleröd-Interstadial gemeinsame Züge aufwiesen. Inzwischen hatten wir festgestellt, daß die Kieselgurlager des Luhetales zum letzten Interglazial gehören, so daß ich bereits damals vermutete, daß die Torfe von Schwindebeck und Örel Repräsentanten der Interstadiale des Brandenburger und Frankfurter und des Frankfurter und Pommerschen Stadiums der Weichselvereisung sein könnten. Bei der Abbohrung des Süßwassermergellagers von Nedden-Averbergen im Jahre 1942 stießen wir auf zwei Torfbänke von geringer Mächtigkeit, die sich im Hangenden der Ablagerungen des letzten Interglazials befanden. An dieser Stelle wurde eine Stoßkernbohrung niedergebracht, um einwandfreies Untersuchungsmaterial zu bekommen. Leider konnte seine Auswertung erst nach dem Kriege vorgenommen werden. Sie ergab eine gute Übereinstimmung mit den bisherigen Untersuchungen, so daß wir den Schluß ziehen können, daß die Torfbänke interstadiale Ablagerungen der Weichselvereisung sind.

Unsere Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen, da die Torfe von Schwindebeck mit den neueren Methoden der Pollenanalyse untersucht werden müssen. Aus der Brunnenbohrung von Örel erhielten wir Proben in größeren Abständen und ohne genauere Tiefenbezeichnung. Leider sind außerdem die Profilbeschreibung, die Proben und Präparate den Kriegswirren zum Opfer gefallen. Erhalten geblieben sind nur die Zählprotokolle und das Pollendiagramm. Wir planen daher, das wichtige Vorkommen von Örel durch eine erneute Bohrung zu erschließen.

Wenn wir bereits jetzt mit den vorläufigen Ergebnissen an die Öffentlichkeit treten, so geschieht es im Hinblick auf die lebhaften Erörterungen, die um die Gliederung der Würmeiszeit entstanden sind. Büdel (1949, 1950, 1951) teilt auf Grund seiner Untersuchungen die letzte Eiszeit in drei große Klimaphasen ein. Im Anfang herrschte ein kalt-ozeanisches Klima, das abgelöst wurde von einer kalt-kontinentalen Tönung, dem Hochstand der Gletscher in Mitteleuropa, dem die feucht-wärmere Schlußphase der Vereisung folgte. Die Unterteilung in W I, W II und W III lehnt er ab, da nach seiner Ansicht die glazigenen und nichtglazigenen Ablagerungen der Würmeiszeit keinen Anhalt für Interstadiale, außer der Allerödzeit, ergeben haben. Schönhals (1950, 1951a, 1951b) dagegen kommt durch seine Untersuchungen an Lößen zu dem Schluß, daß sich in den würmeiszeitlichen Lößen Verwitterungshorizonte befinden, die durch die Interstadiale W I/II und W II/III entstanden sind. Von pollenanalytischer Seite liegt ein neuerer Beitrag zu dieser Frage von Florschütz aus den Niederlanden vor.

Man nimmt ein Interstadial als gesichert an, über das zweite dagegen liegen keine eindeutigen Beweise vor (van der Hammen 1951, van der Vlerk & Florschütz 1950). Aus diesen wenigen Beispielen geht bereits hervor, wie widerspruchsvoll bis heute die Ansichten über die Gliederung der letzten Eiszeit sind. Wir nehmen an, daß durch die Untersuchung der Torfe über den Interglazialen von Schwindebeck, Örel und Nedden-Averbergen die Lösung der Unterteilung der Weichselvereisung wesentlich gefördert wird.

In dieser vorläufigen Mitteilung soll nur auf die Untersuchungsergebnisse von Örel und Nedden-Averbergen näher eingegangen werden. Diese beiden Vorkommen haben folgenden stratigraphischen Aufbau:

1. Örel bei Bremervörde

0,00 — 6,00 m:	Sand.
6,00 — 8,00 m:	Obere Torfbank.
Probe 4—8:	Mudde: bräunlich-schwarz, stark zersetzt, sandig, vorwiegend organische Reste, Sphagnum- und Braunmoosblattfetzen, Seerosensternhaare, *Pediastrum, Myriophyllum alterniflorum.*
8,00 —10,00 m:	Sand.
10,00 —12,00 m:	Mittlere Torfbank.
Probe 12—17:	Sphagnum-Carextorf: bräunlich-schwarz, stark zersetzt, sandig, Sphagnum- und Braunmoosreste, Carex-Wurzeln, *Eriophorum,* Pinus-Spaltöffnungen.
Probe 18—23:	Mudde: bräunlich-schwarz, stark zersetzt, sandig, vorwiegend organogen, Sphagnum- und Braunmoosreste, Carex-Wurzeln, Seerosensternhaare, *Pediastrum, Myriophyllum alterniflorum.*
12,00 —13,50 m:	Sand.
13,50 —15,50 m:	Untere Torfbank.
Probe 25:	Carex-Torf: bräunlich-schwarz, stark zersetzt, sandig, Sphagnum-Blätter, Carex-Wurzeln.
Probe 26:	Mudde: bräunlich-schwarz, stark zersetzt, Sphagnum-Reste, Carex-Wurzeln, Seerosensternhaare.
15,50 —16,50 m:	Ton.

2. Nedden-Averbergen

0,00 — 1,10 m:	Torfe in Wechsellagerung mit Fein- bis Mittelsanden mit kleineren Geschieben; gestört durch Bewirtschaftung der Wiese. Holozän.
1,10 — 1,50 m:	Fein- bis Mittelsande mit kleineren Geschieben. Pleistozän.
1,50 — 1,60 m:	Mudde (Dy): braun-schwarz, H 10, sandig, Sphagnum-Reste, Carex-Wurzeln, Typha-Pollen.
1,60 — 1,70 m:	Mudde (Dy): braun-schwarz, H 10, sandig, Sphagnum-Reste, Carex-Wurzeln, Seerosensternhaare. Typha-Pollen.
1,70 — 2,105 m:	Fein- bis Mittelsande mit vereinzelten kleineren Geschieben.
2,105— 2,15 m:	Mudde (Dy): braun-schwarz, H 10, sandig, Sphagnum-Reste, Carex-Wurzeln, Gram.-Epidermis, Farnreste.
2,15 — 2,225 m:	Mudde (Dy): braun-schwarz, H 10, sandig, wenig Sphagnum-Reste, Gram.-Epidermis, Seerosensternhaare.
2,225— 3,25 m:	Fein- bis Mittelsande mit vereinzelten kleineren Geschieben.
3,25 — 3,40 m:	Sphagnum-Carex-Torf: braun-schwarz H 9/10, sandig, Sphagnum- und Braunmoosreste, Carex-Wurzeln, *Eriophorum.*
3,40 — 3,60 m:	Carex-Torf: H 7/8, bräunlich-schwarz, Carex-Wurzeln, Gram.-Epidermis, Pinus-Spaltöffnungen, Birken- und Erlenholz und -rinde.
3,60 — 3,65 m:	Bruchwaldtorf: bräunlich-schwarz, H 7, Carex-Wurzeln, Gram.-Epidermis, Pinus-Spaltöffnungen, Birken- und Kiefernholz.

Da am Ende der Interglaziale mehrfach Umlagerungen und Verwehungen von Torfen festgestellt wurden, die durch das arktische Klima bedingt sind (Thomson 1951), mußte nachgeprüft werden, ob die Torfe über den Interglazialen von Örel und Nedden-Averbergen autochthon oder allochthon entstanden sind. Die Pollenkurven und der Aufbau der Torfe, die in beiden Interstadialen gleichsinnig verlaufen, lassen deutlich erkennen, daß die Mudden und Torfe sich in primärer Lagerung befinden. Die Mudden von Nedden-Averbergen haben einen dyartigen

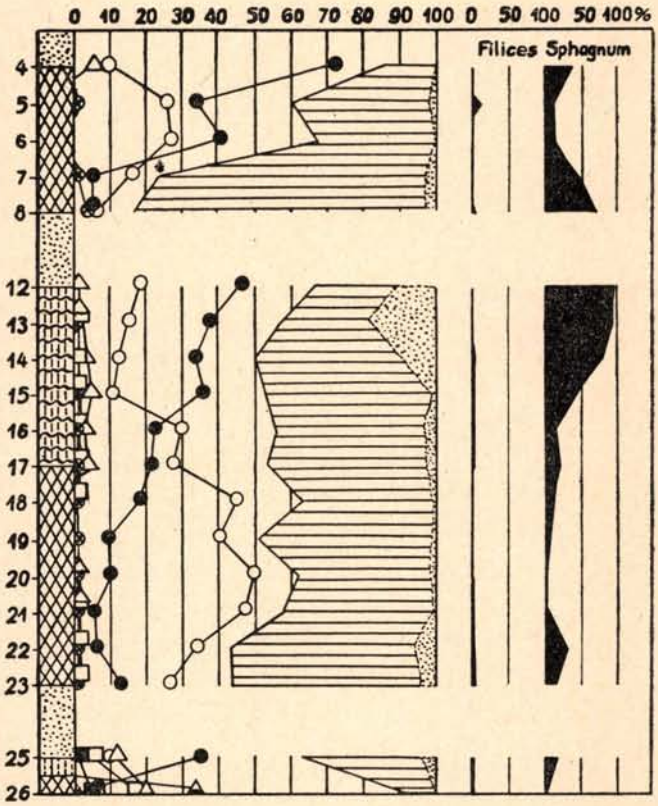
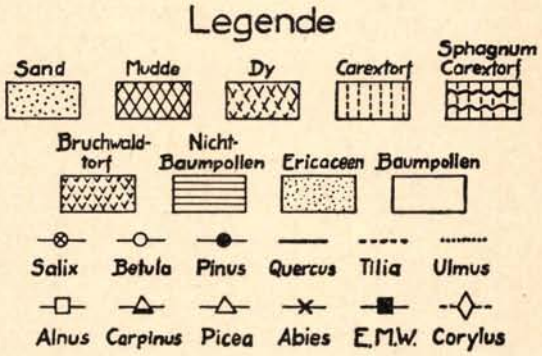
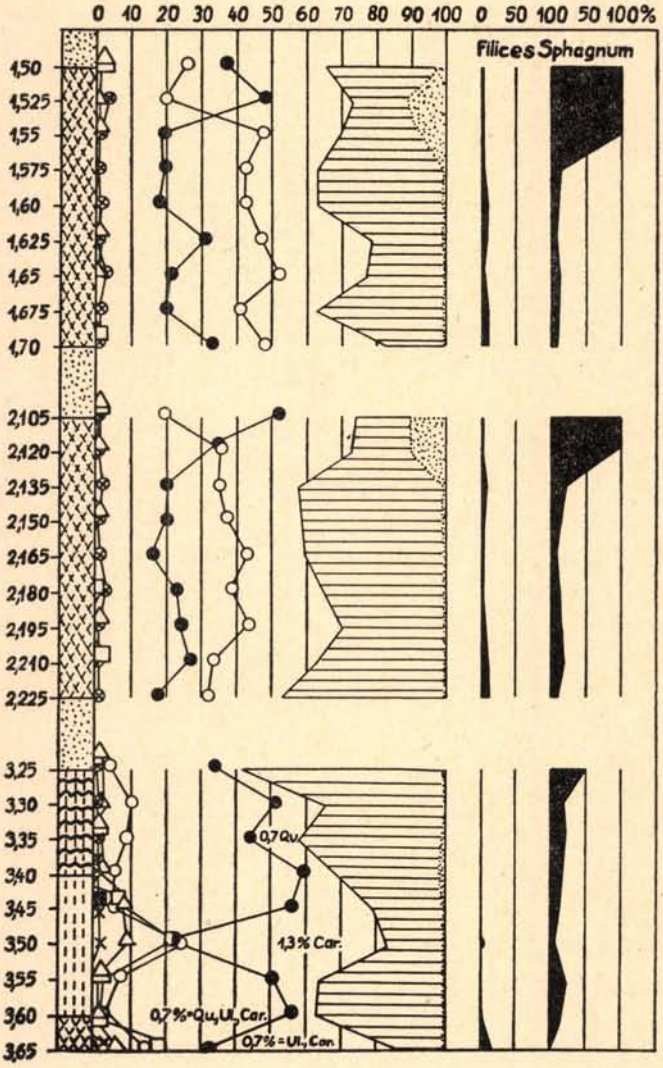


Abb. 1. Pollendiagramm von Örel.



Charakter und sind nur gering mächtig, während sie in Örel einen größeren Umfang erreichen. Ob die Mudden von Örel aus Gyttjen oder Dy bestehen, ließ sich wegen der zerstörten Proben nicht mehr nachweisen. Das Fehlen von *Pediastrum* und *Myriophyllum* in Nedden-Averbergen ist auf die örtlichen Verhältnisse zurückzuführen, die dem Tausendblatt und den Pediastren in dem flachen Sumpf keine günstigen Lebensbedingungen gaben. Die Ablagerungen be-

stehen vorwiegend aus organischen Resten, sind aber durchgehend mit Fein- bis Mittelsanden durchsetzt. Der Verlauf der Verlandung ist in beiden Interstadialen derselbe. Anfangs sind Seggen und Farne stärker beteiligt, am Ende die oligotrophen Komponenten, wie z. B. *Sphagnum* und *Eriophorum*. In Örel schließt die Verlandung des ersten Interstadials mit einem Cariceto-Sphagnetum ab, das ebenfalls am Ende des Interglazials in Nedden-Averbergen bestand. Die Schluß-



Ab. 2. Pollendiagramm von Nedden-Averbergen.

glieder der Verlandung in den beiden Interstadialen und dem letzten Interglazial weisen viele gemeinsame Züge auf, die sich nur aus ähnlichen klimatischen Verhältnissen erklären lassen. Die Rückläufigkeit der Verlandung im Interglazial von Nedden-Averbergen ist desgleichen klimatisch bedingt. Der Seggentorf, der dem Bruchwaldtorf folgt, ist zwar noch reichlich mit Bruchwaldelementen

durchsetzt, zeigt aber die größere Vernässung an, die gegen das Ende des Interglazials eintrat (vgl. Firbas 1951, Weber 1896).

Die Zweiteilung der beiden Interstadiale, die in der Verlandung bereits hervortritt, findet ihre Bestätigung in den Pollendiagrammen, die mit einer Dominanz des Birkenpollens beginnen und mit einer hohen Kiefernpollenfrequenz enden (Abb. 1 und 2). Die Salixkurve hält sich mit wenigen Prozenten in beiden Interstadialen von Nedden-Averbergen, während sie in Örel zum Beginn einen höheren Gipfel aufweist, der mit einer größeren Beteiligung der NBP, vor allem der *Gramineen*, gekoppelt ist. Vermutlich sind in Örel durch die Bohrung die älteren Schichten erschlossen und in Nedden-Averbergen nicht, wo das Liegende aus Fein- bis Mittelsanden besteht. Diese hielten sich nicht im Stoßkernrohr und mußten mit der Schlammbüchse herausgeholt werden, wodurch eine mikroskopische Untersuchung unmöglich wurde. Außer *Salix, Betula* und *Pinus* erscheinen *Alnus* und *Picea* mehr oder weniger gleichmäßig im Pollenbilde. Über das Verhalten der Erle lassen sich keine Schlüsse ziehen; anzunehmen ist, daß sie in beiden Interstadialen an ihr zusagenden Orten in geringer Menge gestockt hat. Die Fichtenbeteiligung weist in beiden Interstadialen und an beiden Orten eine eindeutige Tendenz auf. Der Schwerpunkt ihrer Verbreitung lag am Ende der Interstadiale. Das Auftreten des Haselpollens bedarf einer Nachprüfung, da er außer von *Corylus* auch von *Myrica gale* stammen oder sekundären Ursprungs sein kann.

Die starke Ausbreitung der Birken und Kiefern, das regelmäßige Vorkommen der Weiden und das Fehlen der wärmeliebenden Bäume läßt auf ein subarktisches Klima schließen. Die NBP fügen sich gut in dieses Bild ein. Das Verhältnis der BP-Dichte und der der NBP pro Präparat (18/18 mm) beträgt im 1. Interstadial von Örel 108 : 86 und im 2. Interstadial 82 : 124, die entsprechenden Werte von Nedden-Averbergen sind 900 : 406 und 950 : 301 (Abb. 1 und 2). Die höheren NBP-Frequenzen in Örel sind auf die unteren Schichten zurückzuführen, in denen die kälteren Phasen der Interstadiale zum Ausdruck kommen, während die Ursache für die unterschiedliche Pollendichte in den Mudden und Torfen zu suchen ist. Die Werte der NBP sind nicht so hoch wie in Steppen, andererseits liegen sie höher als in Waldgebieten, so daß anzunehmen ist, daß in den Interstadialen fast geschlossene Wälder mit Birken und Kiefern herrschten. Das Vorkommen von Sanden in den Mudden und Torfen läßt ebenfalls erkennen, daß die Vegetationsdecke nicht geschlossen war. Das regelmäßige Auftreten von *Artemisia* in wenigen Prozenten weist in dieselbe Richtung und zeigt das Vorhandensein von steppenartigen Pflanzengesellschaften in geringer Ausdehnung an. In den Proben von Örel sind die Pollen von *Artemisia* nicht ausgeschieden. Die anfangs grasreichen Birken-Kiefernwälder wurden später von zwergstrauchreichen Kiefern-Birkenwäldern abgelöst. Unter den Ericaceen-Pollen nehmen *Calluna* und *Empetrum* den größten Raum ein, der *Vaccinium*-Typ dagegen kommt nur spärlich vor. Die Farnsporen stammen zum größten Teil aus den Mooren, da in der Regel mit ihnen in den Ablagerungen Reste von Farnen auftreten. Ihr häufiges Erscheinen in den flachen Sümpfen von Nedden-Averbergen und ihr geringes Vorkommen in dem tieferen Becken von Örel zeigen ebenfalls ihre Bindung an die Verlandungsgesellschaften an. Ähnlich liegen die Verhältnisse im letzten Drittel der Interglaziale. Die Farnsporen gehören vorwiegend dem *Dryopteris*-Typ an, und nur in wenigen Fällen konnte der *Polypodium*-Typ festgestellt werden.

Das subarktische Klima wird weiter durch die geringen Werte von *Hippophaë rhamnoides* bestätigt. Seine größte Ausbreitung erreicht der Sanddorn in der älteren Dryaszeit kurz vor dem Beginn der Bewaldung, so daß sich sein geringes Vorkommen gut in das Bild einfügt, das wir durch die anderen Pflanzen erhalten haben (Firbas 1949). *Helianthemum*-Pollen fehlen in den Interstadialen von Nedden-Averbergen, nur einmal fand er sich in der letzten Probe des darunterliegenden Interglazials. Die Nachprüfung für Örel mußte wegen der Vernichtung des Materials durch den Krieg unterbleiben. Aus dem Verhalten von *Myriophyllum alterniflorum* und *Empetrum nigrum* geht hervor, daß das subarktische Klima eine ozeanische Tönung besessen haben muß. Das Schwergewicht der Ausbreitung von *Empetrum* scheint am Ende der Interstadiale gelegen zu haben. Es wird damit die Ansicht bestätigt, daß die Vereisungen durch ein niederschlagsreiches (vermutlich schneereiches), feucht-kühles Klima eingeleitet wurden (vgl. Büdel 1949, Firbas 1951, Poser 1948a und 1948b). An den Profilen von Örel und Nedden-Averbergen kann dieser Vorgang dreimal verfolgt werden, der in den Pollendiagrammen durch den Anstieg der Kiefern-, Fichten-, Empetrum-, Calluna- und Sphagnum-Kurven zum Ausdruck kommt. Diese Klimaänderung spiegelt sich ebenfalls in den Mudden und Torfen wider, die zunehmend oligotroph werden.

In mancher Hinsicht kehren diese Verhältnisse in der Alleröd-Oszillation wieder, wo sie allerdings wegen des schwächeren Klimarückschlages der jüngeren Dryaszeit nicht so klar in Erscheinung treten. Das Alleröd-Interstadial weist viele gemeinsame Züge mit den beiden Interstadialen auf, wie z. B. die Unterteilung in eine Birken- und Kiefern-Phase und das Verhältnis der BP zu den NBP (Tabelle 1). Sie unterscheiden sich aber auch, so daß sie gegeneinander abgegrenzt werden können. Die Interstadiale hatten eine größere Ozeanität, wodurch *Empetrum* und *Myriophyllum alterniflorum* hier häufiger vorkommen als in der Allerödzeit. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist das Auftreten von *Picea* in den Interstadialen, die gewöhnlich dem Spätglazial fehlt. In den meisten Alleröd-Ablagerungen sind Farnsporen selten, während sie in den interstadialen Diagrammen regelmäßig erscheinen.

Unter Varia befinden sich u. a. einige Pollen von Umbelliferen und Kompositen. Es muß damit gerechnet werden, daß das geringe Vorkommen von Pollen einer Art, wie z. B. *Hippophaë* und *Helianthemum*, auf sekundäre Einlagerung zurückzuführen ist. Ein eindeutiges Bild wird sich erst aus weiteren Untersuchungen ergeben.

Ebenso regelmäßig wie das Ende der Interglaziale und Interstadiale durch den Anstieg der Pinuskurve gekennzeichnet ist, tritt mit der beginnenden Klimaverbesserung in der gleichen Gesetzmäßigkeit eine starke Zunahme der Birke auf. An sämtlichen Pollendiagrammen der Interglaziale, der beiden würmeiszeitlichen Interstadiale, der Alleröd-Oszillation und der Nacheiszeit können diese Vorgänge beobachtet werden. Es müssen demnach grundsätzliche Unterschiede zwischen den Übergängen von einer Warmzeit zu einer Eiszeit und von einer Vereisung zu einer Wiedererwärmung bestanden haben. Die beginnende Eiszeit war vermutlich durch ein feucht-kühles, schneereiches Klima gekennzeichnet, in der die Niederschläge in Gletschern festgelegt wurden, während am Ende der Eiszeit die Gletscher abschmolzen, wodurch viel Wärme verbraucht wurde. Es entstanden Vegetationsperioden, die sich in Länge und Wärme unterschieden. In den Birkenphasen war das Klima wahrscheinlich kühler und die Vegetationszeit länger als in den Kiefernphasen.

		Salix	*Betula*	*Pinus*	*Alnus*	*Picea*	*Corylus*	N.B.P.	Gramineen	Cyperaceen	*Artemisia*	*Chenopodium*	*Empetrum*	andere Ericaceen	*Hippophaë*	*Myriophyllum*	*Filices*	*Varia*	*Sphagnum*
Birken-phase	1. Interstadial von Ürel	3,3	72,-	22,3	1,3	1,1	—	90,4	58,2	7,1	?	?	1,7	3,7	—	0,1	2,5	17,1	13,4
	1. Interstadial von Nedden-Averbergen	2,6	62,-	34,9	0,9	0,2	0,4	66,2	28,6	19,2	2,7	0,7	0,4	0,4	—	—	7,8	6,8	14,1
	2. Interstadial von Ürel	8,8	69,4	21,8	—	—	—	250,-	196,-	7,-	?	?	—	7,5	0,3	6,5	2,-	29,5	56,5
	2. Interstadial von Nedden-Averbergen	1,9	65,2	32,6	—	0,3	0,2	41,8	16,1	9,5	2,-	—	0,4	1,7	0,2	—	4,9	6,9	32,3
	Alleröd-Interstadial von Stellmoor	2,0	56,0	41,7	—	—	—	41,7	20,-	15,-	?	?	—	1,-	—	—	—	5,7	?
	Alleröd-Interstadial von Dannenberg	3,8	89,1	7,0	—	+	—	62,6	12,5	34,3	?	?	1,5	—	—	+	—	14,3	?
Kiefern-phase	1. Interstadial von Ürel	1,-	30,6	63,-	1,-	4,4	—	80,6	51,6	8,4	?	?	2,2	12,6	—	—	0,8	5,-	65,2
	1. Interstadial von Nedden-Averbergen	1,-	37,2	58,8	0,5	2,5	—	35,-	6,5	5,5	0,5	1,0	2,5	10,5	—	—	1,5	7,-	131,5
	2. Interstadial von Ürel	0,4	31,3	66,3	—	2,-	—	44,7	27,-	3,7	?	?	0,7	0,3	—	0,3	4,7	8,-	21,6
	2. Interstadial von Nedden-Averbergen	2,8	33,3	61,9	1,0	1,0	—	46,7	26,-	3,4	0,5	—	3,-	6,9	—	—	0,9	6,-	144
	Alleröd-Interstadial von Stellmoor	3,3	32,4	64,7	—	—	—	53,6	21,8	22,2	?	?	—	0,2	—	—	—	9,4	?
	Alleröd-Interstadial von Dannenberg	1,7	55,5	42,8	—	—	—	40,6	9,8	22,2	?	?	1,2	2,4	—	—	—	5,-	?

Tabelle 1. Pollenmittelwerte der beiden Interstadiale der Weichseleiszeit von Ürel und Nedden-Averbergen und der Alleröd-Schwankung von Stellmoor und Dannenberg. (OVERBECK 1949.)

Zusammenfassung

An drei Orten im nordwestdeutschen Flachlande konnten zwei Interstadiale der Weichseleiszeit festgestellt werden. Vermutlich gehören die Torfe oberhalb des Interglazials von Eversen bei Rotenburg/Hann. ebenfalls einem dieser Interstadiale an (Wolff & Schröder 1940).

Die stratigraphischen Verhältnisse lassen eine eindeutige Eingliederung in die Weichselvereisung zu. In allen Fällen liegen die beiden Torfbänke oberhalb des letzten Interglazials und sind in Sanden der letzten Eiszeit eingeschlossen. Von einer Parallelisierung mit den Stadien der Weichselvereisung soll vorläufig Abstand genommen werden.

Durch die Pollenanalyse ergab sich eine Unterteilung in eine Birken- und in eine Kiefernphase. Das Klima war subarktisch-ozeanisch. Die Wiedervereisung nach dem letzten Interglazial und den beiden Interstadialen wurde durch ein feucht-kühles, niederschlagsreiches (vermutlich schneereiches) Klima eingeleitet.

Beide Interstadiale haben mit der Alleröd-Oszillation gemeinsame Züge, lassen sich jedoch klar von ihr trennen.

Ob eine Unterscheidung der beiden Interstadiale mit Hilfe der Pollenanalyse vorgenommen werden kann, ließen die bisherigen Untersuchungen nicht erkennen und muß daher den weiteren Arbeiten vorbehalten bleiben.

Schrifttum

Büdel, J.: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. - Die Naturwissenschaften **36**, S. 105-112, 133-139. 1949. — Die Klimaphasen der Würmeiszeit. - Ebenda **37**, S. 438-449, 1950. — Die Klimazonen des Eiszeitalters. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 16-26. 1951.

Firbas, F.: Waldgeschichte Mitteleuropas, I. Bd. 1949. — Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee. - Erdkunde **5**, S. 6-15. 1951.

Hammen, van der, Th.: Late-glazial flora and periglazial phenomena in the Nederlands. - Leidse Geol. Mededel. **17**, S. 71-183. 1951.

Overbeck, F.: Ein spätglaziales Profil von Huxfeld bei Bremen. - Planta **37**, S. 376-389. 1949.

Poser, H.: Aeolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. - Die Naturwissenschaften **35**, S. 269-276, 307-312. 1948a. — Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. - Erdkunde **2**, S. 53-68. 1948b.

Schönhals, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. - Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung **6**, H. 1, S. 244-259. 1950. — Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rande des Vogelsbergs. - Ebenda **6**, H. 2, S. 160-183. 1951 a. — Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 109-130. 1951 b.

Thomson, P. W.: Das Interglazial von Wallensen im Hils. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 96-102. 1951.

van der Vlerk, J. M. & Florschütz, F.: Nederland in het ijstijdvak. - Utrecht 1950.

Weber, C. A.: Über die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium. - Abh. nat. Ver. Bremen **13**, S. 413-468. 1896.

Wolff, W. & Schröder, D.: Interglazialbildungen von Eversen bei Rotenburg i. Hann. - Jb. d. Moorkunde 27, S. 7-19. 1940.

Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern

Von Konrad Richter, Hannover, Amt für Bodenforschung. Mit 1 Abb.

Die Auswertungsmöglichkeiten der exakten Feststellung von Form der Gerölle und Geschiebe sowie deren Lagerung im Sediment haben seit den Untersuchungen von Wentworth (1923), Tester (1931) und K. Richter (1932 und 1933) mannigfaltige methodische Bereicherungen erfahren, deren wesentlichste wohl die mit Poser & Hövermann (1951 a u. b) als „Morphometrische Schotteranalyse" nach Cailleux (1947 a u. b) und Tricart (1950) bezeichnet ist. Mit ihr gelang es Poser & Hövermann (1951 b), exakte Daten zur pleistozänen Harz-Vergletscherung zusammen zu tragen. Die verwendete Formel für den Zurundungsindex des einzelnen Gerölles oder Geschiebes ist dabei $\frac{2r}{L}$, wobei L die größte Länge des Gerölles und r der kleinste Zurundungsradius ist. Die erhaltenen Werte sind zweckmäßigerweise mit 1000 zu multiplizieren, sodaß sich für die Aufzeichnung der Diagramme ganze Zahlen von 1—1000 ergeben, die in Gruppen zu 50 eingeteilt werden. Diese Gruppen sind in den beigegebenen Diagrammen auf der Abscisse, die Stückzahlen auf der Ordinate eingetragen. Relativ am scharfkantigsten sind also die Steine der Gruppe von 1—50, während 1000 eine ideale Kugel wäre. In ähnlicher Weise sind nach der Formel $\frac{L+l}{2E}$, wobei L die größte Länge, l die größte Breite und E die Dicke des Gerölles angibt. Diagramme über die Abplattungsverhältnisse aufzustellen.

Besonders die erstere Diagrammart zeigt je nach Transportmodus des Gerölles bei verschiedener Turbulenz der Wasserbewegung (z. B. Fluviatil, Meeresbrandung in verschiedenem Klima eine starke und typische Abwandlung. Da die für jede Transportart kennzeichnende Diagrammform nach den Untersuchungen von Cailleux, Tricart, Poser, Hövermann u. a. schon nach überraschend kurzem Transport erreicht wird, gestattet diese Methode eine oft weitgehende paläogeographische Auswertung der Diagramme. Natürlich ist es wichtig, dabei möglichst nur gleichartige Gesteinsarten diagrammäßig mit einander zu vergleichen und tunlichst 100 Gerölle zur Aufstellung eines Diagrammes zu verwenden. Zahlreiche Versuche des Verfassers mit dieser Methode an Glazialsedimenten Westdeutschlands, Geröllen im Kulm des Harzes und Brandungsgeröllen auf Sylt haben immer wieder die Brauchbarkeit dieser morphometrischen Geröllanalyse bestätigt.

Die neuartigsten Ergebnisse scheinen dabei profilmäßige Untersuchungen von Terrassenschottern zu liefern. Bei solchen Schottern ist es bislang in vielen Fällen eine stark umkämpfte Frage, ob sie in glazialem oder interglazialem Klima gebildet sind. In glazialem Klima müßten bei gleichem Gefälle eckigere Gerölle vorkommen, als in interglazialem bzw. postglazialem. Einen Hinweis darauf gibt die Diagrammserie Nr. 1—7 (s. Abb. 1). Diagramm 1 zeigt einen recht scharfkantigen Schutt von Deistersandstein des Wealden unter Löß, der wahrscheinlich periglazialer Entstehung ist, also in kaltem Klima gebildet wurde. Die größte Steinzahl findet sich in der Zurundungsgruppe 51—100. Eine große Zahl von Quarzit- und Sandsteindiagrammen aus Geschiebelehmen der Saaleeiszeit hat, wie Diagramm Nr. 3, ihr Maximum in der Gruppe 101—150. Der Geschiebedecksand von Lüneburg erweist sich also als das kaum verlagerte Produkt eines glazialen Geschiebemergels im Gegensatz etwa zu fluvioglazialen Kiesen aus Sandern und Osern, die bei gleichem Material Maxima zwischen 151 und 300 zu zeigen pflegen.

Es fällt daher auf, daß auch im vielumstrittenen Kaolinsand vom „Roten Kliff" auf Sylt (Diagramm Nr. 2) die Quarzite ihr Zurundungsmaximum zwischen 51 und 100 haben. Hierbei handelt es sich allerdings um Restschotter, in denen der ursprüngliche Gehalt an kristallinen Geröllen fast ganz verloren gegangen ist. Andererseits haben Verkieselungsvorgänge die Quarzite möglicherweise mit beeinflußt und stärker verhärtet, sodaß das Maximum mit jüngeren glazialen Kiesen vielleicht nicht ganz vergleichbar sein könnte. Darauf weisen z. B. Gerölldiagramme aus den ältesten Diluvialschottern der Grube Rasp südlich Monsheim hin. Der Aufschluß wurde 1951 auf der Mainzer Tagung der Deuqua durch Herrn Weiler vorgeführt und mit Wirtz etwa in die gleiche Zeit wie der Sylter Kaolinsand gestellt. In der Tat zeigt die Masse der Quarzite ein ähnliches Bild wie unser Diagramm 2. Es kommen aber, wie in Sylt, vereinzelt grobkörnige blaßrosa Sandsteine darin vor, deren Zurundungsmaximum zwischen 351 und 400 liegt und nicht zu glazialem Klima zu passen scheint. Die Auswertung von Restschottern bedarf m. E. noch umfangreicherer Vergleichsstudien. Immerhin haben die Aufsammlungen aus diesen ältesten Diluvialschottern von Monsheim an der Grubensohle über dem pliozänen Klebsand ein anderes Quarzitdiagramm als im Hangenden unter dem periglazial verwürgten Sand. Während das untere Diagramm eine Stellung zwischen unseren abgebildeten Nummern 1 und 2 einnimmt, hat das Diagramm der gleichartigen Quarzite aus dem Hangenden sein Maximum zwischen 151 und 250. Das Diagramm aus dem Liegenden macht also einen relativ stärker glazigenen Eindruck. Dieses Ergebnis würde die von Wirtz (1951) wieder betonte glaziale Einstufung des Sylter Kaolinensandes abermals unterstreichen.

An sich wäre es wünschenswert, stets nur gleichartige Gesteinstypen in Diagrammen zu vergleichen. Am idealsten wären dafür Granite, die nach Poser und auch bei den Studien des Verfassers die saubersten Bilder ergeben. Gerade die Restschotter zeigen, daß das leider nicht möglich ist, sodaß ganz allgemein Quarzite und Sandsteine als relativ häufigste, fast überall in Terrassenschottern vertretene Gesteine in allen untersuchten Vorkommen vermessen wurden. Besonders mit rotem Buntsandstein lassen sich noch häufig anwendbare Vergleiche erzielen.

In unseren Abbildungen ist die erste Serie von Nr. 1—8 nach dem Prinzip der Verlagerung des Maximums von links nach rechts, wie wir sehen werden u. a. von kalter zur warmer Entstehung geordnet. Abgesehen von Nr. 1 sind alle untersuchten Vorkommen so ausgewählt, daß sie nicht in Gebieten lokalen stärkeren Gefällswechsels zur Ablagerungszeit gelegen haben. Unter diesem Gesichtspunkt fällt auf, daß ebenso wie vorher bei den ältesten Diluvialschottern von Monsheim das Diagramm aus der Mitte der Hauptterrasse des Niederrheins im Brachter Wald (Nr. 4) etwas anders ausfällt als eines aus der Basis (Nr. 6), deren Gerölle direkt über dem interglazialen Tegelenton entnommen wurden. Zwar liegt das Maximum in beiden Fällen zwischen 151 und 200, aber bei der höher im Profil entnommenen Probe ist der Anteil in der Gruppe 51—100 relativ größer, sodaß man geneigt sein könnte, nach dem Tegeleninterglazial die Schotterbasis klimatisch als zunächst noch ein klein wenig wärmer als den höheren Teil aufzufassen. Die Quarzite aus der Basis der „ältesten Diluvialschotter" des Niederrheingebietes im Brachter Wald direkt über dem Reuverton, unter freundlicher Führung von Herrn Arnold entnommen, zeigen mit Nr. 5 ein Diagramm, das zwischen 4 und 6 steht. Völlig anders ist das Bild von Nr. 7, wo die Quarzite der zweifellos postglazialen Bimsterrasse des Niederrheins bei Gellep

ihr Zurundungsmaximum zwischen 251 und 300 haben. Bei Ausmessung von rotem Buntsandstein liegt das entsprechende Maximum sogar zwischen 351 und 400. Herr STEEGER war so freundlich, mir hier den geeignetesten Aufschluß zu zeigen. Im sicher postglazialen Klima der Bimsterrasse des Niederrheins tritt also der höchste Zurundungsindex von Flußterrassenschottern auf. In den bisher vorliegenden Diagrammserien der Zurundungsmaxima von Quarziten wird das vorstehende Ergebnis nur in Diagrammen aus der marinen Strandzone von der Insel Sylt (Nr. 8) übertroffen, so z. B. mit 451 bis 500 vom Hochstrand vor dem Ostleuchtturm auf dem Ellenbogen. Der Ausgangszustand dieser Gerölle aus einem eiszeitlichen Geschiebelehm würde vor der Abrollung durch die Brandung etwa ein Diagramm wie Nr. 3 gezeigt haben.

Ermutigt durch die vorstehend angedeuteten Hinweise im Zurundungsunterschied bei Terrassenschottern wurde versucht, in der Niederterrasse der Leine bei Hannover und der Mittelterrasse der Weser bei Hameln p r o f i l m ä ß i g entnommene Schottersuiten morphometrisch zu untersuchen. Besonders in der Mittelterrasse bei Hameln liegen die Verhältnisse für einen methodischen Versuch recht günstig, da der Schotterkörper sowohl in Hameln selbst wie oberhalb und unterhalb der Stadt in zahlreichen Gruben mit bis über 10 m hohen Abbauwänden aufgeschlossen ist. Dazu kommt, daß er vielfach im Hangenden von einem Bändertonen vergleichbaren glazigenen Bändersand konkordant überlagert wird, sodaß für seine Oberkante ein petrographisches Leitmoment vorliegt [vergl. SIEGERT (1921), GRUPE (1926), NAUMANN & BURRE (1927), DEWERS (1941), WOLDSTEDT (1950)].

Profilmäßig einer der umfangreichsten Aufschlüsse ist noch immer die in der Literatur mehrfach erwähnte Kiesgrube des Landwirtes Ehrhardt am Basberge in Hameln. Die morphometrische Abwandlung in diesem Profil zeigt z. B. die Diagrammserie Nr. 9—14. Der rote Buntsandstein hat zunächst im „roten" Kies der Grubensohle ein Zurundungsmaximum zwischen 151 und 200 (Nr. 9). In der Oberkante der roten Kiesserie liegt es zwischen 251 und 350 (Nr. 10), in der Unterkante der „braunen" Kiesserie zwischen 151 und 200 (Nr. 11), im oberen Teil der braunen Kiesserie (Nr. 12) und in ihrer Oberkante (Nr. 13) gleichfalls. Außerdem ist in Nr. 9 und Nr. 13 auch die Gruppe 1—50 etwas vertreten, wie überhaupt die Gesamtform der Diagramme einen systematischen Wandel von schwach besetzten niedrigen Zahlengruppen über unbesetzte niedrige Zahlengruppen zu wieder höher besetzten niedrigen Zahlengruppen zeigt. Dieses System wird noch klarer bei Hinzunahme von Nr. 14, das den überlagernden zweifellos glazialen Geschiebelehm mit seinem dafür typischem Maximum zwischen 101 und 150 darstellt, während die wahrscheinlich überlagernden fluvioglazialen Kiese der Grube Kück (Nr. 15), in der Literatur als „eisrandnahe Bildungen" bezeichnet, gleichfalls ein Maximum zwischen 101 und 150 zeigen. Dabei bleibt aber die Gruppe 1—50 unbesetzt. Für die Deutung des Klimaablaufes ist wichtig, daß Diagramm 10 ein Bild zeigt, welches schon fast ganz an die postglazialen Verhältnisse der Bimsterrasse (Nr. 7) erinnert. Die paläoklimatische Deutung der Diagramme 9—14 wäre also von periglazial (9) über interglazial (10—12), periglazial (13) zu glazial (14).

Ein entsprechendes Gesamtbild kommt durch die Diagramme 16—21 zum Ausdruck, in denen die Zurundungsverhältnisse von petrographisch andersartigen Muschelkalkgeröllen angegeben sind. Im gleichen Sinne wandeln sich die Abplattungsindizes nach der Formel $\frac{L+1}{2E}$ und haben in den Diagrammäquivalenten von 12 und 17 jeweils das höchste Maß von Abplattung. Die Abplattungs-

diagramme lassen sich nach den bisherigen Erfahrungen allerdings nicht in gleich großem Maße paläogeographisch auswerten wie die Zurundungsdiagramme.

Es ist nun von besonderer Wichtigkeit, daß sich das vorbeschriebene Abwandlungsschema der Weser-Mittelterrasse bei Hameln auch in allen bisher untersuchten Kiesgruben (z. B. Grube „Wesertal", Grube Sieber, Grube Kilian und Grube Henschel) wiederfindet. Dabei zeigen Schichten mit besonders großen, sogenannten Driftblöcken, durchaus nicht besonders kühle paläogeographische Verhältnisse an. Belege hierfür sollen in einer späteren, umfangreicheren Arbeit gebracht werden.

Daß wir uns mit den Diagrammen 9 und 16 an der Basis eines Bildungszyklus befinden müssen, zeigt die Diagrammserie 22—25 aus der Kiesgrube Sieber. Die Nummern 24 und 25 entsprechen etwa der Basis und dem Oberteil aus den Mittelterrassenkiesen der Grube Ehrhardt. Unterlagert werden diese Kiese hier und scheinbar auch in der Grube „Wesertal" von einem Ton, der spärlich Gerölle enthält, unter denen sich im Gegensatz zum Hangenden keine Kalke befinden. Auch der Kies unter der 1,6 m mächtigen Tonbank enthält keine Kalke. Vielleicht liegt hier ein älterer Terrassenkörper vor, der vor Ablagerung der hangenden Serie entkalkt wurde. Sonst finden sich keine prinzipiellen größeren Unterschiede der petrographischen Geröllzusammensetzung. Leider waren die Aufschlußverhältnisse sehr mangelhaft, sodaß aus der Geröllgemeinschaft des Tones nur 40 rote Buntsandsteine ausgelesen werden konnten, die das Zurundungsdiagramm Nr. 23 mit seinem stark glazigen anmutenden Bild ergaben. Gletscherschrammen wurden an den Geröllen nicht beobachtet. Sie sind an Sandsteinen und Quarziten aber auch sonst so selten, daß ihr Fehlen nicht allzuviel beweist. Es wäre immerhin möglich, daß es sich um einen Geschiebelehm handeln könnte. Der unterlagernde Kies (Nr. 22) hat sein Zurundungsmaximum bei 101—150, also eigentlich kühler als die Kiesserien der Mittelterrasse in der Grube Ehrhardt. Der Gedanke liegt nahe, daß Nr. 22 und 23, entsprechend 13 und 14, das Ende eines älteren Klimazyklus darstellt. Über eine genauere zeitliche Einstufung läßt sich zunächst noch nichts aussagen. Die Untersuchungen werden vom Verfasser im größeren Rahmen fortgesetzt mit der Hoffnung, auch diese Frage dabei etwas besser klären zu können.

Zunächst geht es um die genaue paläogeographische Charakteristik des geröllführenden Tones, der nicht nur an einen Geschiebelehm erinnert, der etwa Lokalgerölle und Löß aufgearbeitet hat, sondern auch an geröllführenden Hochflutlehm, wie er am Nordrand von Hannover bei Hemmingen auf den höheren Teilen der Niederterrasse liegt (vergl. Zurundungsdiagramm Nr. 27 aus rotem Buntsandstein). Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dietz handelt es sich hier zweifellos um einen nachglazialen Hochflutlehm, und auch der Verfasser fand an der Unterkante des Lehmes zahlreiche postglaziale Konchylien, wie besonders Landschnecken, aber auch Unionen. Das zunächst ganz steile und dann gleichmäßig langsam abfallende Bild des Zurundungsdiagrammes erinnert sehr stark an den problematischen Ton von Nr. 23 aus der Kiesgrube Sieber bei Hameln. Im letzteren Falle liegt das Maximum aber ausgesprochen glazial in der Gruppe 51 bis 100 und wird von Material mit einem Maximum zwischen 101 und 150 unterlagert, während der Hochflutlehm bei Hannover (Nr. 27) ein Zurundungsmaximum der roten Buntsandsteine zwischen 101 und 150 zeigt. Der unterlagernde Niederterrassen-Kies (Diagramm Nr. 26) hat ein ähnliches Maximum, sodaß die Form der Gerölle des Hochflutlehmes hier möglicherweise durch einfache lokale Umlagerung aus der Niederterrasse erklärt werden könnte. Da-

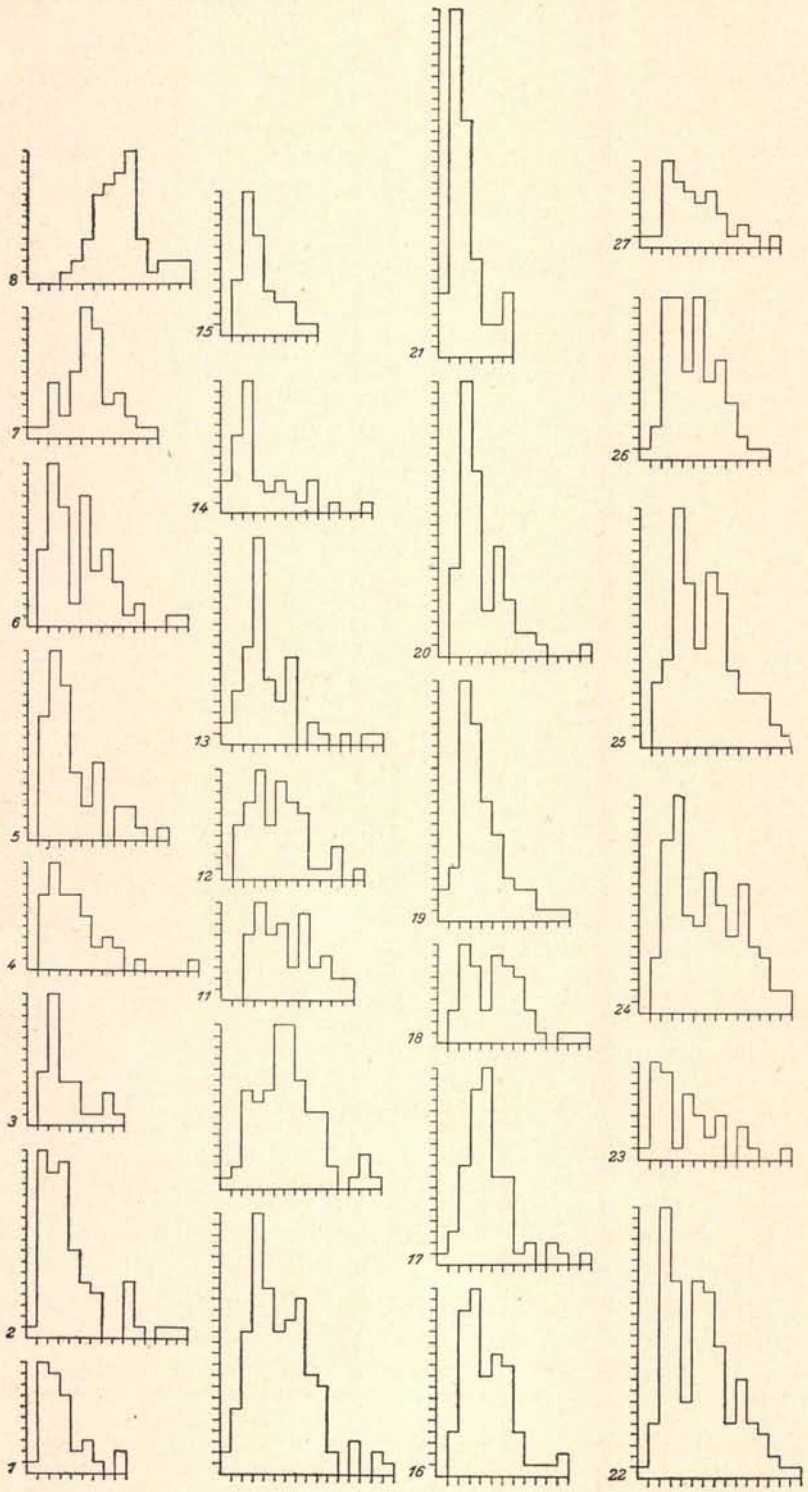
bei wäre der Transportweg so gering gewesen, daß eine Formveränderung der Gerölle nicht mehr erfolgte. Die Bildungsverhältnisse sind also für beide Tone scheinbar verschieden. Immerhin sollen noch mehr geröllführende Auelehme vergleichsweise aus Lokalitäten untersucht werden, von denen mir bisher zu wenig Material vorliegt.

Während Grupe bei Hameln nur eine mittlere und eine untere Terrasse unterscheidet, glaubt Soergel (1939) dort 7 verschiedene Terrassen erkennen zu können. Die vorgelegten morphometrischen Analysen zusammen mit noch unvollständigen und daher nicht mitveröffentlichten petrographisch charakterisierten Auszählungen von Geröllgemeinschaften werden meines Erachtens den Weg weisen, diese unterschiedlichen Auffassungen eindeutig zu klären.

Auf jeden Fall dürfte mit der morphometrischen Schotter-Analyse endlich eine Arbeitsmethode gewonnen sein, die eine klimatische Einstufung und die Parallelisierung profilmäßig verschieden liegender Schotterteile unvollständiger Aufschlüsse ermöglicht. Die Terrassenchronologie hat damit ein gewichtiges Hilfsmittel erhalten.

Abb. 1. Morphometrische Geröll- und Geschiebe-Analysen

Nr. 1 Periglazial-Schutt und Wealden-Sandstein unter Löß bei Egestorf im Deister.
„ 2 Quarzite und harte Sandsteine aus dem altpleistozänen „Kaolinsand" vom „Roten Kliff" und Braderup auf Sylt. Eine glaziale Deutung des Diagrammes ist möglich.
„ 3 Quarzite und harte Sandsteine aus Geschiebedecksand (Geschiebelehmäquivalent) von Lüneburg. Glaziales Klima der Bildungszeit ist sicher.
„ 4 Quarzite und harte Sandsteine aus dem mittleren Teil der Hauptterrasse des Niederrheines im Brachter Wald. Klimadeutung: glazial.
„ 5 Quarzite und harte Sandsteine aus der Basis der ältesten Diluvial-Schotter des Niederrheins über Reuverton des Brachter Waldes. Klimadeutung: glazial.
„ 6 Qarzite und harte Sandsteine aus der Basis der Hauptterrasse des Niederrheines über Tegelenton des Brachter Waldes. Klimadeutung: periglazial.
„ 7 Quarzite und harte Sandsteine aus der postglazialen Bimsterrasse des Niederrheines bei Gellep. Bildungsklima: sicher postglazial.
„ 8 Quarzite und harte Sandsteine vom Hochstrand vor dem Ost-Leuchtturm des Ellenbogens auf Sylt. Bildungsart: marin, Bildungsklima: rezent.
„ 9 Roter Buntsandstein aus der Basis der roten, kalkhaltigen Kiesserie der Weser-Mittelterrasse der Grube Ehrhardt (Grubensohle) am Basberge in Hameln. Klimadeutung: periglazial.
„ 10 Roter Buntsandstein aus der Oberkante der roten, kalkhaltigen Kiesserie der Weser-Mittelterasse der Grube Ehrhardt am Basberge in Hameln. Klimadeutung: interglazial.
„ 11 Roter Buntsandstein aus der Unterkante der braunen Kiesserie der Weser-Mittelterrasse der Grube Ehrhardt am Basberge in Hameln. Klimadeutung: spätinterglazial.
„ 12 Roter Buntsandstein etwas unter Oberkante der braunen Kiesserie der Weser-Mittelterrasse der Grube Ehrhardt am Basberge in Hameln. Klimadeutung: spätinterglazial.
„ 13 Roter Buntsandstein aus der Oberkante der braunen Kiesserie der Weser-Mittelterrasse der Grube Ehrhardt am Basberge in Hameln. Klimadeutung: periglazial.
„ 14 Roter Buntsandstein aus dem saaleeiszeitlichen Geschiebemergel auf der Weser-Mittelterasse der Grube Ehrhardt am Basberge in Hameln. Klima: sicher glazial.
„ 15 Roter Buntsandstein aus den saaleeiszeitlichen Kiesen der Grube Kück am Galgenberg in Hameln. Klima: eisrandnah.
„ 16 Muschelkalk aus der gleichen Schicht wie Nr. 9. Klimadeutung: periglazial.


8
15
21
27
7
14
20
26
6
13
25
5
12
19
24
4
11
18
3
23
2
17
1
16
22

„ 17 Muschelkalk aus einer Probe, einige Dezimeter unter Nr. 10 entnommen. Klimadeutung: interglazial.
„ 18 Muschelkalk aus der gleichen Schicht wie Nr. 10. Die Klimadeutung würde hier etwas spätinterglazialer ausfallen als bei 10.
„ 19 Muschelkalk aus der gleichen Schicht wie Nr. 11. Die Klimadeutung würde mit „periglazial" auch wieder etwas kühler ausfallen als bei 11.
„ 20 Muschelkalk aus der gleichen Schicht wie Nr. 13. Die Klimadeutung würde mit „glazial" ebenfalls etwas kühler ausfallen als bei 13. Bei Muschelkalk ist die Bewertung also meist etwas nach der wärmeren Deutung hin zu verschieben als bei gleicher Diagrammform aus Buntsandstein. Das beweist besonders Nr. 23, im Vergleich zu Nr. 14.
„ 21 Muschelkalk aus der gleichen Schicht wie 14. Klimadeutung: glazial.
„ 22 Roter Buntsandstein aus kalkfreiem Kies unter der kalkfreien geröllführenden Tonbank des Weser-Mittel(?)-Terrassenkomplexes der Grube Sieber südlich Hameln. Klimadeutung: fast glazial.
„ 23 Roter Buntsandstein aus der kalkfreien, geröllführenden Tonbank des Weser-Mittel(?)Terrassenkomplexes der Grube Sieber südlich Hameln. Klimadeutung: Möglicherweise glazial.
„ 24 Roter Buntsandstein. Probe aus kalkhaltigem Weser-Mittelterrassenkies direkt über Ton von Nr. 23 entnommen. Klimadeutung: periglazial.
„ 25 Roter Buntsandstein aus Weser-Mittelterrassenkies direkt unter saaleeiszeitlichem Geschiebemergel der Grube Sieber südlich Hameln entnommen. Klimadeutung: periglazial.
„ 26 Roter Buntsandstein aus oberem Teil der Leine-Niederterrasse, Kiesbaggerei Kroll, Hemmingen südlich Hannover. Klimadeutung: periglazial.
„ 27 Roter Buntsandstein aus Hochflutlehm auf der Leine-Niederterrasse. Kiesbaggerei Kroll, Hemmingen südlich Hannover. Alter: Postglazial. Klimadeutung des Diagrammes unklar.

Abscissen = Zurundungs-Indices in Gruppen von 1-50, 51-100, 101-150 usw.
Ordinaten = Stückzahlen.

Literatur

Cailleux, A.: Distinction des galets marins et fluviatiles. - Bull. Soc. Géol. France (5) **15**, S. 375-404, 1945. — Granulométrie des formations à galets. - Sess. extraord. Soc. Belge de Géol. S. 91-114. 1947 a. — L'indice d'émousse: Définition et première application. - R. som. Soc. Géol. de France S. 251-252. 1947 b.

Dewers, F.: Diluvium - In Geol. u. Lagerst. Niedersachsens 3. Teil, Oldenburg i. O. 1941

Grupe, O.: Tal- und Terrassenbildung im Gebiete der Werra-Fulda-Weser und Soergel's „Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters". - Geol. Rundschau **17**, 1926.

Naumann, E. & Burre, O.: Erläuterung zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 251, Blatt Hameln, 1927.

Hövermann, J. & Poser, G.: Morphometrische und morphologische Schotteranalyse. - Proc. 3. Intern. Congr. of Sedimentology. 1951 a.

Poser, H. & Hövermann, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. - Abh. braunschw. wissensch. Ges. **3**, 1951.

Richter, K.: Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. - Z. f. Geschiebeforsch. **8**, 1932. — Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. - Abh. Geol.-pal. Inst. Greifswald **11**, 1933.

Siegert, L.: Beiträge zur Kenntnis des Pliozäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiete der Weser. - Abh. preuß.-geol. Landesanst. N.F. **90**, 1921.

Tester, A. E.: The Measurement of the Shapes of Rock Particles. - Jour. Sed. Petr. **1**, 1931.

Tricart, J. & Schaeffer, J.: L'indice d'émoussé des galets. moyen d'étude des systémes d'érosion. - Rev. Géomorph. Dynamique **1**, 1950.

Wentworth, C. K.: A method. for. measuring and plotting the shapes of pebbles. - U.S. Geol. Survey, Bull. 730 C., 1923.

Wirtz, D. & Illies, H.: Plio-Pleistozängrenze und Günzeiszeit in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, 1951.

Woldstedt, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950.

Beitrag zur Frage Oser und Kames

Von Gerhard Keller, Ibbenbüren-Hannover. Mit 4 Textabbildungen

Über die Frage der Entstehung der Oser und Kames besteht heute insofern Übereinstimmung, als beide Gruppen als fluvioglaziale Bildungen aus dem letzten Abschnitt einer Eiszeit aufgefaßt werden, in dem das aktiv bewegte Inlandeis in Toteisareale zerfiel. Da in Nordwestdeutschland die Ablagerungen der Saale- und der Weichseleiszeit oberflächenformend auftreten, sind aus beiden Zeiten derartige fluvioglaziale Absätze vorhanden. Die Entscheidung, welche Form von ihnen vorliegt, muß sowohl von dem äußeren morphologischen Bild als auch von der inneren Textur ausgehen, bedarf im einzelnen aber oft eingehender Feststellungen an guten Aufschlüssen. Zur Verfeinerung der Methodik soll im folgenden unter Verwendung von Beobachtungen aus dem nördlichen Westfalen und dem anschließenden Niedersachsen versucht werden, auf systematische Fragen bei den Osern und Kames einzugehen.

1. Morphologische Gesichtspunkte

Im Landschaftsbild erscheinen die Oser als sich oft auf 10—20 km erstreckende, sehr schmale, z. T. gratartige Rücken, die einem mehr als 60 Jahre alten Vergleich Wahnschaffe's (1890) entsprechend künstlich aufgeschütteten Eisenbahndämmen sehr ähnlich sind. Woldstedt (1929) berichtete von solchen Osern in Jungmoränenlandschaften und wies auf das modellartige Beispiel des von Bärtling (1905) beschriebenen Neuenkirchener Oses an der mecklenburgisch-lauenburgischen Grenze hin. Ein fast gradliniges Teilstück von 650 m Länge hat bei einer Sohlenbreite von 50 m eine Höhe von 16 m. Der Kamm hat nur eine Breite von etwa 1 m. Im Längsprofil steigen die Rücken der Oser mäßig auf und ab.

Neben geraden Strecken finden sich Windungen und Bögen, die an Flußläufe erinnern. Nebenoser münden zuweilen in den Hauptos ein. Im Altmoränengebiet der Saaleeiszeit können die mehr oder weniger geschlossenen Kieswälle in Einzelhügel aufgelöst sein, besonders wenn eine abdeckende Grobkiesschicht lückenhaft ist und die unterlagernden Feinsandschichten erodiert werden konnten. Die Kames sind ursprünglich schon breiter und flacher als die Oser. Einzelhügel, die 3—6 km lang und 200—500 m breit werden können, finden sich neben Kleinformen von noch nicht 100 m Länge und 30 m Breite. Diese Kleinformen pflegen schwarmartig aufzutreten, sind dann mehr oder weniger parallel angeordnet und hintereinander gestaffelt.

Wegen der breiten Rückenform ist daran gedacht worden, diese auf die Alterung vor allem der saaleeiszeitlichen Bildungen zurückzuführen. Es zeigt sich aber an westfälischen Beispielen, daß unter der oberen 1—1,5 m mächtigen entschichteten Zone in den tiefer folgenden Schichten die breite Rückenform primär angelegt ist. Weiterhin erscheint es fraglich, ob bei der schnellen Aufnahme- und Versickerungsfähigkeit der meist groben Sedimente eine seitliche Verlagerung bzw. ein seitliches Fließen in größerem Umfang statthaben konnte. Auch sind senkrecht stehende, in Richtung des Gefälles nicht verzerrte Brodeltöpfe auf saaleeiszeitlichen Kames in Westfalen ein Hinweis darauf, daß keine Erniedrigung der Kuppen, ja noch nicht einmal eine seitliche Bewegung in der Hangrichtung, seit mindestens dem Periglazial der Weichseleiszeit erfolgte (Keller 1951).

Ähnliche Längen wie die Oser können auch die Kames erreichen. Dort handelt es sich dann um eine Kette aneinandergereihter primär entstandener Einzelhügel. Diese sind gegenseitig versetzt und bilden insgesamt einen Kameszug,

dessen einzelne Glieder mehrere Kilometer lang werden können. Nach morphologischen Gesichtspunkten besteht somit offensichtlich die Möglichkeit einer Trennung. Konvergenzen im morphologischen Bild zwischen den Osern und Kames treten bei älteren Bildungen aus der Saaleeiszeit auf, wenn z. B. ein von der Abtragung angegriffener Os in eine Kette von kürzeren Einzelhügeln aufgelöst ist, die an sich bei Kames als typisch gelten können.

2. Texturelle Gesichtspunkte

Für die innere Textur hat Woldstedt (1929) angegeben, daß die Oser aus horizontal geschichteten Sanden und Kiesen mit Schräg- und Kreuzschichtung bestehen. Wahnschaffe (1890) hat derartige Lagerungsverhältnisse beschrieben und abgebildet. In neuerer Zeit kennzeichnet Beringer (1951) die Textur der Oser als aus waagerechten Schichten bestehend. Auch im folgenden soll diese Eigenart als typisch für den inneren Bau der Oser angesehen werden. Die Schichtung streicht aus dem Hang heraus in das Freie. Nach Wahnschaffe tritt ein ganz schwaches Einfallen in den äußersten Teilen der Querprofile auf, das aber auf nachträgliches Rutschen am Gehänge zurückzuführen ist.

Nach Angaben im älteren Schrifttum soll die Textur der Kames ebenfalls in horizontaler Schichtung bestehen. Diese Feststellung ist nach Beobachtungen an westfälischen Kames bedingt richtig. Es trifft wohl zu, daß die Kames in ihrem zentralen Teil längs der Rückenlinie horizontal geschichtet sind, wobei Schräg- und Kreuzschichtung sehr oft vorkommt. Nach den Seiten zu biegt die Schichtung aber ab. Die wirkliche Textur der Kames tritt erst bei großen Querschnitten in Erscheinung, indem sich die einzelnen Schichten in Schalen mantelförmig übereinander legen. Auf diese Erscheinung hat Woldstedt (1929) hingewiesen und sie mit einer Beeinflussung der Schichtlagerung durch das Forttauen des seitlich begrenzenden Eises in Verbindung gebracht.

Als Kames sind daher gewölbeartig hochgestellte und durch eine konzentrisch-schalig angeordnete Textur ausgezeichnete Sand- und Kieshügel anzusehen, bei denen außerdem die Schichtung gleichsinnig mit der äußeren Hangneigung einfällt. Im älteren Schrifttum der achtziger und neunziger Jahre wird öfters von diesem gewölbeartigen Aufbau berichtet, dabei aber kein Unterschied zwischen Osern und Kames im heutigen, stärker differenzierenden Sinne gemacht. Bis in die zwanziger Jahre wurden die Kames teilweise auch noch als Endmoränen aufgefaßt (Wahnschaffe & Schucht 1921). Auch im neueren geomorphologischen Schrifttum (Machatschek 1949), das sich hauptsächlich auf die Schilderung der Oser beschränkt, wird die im Querprofil parallel zur Hügeloberfläche verlaufende Schichtung für die Oser in Anspruch genommen. Jedoch weiß Wahnschaffe (1890) bereits zu berichten, daß die Schichten der Kames oft stark gewölbt sind und eine Art „Übergußstruktur" zeigen.

Sowohl bei Osern als auch bei Kames kann die Textur durch die Einlagerung eines Kernes aus älteren Diluvialschichten (sehr oft Geschiebelehm, auch Staubeckensedimente) verwickelter werden. Der kernhaltige Typ wird bei den Osern nach Korn (1910) als Aufpressungsos bezeichnet. Der von unten eingedrungene Kern hat eine dach- oder gewölbeartige Aufrichtung der primär waagerecht liegenden Sand- und Kiesbänke des Os bewirkt. Die mit einem Kern ausgestatteten Kames, die im weiteren zweckmäßig als „Kernkames" bezeichnet werden sollen, haben mit den Aufpressungsosern lediglich die Kernfüllung gemeinsam. Die Schrägstellung und gewölbeartige Aufrichtung der Sand- und Kiesschichten

der Kames beruht aber im Gegensatz zu den Aufpressungsosern auf einer anderen Voraussetzung, da die Aufrichtung auch dort vorhanden ist, wo ein älterer Sedimentkern fehlt.

3. Genetische Gesichtspunkte

Ausgangspunkt für die genetische Deutung der Oser und Kames ist der heutige morphologische und texturelle Befund. Abgesehen von der Theorie der inglaziären Entstehung kann die Theorie der supraglaziären neben der subglaziären die größte Wahrscheinlichkeit für das Zutreffen ihrer Deutung in Anspruch nehmen. Die Anschauung der supraglaziären Entstehung geht auf Holst (1876) zurück. Auf der Oberfläche des Toteises schnitten sich die Schmelzwässer in Flußbetten ein. Die mitgeführten Sedimente stammen aus dem Eis selbst, das bereits stark zurückgetaut war und den mehr liegenden Teil freigab, der sich

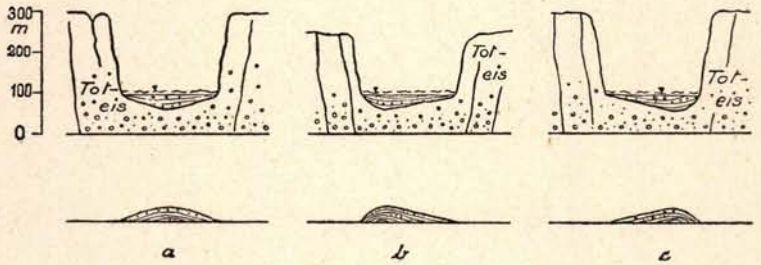


Abb. 1. Bildung der Kames in supraglaziären Flußbetten. Obere Reihe bei der Entstehung, untere Reihe die heutigen Hügelformen. Querschnitte: a) symmetrische Form, b) und c) unsymmetrische Formen in Abhängigkeit von der Lage des ehemaligen Stromtsriches. Nicht überhöht.

durch die Führung größerer Schuttmassen auszeichnete. Nach dem Fortschmelzen der mehr oder weniger schüsselförmigen Eisbetten (Abb. 1a—1c) legte sich zuerst der mächtigere Mittelteil bzw. die Füllung des Stromstriches auf den Untergrund. Die seitlich auskeilenden Sedimentzungen folgten und senkten sich herab.

Die ursprünglich horizontale Schichtung geht dadurch in gewölbeartige Texturen über. In kleinerem Bereich treten Abbrüche an den Seiten auf, die schließlich infolge weiteren Absinkens noch antithetisch überkippt sein können (s. Abb. 3d). Je nach der Lage des ehemaligen Stromstriches als der Zone größter Mächtigkeit entstehen symmetrische oder unsymmetrische Hügelformen mit einseitig steilerer Böschung (Abb. 1b und 1c). Diesen Vorgängen verdanken die breiteren und im Einzelteil kurzen Kames als Ausfüllungen breiterer Lücken im Toteis ihre Entstehung. Die Hintereinanderreihung der Einzelkames zu Kameszügen spiegelt den Verlauf der einzelnen Flußsysteme wieder. Die Flußsysteme folgen ihrer ersten Anlage entsprechend dem Gefälle der Toteisoberfläche und können in ihrer Richtung von der ehemaligen Bewegungsrichtung des Inlandeises verschieden sein. Zwischen den einzelnen Strömungswannen liegen primär sedimentfreie Untiefen, die heute als Geländedepressionen erkennbar sind.

Bei der subglaziären Entstehung der Oser sitzen die Ossedimente der Sohle des Gletschers unmittelbar auf (Abb. 2a). Der schmale Tunnelquerschnitt läßt nach dem Forttauen einen ebengeschichteten Hügel zurück (Abb. 2c), an dessen unterem Teil sich die Hänge anböschen können. Wenn auch die subglaziäre Entstehung der Oser, wie z. B. in Eistunneln oft als die wesentlichere erkannt wird

(Woldstedt 1950), so kann auf die supraglaziäre Bildungsweise nicht verzichtet werden, soweit die Oser Aufpressungsoser darstellen. Die Aufpressungsoser setzen den frei zur Wirkung kommenden Druck von aufsteigenden Eiswänden (Abb. 2b) voraus, die nur in Verbindung mit steilen Schluchten oder klammartigen Ausräumungen vorgelegen haben können, wie auch von Bülow (1940)

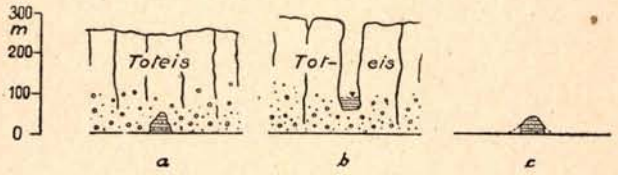


Abb. 2. Bildung von Osern. a) subglaziär (in Eistunneln); b) supraglaziär in klammartigen Schluchten; c) der heutige Os. Nicht überhöht.

darstellte. Über der Tunnelform subglaziärer Entstehung ist der Druck wegen der Überlagerung durch die massive tragende Eismasse verteilter und damit wesentlich schwächer, so daß er nicht ausreicht, die meist 10 und 20 m hohen Aufpressungen des Untergrundes zu erzeugen. Außerdem stehen die schlauchartigen Gebilde unter hydrostatischem Überdruck von etwa 10 bis 20 atü. Auf die hierbei wichtige Eismächtigkeit wird anschließend zurückzukommen sein.

Entsprechend den Darstellungen der Abb. 3 u. 4 wird die Bildung der Kernkames und der Aufpressungsoser mit der supraglaziären Entstehungsweise in Verbindung gebracht. Mit genügender Zuverlässigkeit kann auf Grund von Belastungszahlen bei Tonen, die durch das Inlandeis der Saaleeiszeit vorbelastet waren, die maximale Toteismächtigkeit für das Gebiet am Nordwestende des Teutoburger Waldes mit 250—300 m angegeben werden. Bei streifenförmiger Belastung längs der Eiswände der Schmelzwasserläufe treten an der Basis des Toteises Drucke von 22—27 kg/cm² auf. Solange die supraglaziären Flüsse noch wenig in das Toteis eingeschnitten sind, erfolgt keine Aufpressung des Liegen-

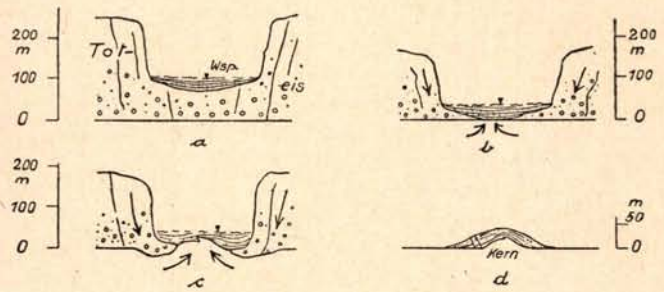


Abb. 3. Bildung eines Kernkames. a) normale Entstehung eines Kames; b) das Flußbett schneidet das Liegende des Toteises an; c) der Eisdruck wird aktiv; d) der heutige Kernkame (links antithetische Verwerfungen). Nicht überhöht.

den. Erst bei dem Vordringen der Erosion in die unterste Zone des Toteises fehlt der Widerstand und der Eisdruck wirkt sich in dem Empordrücken von Sedimentkeilen aus dem Liegenden aus.

Der in einer breiten Rinne fließende Schmelzwasserstrom der Abb. 3a hat noch unter seinem Bett etwa 70 m mächtiges Toteis. Die fortschreitende Erosion schafft das folgende Bild, in dem festgehalten ist, wie die Unterkante des Bettes gerade das Liegende des Toteises anschneidet (Abb. 3b). Der spätestens zu die-

sem Zeitpunkt aktiv werdende Eisdruck preßt das Liegende als Kern in die Sedimentfüllung des Kamesbettes hinein (Abb. 3c), und es entsteht das Texturbild eines Kernkames (Abb. 3d). Wenn auch eine teilweise Schrägstellung der Kamessedimente durch diesen Vorgang mit verursacht sein kann, so ist diese ganz wesentlich durch das Forttauen der gewölbten Eisunterlage bedingt, wie die kernfreien Kames sehr deutlich vor Augen führen (Abb. 1).

Die Entstehung von Aufpressungsosern im Sinne von Korn knüpft an schmale Lücken im Eis an. Oft ist bei ihnen auch die bestätigte Ansicht vertreten, daß diese Hohlräume in der Bewegungsrichtung des Inlandeises verlaufende Radialspalten im Toteis sind. Die Spalten begünstigen die supraglaziäre Entstehung der Oser. Die Schmelzwässer flossen mit freiem Wasserspiegel durch die Kanäle ab. Während bei nicht bis in die Sohle des Eises eindringenden Spalten oder bei

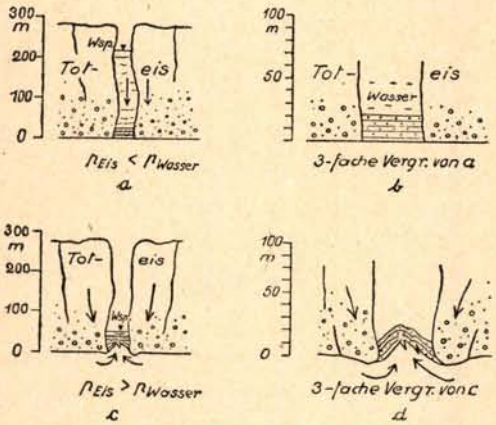


Abb. 4. Bildung von Aufpressungsosern. a) von Wasser erfüllte Eisspalte mit hohem Wasserdruck einschl. Sedimenten ohne Aufpressung; b) Vergrößerung von a) zeigt horizontalgeschichtete Ossedimente; c) der Wasser- und Sedimentdruck in der Eisspalte ist dem Eisdruck gegenüber gering, so daß Aufpressung eintritt, wie unter d) nochmals vergrößert gezeigt wird. Alles nicht überhöht.

mit Wasser mehr oder weniger ausgefüllten Spalten (Abb. 4a) eine Aufpressung des Liegenden nicht erfolgt, kann diese bei dem Schwinden der Eissohle oder dem Ablaufen des Wasserinhaltes auftreten. Wie die Wasserfüllung einer Spalte einerseits die Entstehung von Aufpressungsosern verhindert und wie andererseits der durch Anschneiden der Sohle freiwerdende Belastungsdruck sie bewirkt, zeigen die Abbildungen 4a—4d, wobei hinzuzufügen ist, daß die Abbildungen 4b und 4d jeweils die gut dreifachen Vergrößerungen der nebenstehenden Abbildungen 4a und 4c darstellen.

Ergebnisse

Zur Frage der Unterscheidung von Osern und Kames als fluvioglaziale Bildungen aus dem Toteisabschnitt einer weichenden Eiszeit hat Woldstedt (1929) die Frage aufgeworfen, ob es berechtigt ist, die beiden Formen als abgrenzbare Typen aufzufassen, oder ob sie das gleiche sind und damit eine Trennung überflüssig ist. Unter Betonung des sehr unterschiedlichen Bildes der schmalen, langgestreckten eisenbahndammartigen Oser und der im Einzelglied kurzen und breiten Kames, die oft auch gesellig auftreten, hat Woldstedt vom morphologischen Standpunkt ausgehend die Trennung bejaht.

Bei der Erörterung, wie weit auch die texturellen Eigenheiten für die Unterscheidung der Oser und Kames herangezogen werden können, ist darauf hinzuweisen, daß für die Oser die horizontale Schichtung als charakteristisch bezeichnet wurde. Dem ist aber hinzuzufügen, daß sie bei diesen sicher nicht als der Regelfall zu gelten hat. Doch dürfte bei ihrem Auftreten auf eine Osbildung geschlossen werden können. Bei den morphologisch typischen Kames findet sich dagegen stets die gewölberatige konzentrisch-schalige Textur.

Nach dem älteren Schrifttum, in dem allerdings die Unterscheidung von Osern und den so gut wie nicht beachteten und bekannten Kames vielfach nicht berücksichtigt wurde, wird die gewölbeartige Textur z. T. auch bei Osern angeführt. In der Tat ist heute, auch unter Berücksichtigung einer schärferen begrifflichen Formulierung, eine große Anzahl morphologisch typischer Oser mit derartiger Textur bekannt.

Zweifellos liegen in den Aufpressungsosern und den Kernkames texturelle Konvergenzerscheinungen verschiedener genetischer Entstehung vor, die das exakte Bild verwischen. Auch werden, wie im nördlichen Westfalen, Einzelhügel angetroffen, die zunächst den Eindruck einer Kette von Kameshügeln erwecken, sich dann aber nach ihrer horizontal geschichteten Textur als Teile eines in Einzelstücke aufgelösten saaleeiszeitlichen Oses zu erkennen geben.

In der Trennung der morphologischen Typen Oser und Kames spiegelt sich teilweise ihre genetische Verschiedenheit wieder, die in dem Gegensatz subglaziärer und supraglaziärer Bildungsweise zum Ausdruck kommt. Auch die texturelle Verschiedenheit horizontal geschichteter Osersedimente aus Eistunneln und gewölbeartig aufgerichteter Kamessedimente aus fortgeschmolzenen Flußbetten der Eisoberfläche erscheint hierdurch erklärt. Doch dürfte der eindeutige morphologische Osertyp in genetischer Hinsicht neben den subglaziären auch supraglaziäre Entstehungsmerkmale vereinigen, wie sich am Beispiel der Aufpressungsoser nachweisen läßt.

Angeführte Literatur

Bärtling, R.: Der Os am Neuenkirchener See an der mecklenburgisch-lauenburgischen Landesgrenze. - Jb. preuß.-geol. LA. 26, S. 15-25. 1905.

Beringer, C. Chr.: Geologisches Wörterbuch. - Stuttgart (F. Enke) 1951.

von Bülow, K.: Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreise Stolp in Pommern. - Stolp (Pom.), O. Eulitz, 1930.

Holst, N. D.: Om de glaziala rullstens-aosarne. - Geol. Fören. Förh. Stockholm 3, S. 97-112. 1876 (zitiert nach Wahnschaffe 1892).

Keller, G.: Die Deutung des Kiessandrückens in Laer-Heide und Laer-Höhe (Bez. Osnabrück) als Kame. - Neues Jb. Geol. u. Paläont., Mh., S. 353-362, Stuttgart 1951.

Korn, J.: Erl. Bl. Marienfließ der geol. Spezialk. von Preußen 1 : 25000 - Berlin 1910.

Machatschek, Fr.: Geomorphologie. - Leipzig (Teubner) 1949.

Wahnschaffe, F.: Über einen Grandrücken bei Lubasz. - Jb. preuß. geol. L.A. f. 1890, S. 277-288. Berlin 1892.

Wahnschaffe, F. & Schucht, Fr.: Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. - Stuttgart (F. Engelhorn Nachf.). 1921.

Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. - Stuttgart (F. Enke). 1929. — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — Stuttgart (K. F. Koehler). 1950.

Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben

Von Hans Graul. Mit 4 Abb.

Auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in München 1950 habe ich kurz über dieses Thema referiert, nachdem auf der dreitägigen Vorlandexkursion jener Tagung schon einiges dazu gezeigt worden war (vgl. Graul, Weidenbach & Schaefer 1951). Den Exkursionsteilnehmern wurde außerdem von der Geologischen Abteilung in Stuttgart ein Probedruck eines neuen geologischen Kartenwerkes 1 : 100 000 von Oberschwaben (Blatt Ulm) ausgehändigt. Darin hat der Bearbeiter des Blattes, F. Weidenbach, als Ergebnis einer jahrelangen kameradschaftlichen Beratung meiner stratigraphischen Arbeiten im Quartär Oberschwabens die Grundgliederung der rißzeitlichen Ablagerungen in drei Gruppen (Alt-, Mittel- und Jungriß) übernommen.

Im Folgenden wird die Dreigliederung der Rißzeit aus praktischen Gründen beibehalten. Es hat sich nämlich im Gebiet des alten Rheingletschers herausgestellt, daß sowohl im Bereich der Altmoränen als auch in dem der Terrassenschotter am ehesten mit drei stratigraphischen Gruppen glazialer Ablagerungen und Formen zu rechnen ist. Diese drei Gruppen, welche weder gleichen Zeitabständen noch je einem einzigen Gletschervorstoß oder -stand entsprechen, unterscheiden sich untereinander 1.) stratigraphisch (durch Schichtdiskordanzen und verschieden mächtige Bedeckung mit periglaziären Bildungen), 2.) geröllpetrographisch (vor allem durch wechselnden Kristallingehalt in ein und derselben Abflußrinne, ferner durch wechselnden Geröllanteil aus dem Schwarzwald und dem süddeutschen Schichtstufenland in der Donaurinne) und 3.) schließlich morphologisch (durch den Grad der nachträglichen Abtragung, Zerschneidung und Verwitterung, wie durch Formendiskordanzen). Diese Unterschiede sind im Grunde die gleichen, die schon seinerzeit für A. Penck entscheidend waren für die Annahme einer viermaligen Vereisung der Alpen und ihrer Vorländer. Wie sich zeigen wird, hat sich im Gebiet des alten Rheingletschers an der Hauptgruppierung, wie sie F. Weidenbach bei seiner Kartierung (1937) gegenüber A. Penck (1901—09) und M. Bräuhäuser (1921) vorgenommen hat, nichts geändert. Diese Hauptgruppierung F. Weidenbach's läßt sich in einem schematischen Profil folgendermaßen darstellen:

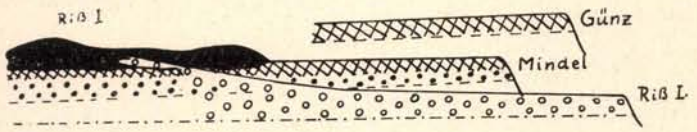


Abb. 1. Schematisches Profil der Schichtlagerung zwischen Riß und Iller (nach Weidenbach 1937). Schwarz: Riß 1 = Moräne; Ringel: Riß I = Schotter; Punkte: Mindelschotter; gekreuzt: verwitterte Deckenschotter.

Dagegen hat sich einiges an der Gliederung aller jener Ablagerungen geändert, die Weidenbach als r i ß zeitlich bezeichnet und die er in zwei Untergruppen, nämlich Riß I und II, geteilt hatte (ähnlich auch bei I. Schaefer 1940, A. Schreiner 1950 und K. Schädel 1950).

Im Folgenden sollen die mittelpleistozänen Schichtfolgen aus den drei wichtigsten Schmelzwasserrinnen der nördlichen Rheingletscher-Abdachung, aus Donau-, Riß- und Rottal, bereits etwas generalisiert, beschrieben werden. Wenn

hier auch mehr als drei glaziale Akkumulationen festgestellt werden konnten, so sagt dies noch nichts Endgültiges über die „qualitative" Bedeutung jeder dieser glazialen Akkumulationen aus, das heißt also, es sagt vor allem nichts darüber aus, ob sie im einzelnen Falle einem Glazial oder nur einem Stadial entsprechen. Wenn auch die stratigraphische und die Formen-Diskordanz fast in jedem Falle zwischen zwei aufeinanderfolgenden Glazialablagerungen einen stärkeren Eisrückzug wahrscheinlich machen, so ist wegen der großmorphologischen Verhältnisse des nördlichen Rheingletschergebietes doch vor voreiligen Schlüssen zu warnen. Denn jede Schwankung des Eises mit einem Zwischenrückzug über die sogenannte Europäische Wasserscheide (Rhein - Donau) nach S, kann sich bei einem neuerlichen Vormarsch des Eises über diese Scheide hinweg ganz ähnlich auswirken wie ein echter Eisrückzug bis in die Alpen mit längerem warmklimatischem Intervall (Interglazial). Es muß daher noch mehr Beweismaterial zur Bestimmung der qualitativen Bedeutung der vorhandenen geologischen und morphologischen Diskordanzen gefunden werden. Manches kann darüber schon im Folgenden gesagt werden. Wenn F. Weidenbach in der Farbenerklärung seiner neuen Karte von drei Riß-Eiszeiten spricht, und C. Troll (1951) ihm in dieser Ansicht folgt, dürfte damit nach meinen bisherigen Geländebeobachtungen kaum zu weit gegangen sein.

Zur Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen im Donautal zwischen Mengen und Ulm

Die Ausgangsbasis für die Quartärstratigraphie ist auch in Oberschwaben das Donautal, so weit es die Sammelrinne des Alpenvorlandes darstellt. Diese Ausgangsbasis erhält durch die Tatsache noch mehr Gewicht, daß der Gletscher gerade während des Mittelpleistozäns mehrmals das Vorland bis zur Alb erfüllt hat und im Donautal sogar ein ganz ansehnliches Teilzungenbecken, das von Riedlingen, gebildet hat. Es sind hier, mit den jüngsten beginnend, folgende Schichtglieder festzustellen:

1.) Der Schotterkörper von Altheim bei Riedlingen: die Oberfläche senkt sich von 547 auf 543 m und liegt im Mittel 14 m über dem Talboden der Donau. Im Aufschluß am Wasenplatz südlich Altheim liegt der Schotter auf Geschiebemergel, die Schottermächtigkeit beträgt nur 6—8 m. Das 1—2 m tief verwitterte Geröll ist hier von einer bis 1,5 m mächtigen Lehmdecke überdeckt. Die Schotteranalyse (siehe Tabelle 1, Nr. 1) zeigt einen hohen Anteil an Alb- und Schwarzwaldmaterial. Letzteres findet sich in den postglazialen Donauschottern des Riedlinger Beckens nur vereinzelt. Sein häufiges Vorkommen im Altheimer Schotter weist auf seine kaltklimatische Entstehung. Andererseits tritt das alpine Geröll, besonders das kalkalpine, so stark gegenüber der „donauglazialen" Mischung zurück, daß der entsprechende Stand des Rheingletschers kaum über den der Würmzeit hinausgegangen sein kann.

Die Akkumulation von Altheim nimmt größere Flächen ein und bildet die eigentliche Jungrißterrasse im Donautal bis Ulm, so vor allem vom Vöhringerhof östl. Riedlingen über Unlingen bis Burgstall, teils auf Fels, teils auf Geschiebemergel, ferner gegenüber Neuburg bei Ober-Marchtal usw. Sie dürfte korrelat sein mit dem Donaustettener Terrassenschotter im Rißtal und setzt sich fort über die Ulmer Stadtterrasse, die Pfuhler Terrasse zur Langenauer Hochterrasse. Donauaufwärts gehört hierher die aus dem gleichen Material wie bei Riedlingen aufgebaute Schotterterrasse von Sigmaringendorf und Scheer (die von M. Schmidt 1935 als „Donauschotter der abklingenden Rißeiszeit" kartiert worden ist).

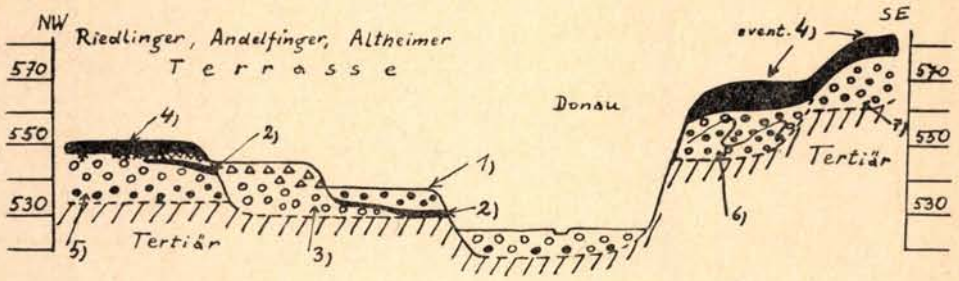


Abb. 2. Schematisches Sammelprofil durch das Riedlinger Becken.
Grundmoräne, ● ● ● Schotter, donauglaziale Fazies,
△ △ △ Schotter, lokale Hangendfazies, ××× Verwitterung.
○ ○ ○ Schotter, hochrheinische Fazies, Zahlen siehe Schichtfolge im Text.

2.) Der Geschiebemergel im Liegenden von 1.), der außerdem die verschiedensten Schotterkörper überdeckt, von denen die älteren teilweise noch Reste ihrer Verwitterungsdecke erhalten haben. Da dieser Geschiebemergel im Bekken unter den altersmäßig gut zu datierenden Jungrißschottern zu finden ist (so in Altheim und in Unlingen), mußte der Gletscher damals bereits das Becken bis fast zur heutigen Tiefe ausgeräumt haben.

3.) Die zu 2.) gehörenden Vorstoßschotter sind noch unter dem Geschiebemergel bei Unlingen und bei Altheim, an beiden Stellen vom geröllpetrographisch andersartigen Jungrißschotter diskordant überlagert, zu beobachten. Sie sind hier stark vom nachrückenden Gletscher ausgeräumt und, soweit noch erhalten, gestaucht. Ihre Basis ist bei Unlingen ca. 6 m über dem Donautalboden gelegen. Sie fällt talab etwas flacher ein als der heutige Talboden; so liegt sie im Übergangskegel von Datthausen 8 m, bei Ober-Marchtal 10 m über Talboden, während sie talauf etwa bei Herbertingen in diesen einstreicht. Die unter dem Übergangskegel von Datthausen durchlaufenden Vorstoßschotter sind über Ober-Marchtal talab zu verfolgen. Das Material der Herbertinger Kiesgruben zeigt auffallende Stauchungen, die nur von einer nachträglichen Vereisung im Donaubecken stammen können. Der Schotter zeigt genau wie weiter talab eine typische Rheingletschermischung mit einem geringen Hundertsatz aus dem oberen Donautal (siehe Tabelle 1, Nr. 2 und 3). Sie kann als die hochrheinische Geröllfazies bezeichnet werden.

Die Schichten 2.) und 3.) dürften also e i n e m glazialen Komplex angehören und zwar dem weitesten Gletschervorstoß der westlichen und mittleren Teilströme des alten Rheingletschers. Die Ablagerungen dieses Vorstoßes sind im Vorland teilweise noch recht gut erhalten, vor allem aber im alten Donautal durch die Alb, in der sogenannten Kirchener-Schmiech-Blau Talung, denn sie bilden hier die letzte Donaufüllung. Sie überschreiten andererseits aber auch die alte Wasserscheide zwischen Unter-Marchtal und Munderkingen mit einer Basishöhe von 525 m. Ihre Verbreitung läßt erkennen, daß die Verlegung der Donau an den Albrand am Ende jener mächtigen Akkumulation, bedingt durch das besonders weite Talabsteigen des Eises, erfolgt ist. Dieser Vorgang brachte eine Verkürzung des Donaulaufs bis Ulm um über 25% mit sich, was nicht ohne „einschneidende" Folgen für die neue Donaustrecke blieb. So beobachtet man auch eine relativ starke Ausräumung der bei Marchtal noch über 20 m mächtigen Aufschotterung des weitesten Vorstoßes und neuerliche Einlagerungen mit einem anderen petrographischen Charakter (ähnlich der Hangendfazies, siehe unter Nr. 4 der Tabelle 1). Entweder gehören diese Bildungen zu größeren Rück-

zugsstillständen, die meist eine stark lokal gefärbte Materialmischung zeigen (so z. B. der Moränenstand von Heiligkreuztal mit dem Schotterfeld ostwärts von Andelfingen) oder doch noch zum weitesten Stand. Wir hätten dann im neuen Donautal eine Einschneidungszeit während der letzten Phase des Gletschervorrückens. Solche Vorgänge gab es auch bei anderen hochglazialen Talwechseln der Schmelzwässer mit Laufverkürzung.

Tabelle 1

Nr.	Ort:	Alter:	KA.	Alb	Gn.	Am.	Schw.	Qu.	Rest.
1	Altheim	Jungriß	100	170	113		76	27	84
2	Herbertingen (3 Proben)	Mittelriß	100	6-10	13'5-18'5		0-0'4	1'7-2'0	2'8-7'4
3	Reutlingendorf	„	100	15	21'7		1'5	2	8
4	Datthausen	„	100	124	29'5		—	4'8	13
5	Ob. Marchtal (6 m hoch)	„	100	23'6	11'4		0'4	1'1	0'8
6	Ob. Marchtal (Basis)	„	100	1890	88'0		82	22	35
7	Riedlingen 6 m hoch)	„	100	28'3	15'0	6'0	3'0	2'0	11'3
8	Riedlingen (1½ m hoch)	„	100	326	20'5	19'5	14'3	10'7	19'0
9	Ertingen (7 m hoch)	Altriß	100	5'8	20'1	18'3	—	1'0	22'4
10	Ertingen (3—4 m hoch)	„	100	130	61'0	9'0	4'3	13'2	33'0
11	Ertingen (2 m hoch)	„	100	2'0	16'6	3'0	—	3'4	6'2
12	Baustetten (2 Proben)	„	100	—	8'2		—	5'0	4'0
13	Laupheim (3 Proben)	„	100	—	16'5		—	3'5	3'0

KA = Kalke und Dolomite der Alpen.
Alb. = Albmaterial und tertiäre Albüberdeckung (Bussen).
Gn. = alle zentralalpinen kristallinen Schiefer, Granite usw. außer Amphibolite.
Am. = Amphibolite.
Schw. = rötliche kristalline Schiefer, Granite usw. des Schwarzwalds.
Qu. = Quarze und Hornsteine.

Bei Beachtung der geröllpetrographischen Fazien kann die Geschichte der Donau während des weitesten Gletschervorstoßes recht gut erkannt werden. Sehr regelmäßig sind folgende Fazien zu beobachten (siehe Tabelle 1, Nr. 4—6): Die Basisfazies (6) ist ähnlich der der Jungrißschotter (1). Sie ist charakterisiert durch das Überwiegen des Materials aus dem Schichtstufenland und dem Schwarzwald mit außerordentlicher Abplattung des ersteren und guter Abplattung und Abrundung des letzteren. Das starke Hervortreten des Schwarzwaldgerölls kann nur durch kaltklimatische Wirkungen — das Herabwandern der Frostschuttzone und einer Vergletscherung des Schwarzwaldes — verstanden werden. Interessant sind in diesem Zusammenhang die jüngsten Untersuchungen über die Vergletscherung des Harzes durch Poser & Hövermann (1951), nach denen auch hier die Vergletscherung vor dem Eintreffen des Inlandeises ihr größtes Ausmaß erreicht haben soll.

Das hochrheinische Material der Basisfazies scheint ganz vorwiegend aus älteren Rheingletscherschottern und -moränen umgelagert worden zu sein, was sich vor allem im höheren Anteil von Restschottern alpinen Ursprungs (Kieselkalken, Hornsteinen und Amphiboliten) zeigt. Die Basisfazies entspricht also der lokalen glazialen Ablagerung im Donaugebiet bis zur Illermündung in jener Zeit des Gletschervorrückens, in der die Schmelzwässer noch nirgends die europäische Wasserscheide überfließen konnten, in der sie vielmehr restlos zum Rhein gelenkt waren.

Den Schotter, welcher in Ober-Marchtal wie aber auch an vielen anderen Stellen über der Basisfazies folgt und am mächtigsten entwickelt ist, kann man genetisch als die Vorstoßschotterfazies oder nach der Herkunft als die hochrheinische Fazies ansprechen (5). Als dritte kann man die Hangendfazies (4) nennen, die wieder ein Überwiegen des lokalen Materials zeigt. Dieses ist aber wesentlich schlechter gerollt und abgeplattet als im Liegenden, und die Schwarzwaldgerölle sind ganz selten geworden. Es kann kein Zweifel bestehen, daß diese Ablagerung in erster Linie bestimmt wurde durch die periglaziären Vorgänge im unmittelbar benachbarten gletscherfreien Gebiet (Bodenfließen, Aufschotterung in den Albtälern), während die akkumulativen Fernwirkungen des Rheingletschers bereits stark nachgelassen hatten. Es ist sehr interessant, daß die Hangendfazies in der letzten Donauablagerung der Albtalung nicht mehr gefunden wird, sondern nur längs dem neuen Donaulauf am Albrand. Sie ist hier in die hochrheinische Fazies diskordant eingelagert und besitzt ein tieferes Terrassenniveau als diese. Die Verlegung der Donau war also gegen das Ende des Hochglazials erfolgt.

Es muß gesagt werden, daß die genaue Datierung der unter 3.) genannten Schottervorkommen noch nicht abgeschlossen ist. Einzelne Vorkommen, wie z. B. das von Herbertingen, können auch jüngeren Stadien der großen mittelrißzeitlichen Vereisung (vor allem dem Heiligkreuztaler Stand) angehören. Aber dem Jungriß können sie nicht zugerechnet werden, da die jungrißzeitliche Vereisung sicher nicht mehr ins Riedlinger Becken gereicht hatte.

4.) Der Geschiebemergel im Hangenden des Riedlinger Schotters (5). Vielleicht gehören hierher auch andere Geschiebemergel, so die liegenden in Neufra und in Ertingen.

5.) Das Schotterfeld westlich und nördlich von Riedlingen, dessen bereits denudierte Oberfläche in der großen Kiesgrube nördl. der Stadt rund 20 m und dessen Sohle ca. 7 m über dem Donautalboden gelegen ist. An der Ostseite des Aufschlußes war im Mai 1951 über dem Schotter ein unverwitterter Geschiebemergel (4) zu sehen, darüber ein fast geröllfreier Lehm. Eine Fläche, welche Schotter und Lehmeinfüllung schneidet, ist deutlich verwittert. Über dieser Verwitterung, welche im Schotter der N- und W-Wand nur noch in einzelnen Zapfen erhalten ist, liegt ein jüngerer mächtiger Geschiebemergel (zu 2). Es ist unwahrscheinlich, daß der Liegendmergel nicht in situ gelegen, also verflossen ist. Der Schotter von Riedlingen ist demnach zweimal vom Gletscher überfahren worden; zwischen beiden Vorstößen ist eine warmklimatische Periode anzunehmen. Der Schotter ist genau so wie der des jüngeren, wahrscheinlich weitesten Vorstoßes deutlich in zwei Fazieslagen gegliedert (siehe Tabelle 1, Nr. 7 und 8). Auch hier ist die Basisfazies der glazialen Donau sehr gut von der hochrheinischen Fazies des eigentlichen Vorstoßschotters zu unterscheiden. Zu Nr. 4 der Schichtfolge gehört vielleicht auch die Bechinger Endmoräne (Blockpackung aus hauptsächlich örtlichem Material), über deren Verwitterung (!) ebenfalls noch ein frischer Geschiebemergel (2) erhalten ist.

6.) Die Schotterakkumulation von Ertingen, die nordwärts über Neufra hinaus auf einem hohen Tertiärsockel (rund 20 m über Talboden) den östlichen Beckenrand bildet. Die Oberfläche der Schotter liegt, je nach der Wiederausräumung durch den Gletscher, 29—36 m über Talboden, sie sind immer von Geschiebemergel, in Ertingen sogar von zwei Grundmoränen überdeckt, von denen die liegende noch deutlich eine Verwitterung zeigt. Die Altersstellung der Geschiebemergel ist noch nicht klar, da sie jeweils einen Gletschervorstoß älter sein können als jene über dem Riedlinger Schotter. Der Schotterkörper von Neufra zeigt schwache Stauchungen und einen mehrmaligen Fazieswechsel (siehe die Schotteranalysen 9—11 in Tabelle 1). Unmittelbar über dem Tertiär setzt die hochrheinische Fazies ein (11), darüber folgt eine stark lokal gefärbte mit wenig Schwarzwaldmaterial, aber allem Anschein nach mit umso mehr umgelagertem rheinischem Material, darüber wieder ein typisch rheinischer Vorstoßschotter mit allerdings ebenfalls viel umgelagertem Geröll (beachte den hohen Anteil der Amphibolite). Dieser Wechsel kann nur durch eine stärkere Gletscheroszillation erklärt werden, das heißt durch eine zweimalige rheinische Schüttung über die im S gelegene europäische Wasserscheide hinweg, unterbrochen von einer immer noch stark glazial betonten Donauschüttung.

7.) Schließlich ist noch ein wesentlich höher gelegener Schotterstrang ostwärts an den vorigen anschließend zu beobachten, dessen Niveau am Binsenstock (ostwärts Ertingen) unter Geschiebemergel bei 585 m und dessen Sohle bei 568 m, also 33 m über Donautalboden, am Hang ausstreicht. Der Schotter ist im Gegensatz zu allen bisherigen stark verfestigt und zeigt nur die hochrheinische Fazies, ist also hier die Auffüllung einer alten Schwarzachrinne.

Zur Stratigraphie im Rißtal

Im Rißtal, der Hauptabflußrinne der sogenannten Schussenzunge des alten Rheingletschers sind folgende wichtigere Ablagerungen des Mittelpleistozäns zu beobachten:

1.) Der Donaustettener Terrassenschotter, der von der Iller-Mündung an das Rißtal entlang bis Barabein, nordöstl. von Warthausen, erhalten ist. Der Schotter zeigt, wie alle anderen der Rißrinne, die hochrheinische Mischung, ist bis 2,5 m intensiv verwittert und besitzt südl. Dellmensingen eine im Mittel 1—2 m mächtige Lehmdecke. Es handelt sich um A. Penck's Hochterrassenschotter und um Weidenbach's (1937), bzw. Schaefer's (1940) R II. Was alle bisherigen Bearbeiter nicht erkannt haben, ist die Tatsache, daß sich dieser Schotter weder in den Komplex der Äußeren (Weidenbach's R I) noch den der Inneren Altendmoränen (Weidenbach's R II) fortsetzt, sondern daß er durch das Warthauser Engtal der Riß hindurchzieht und erst weiter beckeneinwärts mit noch jüngeren glazialen Ablagerungen verknüpft werden kann. Die Kirche von Warthausen steht auf einem Rest dieser Aufschüttungsfläche. Die Fortsetzung nach Süden ist wahrscheinlich über den Galgenberg von Biberach (564 m) und über das Hochfeld (571 m) zu dem flachen Endmoränenwall von Rißegg anzunehmen. Zwischen dem Rindenmooser Schlierbachgraben und dem Rißtal sind die rißzeitlichen Bildungen nicht mehr vom Gletscher überfahren worden, sie müssen also einer weiter beckeneinwärts gelegenen jüngeren glazialen Serie angehören. Sie werden als jungrißzeitlich aufgefaßt und sind korrelat der Altheimer Akkumulation, die im Donautal zwischen Ulm und Sigmaringen die 12—14 m Terrasse bildet.

2.) Das Wiblinger Terrassenniveau, das um 8—9 m höher liegt als das Donaustettener, kann nur bis ostwärts Gögglingen, also nur im Donautal, beobachtet werden, während es sich im Rißtal nirgends mehr findet. Außerdem

zeigt es im Gegensatz zum Komplex von Unterweiler (3) eine Beimischung von donauglazialem Material. Es wird daher angenommen, daß es sich bei ihm um eine auf das Donautal beschränkte Bildung handelt. Am wahrscheinlichsten ist, daß es jenen Ablagerungen korrelat ist, welche weiter talauf nach der Donauverlegung bei Unter-Marchtal und nach der dadurch bedingten Tiefenerosion im Abschnitt Ulm-Zwiefaltendorf akkumuliert worden sind.

3.) Eine allgemeine Bedeutung hat dagegen der Unterweiler Schotter. Südlich Wiblingen liegt seine Oberfläche nur 4 m über dem Wiblinger, seine Mächtigkeit beträgt hier mindestens noch 12 m. Man kann ihn, meist mit einer deutlichen Lehmbedeckung, von der Flur „Beim Stein" von Unter-Kirchberg (Blatt Ulm SW) verfolgen über die „Hartäcker" von Unterweiler, die „Greutäcker" und „Fuchsäcker" ostwärts Gögglingen, „Berg" bei Donaustetten, „Steinhau„ und „Hungerberg" ostwärts Dellmensingen bis zu einer großen Kiesgrube am Humlanger Weg (Blatt Laupheim). Hier liegt die Oberfläche bei 506 m, die Geröllbasis bei 492 m oder noch ein wenig tiefer. Sie ist also höchstens 10 m über dem Donautalboden und einige Meter unter dem Niveau der Donaustettener Jungrißterrasse gelegen. Die Verwitterung erreicht im Donautalabschnitt 3—4 m. Ins Rißtal setzt sich diese Akkumulation nun nicht in den mächtigen Laupheimer Schotter fort, wie man vielleicht bei einer ersten Übersicht meinen könnte, sondern sie liegt tiefer. Da der Schotter auch im Donautal südlich Ulm sozusagen kein Albmaterial führt, muß die Donau damals noch in der Alb geflossen sein. Die Datierung des Schotters ist damit ziemlich genau gegeben: er entspricht der letzten Rheingletschermaterial führenden Aufschüttung der Alb-Donau.

Diese Altersstellung wird durch die Verhältnisse rißtalaufwärts durchaus bestätigt. Zwischen dem ununterbrochen bis Barabein zu verfolgenden Jungrißschotter und den älteren Laupheimer „Hochterrassen" ist der nördlich Laupheim aussetzende Unterweiler Schotter wiederzufinden bei Baltringen und Äpfingen. Er baut hier eine deutliche Terrasse auf, deren Niveau rund 10 m über der Jung-

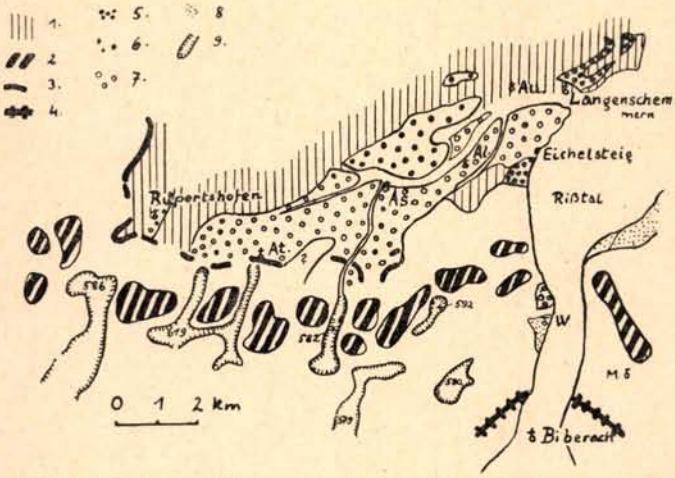


Abb. 3. Die mittelpleistozänen Ablagerungen nw. Biberach. 1 = Tertiär, 2 = Kuppen der Altriß-Endmoränen, 3 = Endmoräne des weitesten Rißvorstoßes (Zwiefaltendorf-Attenweiler), 4 = Biberacher Mittelriß-Endmoräne (Lindele), 5 = Altrißschotter, 6 = die höheren Mittelrißschotter des Aßmannharter Tales, 7 = die tieferen Mittelrißschotter des Aßmannharter Tales (weitester Vorstoß), 8 = Jungrißschotter, 9 = glazigene Wannen mittelrißzeitlichen Alters. At. = Attenweiler, As. = Aßmannshart, Al. = Alberweiler, Au. = Aufhofen, W. = Warthausen, M. = Mettenberg.

rißterrasse liegt. Sehr schön ist die gleiche Oberfläche zwischen Eichelsteig und Langenschemmern auf der anderen Talseite zu beobachten, wo auch die Schotterunterkante durch einen starken Quellhorizont angezeigt wird. Sie erreicht wenig nördlich Eichelsteig ihren tiefsten Punkt bei 521 m (3 m über Rißtalboden) und steigt gegen Langenschemmern wieder an. Es ist hier durch die spätere Rißerosion ein älteres Querprofil des Aßmannharter Tales angeschnitten. So erstrecken sich denn auch die Eichelsteiger Schotter das Aßmannharter Tal aufwärts bis fast nach Rupertshofen und nach Süden bis an den Rand der Altmoräne (siehe Abb. 3). Hier wurde bis jetzt angenommen, daß die Schotteroberfläche in eine genetisch einheitliche Atmoränenlandschaft übergeht.

Bei Eichelsteig hingegen liegen die Schotter völlig diskordant neben den im S auf hohem Tertiärsockel ausstreichenden Altmoränen und deren Übergangskegel nördlich Röhrwangen. Die Erklärung war erst gefunden, als ich auch südlich Aßmannshart und bei Attenweiler eine sehr interessante Diskordanz der Formengruppen festgestellt hatte. Die Eichelsteiger Schotter verknüpfen sich nur mit einzelnen kleinkuppigen Endmoränen (so im „Brandhölzle" und bei „Baaräcker" westl. Attenweiler, im nördlichen Teil des Ortes und auf P. 600'7 am Gänsberg — alles auf Bl. Warthausen). Mit den um 25 bis 45 m höheren und mächtigen Endmoränen des Hauptwalles aber haben sie nichts zu tun. Zum Eichelsteiger Schotter gehören als Formelement ferner die eigenartigen wannenförmigen Durchbrüche durch den genannten hohen Hauptmoränenwall: das Schammacher Tal, das Gutershofener Tal und die Wanne des Langen Weihers bei Burren. Auch im Burrenwald quert noch eine solche Furchung den Hauptwall. Südlich derselben liegen kleine, fast abflußlose Becken: Neuer Weiher, Alter Weiher, Oberer Weiher und südlich von Burren, die ebenfalls zu dieser Formengruppe gehören (siehe Abb. 3). Es ist mir höchst wahrscheinlich, daß alle diese eigenartigen Hohlformen glazigener Entstehung sind und daß sie einem Gletscher entsprechen, der sich längere Zeit am Hauptwall gestaut hat, diesen nachher zwar nicht überfahren, aber an mehreren Stellen durchbrechen konnte. Die flachen Endmoränen nördlich des Hauptwalles zeigen den äußersten Stand jenes Gletschers an, die Eichelsteiger Schotter sind die Ablagerungen seiner Schmelzwässer. Es ist zu ergänzen, daß zumindest die Hohlformen bei Burren (Langer Weiher) nicht von einem einzigen Gletscherdurchbruch durch den Hauptendmoränenwall entstanden sein können, da sich nördlich Aßmannshart mit etwas höherem Niveau und höherer Unterkante noch ein zweiter glazialer Schotterhorizont findet, der ebenfalls nur durch die Furche des Langen Weihers hertransportiert worden sein kann. Es ist daher nicht verwunderlich, wenn die Hohlform des Langen Weihers eine deutlichere Gletschererosion zeigt als die anderen Durchbrüche.

Im Biberacher Rißengtal treten die korrelaten Schichten erst bei Schloß Warthausen auf. Wandert man über die Höhe, wird einem die morphologische Diskordanz klar, die zwischen der ausgesprochenen Ebenheit der Schotterterrasse und dem im Westen anschließenden kuppigen Moränengelände besteht. Im Birkenharder Tälchen aber kann man ohne weiteres die geologische Diskordanz feststellen zwischen den bis zur Talsohle reichenden Schottern im Osten und dem auf höherem Tertiärsockel (Obere Meeresmolasse aufgeschlossen) ruhenden älteren Glazialkomplex im Westen. Die mächtigen Schotter, auf denen das Warthauser Schloß steht, sind also an ältere glaziale Schichten angelagert. Rißtalaufwärts ist ihre Fortsetzung in den riesigen Aufschlüssen nördlich der Stadt Biberach zu finden. Wie schon Krauss (1932) und Weidenbach (1937) beschrieben haben, liegen hier über mächtigen glazialen Schottern zuerst ein Geschiebemergelband (3—4 m), dann abermals Schotter, die sich talauf deutlich mit

Endmoräne verzahnen. Es sind dies die Endmoränen vom Lindele (bei WEIDENBACH R II), deren Bogen sich über Mittelbiberach einerseits, und über Bergerhausen und den Jordanberg andererseits erstreckt. Dies ist einer der deutlicheren Wälle innerhalb des älteren Doppelwalles von Warthausen. Er kann natürlich nicht gleichalt sein mit den oben geschilderten Endmoränen von Attenweiler usw. Das zwischen Biberach, Mettenberg und Bergerhausen verbreitete Geschiebemergelband im Liegenden und außerhalb der Lindele-Moräne spricht dafür, daß diese jünger ist, das Geschiebemergelband aber einem äußeren Stand entsprechen könnte. Jedenfalls gehört die Attenweiler Endmoräne zu dem äußersten Stand von Zwiefaltendorf im Riedlinger Becken, da sie, nur mit kleinen Unterbrechungen, von der Kuppe 618'0 südl. Rupertshofen, südlich und westlich um die Buchhalde, über das „Himmelreich", den Sonnenberg, das Ziegelgehau bei Saugart, ostwärts Klingen, das Klingengehau, P. 550'4 bei Köhlberg, den „Tiergarten", „Heilenspitz" und den Rücken südlich Oberwachingen bis nördlich Offingen, südlich und westlich um den Bussen zum P. 596'0 westlich Dietelhofen, über Hühnerbühl und das Schlatthau zum Zwiefaltendorfer Wall zu verfolgen ist (die angegebenen Örtlichkeiten sind alle auf dem Blatt Uttenweiler der Württemberg. Topogr. Karte 1 : 25000 zu finden).

4.) Die Schotter der stark verlößten hohen Terrasse von Laupheim, die bei PENCK & BRÜCKNER noch zu Mindel gestellt worden waren (seit WEIDENBACH aber ins Riß I), stammen zum allergrößten Teil aus den östlichen Zuflüssen der Riß. Erst halbwegs zwischen Baustetten und Laupheim, wo die Geröllunterkante auffallend schnell absinkt, weshalb hier auch an eine Anlagerung verschieden alter Akkumulationen gedacht werden kann, zeigt sich die kristallinreichere Zusammensetzung, die für die Rißrinne typisch ist. Die entsprechenden Ablagerungen sowohl im Rottum- als auch im Rottal sind wesentlich ärmer an zentralalpinen Bestandteilen (siehe Tabelle 1, Nr. 12—13). In der Stadt Laupheim liegt die Unterkante des Schotters wenig über der Oberfläche der benachbarten Jungrißterrasse oder 13 m über dem Rißtalried. Dieser bei Laupheim noch über 15 m mächtige Schotterzug kann talab nur bis zur Flur „Regel" nordöstlich Stetten verfolgt werden. Talauf sind Äquivalente sehr wahrscheinlich südlich Äpfingen zu finden. Wie die Verbindung mit den Warthauser Altrißmoränen erreicht werden kann, ist aber noch unklar. Der Übergangskegel nördlich von Röhrwangen liegt jedenfalls zu hoch.

Zur Stratigraphie im Rottal

Die östlichste Schmelzwasserrinne des Rheingletschers lag im Bereich der Württembergischen Rot. Sie ist sicher schon im Altdiluvium vorhanden gewesen, wofür die hier noch gut erhaltenen „Unteren und Oberen Deckenschotter" sprechen. Jünger als sie sind eine Reihe von ebenfalls gut erhaltenen, aber ausgesprochen rinnenartigen Schotterauffüllungen glazialer Natur. Der stratigraphische Vergleich zeigt, daß diese zum allergrößten Teil älter sein müssen als jene Ablagerungen, welche im Donau - Bussen - Federsee - Gebiet dem weitesten Stand des Mittelriß angehören. Es sind im Rottal folgende verbreitetere Schichtglieder festzustellen:

1.) Die Donaustettener Akkumulation läßt sich im Rottal nur bis zum Orte Bronnen (Oberfläche bei 509/10 m) verfolgen. Durch einzelne kleine Terrassen, auf denen meist Ortschaften gelegen sind, werden die nur wenige Meter mächtigen Schotter dieser Ablagerungszeit verraten, so in Hochstetten bei 518/19 m, in Orsenhausen, nördlich Schwendi in 536 und 538 m, deutlicher bei Bechtenrot

in 572/3 m, immer noch 8—9 m über dem heutigen Rottalboden. Hier sind auch die Schotter aufgeschlossen. Sie zeigten die typische, völlig entkalkte und ausgelesene Fazies der Restschotter, also einer periglaziären fluviatilen Ablagerung, wie man sie in allen autochthonen Tälern der Schotterriedelzone des Alpenvorlandes antrifft (vgl. H. Graul 1937, 1943). Talauf finden sich weitere Reste dieser Verschotterung.

Tabelle 2

Nr.	Ort:	Alter:	KA.	Gn.	Qu.	Harte.	Sdst.
1	Haderhöhe bei Orsenhausen (554 m üb. N.N.)	Mindel	100	2'0	0'6	1'3	1'7
2	Gem. Kgr. Eichen (570 m)	Altriß	100	3'7	0'8	1'3	2'8
3	Gem. Kgr. Gutenzell (574 m)	„	100	8'0	1'7	2'5	1'0
4	Gem. Kgr. Edelbeuren (583 m)	„	100	14'0	0'5	0'9	—
5	Gegenüber Edelbeuren (573 m)	Mittelriß	100	51'5	4'3	12'8	4'5
6	Erolzheim (545 m)	Würm	100	6'4	3'0	1'0	1'0

KA = wie Tabelle 1.
Gn. = alle zentralalpinen kristallinen Schiefer, Granite usw.
Qu. = nur Quarze.
Harte = Quarzite und Hornsteine, auch sehr harte Kieselkalke.
Sdst. = Sandsteine.

Die Geröllanalysen wurden an der frischen Schotterwand an den Korngrößen von rund 25—75 mm durchgeführt.

2.) Auch eine ältere Einlagerung ist kaum besser erhalten. Es handelt sich um die etwa 10 m mächtige Geröllablagerung des Ulmer Gehau. Sie ist zum Teil, und zwar die liegende Hälfte, glazigener Entstehung. Ihren Ausgang nahm sie von der Endmoräne bei Ellwangen (Blatt Wurzach), wie Schreiner (1950) nachweisen konnte. Von Ellwangen ist diese Schotterterrasse fast ununterbrochen bis gegen Spindelwag im Ölbachtal erhalten. Sie ist nach Höhenlage der Aufschüttungssohle, des Niveaus und nach der petrographischen Zusammensetzung ohne weiteres mit dem Terrassenschotter des Ulmer Gehaus zu verknüpfen. Talab kommt dieser in der Umgebung von Edelbeuren vor und ist vor allem gegenüber dem Orte gut aufgeschlossen. Die Geröllanalyse zeigt einen hohen Anteil an Amphiboliten und anderer harter Restgesteine (siehe Tabelle 2, Nr. 5). A. Schreiner bezeichnete die ganze Serie als Jungriß, da er die Rißablagerungen nur in zwei Gruppen gliederte. Der Ellwangener Stand ist aber unzweifelhaft älter als die dem Donaustettener Jungriß korrelaten periglaziären Bildungen des Rottales; er ist bestimmt dem Mittelriß zuzurechnen und höchstwahrscheinlich dem weitesten Stand zwischen Donau und Rißtal, nämlich dem von Zwiefaltendorf-Attenweiler. Auch im Gebiet des Wurzacher Teilzungenbeckens dürfte sich nachweisen lassen, daß dieser Gletscherstand über die Ausdehnung älterer mittelrißzeitlicher Stände hinausgegangen ist.

3.) Älter als der ganze mittelrißzeitliche Komplex sind alle jene Schotter, die sich von Laupheim das Rottal aufwärts über Schwendi, Gutenzell, Mettenberg und Haslach als der kristallinärmere Haslach-Gutenzeller Zug einerseits und über Weitenbühl, Eichenberg nach Thannheim als ein wesentlich

kristallinreicherer Schotterstrang andererseits fortsetzten. K. Schädel (1950) hat sie petrographisch unterschieden und nur den kristallinreicheren Strang — trotz seiner höheren Auflagerungsfläche im mittleren Rottal — in die Rißzeit, den kristallinärmeren Haslacher aber ins Mindel (II) gestellt. Ich kann mich dieser Ansicht nicht voll anschließen, obwohl die Verhältnisse auf den Blättern Leutkirch und Aitrach zum Teil für Schädel sprechen. Die Lageverhältnisse der Ablagerungen im nördlichen Terrassengebiet lassen vorläufig keine andere Deutung zu, als daß 1.) sowohl der Haslach-Gutenzeller als auch der Thannheimer Schotter rißzeitlich sind und 2.) der letztere älter ist als der erstere. Der Komplex des relativ kristallinarmen und mächtigen Schotters liegt sowohl im unteren Rottal als auch im Rottumtal sehr tief. In letzteres wurde zwischen der Platte des Oberen Deckenschotters von Erlenmoos im Süden und den mit Resten des Unteren Deckenschotters bedeckten Kuppen des Sandberges bei Schönebürg und der Walpertshofener Höhe (Blatt Schwendi der Karte 1 : 25000) ein Schotterstrang abgelagert. Der Höhenunterschied seiner Basis zum Unteren Deckenschotter beträgt im Rottal bis zu 25 m, im Rottumtal sogar bis 40 m. Dazu kommt, daß die Unteren Deckenschotter einwandfrei mit noch mächtig erhaltenem Verwitterungshorizont unter die gesamte Altmoränenlandschaft einstreichen, die Laupheim-Gutenzell-Haslacher Schotter aber in die älteren Teile der Altmoränen eingelagert erscheinen. Es besteht demnach eine der sichersten stratigraphischen Grenzen zwischen dem mächtig verwitterten Unteren Deckenschottern einerseits und den rinnenartigen Schotterkomplexen wie den Altmoränen andererseits, deren Herausarbeitung wir ja Weidenbach (1937) verdanken (siehe Abb. 1).

Die Tabelle 2 läßt den Unterschied im zentralalpinen Geröllanteil bei den einzelnen Schotterkörpern gut erkennen. Während beim altpleistozänen Schotter der Holzstöcke (1) nur 2 Kristallingerölle auf 100 Kalke kommen, enthält der Laupheimer (2) in der Regel 3'5—5'5. Dieser immer noch geringe Kristallingehalt entspricht ganz jenem, den wir bei den Rinnenfüllungen antreffen, die im östlichen Grenzgebiet zwischen Rhein- und Illergletscher Material von beiden erhalten haben. Siehe dazu den Kristallin-Hundertsatz z. B. der würmzeitlichen Schotter im heutigen Illertal (6). In den hangenden Partien oder, was weit wahrscheinlicher ist, in einer älteren, um etwa 10 m höher gelegenen Aufschüttung, die vom Rücken ostwärts Schwendi über die Gutenzeller Gemeindekiesgrube talauf zu verfolgen ist (3), erreicht der Kristallingehalt 8—9 auf 100 Kalke. Der Weitenbühl-Eichenberg-Thannheimer Schotter (4) zeigt aber von der Basis an 14—18 Teile Zentralalpin. Und die eingelagerten mittelrißzeitlichen, weitgehend umgelagerten (sekundären) Schotter (5) haben einen noch wesentlich höheren Anteil, von dem die Hälfte widerstandsfähige Amphibolite sind. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß wir in der Rotrinne mehrere Schotterstränge sowohl schotteranalytisch als auch nach der Höhenlage der Aufschüttungssohle unter-

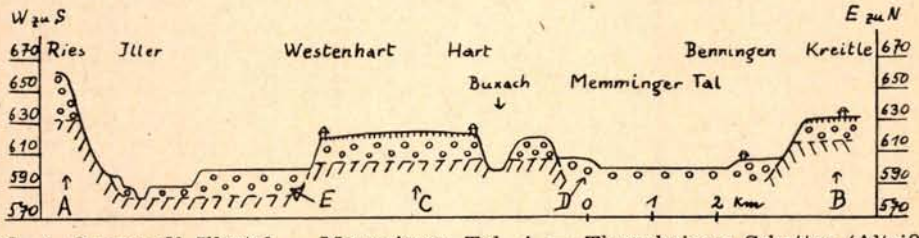


Abb. 4. Querprofil Illertal — Memminger Tal. A = Thannheimer Schotter (Altriß), B = Hawangener Feld (älteres Mittelriß), C = Hitzenhofener Feld (jüngeres Mittelriß), D = würmzeitliche Verschotterung im Memminger Tal, E = desgleichen im Illertal.

scheiden können, die alle älter sind als der Zwiefaltendorf-Attenweiler-Ellwangener Gletscherstand (Mittelriß). Andererseits aber sind jene Schmelzwasserablagerungen jünger als die mächtige fossile Verwitterungsrinde der Heggbacher Unteren Deckenschotter. Ich stelle jene Schotterkomplexe ins Altriß, da ich vorläufig keine Veranlassung sehe, P. Beck's (1933) Beispiel zu folgen und hier eine eigene Vereisungsgruppe abzusondern. Das stratigraphische Verhältnis zu den zwei Hauptendmoränenwällen der Altriß ist noch zu klären.

Bei einem Vergleich mit den Ablagerungen im benachbarten Illergebiet fällt auf, daß die beiden gut erhaltenen Schotterhorizonte bei Memmingen — das Hitzenhofener und das Hawangener Feld —, die von I. Schaefer (1940) als Riß I und II bezeichnet worden waren, jünger sein müssen als die Altrißablagerungen der Rotrinne und älter als die jüngsten rißzeitlichen Ablagerungen des Riß- und des Donautales. Sie sind also Mittelriß. Aus dieser Erkenntnis ergibt sich ohne weiteres die Notwendigkeit, die Altrißbildungen des Rheingletschers auch im Illergebiet zu verfolgen und vor allem die im Rheingebiet so deutliche Grenze zwischen den Unteren Deckenschottern und dem mittelpleistozänen Komplex auch hier genauer als bisher zu fassen.

Zusammenfassend können in den Hauptabflußrinnen des nördlichen Rheingletschers folgende mittelpleistozäne Horizonte festgehalten werden:

Alter:	Donautal:	Rißtal:	Rottal:
Jungriß:	Schotter von Altheim, Unlingen	Donaustettener Schotter und wahrscheinlich Rißegger Endmoräne	periglaziäre Terrassenschotter
Mittelriß:	Innere Moränenwälle, so z. B. Heiligkreuztal mit Schotterfeld von Andelfingen, event. auch Herbertinger Terrassenschotter.	Innere Moränenwälle, z. B. Lindele, Gigele etc. bei Biberach, Wiblinger Schotterterrasse.	periglaziäre Bildungen.
	Zwiefaltendorfer Endmoräne (weitester Stand) mit Marchtaler Schotterfeld, letzte Donaufüllung in der Kirchener-Schmiech-Blau-Talung.	Attenweiler Endmoräne mit Schotter des Aßmannharter Tales (Eichelsteig); wahrscheinlich das Geschiebemergelband im Warthauser Rißtal; Unterweiler Terrassenschotter.	Ellwanger Endmoräne mit Schotter des Ulmer Gehau.
	Riedlinger Schotter mit der ihn überlagernden Liegend-Grundmoräne.	Höherer Schotterhorizont des Aßmannharter Tales.	?
Altriß:	Schotter von Ertingen — Neufra	Laupheimer Schotterterrasse; Warthauser Endmoränenwälle verschiedener Stadien.	Laupheim-Schwendi-Gutenzell-Haslacher Komplex.
	Schotter vom Binsenstock	„ „	Eichenberg-Thannheimer Schotter.
Mindel:	Wahrscheinlich die hohen Schotter von Emeringen.	Liegendschotter von Winterstetten-Reichenbach, Teile vom Hochgelände usw.	Unterer Deckenschotter von Heggbach und den Holzstöcken.

Vergegenwärtigen wir uns, daß man im nördlichen Alpenvorland für die letzte Eiszeit allenthalben bereit ist, zwei Stadien anzunehmen (Schaefer 1940, Rathjens 1951), für die beiden daraus zu folgernden Akkumulationsphasen aber im ganzen Donautal, im Rhein-, Lech-, Inn- und Salzachgletschergebiet keine zwei selbständige Schotterkörper finden konnte, dann muß einem die äußerst reichhaltige Stratigraphie des Mittelpleistozäns im westlichen deutschen Alpenvorland zu denken geben. Die Schichtglieder füllen die lange und wirkungsvolle Erosionszeit zwischen dem Niveau der Unteren Deckenschotter und der Basis der letzteiszeitlichen Schotterfelder aus und zwar in der Weise, daß bereits vor dem verhältnismäßig jungen äußersten Stand des westlichen Rheingletschers (dem jüngeren Mittelriß) der größte Teil der Tiefenerosion erfolgt war. Diese Verhältnisse erinnern uns sehr an die des Schweizer Vorlandes. Auch hier liegen vor dem weitesten Stand die tiefen Rinnenschotter, auch hier die deutliche Zäsur zwischen dem Unteren Deckenschotter und allem Jüngeren.

Ich habe — zum ersten Mal in einem Vortrag im Kolloquium des Geologischen Institutes der Universität Tübingen im Februar 1949 — vorgeschlagen, sich einer elastischeren Gliederung des Mittelpleistozäns zu bedienen und von der starren Numerierung einzelner Schichtglieder mit I—III abzukommen, da in den verschiedenen Schmelzwasserrinnen ganz verschiedene Glieder erhalten sind, die man bei einer großmaßstabigen Kartierung unmöglich miteinander altersgleich setzen kann. Ich schlug die Gliederung in Alt-, Mittel- und Jungriß vor und glaube, daß sich diese Einteilung inzwischen bereits recht gut bewährt hat.

Die wichtigsten Folgerungen aus den Ergebnissen dieses ersten Berichtes sind:

1.) Die reichhaltige Stratigraphie des Mittelpleistozäns kann nur auf eine öftere Aufeinanderfolge von Kalt- und Warmphasen und der davon abhängigen geologischen, morphologischen und biologischen Verhältnisse zurückgehen. Eine allgemeine Gleichsetzung (quantitativ und qualitativ) von „Rißzeit" und „Würmzeit" ist nicht möglich, ohne zu vollkommen verkehrten Schlüssen für die Rißzeit zu kommen. Die Rißzeit muß unverhältnismäßig länger gedauert haben als die Würmzeit. Siehe dazu auch die sprunghafte Zunahme der Verwitterungsmächtigkeit von Würm- zu Rißablagerungen.

2.) Die lange Dauer des Mittelpleistozäns, dessen Vereisungen als „Rißeiszeitengruppe" bezeichnet werden, nötigt uns, die Ursachen für petrographische und morphologische Diskrepanzen innerhalb seiner Ablagerungen auch in Faktoren zu suchen, die während der Würmzeit nicht mehr wirksam gewesen zu sein scheinen. Gedacht wird dabei insbesondere an Phasen verstärkter en bloc — Hebung des Vorlandes, womit die Tiefeneinschneidung belebt und die rinnenartige Ablagerung gewisser glazigener Schotter verständlicher würde (siehe dazu analoge Vorstellungen Schweizer Forscher).

3.) Zur Erforschung der postrißzeitlichen Morphogenese unserer Landschaft können nur einwandfrei post j u n g rißzeitliche Bildungen herangezogen werden, da wir sonst nicht die Entwicklung der Postrißzeit, sondern die der Postmittelrißzeit erfassen. Diese ist aber wesentlich länger und hat einen öfteren klimatischen Wechsel mitgemacht als jene. Ebenso ist bei der Altersbestimmung von Lößprofilen auf Rißschottern in jedem Falle erst festzustellen, welcher Untergruppe diese angehören. Auf Mittelrißschottern, und diese setzen den allergrößten Teil unserer sogenannten „Hochterrassen" im deutschen Alpenvorland zusammen, können eben auch Jungrißlöße oder nur Würmlöße oder beide liegen.

4.) Die Frage nach der alt-/mittelpleistozänen Grenze ist im bayerisch-österreichischen Vorland erneut zu überprüfen.

Literaturverzeichnis.

Beck, P.: Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. - Eclog. geol. Helv. 1933. — Vorläufige Mitteilung über eine Revision des alpinen Quartärs. - Ebendort 1937.

Bräuhäuser, M.: Beschreibung des Rißgebietes. - Württ. Min. d. Innern, Bericht d. Straßen- u. Wasserbauverwaltung, 1921.

Geologische Übersichtskartierung Südwürttembergs unter Leitung von G. Wagner, 1946-49: die Blätter Saulgau (F. Wenk), Munderkingen und Uttenweiler (Heinzelmann), Schwendi, Warthausen und Laupheim (H. Graul), Aitrach (K. Schädel u. a.).

Graul, H.: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. - Mitt. geogr. Ges. München 1937. — Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. - Forsch. z. deutschen Landeskunde **43**, 1943.

Graul, H., Weidenbach, F. & Schaefer, I.: Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. - Geol. Bavar. Nr. 6, München 1951.

Gripp, K.: Über den morphologischen Nachweis großer Schwankungen des Eisrandes. - Eiszeit u. Gegenwart **1**, S. 65. 1951.

Krauss, K.: Über die sogenannten Deckenschotter des Rißtals. - Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. Bd. **21**, S. 66. 1932.

Penck, A. & Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 1901/09.

Poser, H. & Hövermann, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. - Abh. braunschw. wiss. Ges. **3**, S. 61-115. 1951.

Rathjens, C.: Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorland. - Pet. Mitt. 1951, S. 89-97.

Schädel, K.: Untersuchungen über das Altdiluvium des Rheingletschers zwischen Iller und Bodensee. Diss. Tübingen 1950 (Manuskript).

Schaefer, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. - Augsburg 1940. — Die diluviale Erosion und Akkumulation. - Forsch. z. deutschen Landeskunde **49**, 1950.

Schmidt, M.: Geolog. Spezialkarte von Württemberg 1 : 25000, Blatt Sigmaringen, Stuttgart 1935.

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

Troll, C.: Bericht über die Deuqua-Tagung 1950 in München. - Erdkunde 1951, S. 86.

Weidenbach, F.: Geolog. Spezialkarte v. Württemb. 1 : 25000, Blätter Ochsenhausen u. Biberach. Stuttgart 1937. — Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. - N. Jb. f. Min. usw. Beil. Bd. **78**, Abt. B. 1937. — Geologische Karte von Oberschwaben 1 : 100000, Blatt Ulm. - Stuttgart 1951 (im Erscheinen begriffen).

Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten

Von Paul Woldstedt. Mit 3 Abb.

I.

In früheren Arbeiten (1923, 1926) habe ich die Ansicht vertreten, daß die Hohlformen der Rinnenseen usw. in den Randgebieten der ehemals vergletscherten Gebiete im wesentlichen durch Schmelzwasserströme unter dem Eis gebildet worden seien. Ich stützte mich dabei hauptsächlich auf Arbeiten von N. V. Ussing (1903) und E. Werth (1907, 1909, 1914). Der zuerstgenannte Autor zeigte bei der Untersuchung der großen jütischen Heideebenen, daß diese Sanderflächen der Letzten Vereisung sich aus einzelnen, deutlich individualisierten Schwemmkegeln zusammensetzen. An der Spitze dieser Kegel liegt das gröbste Material; nach auswärts nimmt die Korngröße ab. Die Lage der Kegelspitzen ist dadurch charakterisiert, daß hier die Endmoräne unterbrochen ist und an

diesen Unterbrechungen Rinnentäler ausmünden, die sich vielfach weithin im ehemals eisbedeckten Gebiet verfolgen lassen.

Die Bezeichnung dieser Täler im Schrifttum wechselt. Im Dänischen werden sie als Tunneltäler bezeichnet. In deutschen Schriften ist von Rinnen- oder Fördentälern die Rede, oft einfach nur von „subglazialen Rinnen". Es handelt sich um meist über größere Erstreckung hin zu verfolgende, gewöhnlich ziemlich schmale Rinnen, die sich in der Richtung der ehemaligen Eisbewegung erstrekken, und in denen zahlreiche, oft seenerfüllte Wannen hintereinander liegen, die durch Schwellen voneinander getrennt sind. Sie seien hier Rinnentäler genannt.

Untersuchungen in Norddeutschland (Woldstedt 1913, 1923) zeigten, daß dieselben Beziehungen zwischen Rinnen und Sanderflächen auch für weite Teile des norddeutschen Randgebietes der Letzten Vergletscherung gelten. Große Schmelzwasserströme sind dort aus dem Eisrande ausgetreten, wo Rinnentäler auf den Eisrand stießen. Der Schluß lag nahe, daß die Schmelzwasserströme nicht nur diesen Tälern gefolgt, sondern sie auch ausgefurcht hätten.

In demselben Sinne hatte sich früher schon E. Werth geäußert. In seiner Arbeit über „Fjorde, Fjaerde und Föhrden" (1909) schildert er ausführlich die Tunnel- oder Fördentäler und betont besonders ihre Zusammensetzung aus mehreren hintereinander liegenden, jeweils durch Schwellen getrennten Becken. Nach ihm sind es die subglaziären Schmelzwässer gewesen, die diese Formen hervorgebracht haben. „Unter dem Drucke des auf ihnen lastenden Eises waren diese imstande, nicht nur aus der tiefgelegenen Sohle der Föhrde auf die Höhe des Sanderkegels vor dem Eisrande aufwärts zu fließen, sondern auch die subglazialen Rinnen im wesentlichen selbst auszufurchen und ihnen die Eigentümlichkeiten zu verleihen, die den von subaerisch sich bewegenden Flüssen geschaffenen Tälern fehlen. Die subglazialen Schmelzwässer bewegen sich in der Richtung der Druckentlastung dem Eisrande zu; der Verlauf ihrer Betten muß daher, abgesehen von untergeordneten durch die ursprüngliche Oberflächengestaltung bedingten Unregelmäßigkeiten, im großen ganzen der Bewegungsrichtung des Eises entsprechen".

In meiner zusammenfassenden Behandlung der Seenbildung kam ich 1926 zu dem Ergebnis, daß bei einem Teil der Seen (und Förden) der Gletscher selber mit an der Bildung beteiligt gewesen sei, daß also Gletscher- und Schmelzwässer zusammengewirkt hätten. 1929 (S. 86) betonte ich, daß möglicherweise die Gletscher-Erosion die erste Formung der Rinnen hervorgebracht habe, die dann von den Schmelzwässern weiter ausgestaltet seien. Nach weiterer Beschäftigung mit dieser Frage muß ich heute zu der Anschauung kommen, daß die Seen, Rinnen, Förden usw. in ihrer heutigen Form im wesentlichen ein Ergebnis der Gletschererosion sind und daß die Schmelzwässer nur in beschränktem Umfang mitgewirkt haben.

Dafür spricht vor allem die Ausbildung der Rinnentäler selber, und zwar sowohl im Längs- wie im Querprofil. Für das Längsprofil ist, wie schon mehrfach gesagt worden ist, die Zusammensetzung aus einzelnen hintereinander liegenden Becken charakteristisch, die durch Schwellen getrennt sind. Das aber ist die typische Talform, wie wir sie ebenso in allen ehemals vergletscherten Gebirgen antreffen, besonders im Längsprofil der Trogtäler. Dort zweifelt niemand daran, daß es sich um Erosionsformen des Gletschers selber, nicht seiner Schmelzwässer, handelt.

Ein weiterer Punkt ist noch wichtiger. Die Rinnentäler verjüngen sich normalerweise zum Eisrande hin. Wären die Schmelzwässer wesentlich an der Talbildung beteiligt, so sollte man das Umgekehrte erwarten. Da die Schmelzwässer zum Randgebiete des Gletschers immer mehr zunehmen, dementsprechend immer mehr subglaziäre Schmelzwasserrinnen sich im Randgebiete unter dem Gletscher vereinigen müssen, sollte man annehmen, daß die Rinnentäler zum Eisrande an Breite und Tiefe zunehmen. Gerade das Gegenteil ist der Fall. Die Becken der schleswigschen Förden teilen sich in einzelne Zweigbecken auf, die sich ihrerseits zum Eisrande hin heben, sich verjüngen und am Eisrande aufhören. Es sind dieselben Formen, wie sie auch die voralpinen Stamm- und Zweigbecken zeigen. Es besteht wohl Einigkeit darüber, daß es sich bei diesen um Formen des Eises, nicht um solche der Schmelzwässer handelt.

In Anlehnung an Werth glaubte ich, daß veränderte Druckverhältnisse des Wassers in und unter dem Eis vielleicht zur Erklärung der Formen beitragen könnten. Aber das Wasser steht im Randgebiet des Gletschers nicht „unter dem Druck des darauf lastenden Eises". Man kann die Wasserverhältnisse im spaltendurchsetzten Randgebiet eines Gletschers oder Inlandeises wohl am ehesten mit denen eines Karstgebietes vergleichen. Im allgemeinen ist ein Karstwasserspiegel vorhanden, bis zu dem die Spalten mit Wasser erfüllt sind. Dabei kann ein einzelnes geschlossenes Kanalsystem davon abweichen. Hier regelt sich der Wasserstand nach dem System der kommunizierenden Röhren. Liegt in einem solchen der Wasserzufluß, z. B. von der Oberfläche des Gletschers her, hoch, so kann das Wasser am Gletscherrande unter Druck austreten und gegebenenfalls aufsteigen. Es können auch beim Herunterstürzen des Wassers Strudellöcher im Untergrund ausgekolkt werden. Aber die Gesamtspur der subglaziären Schmelzwässer wird nicht die Form eines Rinnentales haben. Sondern diese ist nur als Erosionsform des Gletschers selber zu verstehen.

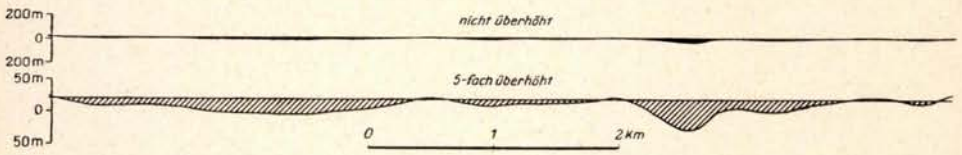


Abb. 1. Querprofil durch den nördlichen Plöner See (Schleswig-Holstein).

Daß es sich hier nicht um Wasserrinnen, sondern um die Spur des Gletschers handelt, das geht auch aus dem Querprofil hervor. Abb. 1 gibt ein Querprofil durch die besonders tiefe Rinne, die am Boden des Großen Plöner Sees annähernd von N nach S zieht. Sie enthält Tiefen bis 60 m. Der Querschnitt durch den nördlichen Plöner See, in WNW-ESE-Richtung geführt nach der Tiefenkarte von G. Wegemann (1922), zeigt, daß noch mehrere flachere Rinnen der Hauptrinne parallel laufen.Im nicht überhöhten Profil ist aber kaum die hier 50 m tiefe Hauptrinne, geschweige denn die flachen Nebenrinnen zu erkennen. Erst bei fünffacher Überhöhung kommen die Rinnen erkennbar heraus.

Für die Vorstellung von tiefen, durch Schmelzwässer ausgefurchten Erosionsrinnen ist wahrscheinlich in erster Linie die starke Überhöhung verantwortlich, unter der wir gewohnt sind, die Dinge anzuschauen. In Wirklichkeit handelt es sich um ganz schwache Furchungen, die das Eis an seiner Unterfläche hervorgebracht hat. Wenn an Förden gelegentlich steilere Wandungen auftreten, so sind sie, wie auch Werth (1909) hervorhebt, meist sekundärer Natur und auf Brandungswirkung und dgl. zurückzuführen.

II.

Sind nun die Rinnentäler ihrer Form nach keine durch Schmelzwässer ausgefurchten Rinnen, sondern Formen der Gletschererosion, so müßten wir also annehmen, daß sich in ihnen isolierte Gletscherteile bewegt hätten? Diese Annahme ist wohl nur für einzelne von ihnen zu machen. Im inneren Teil der Apenrader Förde z. B. hat sich zweifellos in einer bestimmten Phase eine Gletscherzunge bewegt. Das geht aus den Endmoränen hervor, die das Fördenende hufeisenförmig umgeben. Gletscherende und Zungenbecken fielen hier zusammen. Aber zweifellos gilt dies nicht für die Mehrzahl der Rinnen im Randgebiet. Diese liegen als radiale Rinnen unter einer im wesentlichen zusammenhängenden, im einzelnen in Loben aufgeteilten Eisdecke. Soll man dann an eine Art linienförmiger Erosion des Eises im Gletscherrandgebiet denken?

Um diese Frage zu beantworten, müssen wir uns ins Alpenvorland begeben, das klassische Gebiet der „Stamm"- und „Zweigbecken". Solange sich die großen eiszeitlichen Alpengletscher noch innerhalb des Gebirges befanden, erfüllten sie ihr Tal ganz und bis zu beträchtlicher Höhe. Wo sie aber das Gebirge verließen, breiteten sie sich fächerförmig aus. Das eigentliche Tal jedoch, das bisher den ganzen Gletscher enthalten hat, setzt sich unter dem nunmehr weit auseinander gehenden Gletscher noch eine Weile fort, um allmählich an Tiefe und Umfang abzunehmen. Die „Übertiefung" läuft aus, sagt Penck. Aber das Stammbecken setzt sich, unter Einschaltung von Schwellen, in einer Reihe von Zweigbecken fort. Stamm- und Zweigbecken zeigen die Formen der Gletschererosion wie die Trogtäler im Gebirge. Wir haben keinen Grund zur Annahme, daß bei den Zweigbecken etwa Schmelzwasser-Erosion vorliegt. Wir müssen also doch eine Art „linienförmiger" Erosion des Gletschers annehmen. Es fragt sich, wie wir uns eine solche vorzustellen haben.

Am besten gehen wir wieder vom Stammbecken aus. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß dort, wo das Stammbecken aus dem Gebirgstal heraustritt, der Gletscher seine größte Eismächtigkeit und Geschwindigkeit hatte. Beides mußte zu einer gegenüber der Umgebung erhöhten Erosion führen, die nach außen hin allmählich abklingt. So erscheint die Ausschürfung eines Stammbeckens durchaus logisch. Schwieriger ist die Erklärung der Zweigbecken. Aber auch hier müssen wir an Zonen stärkerer Erosion denken, und zwar von Teilgletschern. Wenn auch äußerlich noch ein einheitlicher Gletscher vorhanden war, so müssen wir doch annehmen, daß er dynamisch in eine Reihe von Teilgletschern aufgespalten war. Bei jedem Teilgletscher bezeichnet das entsprechende Zweigbecken die Zone stärkster Erosionskraft. Nach der Seite hin nimmt diese ab. Hier liegen — seitlich der Zweigbecken — die Drumlinfelder. Bei ihrer Bildung halten sich Erosion und Akkumulation die Waage. Schließlich folgt randlich die Zone reiner Akkumulation. Es entstehen die Rand- und Ufermoränen, die teilweise als Sporne tief in den Gletscher eindringen, so die Teilgletscher begrenzend. Diese treten immer deutlicher heraus, je geringer die Eismächtigkeit wird.

Warum aber verzweigt sich das Stammbecken nicht einfach fingerförmig in die Zweigbecken? Diese Frage hat auch Penck nicht befriedigend beantworten können. Wohl ist gelegentlich eine solche fingerförmige Verzweigung vorhanden. Aber meist sind die Zweigbecken durch Schwellen von dem Stammbecken getrennt. Es müssen also bei der Aufgliederung des Eises in Teilgletscher Unterschiede in der Erosionskraft auftreten, wie sie ja auch sonst bei Diffluenzen beobachtet werden.

III.

Es besteht nun aber der oben dargelegte Zusammenhang zwischen der Mündung der Rinnentäler und den Aufschüttungspunkten der Sanderflächen. Also muß doch Wasser in ihnen geflossen sein. Wie erklärt sich der Gegensatz zwischen der auf Gletschererosion deutenden Form und dem offensichtlichen Austreten von Wasser aus ihnen?

Ich glaube, daß diese Erklärung verhältnismäßig einfach ist. Die vom Gletscher in den Untergrund geschürften Rinnentäler sind die tiefsten Punkte der Gletschersohle. Das gilt insbesondere auch für den Eisrand. Wenn wir die Basisfläche des Eises entlang seinem Rande verfolgen, sehen wir, daß diese am distalen Ende eines Rinnentals normalerweise am tiefsten liegt. Hier ist der gegebene Punkt für den Austritt der Schmelzwässer, die in den Radialspalten der Gletscherzunge herunterstürzen. So ist also das distale Ende eines Rinnentals als niedrigste Stelle der Gletschersohle am äußeren Gletscherrande die vorgezeichnete Stelle für ein Gletschertor. Bei starker Schmelzwasserwirkung wird das Gletschertor langsam zurückweichen. Es wird in dem dahinterliegenden Teil des Gletschers ein verstärktes Schmelzen einsetzen, allein schon infolge der größeren Wassermengen, die hier hindurchfließen. So kommt es zu einer Einmuldung der Eisoberfläche über dem subglaziären Tal, wie man dies immer wieder an Gletschern beobachten kann. Dabei wächst der Sanderkegel allmählich in den Gletscher hinein.

Der Höhenunterschied zwischen der Sohle des Rinnentals und der Spitze des Sander-Schwemmkegels wird dabei immer größer. Ich nahm mit Ussing und Werth früher an, daß das Wasser diesen Höhenunterschied hydrostatisch überwinden könne, sofern nur die Versickerungsstelle des Wassers auf der Oberfläche des Gletschers höher gelegen habe. Aber diese Annahme macht doch Schwierigkeiten. Wesentlich einfacher ist die Vorstellung, daß der Schmelzwasseraustritt sich selber immer höher legt, d. h. daß die Schmelzwässer z. T. garnicht an der Sohle des Gletschers verlaufen, sondern in Kanälen in und über Eis, das die tieferen Partien der Rinnentäler erfüllt. Das hat auch E. Todtmann (1936) angenommen, ausgehend von Beobachtungen am Vatnajökull auf Island.

Abb. 2. Längsprofil durch Möllner Sander und Ratzeburger See.

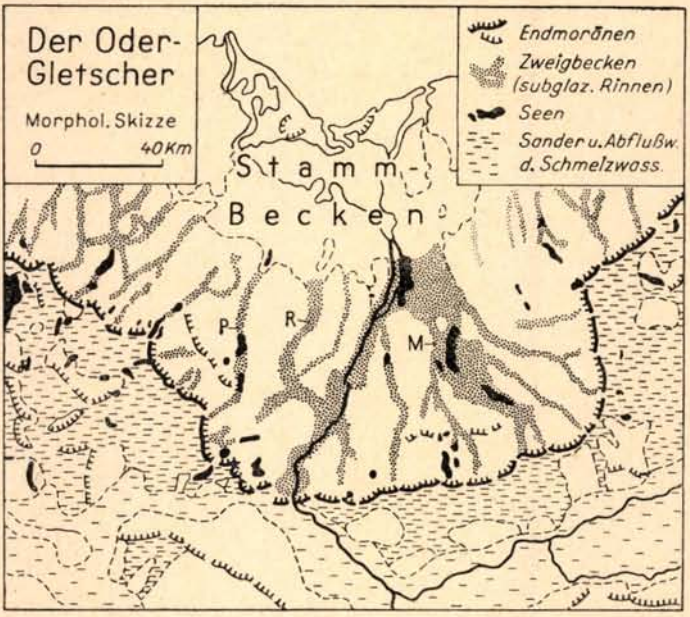
Als Beispiel für das Hineinfressen eines Sanderkeils in die Eisfront und die damit verbundene Höherlegung der Sanderspitze kann der von mir 1926 (S. 110) beschriebene Möllner Sander gelten (vgl. hierzu Abb. 2). Ursprünglich lag der Austrittspunkt der Schmelzwässer südwestlich Gudow. Allmählich wurde er um etwa 15 km nach Norden zurückverlegt. Dabei stieg seine Höhe um mehr als 10 m. Die ältere und die jüngere Lage des Eisrandes sind in Abb. 2 angedeutet, ebenso der mutmaßliche Verlauf der Schmelzwässer im Eis. Die in der älteren Mölln-Gudower Rinne liegen gebliebenen Toteisreste wurden dabei übersandet und waren zunächst völlig zugedeckt. Erst viel später, wahrscheinlich erst zu Beginn der Holozäns, schmolzen die Toteisreste allmählich im Untergrund aus,

und die alte Rinne mit mehreren hintereinader liegenden Wannen trat wieder in Erscheinung (vgl. Abb. 8 in WOLDSTEDT 1926).

IV.

Zur Klärung der in Abschnitt III geäußerten Anschauungen führen weitere Beobachtungen im Randgebiet der Nordeuropäischen Vergletscherung. Schon mehrfach (K. MILTHERS 1935, P. WOLDSTEDT 1938) ist darauf hingewiesen worden, daß die verschiedenen Randlagen des Inlandeises teils mehr als Vorstoß-, teils mehr als Abschmelzfronten entwickelt sind. Die Vorstoßfronten zeigen uns den noch nicht erheblich veränderten Zustand, wie ihn der Eisrand nach einem kräftigen raschen Vorstoß aufwies. Wahrscheinlich ging hinterher der aktive Eisrand verhältnismäßig schnell zurück. So wurden die Formen der Vorstoßfront nur ziemlich wenig gestört. Die Abschmelzfronten dagegen sind das Ergebnis einer längeren Zeit, während der der Eisrand sich annähernd in derselben Zone hielt.

Es zeigen sich nun, was die Rinnentäler anbelangt, charakteristische Unterschiede zwischen den Vorstoß- und den Abschmelzfronten. Im wesentlichen eine Vorstoßfront ist z. B. das Pommersche Stadium. Bei diesem beobachten wir eine ganz ähnliche Ausbildung der Stamm- und Zweigbecken wie im Alpenvorland. Darauf hat schon E. WERTH (1917, S. 115) hingewiesen. Abb. 3 zeigt, in Anlehnung an E. WERTH, das Gebiet des Oderlobus. Als Stammbecken muß das Haffgebiet angesehen werden, das heute zum größten Teil durch jüngere Ablagerungen zugefüllt ist. Von diesem Stammbecken gehen die Zweigbecken aus. Die wichtigsten sind: die Prenzlauer Rinne, das Randowtal, das Odertal und die Plöne-Rinne. Das Randow- und das Odertal sind, als spätglaziale Abflußrinnen, stark umgestaltet worden. Sie zeigen keine hintereinander liegenden, durch Schwellen getrennte Becken mehr. Wohl aber enthalten solche die beiden anderen Zweigbecken. In der Prenzlauer Rinne liegen hintereinander der Untere und der Obere Ücker-See. Im Plöne-Zweigbecken liegen ähnlich hintereinander



Ab. 3. Morphologische Skizze des Odergletschers während des Pommerschen Stadiums der Letzten Vereisung. P = Prenzlauer, R = Randow-, M=Madü-Plöne-Zweigbecken.

die Wannen des Madü- und Plöne-Sees. Das Plöne-Zweigbecken zeigt ausgeprägt die zum Eisrande hin sich verjüngende Form der subglaziären Täler.

Wo aber die Plöne-Rinne auf den Eisrand trifft, ist dieser leicht eingebuchtet, und in diese Einbuchtung legt sich der Gipfelpunkt des Berlinchener Sanders (vgl. Woldstedt 1923) hinein. Große Schmelzwasserfluten müssen hier ausgetreten sein. Aber dies bezeichnet wahrscheinlich schon einen gegenüber dem ersten Vorstoß etwas vorgeschrittenen Zustand. Ursprünglich mag hier der Eisrand kaum eingebuchtet gewesen sein. Es lag aber hier die tiefste Stelle der Eisunterkante im Zuge des Eisrandes, und das war der Punkt, an dem am leichtesten Schmelzwässer austreten konnten. Dies führte in der schon geschilderten Form allmählich zu einer Einmuldung der Eisoberfläche und damit zu einer weiteren Verstärkung der Schmelzwässer in diesem Gebiet. Der Sander begann sich in den Eisrand hineinzufressen.

Aber beim Berlinchener Sander beobachten wir nur den ersten Anfang dieser Entwicklung. Die tief eingreifenden Sanderbuchten, wie sie beim Brandenburger und Frankfurter Stadium vorhanden sind, fehlen dem Pommerschen. Bei diesem treten überhaupt die eigentlichen Kegelsander zurück gegenüber der allgemeinen Sanderbildung am Eisrande. Ganz anders beim Brandenburger und Frankfurter Stadium. Bei ihnen finden wir die tief in den Eisrand sich hineinfressenden Kegelsander, wie etwa den Beelitzer, den Schweriner, den Möllner und den Bornhöveder. Wir müssen sie auffassen als das Ergebnis vorgeschrittener Abschmelzung. Mit ihr geht eine charakteristische Umgestaltung des Eisrandes vor sich. Der Eisrand an der Stirn der Zweigbecken, der ursprünglich nicht eingebuchtet, vielleicht sogar leicht vorgewölbt war, buchtete sich jetzt unter dem Einfluß der Schmelzwässer mehr und mehr ein, bis schließlich die spitz keilförmig in das Eis eingreifenden Sander entstanden. Solche Kegelsander charakterisieren die Abschmelzfronten, während eine mehr gleichmäßig vor dem Gletscherrand entwickelte Sanderzone für die Vorstoßfronten charakteristisch ist.

Wir haben bisher die Entwicklung der Gletschertore vom Maximum eines Vorstoßes bis zum Zerfall des Eises betrachtet. Aber auch beim Vorrücken des Eises bis zum Maximum müssen Schmelzwässer gebildet und durch Gletschertore abgeflossen sein. Mit dem vorrückenden Gletscher sind auch die Gletschertore vorgerückt, wenn sie auch z. T. ihre Lage wechselten. Sie waren normalerweise auch damals die tiefsten Punkte des Gletscherrandes. Man könnte sich vorstellen, daß vielleicht einzelne Zweigbecken als die Spuren der vorwärtsschreitenden Gletschertore aufzufassen seien. Sie wurden vom nachfolgenden Eis, das in sie hineindrang, überformt, und so bekamen diese Zweigbecken ihre heutige Form. Trifft diese Anschauung zu, so wäre das Schmelzwasser, das im Gletschertor austrat, zunächst die Säge gewesen, mit der ein Einschneiden in den Untergrund erfolgte. Die weitere Ausgestaltung der Rinnen geschah dann durch das nachrückende Gletschereis.

V.

Die Formen der Rinnentäler sind, wie ausgeführt wurde, nicht mit der Vorstellung zu vereinigen, daß sie allein durch Schmelzwässer gebildet sein könnten. Bei einigen mag die erste Anlage durch Schmelzwässer vorgezeichnet sein. In ihrer heutigen Form sind sie aber in der Hauptsache Erosionsformen des Eises selber (die im Mündungsgebiet wiederum etwas durch Schmelzwässer umgestaltet sein können). Für diese Auffassung spricht weiter, daß dieselben Formen auch in den zentralen Ausräumungsgebieten der ehemaligen Inlandeise auftreten. Hier sind diese Formen in den anstehenden Fels hineingeprägt worden: In der Richtung der Eisbewegung verlaufende Rinnen mit einzelnen hinterein-

ander liegenden, durch Schwellen getrennten Becken. Das ist in Kanada ebenso der Fall wie in Fennoskandien.

Das schönste Bild eines solchen in den Felsen geschnittenen Rinnenfächers bietet Finnland. Die Haupterstreckung der Seen geht von NW nach SE., d. h. sie folgt der Hauptbewegungsrichtung des Eises. J. Sederholm (1913) allerdings wollte einen Zusammenhang erkennen zwischen der Erstreckung der Seen und den Spaltensystemen des Untergrundes. Nach seiner Ansicht hätte der Gletscher nur ausräumend gewirkt. Aber wir finden dasselbe Bild in allen ehemals vergletschert gewesenen Gebieten: überall im Wesentlichen Übereinstimmung der Seenrichtung mit der Eisbewegung, wie sie durch die Gletscherschrammen angedeutet wird (vgl. auch das Bild des südschwedischen Seenfächers bei Werth 1909). Das spricht für unmittelbare, in der Richtung der Eisbewegung erfolgte Eiserosion, wobei im einzelnen der Anlaß für eine Erosion sehr verschieden sein mag.

Von den schmalen, in der Richtung der Eisbewegung liegenden Rinnenseen finden sich alle Übergänge zu breiteren, zungenbeckenartigen Formen. Hierher gehören die großen alpinen und westpatagonischen Randseen, schließlich die gewaltigen nordamerikanischen Seen — besonders typisch der Michigan-See — und die Ostsee. Sie alle sind Formen des ausschürfenden Eises. Bei diesen haben die Schmelzwässer keine wesentliche Rolle gespielt. Das haben sie nur bei einem Teil der Rinnen im Gletscherrandgebiet getan, wo sie gelegentlich die Rinnen etwas umgeformt haben. Auf diese Umformungen soll in einer späteren Arbeit näher eingegangen werden.

Daß die Erhaltung der Hohlformen meist ihrer Füllung mit Toteis zu verdanken ist, das die Becken vor späterer Zuschüttung bewahrte, das ist an so zahlreichen Beispielen im einzelnen nachgewiesen worden, daß hier nicht mehr darauf eingegangen zu werden braucht. Merkwürdig spät erst ist man für die Alpenrandseen zu dieser Anschauung gelangt. Aber zweifellos hat R. Staub (1938) recht, wenn er auch für die Erhaltung der alpinen Randseen in weitestem Maße Toteis annimmt. Ob dabei wirklich die Lage in heute föhnfreien Gebieten entscheidend ist, wie Staub annimmt, bedarf wohl noch näherer Untersuchung.

Schriften-Nachweis

Milthers, K.: Landskabets Udforming mellem Alheden og Limfjorden. - Danm. Geol. Unders. II. R. No. 56. Kopenhagen 1935.

Penck, A. & Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. - Leipzig 1901-09.

Sederholm, J.: Weitere Mitteilungen über Bruchspalten. - Bull. Com. Géol. Finlande **37**, 1913.

Staub, R.: Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. - Ecl. Geol. Helv. **31**, S. 239-258. 1938.

Todtmann, E. M.: Einige Ergebnisse von glazialgeologischen Untersuchungen am Südrand des Vatna-Jökull auf Island. - Z. deutsch. geol. Ges. **88**, S. 77-87. 1936.

Ussing, N. V.: Om Jyllands Hedesletter og Teorierne om deres Dannelse. - Overs. k. danske Vid. Selsk. Forh. 1903.

Wegemann, G.: Die Seen Ostholsteins. - Kiel (W. G. Mühlau) 1922.

Werth, E.: Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. - Z. Ges. Erdk. Berlin 1907. — Fjorde, Fjaerde und Föhrden. - Z. f. Gletscherk. **3**, 1909. — Zur Oberflächengestaltung der südschwedischen Halbinsel. - Ebendort **8**, 1914. — Das Eiszeitalter. 2. Aufl. Berlin (Göschen) 1917.

Woldstedt, P.: Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig. - Mitt. geogr. Ges. Lübeck (2) **26**, S. 41-110. 1913. — Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. - Jb. preuß. geol. L.A. **42**, S. 780-820. 1923. — Probleme der Seenbildung. - Z. Ges. Erdk. Berlin, S. 103-124. 1926. — Das Eiszeitalter. - Stuttgart (F. Enke) 1929. — Über Vorstoß- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschlnad. - Geol. Rundschau **29**, S. 481-490. 1938.

Manuskr. eing.: 10. 12. 51

Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit [1]

Von B. Frenzel und C. Troll. Mit einer Karte

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, auf Grund des neuesten russischen Materials die letzteiszeitlichen Vegetationszonen Eurasiens zu rekonstruieren.

Schon früher untersuchten Büdel (1949) und v. Wissmann (1938) die Landschaftszonen der letzten Eiszeit in Europa und China. Im wesentlichen werden die Forschungsergebnisse der beiden Autoren durch die modernste russische Literatur bestätigt. Daher konnten, nach kleinen Umänderungen, die Karten von v. Wissmann und Büdel als Ausgangspunkte benutzt werden.

Bevor jedoch die letzteiszeitlichen Vegetationszonen skizziert werden können, muß noch einiges über die Vergletscherung gesagt werden. Unsere Kenntnis über die letzteiszeitliche Vergletscherung West-, Süd- und Mitteleuropas hat keine besonderen Änderungen erfahren. Jedoch gelang es Sokolow (1946), die dem Brandenburger Stadium der Weichseleiszeit entsprechende Eisrandlage auch im europäischen Teil der UdSSR zu verfolgen. Dadurch verändern sich gegenüber Büdel's Darstellung die Konturen des nordeuropäischen Inlandeises ganz beträchtlich. Sokolow scheint aber, nach den geologischen Verhältnissen zu urteilen, auf der Strecke vom Onega-See zum Weißen Meer das Brandenburger Stadium mit einem späteren verwechselt zu haben. Deshalb zeichneten wir in diesem Raum die Eisrandlagen neu, indem wir ausgeprägte Sandergebiete und die Verbreitung glazialer Tone als Hinweise auf den Verlauf der ehemaligen Eisrandlage benutzten.

Schon lange war es bekannt, daß der Ural eine Gebirgsvergletscherung getragen hat. Man war sich aber noch nicht darüber im Klaren, wie weit die Vergletscherung nach Süden reichte. So ist es recht interessant, daß Kolokolow und Ljwow (referiert bei Kotow 1947) 1945 am Berg Sigalga im Süd-Ural Kare, Tröge usw. oberhalb 1000 m Höhe entdeckten, also Zeugen einer alpinen Vergletscherung dieses höchsten Gebirgsstockes im Süd-Ural.

Noch immer muß die Ostgrenze der Vergletscherung des Norilsker Plateaus (Quellgebiet der Chatanga) als unbekannt betrachtet werden. Dumitraschko und Kamanin (1946) gelang es jedoch inzwischen, eine letzteiszeitliche Talvergletscherung im Oberlaufgebiet des Wiljuij nachzuweisen. Sehr wahrscheinlich war aber dieses Vergletscherungsgebiet nur eine Ausnahme in dem sonst unvergletschert gebliebenen N-Teil Mittelsibiriens. Bestenfalls gab es damals noch hier und da festliegende Firnfelder; zu einer nennenswerten Vergletscherung des mittelsibirischen Berglandes ist es aber sicher nicht gekommen.

Lange ging der Streit um die Zahl der Vergletscherungen Mittel- und Ostsibiriens. Auch die Hypothese von Gerassimow & Markow (1939) über die Zwi-

[1]) Die Bearbeitung wurde ausgeführt im Rahmen eines größeren Forschungsauftrages der Akademie der Wissenschaften und der Literatur (Sitz Mainz), der der Erforschung des Zustandes der Erdoberfläche während der diluvialen Vereisungen gilt. Eine Serie von größeren Abhandlungen wird demnächst in den Abhandlungen der Akademie, mathem.-naturwiss. Klasse, in Druck gehen. Der vorliegende Bericht mit Karte geht im wesentlichen auf die Auswertung der russischen Literatur durch Herrn B. Frenzel zurück. Sehr wichtige Literatur wurde durch die freundliche Hilfe von Herrn Prof. Dr. H. Gams-Innsbruck und Herrn Prof. Dr. H. Wilhelmy-Kiel zugänglich gemacht. Großen Dank schulden wir auch dem Geographischen Institut der Humboldt-Universität Berlin unter Leitung der Herren Dr. H. Waldbaur und Prof. Dr. F. Haefke, die eine gründliche Einsichtnahme der im Institut befindlichen Literatur gestatteten.

schenzeitlichkeit der Vergletscherung des genannten Gebietes in Hinblick auf die europäische Chronologie klärte die schwierigen Fragen keineswegs, sondern verursachte nur noch mehr Verwirrung. So ist es sehr zu begrüßen, daß Saks (1947) den Versuch unternommen hat, auf Grund der Morphologie und der Stratigraphie eine Gliederung des Eiszeitalters in Mittel- und Ostsibirien durchzuführen. Saks stellt fest, daß zwei Eiszeiten und ein Stadium der zweiten Eiszeit noch heute morphologisch nachweisbar sind. Die früheste Eiszeit ist nur stratigraphisch nachweisbar. Die beiden ältesten Vergletscherungen hatten den Charakter eines Inlandeises, die jüngste Eiszeit und ihr Hauptstadium prägten sich als Talvergletscherungen aus, die sich bestenfalls zu unbedeutenden Vorlandvergletscherungen zusammenschlossen. Saks ist der Meinung (und das wohl mit Recht), daß man die von ihm erkannten Vergletscherungen mit den europäischen zeitlich gleichsetzen kann, und er kommt zu folgendem Schema:

Mittel- und Ostsibirien	Osteuropa	Mitteleuropa
Älteste Vergletscherung	Lichwinvereisung	Elstereiszeit
maximale Vergletscherung	Dnjeprowsk Vereisung	Saale-Eiszeit
Syrjanka Vergletscherung	Moskau Eiszeit	Warthe-Stadium (?)
Sartan Stadial	Stadial des Moskau-Glazials	(Weichsel-Eiszeit ?)

Die Beobachtungen reichen leider noch nicht aus, um die Stellung des Sartanstadials genau feststellen zu können. Es wäre ja denkbar, daß dieses sogenannte Stadial der Waldai-Eiszeit entspräche.

Auf Grund der Angaben von Saks (1947), Obrutschew (1935), v. Klebelsberg (1949), Klute (1928) und Popow (1947) versuchten wir, die Vergletscherung Ostsibiriens darzustellen. Daß die als vergletschert eingezeichneten Berggruppen während der letzten Eiszeit wirklich vereist waren, und daß es sich in der Tat um Talvergletscherungen handelte, ist sicher. Fraglich ist nur das Ausmaß der Vergletscherung. Viel stärker, als hier angenommen wurde, kann die Vereisung nicht gewesen sein, eher ist an eine geringere Eisbedeckung zu denken. Entscheidend ist aber, daß auf jeden Fall die eiszeitliche Schneegrenze in diesem Gebiet beträchtlich höher lag als in der Umgebung, d. h., daß damals ganz ähnliche meteorologische Verhältnisse herrschten wie heute.

Nachdem Gorodkow (1946) festgestellt hatte, daß die botanischen Verhältnisse der Wrangel-Insel darauf hinweisen, daß diese Insel letzteiszeitlich nicht vergletschert gewesen sein kann, machte es Saks (1947) sehr wahrscheinlich, daß auch die Wrangel-Insel letzteiszeitlich vergletschert war. So beschreibt er Kare, Tröge und Endmoränen, deren Formen zwar durch die junge Solifluktion stark verwischt wurden, die aber doch noch deutliche Zeugen einer beschränkten Kar- und Talvergletscherung darstellen.

Nach den Forschungen von Dampserow & Elisejew war auch Sachalin während der letzten Eiszeit (im Taimyrian) vergletschert. Genaue Angaben über die Art dieser Vergletscherung liegen nicht vor. Da aber in den Tiefländern beiderseits der Gebirgszüge innerhalb der Sedimente keine Moränen beschrieben wurden, muß man annehmen, daß es sich nur um eine Talvergletscherung gehandelt haben kann. Zu einer ähnlichen Talvergletscherung kam es auch in der Berggruppe Chamar daban am Baikal See (Choroschich 1951) und auf dem Patomplateau an der oberen Lena (Dumitraschko & Kamanin 1946). Neue Forschungsergebnisse über die letzteiszeitliche Vergletscherung NW-Armeniens teilte Gabrieljan (1951) mit. Er stellte fest, daß die Achotskije, Mokryje und Lahwar-Berge vergletschert waren. In der vorletzten Eiszeit soll dort keine Vergletscherung stattgefunden haben, da damals die Berge noch nicht hoch genug waren.

Soweit die Ergänzungen zu den bisherigen Vorstellungen über die letzteiszeitliche Vergletscherung Eurasiens.

Büdel's Rekonstruktionsversuch der würmeiszeitlichen Vegetationszonen Europas konnte in der letzten Zeit von französischen Forschern in Süd-Frankreich berichtigt werden (mündliche Mitteilung von Prof. Büdel). Nach diesen neuen Forschungen ergibt es sich, daß der Wald selbst in Süd-Frankreich nördlich der Pyrenäen ganz ausfiel. An die Stelle des Waldes war ein schmaler Keil der Wald- und Strauchtundra getreten, der aber auch nicht weit nach Norden reichte, denn dort waren die solifluidalen Vorgänge sehr stark wirksam. Vom Ostrand der Pyrenäen verlief die Wald- und Strauchtundra etwa an der heutigen Südküste Frankreichs entlang zum Süd-Rand der Alpen. Am Westrand der Alpen war keine Strauchtundra vorhanden, und das im Rhônetal von Büdel angenommene Waldsteppengebiet war wohl ein Mischungsbereich von Tundren- und Steppenpflanzen. Eine ganz ähnliche Vegetation muß wohl auch im Grenzbereich der Steppen und Tundren des pannonischen Beckens angenommen werden.

Nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. Büdel drang in der Gegend von Florenz an Stelle des Mischwaldes mit wärmeliebenden Arten der boreale Nadelwald bis fast an das Mittelmeer vor. Kleinere Veränderungen der Büdelschen Karte mußten auch in Spanien und auf dem Balkan vorgenommen werden.

Gegenüber der Büdelschen Karte ergaben sich aber in Ost-Europa auf Grund der neuen russischen Forschung wesentlich andere Verhältnisse. Bis zu einer Linie, die ungefähr der Eisrandlage des Moskauglazials folgte, stieß von Norden her das Gebiet sehr intensiver Solifluktion vor. In diesem Bereich wälzte sich Fließerde über interglaziale Moore, und Erhebungen wurden durch solifluidale Vorgänge stark abgeflacht und eingeebnet (Sokolow 1946). Diese Zone, die heute im Ural an Hand der fossilen Goletzterrassen [2]) zu verfolgen ist (Botsch & Krassnow 1951), trat auch noch in der westsibirischen Tiefebene auf, wo die deluvialen [3]) Lehme (Sukatschew 1933) bei Demjansk und Tobolsk Zeugen dieser Vorgänge sind. Diese durch die Solifluktion landschaftlich weitgehend bestimmte Zone war aber keineswegs vegetationslos. Zwar fehlte der Baumwuchs, und nur seltene Exemplare von Betula nana und Salix polaris waren dort zu finden. Aber eine arktische Kräuterflora bedeckte das Gelände und nahm nach Süden, entsprechend der schwächer werdenden Solifluktion an Geschlossenheit zu (Solonewitch & Kortschagin 1934; Gritschuck 1946; Blagowechtschenskij 1946). Etwa 200 bis 300 km vom Eisrand entfernt, ging diese Landschaft der arktisch-alpinen

[2]) Als Goletzterrassen (Gebirgsterrassen usw.) bezeichnet man eine eigenartige kleinräumige Stufung der Berghänge. Es handelt sich um nach außen ganz sanft geneigte, im Höchstfall einige Zehner von Metern tiefe und wenige Hundert Meter breite, fast horizontale Verebnungen in der Hanglinie. Diese „Terrassen" lassen sich nicht zu zusammenhängenden Systemen zusammenfassen. Die Verebnungen sind nur von einer niederen Vegetation bedeckt, und überall herrscht starke Solifluktion. Die Goletzterrassen sind Formen der morphologisch wirksamen Solifluktion.

[3]) In russischen bodenkundlichen Arbeiten treten vielfach uns weitgehend fremde Fachausdrücke auf. Zu ihnen gehören die Bezeichnungen: deluvial und proluvial. Die Termini: alluvial, eluvial und illuvial werden auch bei uns gebraucht.

Von deluvialen Sedimenten spricht man dann, wenn man nachweisen kann, daß diese Schichten, stark durchfeuchtet, langsam und stetig vom Höheren zum Tieferen geglitten sind. Ihre Schichtfolge ist naürlich vollkommen gestört, aber sie grenzen mit einer scharfen Fläche gegen die nicht bewegten Sedimente. Deluviale Sedimente sind in der Mehrzahl der Fälle unseren Solifluktionslehmen gleichzusetzen, jedoch muß vorher immer geprüft werden, ob diese Parallelisierung tatsächlich anwendbar ist.

Proluviale Sedimente sind die feinen Ablagerungen periodisch oder episodisch abkommender Flüsse in Trockengebieten. Sie weisen immer eine gewisse Schichtung auf und sind nicht so homogen, wie die deluvialen Sedimente.

Kräuterfluren und der starken Solifluktion in eine Strauchtundra über, in der Ericaceen, Zwergbirken und Zwergweiden recht reichlich vertreten waren. Aber noch immer war die Solifluktion sehr stark. Jedoch schon in der Gegend von Pljoss begann die hochstämmige Birke die Herrschaft zu erringen und deutete so auf Verhältnisse hin, die bei Lichwin besonders deutlich werden. Denn es zeigt sich, daß in diesem Gebiet der Strauchtundra neben vereinzelten Kiefern und Erlen jetzt auch südliche Steppenelemente vorhanden sind, unter denen Chenopodien (bis 5%) und Artemisia (bis 25%) besonders auffällig und bezeichnend sind.

Zwischen die arktisch-alpine Kräuterflur im Norden und die —allerdings kühle — Steppe im Süden war demnach ein schmaler Streifen eines eigenartigen Vegetationsgemisches eingeschoben: Tundra und Waldsteppe verzahnten sich und verdrängten die Taiga ganz (Gritschuk 1946; Blagoweschtschenskij 1946).

Es kam also während der letzten Eiszeit in Ost-Europa weder zur Ausbildung einer Waldtundra, wie es Gerassimow & Markow (1939) annahmen, noch zu einer Waldsteppe (Büdel 1949), sondern zu einem Gemisch beider Formen. Außerdem reichte diese eigenartige Mischzone viel weiter nach Süden, als es Büdel angenommen hatte, und auch ihre Nordgrenze lag südlicher als die von Büdel auf Grund der 10,5° Juli-Isotherme rekonstruierte Nordgrenze der Waldsteppe.

Es wurde eben schon gesagt, daß selbst in der Waldtundra-Waldsteppe die Solifluktion sehr beträchtlich war (Blagoweschtschenskij 1946). Tatsächlich war noch bei Michailow in der Nähe von Rjasan das Klima der Bildung großer Eiskeile günstig (Moskwitin 1940). Das Auftreten dieser Eiskeile und das wiederholte Vorkommen mineralischer Erde in Mooren beweisen, daß die Südgrenze der ewigen Gefrornis während der letzten Eiszeit sehr weit im Süden gelegen hat, wie es Tumel (1946) nachweisen konnte. Nach Tumel verlief die Südgrenze des Gebietes mit Gefrornisinseln von Orenburg über Chwalynsk, Stalingrad, Dnjepropetrowsk nach Tschernowitz.

So ist es nicht verwunderlich, daß die Funde auf eine kühle Steppe hinweisen. Diesen thermischen Charakter beweist einerseits die kälteliebende Fauna. Denn bis zur Krim kamen das Mammut, der Braune Bär, der Polarfuchs, der nördliche Fuchs, das Rentier und der Schneehase vor (Gerassimow & Markow 1939). Andererseits geben die Reliktvorkommen von Kiefer, Fichte und Lärche auf dem Donezplateau davon Kunde. Und auch Serkow (1938) konnte pollenanalytisch ähnliche Kiefern- und Fichtenhaine in der Ukraine nachweisen. An feuchten Stellen war die Grauerle stark vertreten. Ob es aber zur Ausbildung richtiger Auenwälder gekommen ist, muß noch fraglich bleiben. Wahrscheinlich handelte es sich nur um lose miteinander verbundene Haine, die nach Norden hin immer seltener wurden.

Aus den Bestimmungen der Holzkohlen, die in den Höhlen Ssjuren I und II am Nordabhang des Jailagebirges gefunden wurden, geht hervor, daß auf der nördlichen Krim während der letzten Eiszeit folgende Pflanzen wuchsen: *Populus tremula, Sorbus aucuparia, Rhamnus cathartica, Betula* sp., *Juniperus* sp., *Salix* sp. D. h. es handelte sich um eine Vegetation, die heute 900—1000 m höher zu finden ist (Hammermann 1934).

Faßt man das oben Gesagte zusammen, so ergibt sich folgendes: In einem schmalen Streifen zog sich die nahezu vegetationslose Frostschutt-Tundra am Eisrand entlang und bog an der heutigen Nordküste des Kontinents zum Ural hin um. Weiter im Süden ging die Frostschutt-Tundra in eine kräuterreiche

Frostschutt-Tundra über, in die einzelne Zwergbirken und Zwergweiden eingesprengt waren.

Die Intensität der solifluidalen Kräfte ließ allmählich nach, und auch das Klima selbst wurde dem Baumwuchs günstiger. Daher traten in der Gegend von Lichwin, Moskau und Pljoss Bäume zahlreicher als bisher auf. Unter ihnen errang die hochstämmige Birke die Herrschaft und, mit Chenopodien und Artemisia vereint, trug sie ein Waldsteppenelement in die Waldtundra hinein. So ist dieser Grenzbereich durch eine eigenartige Mischvegetation gekennzeichnet. Noch immer war die Solifluktion sehr stark. Zwar wurde das Klima nach Süden hin nur langsam milder, sodaß noch bis in die Gegend von Dnjepropetrowsk Gefrornisinseln vorkamen. Aber die Trockenheit nahm empfindlich zu. Daher konnte sich Baumwuchs nur noch in Gestalt weniger Kiefern- und Fichtenhaine an edaphisch günstigen Stellen in der sonst überall herrschenden Steppe halten. Die von Laubbaumhainen eingefaßten Flußniederungen wurden gerne von borealen Waldtieren bei ihrer Wanderung nach Süden benutzt, wo sie in den kühlen Birken-Weiden-Hainen der nördlichen Krim von den Paläolithikern des Aurignacien und des Azilien gejagt wurden. Die ersten nennenswerten echten Wälder stockten wahrscheinlich auf dem Südabhang des Jaila-Gebirges.

Auf dem Ural stieß die Frostschutt-Tundra weit nach Süden vor. Am Konschakowskij Kamjenj liegt beispielsweise die Untergrenze der fossilen Goletzterrassen in 500—600 m Höhe, und selbst am Jaman tau, also unter 54° n. Br., verläuft diese Grenze in etwa 600—700 m Höhe. D. h., bis in 600—700 m Höhe hinab war am Jaman tau während der letzten Eiszeit kein Baumwuchs möglich, und nur eine arktisch-alpine Kräutervegetation bedeckte die Berghänge. Von dieser Flora wurden vor kurzem noch Relikte auf dem Iremel und auf dem Jaman tau gefunden. Es handelt sich um *Dryas octopetala, Androsace Lehmanniana, Crepis chrysantha, Carex hyperborea, Cerastium alpinum* und *Pedicularis compacta* (Botsch & Krassnow 1951; Kotow 1947).

Zwar zeigen diese Beobachtungen, daß die Tundra weit nach Süden vorstieß. Andererseits liegen aber auch Funde vor, die Waldvegetation beweisen. Es sind das ein Moorhirsch an der Emba und ein Biber am Irgis (Gerassimow & Markow 1939), d. h. also, daß der Wald stark nach Süden in heutige Steppengebiete gedrängt war, und daß er dort nur eine sehr geringe Fläche eingenommen haben kann. Es ist aber wichtig, daß diese Wälder an der Emba und am Irgis die westlichsten Ausläufer der letzteiszeitlichen Taiga sind. Bis zum Ural (von Westen her) war die einzige Formation, in der in nennenswerter Menge Bäume wuchsen (Kiefer, Fichte, (Tanne), Birke, Erle, Weide) die Waldsteppe-Waldtundra. Erst vom Ural ab nach Osten trat dann eine lückenhafte (s. u.) Taiga auf, die im Norden von einem schmalen Streifen der so eigenartigen Waldtundra-Waldsteppe begleitet wurde.

Wie war nun die westsibirische Taiga beschaffen?

Tundrenrelikte sind noch heute an den Berghängen des kasakischen Berglandes, die zur Turgaipforte hinabführen, und im kasakischen Bergland selbst zu finden (Gerassimow & Markow 1939). Sie beweisen, welch geringer Erhebungen es bedurfte, daß die Tundra auch hier im Süden Fuß fassen konnte. Andererseits fand Bykow (1933 a und b) Mammuts am Ters akkan und am Ischim in der Kasachischen ASSR. Leider ist das Mammut ja nicht zur Rekonstruktion der Vegetationszonen zu verwenden, da es in verschiedenen pflanzengeographischen Bereichen seine Nahrung suchte. Daher hat der Fund eines *Bison priscus* am Ischim eine hohe Bedeutung; denn dieses Tier gilt als Vertreter südlicher,

vorwiegend offener Gebiete (Tugarinow, referiert bei Thiel 1951). D h. also, daß in der Taiga auch Steppengebiete vorkamen. Und schließlich fand man am Dschilandschik in der Kirgisen-Steppe Holzreste der Eiche und Zapfen von Fichte und Lärche, und bei Nowosibirsk entdeckte man Torf, Holz- und Borkereste von Kiefer, Arve und Birke; auch Schilfrohr, Riedgras und echte Gräser sind dort zahlreich vertreten (Gerassimow & Markow 1939).

Von einer geschlossenen Taiga, wie wir sie heute kennen, konnte damals also garnicht die Rede sein. Vielmehr handelte es sich um mehr oder weniger dichte Nadelwaldgebiete, die von Steppen- und Tundrenbereichen durchsetzt waren. Diese eigenartige Hainvegetation war sehr licht und ging nach Norden in die Waldtundra-Waldsteppe über. Südlich des kirgisischen Faltenlandes nahm der Anteil wärmeliebender Laubbäume zu, sodaß es an Stelle der Nadelwaldhaine zu Mischwäldern kam. Die Tundrenbereiche verschwanden allmählich, und aus dem Mischwald wurde weiter im Süden die Waldsteppe.

Recht interessante Einzelheiten über diese Taiga-Hain-Vegetation wurden aus der Gegend von Krassnojarsk bekannt. Hier liegen ja die klassischen paläolithischen Fundstätten von Afontowa Gora II, Wojennyj Gorodok und Kokorowskaja (Gromow 1932; Tugarinow 1932; Hammermann 1932, 1934).

In der Terrasse, in der die betreffenden Funde gemacht wurden, kam es damals zur Bildung von Eiskeilen oder Würgeböden, wie aus einer Zeichnung von Gromow (1932) hervorgeht. Das bedeutet, daß das Klima während der letzten Eiszeit auch bei Krassnojarsk noch äußerst rauh war. So ist es durchaus nicht erstaunlich, daß dort eine Avifauna gefunden wurde, die heute auf dem Changai in dem Überschneidungsbereich von alpinen Matten und Hochsteppen lebt. Das weist auf eine letzteiszeitliche Jahrestemperatur von —6° C bei Krassnojarsk hin. Ganz dasselbe ergab auch eine Auszählung der fossilen Säugetiere. Von ihnen waren 25% für nördliche, offene Landschaften charakteristisch, 8,6% für südliche, offene Gebiete und 4,4% für südliche Waldgebiete. Kein einziger Vertreter der nördlichen Wälder ist gefunden worden (nördlich und südlich bezieht sich auf die heutigen Verhältnisse, und zwar nördlich oder südlich von 60° n. Br.). Zu diesen sehr bemerkenswerten Funden kommen noch die fossilen Pflanzen: Birke, Lärche, Weide. Sehr wahrscheinlich wuchsen diese Bäume nur in der Nähe der Flüsse.

In der Gegend von Krassnojarsk waren also die physisch-geographischen Verhältnisse während der letzten Eiszeit folgendermaßen beschaffen: Infolge eines trocken-kalten Klimas gab es dort keinen geschlossenen borealen Nadelwald mehr. Die Tundra vereinigte sich mit der Steppe und löste die Taiga in ein Mosaik einzelner Waldgebiete auf, zwischen denen sich eine eigentümliche Tundrensteppe ausdehnte. Tiere vorwiegend nördlicher offener und daneben auch südlicher offener Gebiete bevölkerten die Landschaft und wurden von den Paläolithikern von Afontowa Gora gejagt. Die Winter müssen sehr kalt gewesen sein, und die Frostwirkungen im Boden waren beträchtlich. Diese durch Funde belegten Landschaftsverhältnisse können, wie aus den wenigen, oben zitierten Funden hervorgeht, als charakteristisch für das westsibirische Taiga-Hain-Gebiet angesehen werden.

Es ist schwierig, über die Vegetation des nördlich der westsibirischen Waldtundra-Waldsteppen-Zone gelegenen Gebietes Aussagen zu machen. Vegetationsfunde liegen nicht vor. Aber in der Chakass-Steppe West-Sibiriens kommen noch heute Pflanzen als Relikte einer ehemals bedeutend größeren Tundraverbreitung vor. Kess (1935) erwähnt außerdem Seen, die die Endstadien fossiler

Thermokarsterscheinungen sind. Sie liegen östlich von Omsk. Beachtet man ferner, daß noch bei Krassnojarsk Würgeböden vorkamen, dann nimmt es nicht Wunder, daß die Lösse von Tobolsk, Demjansk und Omsk im Hangenden von deluvialen Lehmen scharf begrenzt werden, und daß westlich Surgut im Gebiet von Konda und Jewre Dünen entstanden (Sukatschew 1933; Edelstein 1936).

In dem ganzen Gebiet nördlich des westsibirischen Waldtundra-Waldsteppegürtels muß also die Solifluktion sehr stark gewesen sein. In den südlichen Bereichen der westsibirischen Tiefebene wird daher damals eine ähnliche Vegetation geherrscht haben, wie zur selben Zeit auch im Nordteil Osteuropas, d. h. eine arktisch-alpine Kräutertundra mit einzelnen Zwergbirken und Zwergweiden. Aber sicher schon an der Konda lockerte sich diese Tundra immer mehr auf und machte der echten Frostschutt-Tundra allmählich Platz.

Zusammenfassend kann also folgendes festgestellt werden: Die echte Frostschutt-Tundra reichte, sich immer mehr auflockernd, nach Süden bis etwa zur Konda. Dann errang eine kräuterreiche Tundra die Herrschaft. Hier kam es noch zu starker Solifluktion, aber es entstanden doch keine Dünen mehr.

Südlich Omsk setzte langsam der Baumwuchs ein, und ähnlich wie in Osteuropa durchdrangen sich Waldtundra und Waldsteppe. Allmählich wurden die Haine dichter, und Holzarten des borealen Nadelwaldes traten in ihnen auf. Es ist das das Gebiet der Taiga-Haine und der kalten Steppen, in denen sich vorwiegend kälteliebende Tiere offener Landstriche aufhielten. Zum großen Teil stockte auch diese Mischvegetation auf der ewigen Gefrornis, deren Südgrenze vom Tarbagatai zum Ost-West gerichteten Lauf des Ischim und von dort nach Orenburg verlief (Tumel 1946). Südlich des kirgisischen Faltenlandes fielen die nördlichen Pflanzenarten immer mehr aus, und Eichen und andere wärmeliebende Holzarten traten in den Wäldern auf, deren Südgrenze gegenüber der Waldsteppe heute noch unklar ist.

Aus dem mittelsibirischen Raum sind bisher nur sehr wenige Funde bekannt geworden, die etwas über die letzteiszeitlichen Vegetationsverhältnisse aussagen können.

Aus der weiten Verbreitung zahlreicher Pflanzen- und Tierarten schließen Dumitraschkow & Kamanin (1946), daß sich die Vegetationsverhältnisse Mittelsibiriens während der Eiszeiten gegenüber den heutigen nicht wesentlich geändert haben können. Vielfach sind ja aus der Verbreitung von Pflanzen- und Tierarten abgeleitete Beweise nicht direkt zwingend. Daher ist es ganz besonders wichtig, daß die beiden Forscher mit Hilfe der Pollenanalyse feststellten, daß im Baikalgebiet und im Lenabergland während des ganzen Quartärs dieselben Nadelwälder wie heute stockten.

Ein weiterer Hinweis auf die ehemaligen Wälder ist auch die Verbreitung der Alasse, d. h. der Grassteppengebiete in der Nähe von Seen innerhalb der Taiga. Das Hauptgebiet der Alasse ist die Umgebung der mittleren Lena, des unteren Wiljuij und des unteren Aldan. Hier bedecken lößähnliche Lehme, in denen in 2 Meter Tiefe die ewige Gefrornis auftritt, Wasserscheiden und Flußterrassen. Von den Lößlehmgebieten sagte schon Grigorjew (referiert bei Gerassimow & Markow 1939): „So breiteten sich in dieser Senke südlich der Eisrandlage der Gletscher des Werchojansker Gebirges weite, unbewegliche Firnfelder aus. Diese wurden sowohl durch das im Sommer anfallende Schmelzwasser, als auch durch die Winde mit Staub und Schlamm zugeschüttet. Das fand aber nicht nur hier im Norden statt, sondern im verstärkten Maße sicher auch im Süden, wo ja damals Polarwüsten oder Halbwüsten mit einer starken Verwitterung ge-

legen waren." Die eigenartige lokale Verbreitung dieser Alasse legt den Gedanken nahe, daß um dieses kalt-trockene Gebiet herum eine dichtere Vegetation stockte. Sehr wahrscheinlich war es der Wald, der eine Lößbildung auf einer größeren Fläche unmöglich machte.

Für diese Annahme spricht die außerordentlich große Ähnlichkeit im Verlauf der letzteiszeitlichen Isochionen [4]) mit dem der heutigen. Denn diese Tatsache besagt, daß das fossile meteorologische Regime dem heutigen stark glich. In Mittelsibirien war es also wohl kälter als heute, aber die Kontinentalität war genau so stark, wenn nicht sogar stärker als heute. Daher stieß in der letzten Eiszeit der Wald in Mittelsibirien sehr wahrscheinlich unverhältnismäßig mehr nach Norden vor, als weiter im Westen in den maritimeren Bereichen. Die gleichen Verhältnisse finden sich in der heutigen Vegetation. Denn die einander entsprechenden Vegetationszonen liegen im allgemeinen in Mittelsibirien um 2—5° nördlicher als in West-Sibirien.

Daß in der Nähe der Alasse tatsächlich während der letzten Eiszeit Wald stockte, nehmen auch Gerassimow & Markow (1939) an: „Das ist der Landschaftstyp, in dem einst und jetzt die Verlössung in Jakutien stattfand. Die alles beherrschende Taiga auf den krümeligen Karbonatböden; die Grassteppeninseln (Alasse); die teils bewaldeten, alten Flußterrassen; die Wiesen und die Weidengehölze in den Flußauen: Das sind die Elemente des Landschaftstyps, der doch so sehr von den waldlosen Steppen und Wüsten des Südens verschieden ist."

Aber das Bild der letzteiszeitlichen mittelsibirischen Taiga wäre unvollständig, wenn man nicht noch die Funde bei Markowo an der Lena, etwa unter 57° n. Br., berücksichtigte (Dumitraschko & Kamanin 1946). Hier kommen in allen Terrassen, bis hinauf zur fünften, folgende Pollenspektra vor: Nichtbaumpollen 72—100%. Von diesen sind 98—100% Kräuter, bis 49% Artemisia und nur ganz vereinzelt Gramineen. Daneben kommen aber auch die Pollen der typischen Taiga in beweisender Menge vor. Die 5. Lenaterrasse wird teils als in die vorletzte Eiszeit gehörend angesehen, teils als jünger erachtet. Daraus ersieht man, wie unsicher die Datierung der Sedimente in den dortigen Gebieten noch ist. Aber aus der Tatsache, daß diese Pollenspektren in allen Terrassen gefunden werden, geht doch hervor, daß es sich um eine Gesetzmäßigkeit in der Vegetationsverteilung handelt, die mindestens schon seit der letzten Eiszeit bestanden haben muß.

Neben den zahlreich vertretenen Nichtbaumpollen fällt auch die große Menge an Sporen auf (28—56%). So kommen Dumitraschko & Kamanin zu dem Schluß, daß letzteiszeitlich die Taiga am Mittel- und Oberlauf der Lena an edaphisch und kleinklimatologisch günstigen Stellen von einer Kräuter- und Wermutsteppe durchsetzt war, in der auch häufig Moore auftraten. „Daher ist es durchaus möglich, daß während der Eiszeit eine Sumpfsteppe vorhanden war."

Nach all dem Gesagten muß man sich also die Taiga der letzten Eiszeit in Mittelsibirien ganz ähnlich der heutigen vorstellen: Weite Nadelwälder aus Lärche, Fichte, Arve und im Süden auch Kiefer waren zweifellos das beherrschende Element; aber in diese dunklen Wälder waren häufig an edaphisch und kleinklimatologisch günstigen Stellen Steppen- und Sumpfgebiete eingeschaltet,

[4]) Leider werden unter dem Terminus „Isochione" verschiedene Begriffe verstanden, nämlich die Linie, die die Punkte gleicher Schneegrenzhöhe miteinander verbindet und die Linie gleicher Zahl von Tagen mit Schneefall. Im folgenden gebrauchen wir mit Büdel und Brusch die Bezeichnung „Isochione" für die Linie gleicher Schneegrenzhöhe.

die sich besonders an der mittleren Lena zu weiten, offenen Steppen oder Waldsteppen zusammenschlossen.

Die Nordgrenze der mittelsibirischen Taiga zu bestimmen, ist recht schwer; denn es liegen keine pollenanalytische Beweise oder sonstige Fossilfunde vor. Leider fällt auch die Flora des „Mammutkomplexes" aus, da erstens das Mammut in verschiedenen Vegetationszonen lebte, und da fast alle Mammutkadaver unter stratigraphisch unklaren Verhältnissen gefunden wurden. So ist man bei der Rekonstruktion der Nordgrenze der Taiga während der letzten Eiszeit nur auf indirekte Schlüsse angewiesen.

Zwei Anhaltspunkte sind vorhanden: Das ist erstens die Vergletscherung des Norilsker Plateaus. Es ist kaum denkbar, daß der Wald von Süden her bis nahe an den Eisrand heranreichte, oder daß gar das Norilsker Plateau von Wald eingeschlossen war. Der andere Anhaltspunkt ist die erst vor kurzem entdeckte Vergletscherung im Quellgebiet des Wiljuij um den See Sjurjundä (Dumitraschko & Kamanin 1946). Dieses Hochland ist ja nur ein Teil des ungefähr Ost-West streichenden, gesamten Wiljuij-Gebirges von ungefähr gleicher Höhe. Daher ist es unwahrscheinlich, daß die Taiga über den Wiljuij noch sehr weit nach Norden vorstieß. Vermutlich verlief also die Nordgrenze der sich nach Norden in eine Waldtundra auflösenden Taiga noch südlich des oben genannten Gebirgszuges und vereinigte sich, ungefähr am Oberlauf der Unteren Tunguska nach SW umbiegend, noch südlich des Pijaja-Gebirges mit dem Taiga-Steppengebiet von Krassnojarsk, das ja nur eine extrem aufgelockerte Variante der mittelsibirischen Taiga darstellte.

Bisher wurden die letzteiszeitlichen Vegetationsverhältnisse NO-Sibiriens mit Hilfe der Flora des „Mammutkomplexes" rekonstruiert. Auf Grund dieser Beobachtungen glaubten viele russische Forscher schließen zu müssen, daß selbst während der letzten Eiszeit Nadel- und Laubwald bis fast an die Gletscher der verschiedenen Gebirge herangereicht habe (Letztes Sammelreferat bei Lendl 1948). Es wurde aber schon oben gesagt, daß der „Mammutkomplex" pflanzengeographisch nicht beweisend ist. Auch rein theoretisch ist eine Waldvegetation während der letzten Eiszeit in NO-Sibirien nicht anzunehmen.

Die Richtigkeit der Vermutung erweist die Arbeit von Neustadt & Tjulina (1936). Eigenartigerweise scheint diese Arbeit vollkommen in Vergessenheit geraten zu sein. Das Untersuchungsgebiet der beiden Forscher war das Anadyrbecken. Am Mittellauf des Main, eines rechten Nebenflusses des Anadyr, brachten sie eine Bohrung nieder, die zwei eiszeitliche und eine zwischeneiszeitliche Schichtfolge durchsank. Der letzteiszeitliche Horizont ist durch eine Tundrenvegetation gekennzeichnet, in der sehr wenige Holzgewächse vorhanden waren. Unter ihnen herrschten die Birke und die Weide vollkommen (*Betula* sp. bis 95%, *Salix* sp. bis 8%). Die Vegetation muß also der von Totjma im europäischen Teil der UdSSR (Solonewitsch & Kortschagin 1934) sehr ähnlich gewesen sein Subkow (1931) berichtet von spät- oder postglazialen Sedimenten desselben Gebietes. Aus seiner Fundbeschreibung geht hervor, daß hier große Massen feinen Schlammes abgelagert wurden, die den von Taber (1943) beschriebenen sehr ähnlich zu sein scheinen. Wahrscheinlich besteht dieser Schlamm des Anadyrgebietes aus den bei der intensiven Solifluktion anfallenden feinsten Bodenpartikeln. Nach Subkow und Neustadt-Tjuliana war aber im Spät- oder Postglazial die pflanzliche Bodenbedeckung dort recht dicht, sodaß es fraglich ist, ob die während dieser Zeit stattfindende Solifluktion so große Schlamm-Massen liefern konnte. Es ist wahrscheinlicher, daß es sich um letzteiszeitliches Solifluktionsmaterial handelt, das durch die im Spätglazial einsetzende Degradation der Gefrornis mobil ge-

macht, im Spät- und Postglazial in die Täler befördert wurde und die vorhandenen Talmulden stark auffüllte.

Sollte sich diese Annahme bewahrheiten, dann wäre die Parallele mit den nordosteuropäischen Verhältnissen auch in den nordostasiatischen Tiefländern vollständig: Eine lockere arktische Tundra, in der nur sehr wenige Weiden und Birken stockten, bedeckte das Gelände, in dem die Solifluktion fast der einzige, die Erdoberfläche gestaltende Faktor war.

Südlich des Aldan griff die Taiga wahrscheinlich über die Lena hinüber und bedeckte das ganze Gebiet bis zu den Waldsteppen und Steppen der Mandschurei. Jedoch sind uns zum Beweis dieser Annahme bisher keine Funde bekannt.

Betrachtet man noch einmal das oben dargelegte, dann kommt man zu folgenden Ergebnissen:

1.) In Osteuropa verdrängte eine eigenartige Mischvegetation aus Waldtundra und Waldsteppe die Taiga vollständig.

2.) Die Ähnlichkeit im Verlauf der letzteiszeitlichen und der rezenten Isochionen legt es nahe, daß während der norddeutschen Weichseleiszeit fast dasselbe meteorologische Regime wie heute herrschte. Diese Tatsache besagt aber, daß der Baumwuchs in Osteuropa erstens durch das maritim-arktische Klima im Norden und zweitens durch das aride Klima im Süden unmöglich gemacht wurde, und nur in dem schmalen Streifen zwischen den beiden Klimaten kam es zur Ausbildung einer baumreichen Vegetation.

3.) Die Zunahme der Kontinentalität ermöglichte einen, allerdings lockeren, Waldwuchs in demselben klimatischen Übergangsgebiet in Westsibiren.

4.) Erst in Mittelsibirien stockte unter einem äußerst kontinentalen Klima die echte Taiga, die von Mooren und Steppengebieten durchsetzt war.

5.) Im gebirgigen NO-Sibirien bedeckte eine arktisch-alpine, lockere Tundra das Gelände, eine Folge des äußerst rauhen, kalten Klimas.

Es ist schwer, schon heute etwas über die Steppen und Wüsten Mittel- und Zentralasiens während der letzten Eiszeit aussagen zu wollen. So kann nur auf einzelne Funde hingewiesen werden und auf die Konsequenzen, die in vegetationskundlicher Hinsicht aus ihnen gezogen werden müssen.

Aus den Berichten von Schultz (1928), v. Klebelsberg (1922) und Machatschek (1912) geht eindeutig hervor, daß in den das Tiefland von Turan umgebenden mittelasiatischen Gebirgen während der letzten Eiszeit sehr mächtige und weit ausgedehnte Fanglomerate entstanden. Das heißt aber, daß selbst an dem Austritt der zahlreichen periodischen oder episodischen Flüsse aus den Gebirgen in die Ebene kaum eine dichte, geschlossene Vegetation hat gedeihen können. Wahrscheinlich hatten wir es dort mit einer Steppe zu tun. Auffallend ist aber doch, daß die auf diesen Schuttkegeln liegenden Löße meist ein spätglaziales Alter haben. Das bedeutet, daß die Vegetation so dicht war, daß es zu keiner nennenswerten Lößbildung gekommen sein kann. Anders war es in einzelnen, besonders trockenen Becken innerhalb der Gebirge. Hier kam es, wie es Machatschek (1912) für das Tschatkaltal im Tienschan sehr wahrscheinlich machen konnte, während des Höchststandes der letzten Eiszeit vielfach zur Lößbildung. In diesen Becken muß die Vegetation also etwas lockerer gewesen sein.

Leider liegen keine Funde vor, die das Vorhandensein von Wäldern zwischen der Steppe am Fuß der Gebirge und der Hochgebirgstundra bewiesen. Jedoch ist es kaum anzunehmen, daß diese Wälder in der letzten Eiszeit verschwunden sein sollten. An den in die Steppe vorstoßenden Flüssen stockte ein Laubmischwald,

der auch sehr wahrscheinlich die ziemlich vergrößerten Binnenseen umgab: Aral-See und Balchasch-See. Fedorowitsch (1946) konnte nachweisen, daß ähnliche Wälder auch den Kaspi-See umsäumten. Allerdings werden die Saumwälder nicht besonders dicht gewesen sein. Denn Fedorowitsch fand in diesem Streifen Knochen von Wildschwein, Hase und Kamel. Sehr wahrscheinlich durchdrangen sich auch hier Wald und Steppe. Das wird wohl ganz besonders für die Gebiete gegolten haben, in denen der Kaspi-See keinen Zufluß hatte, also etwa in der Umgebung des Kara-bugas.

Zwar liegen bis jetzt noch keine Funde vor, die Aussagen über die letzteiszeitliche Vegetationsdecke Tibets zulassen. Es ist aber doch nach allgemein klimatologischen Überlegungen sehr wahrscheinlich, daß sich damals dort die Frostschutt-Tundra ausdehnte.

Zwischen dieser Frostschutt-Tundra und der Wüste Takla-makan vermittelte, wie auch heute, die Steppe. Ihre Untergrenze reichte aber tiefer hinab (Huntington 1907). Huntington stellte fest, daß das Gebiet rezenter Lößbildung im Kun-lun weiter oben in den Bergen liege, als der Bereich fossiler Löße, die heute, frei von jeder Vegetation, durch die typische Badlanderosion abgetragen werden. Da zur Lößbildung aber immer eine gewisse Vegetationsbedeckung nötig ist, mußte damals die Steppe weiter hinab gereicht haben als heute. Es ist das eben das Ergebnis stärkerer Bodenfeuchte und herabgesetzter Verdunstung, die natürlich auch die Höhe des Seespiegelstandes des Lob-nor beeinflußten. Ob aber der Lob-nor tatsächlich so groß gewesen ist, wie das Norin (1932) annahm, ist doch sehr fraglich. Vermutlich sind in Norin's Darstellung mehrere verschieden alte Seebecken zu einem einzigen zusammengefaßt. Das gleiche gilt wohl auch für den großen See in NW-Tibet, dessen Existenz während der letzten Eiszeit von Trinkler (1922) behauptet wurde. De Terra querte mehrmals dieselbe Gegend und berichtete nie von Strandterrassen, die auf einen so großen See hätten schließen lassen können. So wird wohl Trinkler mehrere Seen miteinander vereinigt haben. Das ist um so leichter möglich, als die meisten tibetischen Seen viele Terrassen haben; jedoch konnte bis heute noch keine Altersdatierung und Synchronisierung der einzelnen Seeterrassen durchgeführt werden.

Vom S-Rande des Tien-Schan fehlen vollkommen Funde fossiler Vegetation oder fossiler Faunen. Jedoch scheint die weite Verbreitung von fast ausschließlich Schwemmlössen (Machatschek 1914) am Fuß dieses Gebirges darauf hinzudeuten, daß reichlich Schmelzwässer von den Gletschern zum Tarimbecken flossen. Wahrscheinlich konnte unter diesen Umständen dort auch eine reichere Steppenvegetation als heute gedeihen.

In der zentralen Senke von Tannu-Tuwa, nämlich im Tolatal unterhalb Urga, beobachtete Granö (referiert bei Obrutschew 1930/31) Grusschotter, die aus der vorletzten Eiszeit stammen sollen. Über diesen Schottern liegt Löß, der zwei Bodenprofile enthält. Zwar fehlt jede nähere zeitliche Datierung. Aber es ist doch zu vermuten, daß ein Bodenhorizont aus der letzten Eiszeit stammt. Eine einigermaßen dichte Gras-, vielleicht auch Buschvegetation wäre dann dort sehr wahrscheinlich.

v. Wissmann widmete, wie eingangs erwähnt wurde, den letzteiszeitlichen Vegetationszonen Chinas eine eigene Arbeit. Daher können wir uns hier auf eine Zusammenfassung beschränken. Durch die Forschungen von Barbour (1933) wurde klar, daß der Malan-Löß N-Chinas zum Teil noch letzteiszeitlich ist. Dieser Löß reicht aber nur bis an den Anfang der letzten Eiszeit zurück; denn es befindet sich in dem Malanlöß kein fossiler Bodenhorizont, der ein höheres Alter der unteren Schichten beweisen könnte. Gleichalt mit den unteren Schichten des

Malanlösses sind der Hsia-schu-Lehm und der Nanking-Lehm, die man nach v. Wissmann's (1938) Forschungen als sicher letzteiszeitlich ansprechen kann.

Die Lößsteppe dieser Zeit stand, mindestens im Norden, unter dem Einfluß eines kalten, trockenen Klimas. Das beweisen die in N-China gefundenen Fossilien: Mammut und Wollhaariges Nashorn (v. Klebelsberg 1949). An der S-Grenze des Lößsteppengebietes wuchsen aber wärmeliebende Bäume. wie z. B. *Celtis*, die sich wohl zu Waldsteppen zusammenschlossen und in die Mischwälder des Südchinesischen Berglandes überleiteten.

Fassen wir nochmals das oben gesagte zusammen: Ein Vergleich des Verlaufes der rezenten und der letzteiszeitlichen Isochionen ergibt, daß das meteorologische Regime während der letzten Eiszeit dem heutigen sehr ähnlich war. Die Depression der Schneegrenze läßt sich zwanglos durch eine Herabsetzung der allgemeinen Jahrestemperatur erklären, bei der die Verminderung der Sommertemperatur besonders wichtig, ja ausschlaggebend war. Keinesfalls ist für die Verschiebung der Isochionen eine Verstärkung der Niederschläge verantwortlich zu machen. Das beweisen auch die letzteiszeitlichen Vegetationsverhältnisse. Denn in ihnen spiegeln sich ja die heutigen Vegetationszonen wieder, nur daß eben jegliche Vegetation unter einer verminderten Wärmezufuhr zu leiden hatte.

Die Verstärkung der polaren Kaltluft machte sich besonders in dem stark periodischen Klima Ostasiens bemerkbar, wo durch die Südverlagerung der Zyklonenzugstraßen Nordchina weniger Feuchtigkeit zugeführt wurde als heute, sodaß sich das Lößsteppengebiet nach Süden ausdehnen konnte. Diese Tatsache der Vergrößerung der Lößsteppen Chinas weist aber auch darauf hin, daß sich die Abkühlung des Sommers besonders in einer Verlängerung des Winters ausprägte. Denn nur dieses Ereignis konnte das Nordwest-Monsun-System so stärken, daß das der Lößbildung so günstige trocken-kalte Klima eine maximale Dauer erreichte.

Die Eiszeit war also eine Zeit herabgesetzter Jahres-, besonders aber verminderter Sommertemperatur. Das damals arbeitende und bis heute noch funktionierende meteorologische Regime differenzierte die Auswirkung der Abkühlung in den verschiedenen Gebieten Eurasiens und führte vielfach zu recht eigenartigen Vegetationsverhältnissen.

Literaturverzeichnis

Barbour, G. B.: Pleistocene History of the Huangho.-Bull. Geol. Soc. America **44**, S. 1143 ff. 1933.

Blagoweschtschenskij, G. A.: Waldgeschichte des ehemals vereisten Gebietes im europäischen Teil der UdSSR im Zusammenhang mit den Klimaschwankungen des Quartärs. - Arb. geogr. Inst. Akad. Wiss. UdSSR **37**, S. 267-292. Moskau-Leningrad 1946.

Botsch, S. G. & Krassnow, J. J.: Der Prozeß der Goletz-Einebnung und die Bildung der Gebirgsterrassen. - Priroda 1951, Nr. 5, S. 25-35.

Büdel, J.: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. - Naturwiss. 1949, S. 105-112, 133-140.

Bykow, G. E.: Quartäre Sedimente der Kreise Atbasar und Jesilsk der Kasakischen ASSR.-Nachr. staatl. geogr. Ges. UdSSR **65**, S. 241-249. 1933. — Relief und Seebecken des Flusses Ters akkan in Kasachstan. - Ebendort **65**, S. 408 bis 423. 1933.

Choroschich, P. P.: Chamar-daban. - Priroda 1951, Nr. 3, S. 55-58.

Dampserow, D. J. & Elisejew, D. N.: On the Quaternary Deposits of the North Sakhalin, in Connection with the Problem of Quaternary Terraces. - Transact. 2. Internat. Conf. Assoc. Study Quaternary Period in Europe. Fasc. III, Seite 145-153.

Dumitraschko, N. W. & Kamanin, L. G.: Paläogeographie Mittelsibiriens und des Baikalgebietes. - Arb. geograph. Instit. Akad. Wiss. UdSSR **37**, S. 132-151. Moskau-Leningrad 1946.

Edelstein, Ja. S.: Geomorphologischer Abriß der Westsibirischen Tiefebene. - Arb. Inst. phys. Geogr. Akad. Wiss. UdSSR. Heft 20, Moskau-Leningrad 1936.

Fedorowitsch, B. A.: Paläogeographische Probleme der mittelasiatischen Ebenen. - Arb. geogr. Inst. Akad. Wiss. UdSSR **37**, S. 152-173. Moskau-Leningrad 1946.

Gabrieljan, G. K.: Spuren einer ehemaligen Vergletscherung in NW-Armenien. - Priroda 1951, Nr. 4, S. 57-59.

Gerassimow, I. P. & Markow, K. K.: Die Eiszeit auf dem Territorium der UdSSR. - Arb. geogr. Inst. Akad. Wiss. UdSSR **33**, Moskau-Leningrad 1939.

Gorodkow, B. N.: Quartäre Geschichte der Vegetation des arktischen Beringmeergebietes. - Ebendort **37**, S. 328-329. 1946.

Gritschuk, W. P.: Zur Vegetationsgeschichte des europäischen Teiles der UdSSR im Quartär. - Ebendort **37**, S. 249-266. 1946.

Gromow,W. J.: Geologie und Fauna der paläolithischen Fundstätte Afontowa Gora II. Paläolithischer Fundplatz Afontowa Gora II. - Arb. Komm. Erforsch. d. Quartärs. Akad. Wiss. UdSSR, Leningrad 1932, Seite 145-184.

Hammermann, A. G.: Kohlenreste aus paläolithischen Funden bei Afontowa Gora II. Ebendort S. 131-135 (deutsch). 1932. — Ergebnisse der Untersuchung der quartären Flora auf Grund der Holzkohle. - Arbeiten 2. internat. Konf. Ges. Erforsch. Quartärs in Europa. Heft 5, S. 66-74. Leningrad-Moskau-Nowosibirsk 1934.

Huntington, E.: Some Characteristics of the Glacial Period in Nonglaciated Regions. - Bull. Geol. Soc. America **18**, S. 351-388. 1907.

Kess, A. S.: Über die Entstehung der Becken der westsibrischen Tiefebene. - Arb. Inst. phys. Geogr. Akad. Wiss. UdSSR, Heft 15, S. 62-118, Moskau-Leningrad 1935.

Klebelsberg, R. v.: Beiträge zur Geologie West-Turkestans. Innsbruck, 1922. — Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Wien 1949.

Klute, F.: Die Bedeutung der Depression der eiszeitlichen Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. - Z. f. Gletscherkunde **16**, S. 70-93. 1928.

Kotow, M. J.: Die Hochgebirgsflora- und Hochgebirgsvegetation des südlichen Urals. - Sowjetskaja Botanika **15**, S. 145-146. 1947.

Lendl, E.: Neuere gletscherkundliche Forschungen im nordöstlichen Sibirien. - Mitt. geogr. Ges. Wien **90**, S. 112-114. 1948.

Machatschek, F.: Der westliche Tien schan. - Pet. Mitt. Erg.-Heft **178**, 1913.

Moskwitin, A. J.: Eiskeile, keilartige Spalten und ihre stratigraphische Bedeutung. - N. Jb. f. Min. etc. 1940. III, S. 948.

Neustadt, M. J. & Tjulina, L. N.: Zur Geschichte der quartären und postquartären Flora im Gebiet des Flusses Main, eines rechten Nebenflusses des Anadyr. - Arb. Arktis-Inst. **40**, S. 259-280. Leningrad 1936.

Norin, E.: Quaternary Climatic Changes within the Tarim Basin. - Geogr. Review **22**, S. 591-598. 1932.

Obrutschew, W. A.: Die Verbreitung der Eiszeitspuren in Nord- und Zentralasien. - Geol. Rundschau **21/22**, 1930/31.

Obrutschew, S. W. & Salischtschew, K. A.: The Mountain Systems of North-Eastern Asia. - Geogr. Review **25**, 1935.

Popow, Ju. N.: Rezente Gletscher im Indigirka-Einzugsbereich. - Priroda 1947, S. 41-42.

Saks, W. N.: Gab es ehemals Gletscher auf der Wrangel-Insel? - Priroda 1947, H. 12, S. 50-51. — Die quartäre Vereisung Nord-Sibiriens. - Ebendort H. 4, S. 16-25. 1947.

Schultz, A.: Morphologische Beobachtungen in der östlichen Kara kum-Wüste. - Z. f. Geomorphologie 1928.

Serkow, D. K.: Die Moore der Ukrainischen Sowjet-Republik. Floristik und Stratigraphie. - Akad. Wiss. Ukrain. Sowjet-Rep. Kiew 1938.

Sokolow, N. N.: Über den Verlauf der Eisrandlagen im europäischen Teil der UdSSR. - Arb. geogr. Inst. Akad. Wiss. UdSSR **37**, S. 83-109. Moskau-Leningrad 1946.

Solonewitsch, K. J. & Kortschagin, A. A.: Über eine fossile arktische Flora bei der Stadt Totjma. - Sowjetskaja Botanika 1934, S. 149-159.

Subkow, A. J.: Über den Charakter einiger quartärer Sedimente NO-Asiens. - Nachr. Akad. Wiss. UdSSR, math.-nat. Kl., 77. Reihe, Nr. 9. Leningrad 1931.

Sukatschew, W. N.: Erforschung der quartären Sedimente im unteren Irtyschgebiet. - Expeditionen der Allunions-Akademie der Wissenschaften im Jahre 1932. Akad. Wiss. UdSSR. Leningrad 1953, S. 166-178.

Taber, St.: Perennially Frozen Ground in Alaska: Its Origin and History. - Bull. Geol. Soc. America **54**, S. 1433-1548. 1943.
Thiel, E.: Die Eiszeit in Sibirien. - Erdkunde **5**, S. 16-35. 1951.
Trinkler, E.: Tibet, sein geographisches Bild und seine Stellung im asiatischen Kontinent. - Mitt. geogr. Ges. München **15**, 1922.
Tugarinow, A. Ja.: Zur Charakteristik der quartären Avifauna Sibiriens. Paläolithischer Fundplatz Afontowa Gora II. - Arb. Komm. Erforsch. Quartärs. Akad. Wiss. UdSSR Leningrad 1932, S. 115-129.
Tumel, W. F.: Zur Geschichte der ewigen Gefrornis in der UdSSR. - Arb. geogr. Inst. Akad. Wiss. UdSSR **37**, S. 124-132. Moskau-Leningrad 1946.
Wissmann, H. v.: Über Lößbildung und Würmeiszeit in China. - Geogr. Z. **44**, S. 201-220. 1938.

Anhang

Eiszeitgliederungen im eurasiatischen Raum.

Mitteleuropa	Polen	europäischer Teil der UdSSR
(n. Woldstedt)	(n. Permik, Piech, Tscharnotzkij)	(n. Gerassimow & Markow, Sokolow)
Weichsel	Warschau II	Waldai
(Warthe)	?	(Moskau)
Saale	Warschau I	Dnjeprowsk
Elster	Krakau	Lichwin
?	Jaroslawl (?)	?

Kaspi-See	Altai	Mittel- und Ostsibirien
(n. Gerassimow & Mrakow)	(n. Schultz)	(n. Saks)
Chawalynsk	3. Eiszeit	Sartan (?)
?	?	Syrjanka
Chasar	2. Eiszeit	Maximale
Baku	1. Eiszeit	Älteste
?	?	?

China	Japan	Nordostasiatische Küsten
(n. v. Wissmann)	(n. Schwind)	(n. Dampserow & Elisejew)
Tali	Yari	Taimyrian
?	?	?
Luschan	Komoro	Tschuktschan
Taku	?	?
Poyang	?	?

Ein „Weichsel-Frühglazial"-Profil in Lüneburg

Mitteilung aus dem Geologischen Landesamt Hamburg Nr. 2

Von R. Hallik. Mit 1 Abb.

Zusammenfassung: Das im Jahre 1904 von Müller & Weber beschriebene Interglazialprofil war durch eine Bohrung neu aufgeschlossen. Die pollenanalytische Untersuchung zeigt erstmalig das ungestörte Bild einer Vegetationsentwicklung bis in die Tundrenphase während der Ausbreitung der nachfolgenden Vereisung.

Das jüngere der beiden bisher in NW-Deutschland festgestellten Interglaziale, das Saale/Weichsel-Interglazial, ist, als das durch die natürlichen und künstlichen Aufschlüsse leichter zugängliche, in den Einzelheiten seiner Vegetationsentwicklung wesentlich besser bekannt geworden als das ältere Elster/Saale-Interglazial. Die waldgeschichtliche Zonengliederung für das Saale/Weichsel-Interglazial von Jessen & Milthers (1928) hat ihre Gültigkeit bis heute behalten. Verfeinerungen in der Gliederung der „unteren gemäßigten Flora" (Zone c—i) sind in den Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen von W. Selle (P. Woldstedt, U. Rein & W. Selle 1951) vorgeschlagen worden, wobei die Definition der Zone X von Selle in seiner Tabelle nicht nur die Zone i, sondern auch noch k umfassen müßte. P. W. Thomson (1951) hat wiederum überzeugend nachgewiesen, daß die „obere gemäßigte Flora" (Zone l—m) des Herning-Typus von Jessen & Milthers durch arktische Erosions- und Umlagerungsvorgänge vorgetäuscht wird.

Eine Zusammenstellung der wichtigsten jüngeren Interglazialvorkommen (P. Woldstedt 1949) zeigt eine weitgehende Übereinstimmung der veröffentlichten Diagramme, so daß man mit wesentlichen Umgestaltungen des gewonnenen Bildes kaum zu rechnen hat. Das vorliegende Diagramm sei als erstmalige Ergänzung des bisherigen Bildes der jüngsten Phasen eines Interglazials — vermutlich des Saale/Weichsel-Interglazials — gebracht. Das Material hierzu wurde mir von Prof. Dr. K. Richter freundlichst zur Verfügung gestellt. Es handelt sich um das Interglazial-Vorkommen bei Lüneburg, das Müller & Weber schon im Jahre 1904 aus dem damaligen Pieper'schen Kalkbruch beschrieben haben. In dem neuerdings erbohrten Material ist die Schichtfolge, verglichen mit dem in einer Grube aufgeschlossenen Profil von Müller & Weber, nicht vollständig angetroffen worden. Es sind nur der Sphagnum-Torf und der torfhaltige Feinsand vertreten. Aber gerade diese sind von besonderem Interesse, da sie im vegetationsgeschichtlichen Bild die letzten Phasen vor einer neuen Vereisung darstellen. Analog zur Bezeichnung der frühesten arktischen und subarktischen Phasen der Vegetationsentwicklung am Ende des Weichsel-Glazials als „Spätglazial" könnten diese als „Frühglazial" zum Bindeglied zwischen dem eigentlichen Interglazial und der fortschreitenden nachfolgenden Vereisung aufgestellt werden. Aus dem wiedergegebenen Diagramm geht die stratigraphische Stellung dieses Interglazials allerdings nicht ganz eindeutig hervor, da nur die letzte Phase der Vegetationsentwicklung zur Darstellung gelangt ist, die keine unbedingt typischen Züge weder für das ältere noch das jüngere Interglazial enthält. Müller & Weber bezeichnen das Vorkommen als frühdiluvial und präglazial. Sie konstatieren aber auch eine Gleichaltrigkeit mit dem Lauenburger Interglazial, das nach heutiger Auffassung als sicheres Saale/Weichsel-Interglazial gilt. Der Auffassung von Müller & Weber, die später allgemein zur Einstufung des Lüneburger Vorkommens in das Elster/Saale-Interglazial führte,

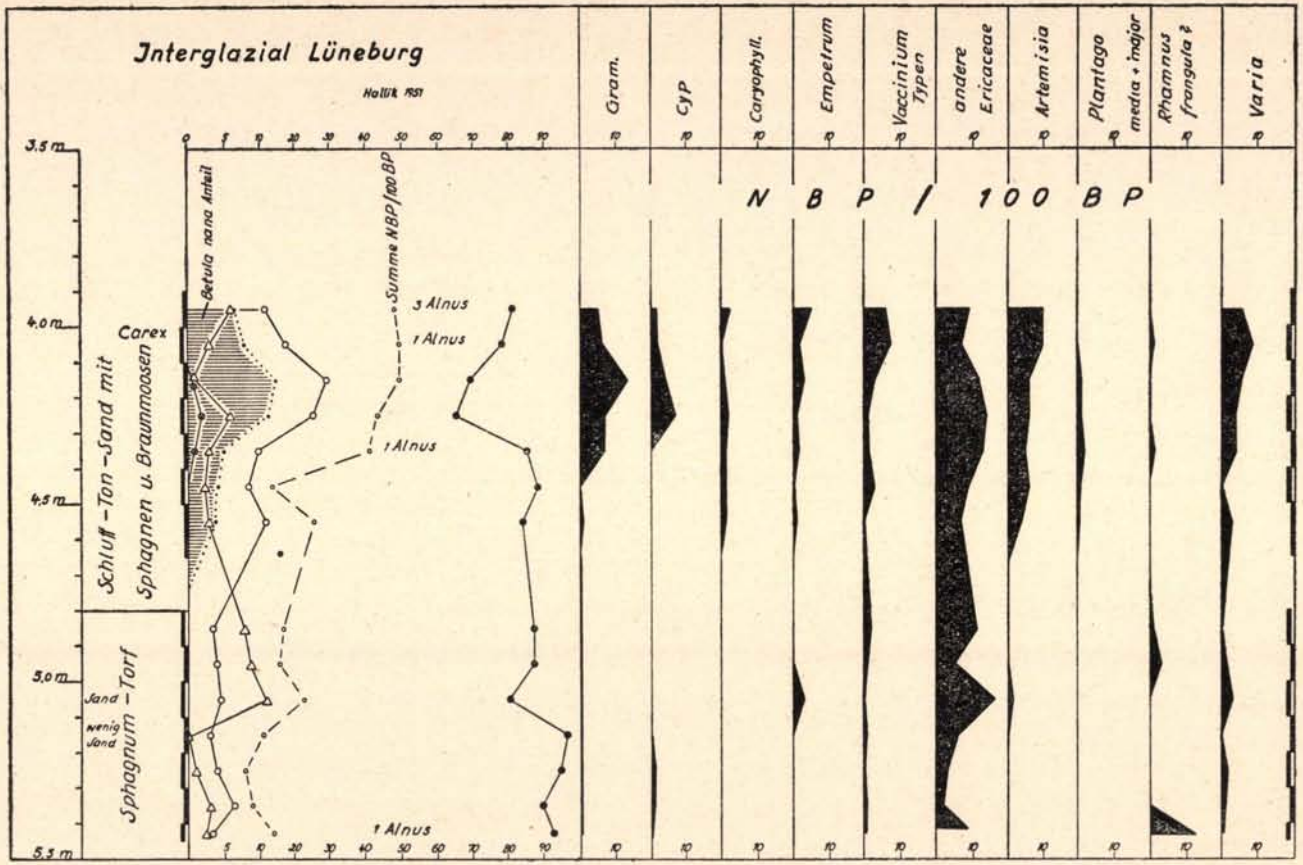


Abb. 1. Pollendiagramm des Interglazials von Lüneburg (für die Erklärung der Pollenzeichen vgl. die Arbeiten von H. Reich und W. Selle).

steht die Datierung von KEILHACK (1922) gegenüber, der auf Grund seiner Revision des geologischen Blattes Lüneburg mit der Umdatierung der „Oberflächenbildungen" vom Saale- zum Weichselglazial auch das Torfvorkommen „mit größter Wahrscheinlichkeit" dem letzten Interglazial zurechnet. WOLDSTEDT (1950) läßt beide Möglichkeiten offen. Prinzipiell sind sich die genannten Datierungen in Bezug auf die Begründung insofern gleich, als beide eine Überdeckung der interglazialen Torfschichten durch Bildungen einer nachfolgenden Vereisung (Elster bzw. Weichsel) annehmen. Da es sich hier aber nicht um echten Geschiebemergel resp. -lehm, sondern um mehr oder weniger kiesige Sande handelt (MÜLLER & WEBER 1904), ist analog zu anderen ähnlichen Vorkommen mit einiger Wahrscheinlichkeit eine periglaziäre Umlagerung und Bodenwanderung saale- resp. wartheglazialen Materials anzunehmen, die unter gleichzeitiger teilweiser Korngrößen sonderung zur Überdeckung des Torfes während des Weichselglazials geführt hat. Die bei MÜLLER & WEBER erwähnte Waldtorfschicht liefert ein weiteres Argument für die Stellung des Interglazialvorkommens in das jüngere (Saale-Weichsel-)Interglazial. In der Fossilliste von C. A. WEBER findet sich kein *Abies*, obgleich nach seiner Darstellung der Waldtorf zum größten Teil während der Zone h nach JESSEN & MILTHERS (Fichten-Tannen-Kiefernzeit) gebildet wurde, in einer Zeit also, in der nach mehrfachen Erfahrungen an Interglazialen aus NW-Deutschland während des älteren der beiden die Tanne reichlich vertreten war, während sie im jüngeren nur spärlich im pollenanalytischen Diagramm erscheint. Es sei denn, daß hier ein Saale-Warthe-Interstadial vorliegt, dessen Vegetationsentwicklung noch unbekannt ist, sprechen keine Gründe direkt gegen eine Stellung des Lüneburger Vorkommens in das Saale-Weichsel-Interglazial, der Charakter der Flora aber durchaus dafür. Die Einzelheiten sind ohne weiteres aus dem wiedergegebenen Diagramm zu ersehen, von denen nur einige besonders zu erwähnen wären.

Bei der Aufbereitung des ausgetrockneten Materials wurde geringste chemische Beanspruchung der Pollen bei schwachen Konzentrationen angestrebt, indem die Proben mit 10—15%igem H_2O_2 bis zum einmaligen Aufbrausen erwärmt, gewaschen und anschließend mit nur 1%igem KOH ungefähr $^1/_2$ Minute gekocht wurden.

Der ermittelte Anteil von *Betula nana* an der Gesamtmenge *Betula* ist als roh geschätzt aufzufassen. Als *Betula nana* wurden ohne variationsstatistische Analyse *Betula*-Pollen von weniger als 17,6 μ gezählt. Dieser Versuch scheint insofern gelungen zu sein, als eine den allgemeinen Erfahrungen entsprechende Übereinstimmung mit den anderen Kurven des Diagramms erkennbar ist. Auch die Großrest-Analyse von C. A. WEBER zeigt ein Vorkommen von *Betula nana* in der gleichen Schicht. Ebenso verhalten sich zueinander die ermittelte *Salix*-Kurve und die Verbreitung der Großreste nach C. A. WEBER.

Zu erwähnen wäre ferner ein Pollen, der in der untersten Probe reichlich angetroffen wurde, weiter oben nur sporadisch auftrat. Die Bestimmung als *Rhamnus frangula* scheint nach Vergleich mit rezentem Material am ehesten zuzutreffen. Die Vermutung, es könne sich um *Cornus suecica* handeln, hat sich nicht bestätigt.

Im Diagramm sind von den Nichtbaumpollen nur solche getrennt aufgeführt, die einen mehr oder weniger geschlossenen Kurvenverlauf zeigen. Darüber hinaus sind noch vereinzelte Vorkommen folgender Pollen und Sporen festgestellt worden (absolute Zahlen):

Probe	*Compositae (Tubuliflorae)*	*Umbelliferae*	*Cruciferae*	*Chenopodiaceae*	*Rumex*	*Helianthemum*	*Typha*	*Galium ?*	*Alisma ?*	*Filicales*	*Lycopodium*	*Pediastrum*
— 4,0	2	1					1			3		+
1			1		1	1		1			1	
2											1	+
3			1									
4				1				1			2	
5								1		1		
65							3		1			+
9												
5,0												
1												
2										1		
3												
4					1							
45			1									

Das Gesamtbild stellt, wie schon erwähnt, eine ungestörte Fortsetzung der Vegetationsentwicklung über den Kiefernanstieg hinaus dar, der normalerweise die autochthone, organogene Serie der interglazialen Sedimente beschließt. Zur Bildungszeit des Sphagnum-Torfes und auch noch des unteren Teils des Feinsandes herrschte eine mehr oder weniger geschlossene Bewaldung vor. Im unteren Teil des Feinsandes beginnen sich die Anzeichen einer Lichtung des Waldes einzustellen, bis schließlich das Auftreten von *Salix* zusammen mit dem *Betula*-Anstieg, der lediglich durch die Ausbreitung von *Betula nana* verursacht wird, und schließlich der relative Anstieg der NBP (NAP) mit typischen Elementen von 20% bis zu 50% den Beginn der waldlosen oder wenigstens waldarmen Phase anzeigen.

Das Diagramm umfaßt somit die Zonen i und k (nach Selle Zone X). Die Grenze wäre an den Teilstrich 4,4 m in der Tiefenskala zu legen. In der Zone i könnte noch eine Übergangszone mit dem Beginn der Kurven von *Caryophyllaceae, Empetrum, Artemisia* und *Plantago major + media* abgetrennt werden (Teilstrich 4,6 m). Gerade in diesem Übergang ist leider in der Probenentnahme eine Lücke entstanden. Müller & Weber nahmen für die Feinsandschicht eine teilweise aeolische Sedimentation an, die durch die Lichtung der Wälder begünstigt worden sei. Diese Anschauung wird durch die verstreuten Funde von *Typha, Alisma* und *Pediastrum* nicht unbedingt widerlegt. Der gute Erhaltungs-

zustand der Pollen in dieser Schicht spricht jedoch andererseits eher für eine genügende Wasserbedeckung während der Sedimentation.

Literaturverzeichnis

Jessen, K. & Milthers, V.: Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Freshwater Deposits in Jutland and Northwest Germany. - Danmarks Geol. Unders. II. Raekke No. 48, Kobenhavn 1928.

Keilhack, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Blatt Lüneburg. Berlin 1922.

Müller, G & Weber, C. A.: Über eine frühdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg. - Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. **40**, Berlin 1904.

Thomson, P. W.: Das Interglazial von Wallensen im Hils. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, Öhringen/Württ. 1951.

Woldstedt, P.: Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vereisung. - Z. deutsch. geol. Ges. **99**. 1949 — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - K. F. Koehler-Verlag, Stuttgart 1950.

Woldstedt, P., Rein, U. & Selle, W.: Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, Öhringen/Württ. 1951.

Ms. eingeg.: 19. 1. 52

Paléoclimats Quaternaires et Morphologie Climatique dans le Midi Méditerranéen

par J. Tricart

Directeur du Laboratoire de Géographie de l'Université de Strasbourg

Les géomorphologues français découvrent sans cesse de nouvelles traces des actions périglaciaires quaternaires, comme cela a été reconnu depuis longtemps en Allemagne et aux Pays-Bas. Ces dernières s'avèrent avoir eu une importance primordiale sur la genèse du relief. La plus grande partie du modelé que nous avons sous les yeux est figée et se compose de formes mortes, d'âge périglaciaire dans la plupart des cas, à peine retouchées par une médiocre érosion postglaciaire s'exerçant au surplus dequis quelques millénaires seulement.

Jusqu'à ces derniers temps, les spécialistes pensaient généralement que le Bassin Méditerranéen était resté à l'écart des influences périglaciaires quaternaires et n'avait connu que des alternances de climats plus secs et plus humides (1). Mais Guilcher (2) a signalé des phénomènes dus au froid dans la région de Lisbonne. Dans deux articles tout récents, parus après nos propres observations sur le terrain, Baeckeroot (3) et Marcelin (4) ont décrit des faits analogues, l'un aux altitudes moyennes de la Montagne Noire (niches de gélivation, pinacles, éboulis ordonnés etc... vers 700 m. d'altitude), l'autre dans da Garrigue Nîmoise. La limite méridionale en France des actions périglaciaires quaternaires est donc remise en question.

Or, étant donné l'importance primordiale des actions morphogénètiques du froid, ces découvertes sont susceptibles de modifier profondément l'explication du relief de vastes régions de la France Méditerranéenne et des pays voisins (Catalogne, Ligurie etc...). Nous voudrions ici, à la suite d'un voyage de recherches de trois semaines dans le Languedoc et la Provence Occidentale, montrer quelques uns des aspects de ce problème afin de faciliter les recherches futures en les orientant vers les points les plus importants.

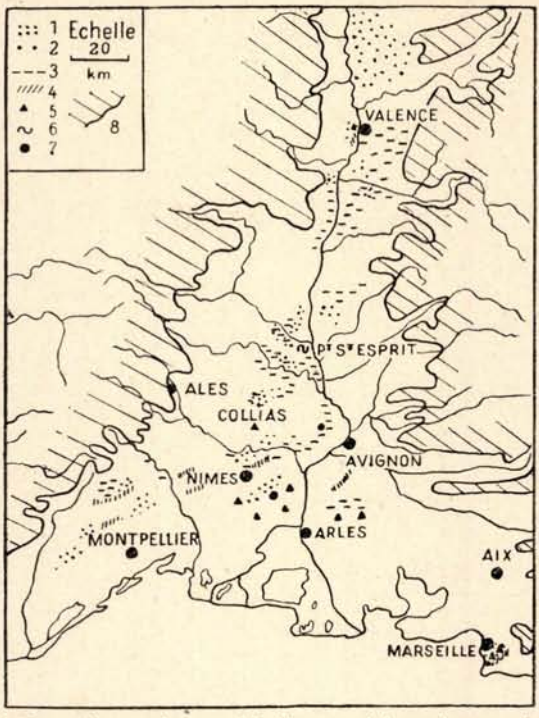


FIGURE 1: Localisation de quelques dépôts et phénomènes périglaciaires dans le Sillon Rhodanien et le Midi Méditerranéen.

1 Loess (épais)
2 Sable éolien, cailloux éolisés
3 Grèves calcaires
4 Eboulis ordonnés
5 Coulées de solifluction amorphes
6 Cryoturbation (injections, Brodelböden)
7 Grandes villes
8 Régions montagneuses (au dessus de 800 m).

I Les Paléoclimats d'aprés les Paleosols.

Dequis longtemps déja, MARCELIN avait signalé, dans l'E. du Languedoc, des loess et des sols loessiques (13) et insisté sur l'importance des paléoclimats pour expliquer la pédologie de cette région. Les magnifiques galets éolisés du Bas-Rhône avaient également été décrits par de nombreux auteurs (voir 4 et la bibliographie qui y est contenue.) CAILLEUX, à la suite de la découverte de faits analogues dans le Roussillon, a été conduit à poser le poblème de la limite des éolisations quaternaires dans le monde méditerrannéen (6). Mais jusqu'à présent, il n'a pas été tiré de conclusions paléoclimatiques certaines de tous ces faits. La découverte, essentielle, des loess languedociens par MARCELIN a été prématurée, en ce sens qu'elle a été faite à une époque oú l'origine de ces formations était encore mal connue et qu'il état difficile de les interpréter.

A l'heure actuelle, l'origine éolienne des loess est admise à peu près par tous (7) de même que leur relation avec les climats froids et secs des périodes glaciaires. En France du Nord, en Alsace, en Allemagne Moyenne, il semble que les loess qui ont réussi à se conserver jusqu'à nos jours, se soient déposés lors de la fin des périodes périglaciaires, au moment oú les phénomènes de solifluction et de cryoturbation commençaient de s'atténuer (8). L'existence de loess typique permet donc d'inférer l'existence d'un climat de type périglaciaire.

De la fréquence des loess dans la région Nîmoise, reconnue par Marcelin, nous pouvons conclure à l'importance des phénomènes périglaciaires quaternaires.

Mais tous ces loess ne sont pas contemporains comme l'avait bien pressenti Suen (19). Ils appartiennent à des périodes froides successives, séparées par des oscillations plus chaudes, au moins autant que le climat actuel. C'est ce que montre l'étude d'une coupe déjà bien connue, signalée autrefois par Marcelin, celle de Collias (Gard).

Dans la tranchée, profonde de 8 à 10 m., de la route qui mène de ce village à Sanilhac, nous avons relevé la succession suivante (début mars 1951):

I première série, discordante sur la seconde qu'elle recoupe obliquement et qu'elle ravine.

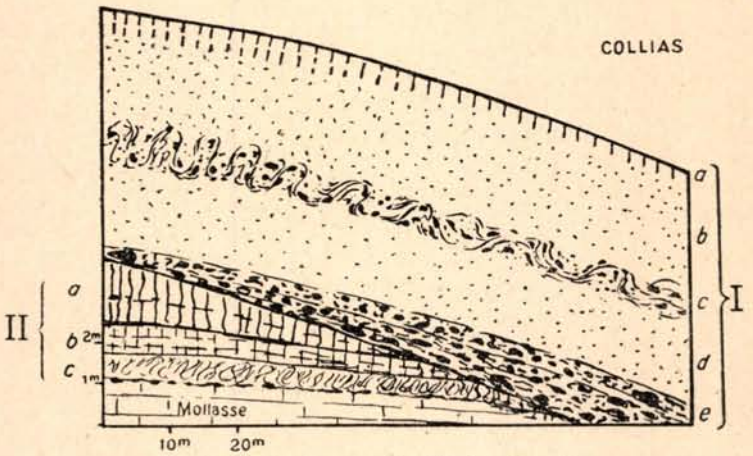


FIGURE 2: Coupe de Collias (Gard).

a) Terre végétale, constituée par un loess très légèrement lehmifié, panaché, à points noirs, sans niveau de poupées à sa base, passant graduellement à b) 0,2—0,4 m.

b) Loess typique à fines tubulures calcaires semblant dues à des mychorizes de gazon, et à points blancs 3 m.

c) Couche cryoturbée, en forme de volutes et de poches, du genre Brodelboden, plus fortement derangée à sa partie inférieure.
Le sommet est formé d'un loess brassé avec des éléments de lehm et des poupées, mélangés à quelques petits graviers calcaires (moins de 1 cm). 0,75 m.
La base, constituant un Brodelboden typique, brasse des poches de sable légèrement éolisé (Flugsand) et de loess lehmifié. Des poupées impures et diffuses se sont constituées postérieurement au contact du sable et du loess lehmifié. 0,0—0,5 m.

d) Loess doux avec rares poupées à son sommet et panachures blanches. Non cryoturbé 2 m.

e) Lit de graviers anguleux, du type produits de gélivation, (L=1—6 cm), ravinant la couche sousjacente à laquelle ils empruntent leur matrice. Celle-ci est parfois consolidée. Vers le bas du versant, ces couches se multiplient et s'épaississent en même temps que leurs éléments deviennent plus grossiers (blocs atteignant 30 cm). Elles ravinent alors directement la molasse altérée 0,10—1,5 m.

II deuxième série, ravinée par la première et conservée seulement au point culminant de la route, entaillant une petite croupe. De chaque côté, elle a

disparu et l'ensemble I ravine alors directement la molasse, ce qui prouve que les vallons se sont creusés entre le dépôt de cet ensemble et celui de la couche le.

a) Lehm panaché orange et rouge, très graveleux, contenant de nombreuses poupées à texture granuleuse, très différentes de celles du lehm alsacien actuel. Par endroits, ce lehm passe à sa base à un lehm argileux rouge vif, se débitant en colonettes typiques, dont la puissance maxima est de 30 cm. 0,20—1 m.

b) Lehm panaché rouge et blanc, à abondantes poupées graveleuses et concrétions calcaires diffuses esquissant des lits 0,50 m.

c) Sol d'altération orange à points blancs et noirs et lits de concrétions calcaires diffuses passant à sa base à la molasse 1 m.

Cette coupe remarquablement complète mérite de devenir aussi classique que celles d'Achenheim et de Hangenbieten en Alsace, car elle peut servir de point de départ à toute une chronologie pédologique du Quaternaire régional. Elle appelle les commentaires et interprétations suivantes:

1° Le sol actuel n'est pas un lehm typique: la zone de concrétionnement y est peu développée, ce qui le différencie nettement des lehms alsaciens, au surcroît plus épais, plus argileux et plus humiques. Il est vraisemblable que cette moindre altération du loess soit due aux caractères du climat méditerrannéen, dont les pluies violentes, les longues périodes de sécheresse sont moins favorables que l'humidité prolongée du climat alsacien aux phénomènes de migration et d'hydrolyse. En tous cas, ce sol suffit à montrer que le loess n'est plus en équilibre avec le climat actuel et qu'il s'altère sous son influence. Cela constitue une preuve supplémentaire de son dépôt sous un autre milieu climatique.

2° Lorsqu'ils ne sont pas altérés, les loess visibles dans cette coupe ont des faciès parfaitement typiques, ce qui implique que leurs conditions de genèse n'étaient pas sensiblement différentes de celles des loess alsaciens, donc que le climat des périodes froides à loess du Languedoc était presque le même que celui qui régnait en Alsace lors du depôt des mêmes formations.

3° Il existe, dans cette coupe, 2 loess parfaitement typiques dont une partie n'est pas altérée (couches Ib et Id), séparés par un lehm et une cryoturbation. La cryoturbation intermédiaire a affecté essentiellement la couche supérieure lehmifiée du loess le plus ancien (couche Ic). Les petits graviers calcaires dispersés dans sa partie supérieure ne forment pas des coûlées de solifluction et ils peuvent représenter des apports éoliens sur verglas (9). Dans la deuxième série de couches, on n'observe pas de loess typique mais il en subsiste les traces sous la forme d'un lehm (couches II a et b).

4° Les loess alternent avec des formations de solifluction et de cryoturbation: entre les deux loess typiques une couche cryoturbée (Ic), à la base du loess typique le plus bas, les coulées de pierraille, qui moulent une topographie entaillée dans les formations de l'ensemble II (couche Ie). Enfin, le lehm orange et rouge est également cryoturbé.

5° Les altérations des loess ne sont pas les mêmes sur toute la hauteur de la coupe. L'altération du loess typique le plus inférieur (couche Id), remaniée par cryoturbation, ne s'est accompagnée d'aucune modification des oxydes de fer, exactement comme l'altération postglaciaire (couche Ia) . Il y a eu seulement migration du calcaire, ce qui semble indiquer un climat peu différent de l'actuel. Par contre les couches anciennes (ensemble II) sont profondément modifiés; les oxydes de fer ont subi une évolution hématitique qui ne se produit plus de nos jours. Ils sont à rapprocher des sols rouges. La migration du calcaire

y affecte une forme particulière: au lieu de ce concentrer en concrétions bien individualisées, il se présente de manière diffuse, mêlé à l'argile et tend à s'organiser en lits. Ce ne sont plus des poupées mais presque une croûte du genre »caliche«, presque un »taparas« de Mr. Marcelin. On ne peut donc admettre pour cette altération un climat semblable à l'actuel: une température plus élevée, une sécheresse plus accentuée furent nécessaires. Les mêmes observations sont valables pour l'altération de la molasse sous-jacente.

Il nous semble donc vraisemblable d'après cette coupe de reconstituer la succession paléoclimatologique suivante:

Période actuelle: couche Ia

Période froide: dépôt de loess lors de sa fin: couche Ib
succédant à des actions éoliennes plus intenses (Flugsand cryoturbé) se produisant lors du maximum d'intensité des phénomènes périglaciaires (couche cryoturbée): couche Ic

Période tempérée: de climat comparable à l'actuelle. Formation d'un lehm sur le loess de la période froide précédente, lehm qui est ensuite cryoturbé et en bonne partie détruit. Remanie la couche Ic.

Période froide: dépôt du loess comme précédemment vers la fin de la période: couche Id
succédant à une phase de solifluction intense, avec formation de coulées de pierrailles: couche Ie

Période chaude et sèche: altération d'un loess en un lehm orangé avec tendance à la formation d'une caliche: couche IIa—b

Période froide ancienne: loess entièrement altéré qui a donné naissance au lehm précédent.

Période chaude et sèche: altération de la molasse. Climat probablement analogue à celui de la période chaude suivante: couche IIc

Il n'est naturellement pas question, en l'absence d'autres critères, de dater ces différentes phases, encore moins de les synchroniser avec les glaciations alpines. Mais on peut néanmoins remarquer une analogie qui n'est peut-être pas fortuite avec l'évolution du Bassin de Paris (10). Dans cette dernière région, le Quaternaire est caractérisé par une première période froide, relativement peu intense (11), qui succède presque immédiatement aux climats chauds du Pliocène terminal. Ensuite vient une longue phase de creusement des vallées dont le début au moins a connu la formation de croûtes du genre caliche, qui cimentent les coulées de solifluction de la période froide précédente. Une nouvelle phase froide, très intense, lui succède, puis une courte période tempérée pendant laquelle l'activité morphologique a été presque négligeable, et, enfin, vient la dernière poussée de froid.

Le schéma général se retrouve ici: une première phase froide encadrée par deux périodes de climat chaud et sec (sol d'altération de la molasse, lehms rouge et orangé), et qui ne semble pas s'être accompagnée d'intense solifluction (aucune coulée de pierrailles dans ces formations rougeâtres). Une période de creusement lui succède, qui provoque la disposition discordante de l'ensemble de couches I sur l'ensemble II. Viennent alors, coup sur coup, deux périodes froides qui ne sont séparées par aucun creusement notable ni aucune altération poussée et différente de l'actuelle. La plus ancienne de ces deux dernières phases froides commence par une intense solifluction tandis que les phénomènes éoliens dominent lors de la seconde (Flugsand). Ces similitudes sont trop nombreuses pour être fortuites, mais il nous est impossible de nous prononcer sur leur signifi-

cation. On peut cependant noter que les sols rouges sont anciens et remonteraient au Quaternaire Inférieur, ce qui s'accorde parfaitement avec les récentes découvertes des pédologues. Les sols méditerrannéens français actuels sont des sols bruns. Des rapprochements sont possibles entre la succession pédo-climatologique que nous avons observée et les régions voisines, en particulier le Bas-Dauphiné.

Bourdier a noté que seules les plus anciennes des moraines pré-alpines portent des sols d'altération rouges ce que nous avons également observé sur les terrasses de la Plaine de Valence (environs de Malissard). Il considère ces altérations comme caractéristiques de la période interglaciaire Mindel-Riss. Si nos deux loess les plus récents (Ib et Id) représentent, comme c'est vraisemblable, les deux dernières phases froides, l'accord est complet: les sols rouges auraient cessé de se former avant le Riss et caractériseraient, outre le Tertiaire supérieur, le Quaternaire ancien. Il serait essentiel de poursuivre les recherches sur cette question, car elles sont d'une importance primordiale pour l'étude de l'évolution du relief: les nombreuses pentes tapissées de sols rouges, de la France Méridionale seraient des reliefs anciens peu ou pas modifiés au cours du Quaternaire Moyen et Supérieur. La méthode peut se révéler efficace pour la datation des terrasses.

D'autres traces d'une période froide ancienne se retrouvent dans le Sillon Rhodanien moyen. C'est, en particulier, le cas du beau gisement de St. Vallier, découvert par F. Bourdier et étudié par Viret (20), dont la faune villafranchienne gisait, après avoir subi un faible transport, sous un loess durci, à plus de 100 m. au dessus du Rhône. Nous avons retrouvé, en compagnie de H. Poser, de A. Cailleux et de A. Journaux, sous la direction de J. Michaud, au S. de St. Peray, dans une ancienne vallée du Rhône à l'O. de la plaine de Valence un loess durci identique, signalé autrefois par Suen (19) mais qui n'en avait donné ni interprétation ni coupe précise. Cette dépression est encombrée de formations alluviales riches en quartzites alpins et dont la morphoscopie semble fluvioglaciaire. Sur son flanc E., descendant de la colline de Crussol, s'observent sur plus de 3 m. d'épaisseur, des alternances de loess durci et de pierraille calcaire de gélivation cimentée en brèche, qui semblent venir se raccorder aux alluvions. Non loin de là, à St. Péray, nous avons observé la superposition de deux loess dont le plus bas porte un lehm orangé (12).

Quelquesoit leur âge précis, toutes ces formations indiquent:

— l'existence de périodes froides quaternaires dans la France Méridionale, avec phénomènes du type périglaciaire,

— la succession de plusieurs alternances de climats froids et de climats chauds au Quaternaire ancien, tempérés au Quaternaire Moyen et Supérieur.

Examinons donc quelles sont les conséquences de ces oscillations climatiques sur la génèse des formations détritiques du Midi Méditerranéen.

II Les phénomènes périglaciaires

C'est à Marcelin que revient l'honneur d'avoir publié la premiére liste des phénomènes périglaciaires relevés dans le région de Nîmes (4). Nous nous appuierons sur elle tout en la complétant par nos propres observations, qui portent sur une région plus étendue. Nous verrons ensuite quelles précisions paléoclimatiques il est possible de tirer des divers faciès rencontrés.

a) Les phénomènes éoliens.

Ils sont particulièrement fréquents et intenses. On peut en distinguer trois formes:

1° Les dépôts de loess, patiemment étudiés par Marcelin. Leur importance est considérable. Des loess ou des sols loessiques plus ou moins délavés recouvrent de vastes surfaces sur les plateaux caillouteux du Bas-Rhône, particulièrement la Costière du Gard. Quelques placages moins étendus et moins caractéristiques jalonnent la Crau au S. des Alpilles. Au S. E. d'Aureilles, dans une carrière sise le long de la route de Mouriès à Eyguières, nous avons observé une petite couche de loess de 10 cm, cryoturbée, qui reposait sur des formations constituées par un mélange de matériel fluvio-glaciaire alpin déposé par la Durance et de coulées de solifluction locales formées de calcaire jurassique. Elle était recouverte par d'autres coulées de solifluction identiques, mais sans aucun matériel alpin, qui recoupaient le premier ensemble de couches. On peut donc affirmer que le loess d'Aureilles, cryoturbé et recouvert par des pierrailles périglaciaires, est antérieur à la dernière période froide.

On retrouve des loess étendus mais de faciès parfois local sur les affleurements des bassins molassiques d'Uzès et d'Alès. Quelques taches exigües apparaissent aussi çà et là sur les plateaux calcaires de la Garrigue de Nîmes, comme l'a signalé Marcelin (4).

Il ne nous a pas été possible de nous livrer à la cartographie détaillée des lambeaux de loess de cette région mais nous avons pu néanmoins remarquer que la formation avait une importance croissante en direction du Rhône. Du côté de l'Est, affleurements de la Crau au S. des Alpilles sont réduits Au N., au pied de la Montagnette (notamment au S. de Barbentane), apparaissent des placages plus étendus, mais souvent à faciès très calcaire, peu caractéristique, que la feuille Avignon a cartographiés sous la rubrique A. Au N. de Pont St. Esprit, la terrasse fluvio-glaciaire suivie par la voie ferrée en montre une épaisseur de plus de 2 m, entaillée par la tranchée de la route. Suen (19) en signale d'importants gisements sur la basse Céze, la basse Ardèche, Marcelin dans la Valbonne. En s'écartant du Rhône vers le S.O., les loess se raréfient: les environs de Montpellier n'en montrent que des traces peu épaisses sur les cailloutis pliocènes. Vers Béziers et Pézenas nous n'en avons plus relevé d'affleurements indubitables. Le lambeau caractéristique situé le plus loin vers le N.O. que nous ayions pu identifier se trouve le long des pentes S. E. du petit Bassin d'Aniane oú il recouvre des coulées de solifluction venant s'intercaler dans les alluvions de l'Hérault.

2° Les cailloux éolisés. Le Languedoc oriental présente quelques uns des plus beaux cailloux éolisés qu'il nous ait été donné de voir. Aux environs de Rochefort, de Tavel, de Pujaut, des formations alluviales anciennes riches en quarzites et proches de dépôts de sables Pliocènes montrent, à même la surface du sol, des multitudes de quarzites à facettes. Sur certains d'entre eux, l'ablation a pu atteindre 6 ou 7 mm d'épaisseur par endroits. Marcellin en a donné une magnifique photographie (4).

Les quartzites éolisés atteignent jusqu'à 15 et 20 cm. de long, la majorité ayant autour de 10 cm. Leur poids dépasse généralement 400 gr. et avoisine souvent 1 kg. De tels galets soùt trop sourds pour avoir pu être retournés par le vent. Or la quasi-totalité d'entre eux sont éolisés sur toutes leurs faces. Ils ont donc dû être retournés de temps à autre au cours même de la période pendant laquelle ils s'éolisaient. Nous pensons, avec A. Cailleux (7), que la meilleure explication de ce fait est d'admettre un retournement par le gel, par exemple sous l'effet des pipkrakes. Il y a donc tout lieu de penser, à la suite de Marcelin, que l'essentiel de ces actions éoliennes est fossile et d'âge périglaciaire ce qui

n'empêche pas la continuation de ces phénomènes à l'heure actuelle favorisés en partie par le défrichement agricole. Mais ils sont très atténués.

Tout comme les loess, les cailloux éolisés abondent particulièrement sur le bord O. du Bas-Rhône. Des recherches, sommaires il est vrai, ne nous ont pas permis d'en trouver dans la Crau ni aux environs de Montpellier et de Béziers alors qu'ils abondent dans la Costière, le long du Vistre et dans la dépression de l'Etang de Pujaut.

3° Les sables éoliens. Leur recherche exige de nombreuses prises d'échantillons et de longs examens au laboratoire qu'il ne nous a pas été pos sible de faire sur la large échelle souhaitée. Nous nous contenterons donc de signaler quelques faits, espérant attirer l'attention sur eux.

Des sables éoliens sont visibles dans la coupe de Collias (couche Ic). On en trouve également de nombreuses nappes en Camargue, sur les anciens cordons littoraux ou levées du Rhône, mais, dans cette dernière région, leur âge est fort incertain et ils continuent souvent à se déplacer de nos jours. En Costière, notamment aux environs de Générac, quelques échantillons de sables alluviaux pris sous la terre végétale nous ont montré un fort pourcentage de grains éolisés.

Enfin, aux abords de Rochefort, notamment entre ce village et Tavel, les sables pliocènes sont remaniés en petites dunes qui viennent recouvrir des formations à quartzites plus récentes. Cette couverture éolienne est fixée et recouverte d'un sol, ce qui prouve qu'elle est fossile. Aux environs, à la surface des formations caillouteuses, s'observent quelques pavages éoliens, dus à la concentration des éléments grossiers par déflation.

Comme les loess et les cailloux éolisés, ces phénomènes se concentrent sur le bord Ouest de la dépression du Bas-Rhône.

Il ne nous a pas été possible d'utiliser ces faits pour reconstituer la direction des vents lors des périodes froides quaternaires. Mais la répartition même de ces dépôts semble indiquer que le relief a joué, comme aujourd'hui, un rôle prédominant et que les courants atmosphériques les plus violents étaient de direction méridienne. Ainsi s'expliquerait aisément l'importance exceptionnelle des phénomènes éoliens de part et d'autre du Bas-Rhône.

b) Les phénomènes cryopédologiques.

Ainsi que l'a déjà signalé Marcelin, les formations périglaciaires non éoliennes du Languedoc Oriental appartiennent surtout aux dépôts de gélivation et de solifluction.

1.) Les phénomènes de gélivation. Ils ont, comme d'habitude, une importance variable suivant les roches.

Dans les formations alluviales, Marcelin (13) a signalé, en Costière, la fréquence des galets éclatés, aux cassures anguleuses, emballés dans les restes d'argiles d'altération. Il s'agit là d'une formation de gélivation typique développée au détriment d'alluvions, comparable au »bief à silex« de Picardie, de Thiérache ou de Normandie. Nous avons trouvé également, particulièrement dans la Crau, de nombreux galets éclatés par le gel, débités en lamelles. Souvent ce matériel a été ensuite consolidé en conglomérat et le ciment ressoude les éléments éclatés ce qui montre que la gélivation n'est pas récente.

Dans les Cévennes, notamment aux environs de St. Laurent le Minier et du Vigan, les schistes montrent également de nombreuses traces de gélivation. Les pentes de 30—40° sont souvent recouvertes d'une couche de 0,5—1 m. de débris aplatis, généralement longs de 10—20 cm. Il ne s'agit pas de formations actuelles car elles sont recouvertes d'une mince pellicule de terre végétale et fixées

par la végétation. Bien que la gélivation puisse se continuer de nos jours là où la roche pointe à la surface du sol, la plus grande partie de ces débris est d'origine périglaciaire.

Mais c'est dans les régions calcaires que l'action de la gélivation est la plus évidente, particulièrement sur les Garrigues et les Causses. La roche en place est recouverte d'un tapis de pierraille qui continue de se former actuellement sous l'effet de l'éclatement par le gel lors des températures rigoureuses d'hiver (jusqu'à —12° en 1950—51, d'après Marcelin), d'autant plus que, contrairement à ce qui se passe dans la France Atlantique, la roche n'est pas protégée par un sol épais et affleure souvent entre les buissons (en grande partie par suite des dégradations dues au pâturage). Mais ce n'est qu'un médiocre prolongement de phénomènes passés. La superposition de lagélivation actuelle à la gélivation quaternaire est particulièrement nette dans le petit vallon par lequel la route de St. Guilhem le Désert au Causse de la Selle s'échappe de la gorge de l'Hérault. Les versants en sont tapissés d'éboulis. Les débris quaternaires sont fixés par la végétation et leur surface, légèrement décalcifiée, commence de se colorer en jaune par suite de la formation d'argile. Les éléments sont plus petits (ils dépassent rarement 10 cm. de long) et plus aplatis que ceux des éboulis actuels. Ils sont aussi mieux calibrés et légèrement ordonnés, la position à plat étant prédominante. Enfin leur pente est plus faible: 29—30° contre 33—34°. Les éboulis actuels sont blancs, mal triés (blocs de 50 cm. ou même 1 m.), moins riches en granules et moins régulièrement disposés. Des têtes de roche en place leur correspondent toujours en haut du versant. La moindre pente des éboulis anciens semblerait indiquer une légère intervention de la cryoturbation dans leur mise en place, comme, par exemple, une action des pipkrakes. Elle est en effet inférieure à la pente des éboulis de pure gravité, du type des éboulis actuels Cette différence de pente permet à ces derniers de raviner légèrement les éboulis périglaciaires.

L'intensite de la gélivation est étroitement liée au faciès des calcaires (14). Elle est maxima dans les calcaires marneux, comme le Barrémien des Alpilles car de minces lits de marne, épais de 3—5 cm., intercalés entre des bancs de calcaire marneux de 30—40 cm., gonflent sous l'effet du gel et permettent la dislocation de la roche. Toute la partie occidentale de la voûte anticlinale des Alpilles est fortement affectée par la gélivation et nous y avons observé de magnifiques éboulis ordonnés (pente 20°, éléments les plus gros 4—6 cm., aplatissement de 3,2), maintenant recouverts par une végétation forestière. La Montagnette, le bord Est de la dépression de l'Etang de Pujaut, les environs de Tavel et de Rémoulins montrent, dans le même étage et le même faciès, des accumulations considérables de produits identiques qui forment de puissants glacis au pied des versants et une véritable terrasse alluviale au bord S.O. de l'étang de Pujaut (aplatissement 3,6). Il s'agit d'un matériel de gélivation typique, semblable à celui que donnent les calcaires marneux du Bartonien des environs de Paris ou du Portlandien du Barrois.

Les calcaires de l'Hauterivien sont moins gélifs et donnent des produits moins aplatis (aux environs de 3) et moins bien calibrés (éléments allant des granules à 20 cm. env.). Les produits de ce genre abondent au pied de l'escarpement qui borde la Garrigue de Nîmes vers le S.E., où ils ont été signalés par Marcelin (4).

L'Urgonien présente un faciès plus résistant, dans lequel certains bancs seulement sont gélifs, d'où le développement de formes différentielles, notamment d'abris sous roches (voir Marcelin, 4). Les calcaires dolomitiques, enfin, qui

apparaissent fréquemment sous la forme d'accidents dans les séries Jurassiques des Causses, sont immunisés contre la gelée et n'ont pas été affectés par les actions périglaciaires. Il en est de même de la molasse coquillière des Baux, en Provence.

2° Phénomènes de solifluction et de cryoturbation. Leur développement est moindre que celui des phénomènes de gélivation.

Malgré l'examen de nombreuses coupes, nous n'avons pu trouver aucune fente en coin, aucun sol polygonal ni quoi que ce soit que l'on puisse interpréter comme tel. Les cryoturbations les plus poussées qu'il nous ait été donné de relever sont le sol à poches (Brodelboden) de Collias, qui s'est développé dans des conditions lithologiques exceptionnellement favorables, dans une formation présentant la granulométrie optima (maximum granulométrique 20—50 microns). Au coin S.E. de l'Etang de Pujaut, des débris de calcaire anguleux consolidés en brèche et formant une coulée de solifluction, ravinent des formations plus fines en formant des figures très contournées, esquissant des plications complexes (Würgeboden). Enfin, au N. de Pont St. Esprit, la coupe de la terrasse du chemin de fer, dans le talus de la route, nous a montré de jolies injections de matériel alluvial pénétrant en pincée de 0,5—0,6 m. dans la base du loess sus-jacent. Tels sont les seuls phénomènes de cryoturbation que nous ayions pu observer malgré une recherche attentive. Marcelin est arrivé aux mêmes résultats: il ne signale que des poches ravinantes (coupes de coulées de solifluction) et quelques esquisses de guirlandes avec rebroussements (creux du Chaffre, près Calvisson, in n°4, p. 111).

Par contre, les phénomènes de solifluction sont importants, massifs pourrait-on dire. Ils ont étalé au pied des versants calcaires des glacis considérables de débris, en pente faible, qu'a décrits Marcelin. La granulométrie de ces formations rend leur solifluction impossible sous climat tempéré: ce sont des pierrailles à matrice de granules et de poudre, sans argile. Au surplus, elles sont fixées depuis longtemps et des sols les couronnent. A la différence de ce qui passe dans la France du Nord, elle sont fréquemment consolidées en brèche par un ciment de calcaire. Les pentes les plus faibles que nous leur ayions observées sont de 2—3°. Etant donné leur importance primordiale sur le modelé, nous en reparlerons plus en détail au paragraphe suivant.

De ces divers faciès des phénomènes cryopédologiques nous pouvons essayer de tirer quelques conclusions concernant les climats froids du Quaternaire dans la région du Bas-Rhône. Les phénomènes liés au froid le plus intense, comme les fentes en coin, les sols polygonaux de grand diamètre, les injections puissantes, les plissotements marqués des couches manquent totalement ou bien sont rares et peu développés. Le climat ne fut donc pas très rude, plus clément semble t'il que sur la côte atlantique à la même latitude, car Balland, Bastin et Cailleux, puis Guillien ont observé ces phénomènes en Charente (15). Il ne semble pas qu'il y ait aucune preuve d'un sol gelé permanent (merzlota). Toutefois le gel pénétrait chaque hiver profondément et était suffisamment intense pour éclater finement les roches gélives. La couche gelée devait être également suffisamment épaisse pour permettre, au printemps, une solifluction intense et prolongée de débris incapables de solifluer sous un climat tempéré, sans un sol gelé sous-jacent. Nous inclinerions donc à admettre que la région du Bas-Rhône a connu, au Quaternaire, à plusieurs reprises, un climat de toundra atténué, du genre de celui qui règne non loin de la limite septentrionale des forêts. Au même moment, le littoral atlantique connaissait des conditions plus sèvères,

comme le montrent les découvertes de Guilcher. Il est probable que ces différences régionales sont liées à la proximité de la Méditerrannée, probablement presque coupée de l'Atlantique par suite de l'abaissement du niveau marin lié à la glaciation, et qui, de ce fait, devait être moins froide. Quoiqu'il en soit, il n'est plus possible d'admettre dans cette région un climat tempéré, comme on le faisait encore récemment (1).

Une grande partie des notions de morphologie climatique qui permettent seules de comprendre le relief de la France Septentrionale doit donc être étendue au Languedoc.

III L'Influence Morphologique des Phénomènes Périglaciaires

L'influence des actions périglaciaires fossiles sur le modelé actuel dépend d'une part de leur intensité propre et de l'autre de l'intensité des processus postglaciaires. Là où les actions périglaciaires fossiles ont été réduites et où les processus actuels sont actifs, l'influence des premières a pu être complètement effacée et leur rôle morphologique devient négligeable. Par contre, lorsque le froid quaternaire a permis le développement d'un modelé original et vigoureux et que les actions postérieures n'ont guère eu d'importance, le modelé actuel est presque entièrement un modelé périglaciaire fossile conservé.

Un exemple d'une médiocre influence morphogénétique des phénomènes périglaciaires fossiles nous est offert dans le Languedoc par les régions argileuses ou molassiques. Ce n'est pas que les climats froids ne les aient pas affectées: la molasse ou l'argile ne jouit d'aucune immunité vis à vis de la cryoturation. Cette dernière a provoqué dans ces formations une importante solifluction qui a contribué à la progression de l'ablation. Mais les formes qui se sont développées sous l'effet des climats froids n'ont pas persisté jusqu'à nous. Par suite, en grande partie, de la mise en culture, la molasse et l'argile, formations meubles, sont la proie de l'érosion des sols. Cette dernière est suffisamment active pour développer toute une micro-topographie de ruissellement, caractérisée par des ravins et ravineaux rapprochés qui dissèquent les anciens versants amples, aux formes plus douces et plus régulières, qui s'étaient établis sous l'effet de la solifluction. Quelques fois, comme sur la butte au N. de Collias, les anciens versants, antérieurs à la phase actuelle de ruissellement, persistent encore sous la forme des sommets de croupe qui séparent les ravineaux. D'autres fois le recoupement des versants les a fait totalement disparaitre, comme aux Fosses de Fournès.

Il n'en est pas de même des calcaires. Dans ces roches, en effet, l'érosion post- et interglaciaire est essentiellement chimique, et, de ce fait, fort lente. C'est ce que Birot désigne par l'expression d' »immunité karstique«. Par contre, lors des périodes froides du Quaternaire, l'érosion mécanique était fort intense. Gélivation et solifluction se combinaient pour provoquer l'ablation de masses de matériaux considérables. Il en est résulté une intense érosion mécanique que n'a pu modifier la médiocre action postglaciaire, exactement comme en Lorraine ou en Champagne (10). L'essentiel des versants porte aujourd' hui encore l'empreinte périglaciaire. Naturellement cette dernière est plus ou moins profonde suivant la gélivité des roches. Dans les calcaires marneux, elle est à peu près exclusive. Dans les dolomies, au contraire, elle est nulle et ce sont des formes plus anciennes, pré-glaciaires, qui sont conservées.

Toutes les régions calcaires du Languedoc Oriental et de la Provence Occidentale sont caractérisées par l'opposition entre les plateaux ondulés, faiblement

accidentés qui règnent sur de grandes surfaces et les gorges abruptes, les canyons aux parois raides où coulent les rivières (Gorges de l'Hérault, du Gard, de la Vis etc...) Seule la morphologie climatique, appuyée sur ce que nous venons de préciser quant aux paléoclimats quaternaires, est susceptible d'en founir une explication complète. Im ne s'agit pas là d'une morphologie homogène, prétendue karstique, mais de formes d'âge varié, de genèse différente, juxtaposées par suite de l'évolution climatique.

Les gorges sont le domaine où se poursuit une érosion mécanique actuelle. Le vallon entre St. Guilhem du Désert et le Causse de la Salle nous en fournit une preuve qui n'est pas unique. Partout oú l'enfoncement des rivières est suffisamment actif, les versants calcalres évoluent en talus d'éboulis, le gel actuel jouant encore un rôle essentiel dans la fragmentation de la roche, bien que fort intérieur au gel quaternaire. Dans la gorge du Gard à travers l'anticlinal urgonien de la Garrigue de Nîmes, le sapement du fleuve favorise également les éboulements. Ici aussi les versants actuels sont des versants d'éboulis. Quelques bancs plus résistants donnent des petits gradins verticaux et des sections de versant d'une pente moyenne de 60—70°. Entre eux, les éboulis donnent des talus de 33 à 35°, un peu plus inclinés que les éboulis périglaciaires. A l'action de sapement des rivières qui provoque des éboulis de gravité se borne la morphologie superficielle postglaciaire.

Par elle, les interfluves ne sont pas touchés. Leur surface est ondulée par l'entaille de toute une série de vallons, aujourd'hui secs et qui n'ont pu se former sous le climat actuel. Leurs versants sont jonchés de pierrailles et, cependant, leur pente est bien inférieure à celle des talus d'éboulis. Pour le plateau Urgonien de la Garrigue de Nîmes, elle est le plus souvent de 10—20°. Seule une action du ruissellement pourrait expliquer semblable valeur. Or, dans ces roches perméables, il ne saurait en être question. Cette morpologie de vallons secs, aux versants relativement adoucis, toujours moins raides que ceux des canyons à écoulement fluviatile sont un legs des climats froids périglaciaires. Or c'est à eux que la garrigue doit l'essentiel de son relief.

La pente de leurs versants varie directement en fonction de la gélivité des roches: le plus souvent voisine de 20° dans les calcaires urgoniens, elle s'abaisse à 10° dans les calcaires marneux du Barrémien ou de l'Hauterivien.

Une morphologie légèrement différente caractérise le rebord des plateaux calcaires, par exemple le grand talus qui s'allonge tout au long de la Garrigue de Nîmes, le long du Vistre. Nombreux sont les vallons secs qui l'entaillent, semblables, comme les précédents, aux vallons en berceau de la Lorraine (10). Aucune trace d'eau courante, pas même de lit dessiné, ce qui montre bien qu'ils sont totalement inactifs de nos jours. Par contre leur fond est tapissé d'une épaisse nappe de pierraille de gélivation, apportée là par la solifluction, et qui empâte le pied des versants, formant un long glacis en pente douce (4—5°) raccordant la nappe du fond de vallon aux affleurements de roche en place, dont la pente est sensiblement plus forte. Entre les vallons, c'est le pied même du talus qui est bordé de ces glacis continus et réguliers, paysage caractéristique de la vallée du Vistre, comme l'a bien sougligné Marcelin. Entre Nîmes et Rémoulins le grand développement de ces vallons et de ces glacis s'explique par l'absence d'entaille récente. Une coupe proche de l'aérodrome de Nîmes, que nous a montré Marcelin, laisse voir les formations de débris de gélivation soliflués consolidés par un ciment calcaire presque jusqu'au niveau de la surface du sol. Cette consolidation est fossile et date probablement du dernier inter-

glaciaire. Lors de la dernière période froide, les horizons supérieurs du sol dont elle représente la base ont disparu sous l'effet de la reprise de la solifluction. Or cette brèche se raccorde à peu près au fond du vallon, où elle n'est recouverte que de 1 m. environ de débris. Il n'y a donc eu, dans cette région, aucun creusement sensible entre les deux dernières périodes froides de sorte que l'évolution commencée pendant la première a pu se poursuivre sans accident au cours de la seconde.

Une morphologie comparable s'étend au pied de l'escarpement Barrémien qui borde au S.E. la dépression de l'étang de Pujaut. La roche en place, inégalement gélive, est découpée en pinacles séparés par des couloirs ennoyés sous les débris de gélivation. Ces derniers se rejoignent plus bas pour former un glacis continu. Les rivières autochtones ont façonné ce matériel en grève calcaire, très aplatie et faiblement émoussée, aux éléments de forme subgéométrique, exactement semblable au matériel périglaciaire fluviatile que l'on rencontre si souvent, dans le Bassin de Paris (16).

Les mêmes pentes façonnées avant tout par la gélivation et la solifluction caractérisent la topographie des petits Causses (Larzac, Causse de la Selle). Des glacis de débris de gélivation adoucissent le bord de la plupart des dépressions karstiques. Une étude détaillée des rapports entre ces formations et la topographie karstique permettrait de dater cette dernière et montrerait probablement que l'essentiel du travail de dissolution est ancien.

Au S. de Montdardier, entre St. Martin et la Vacquerie, nous avons observé en de nombreux points une morphologie karstique fossilisée sous des dépôts de sables à galets de quartz, attribués au Pliocène par la carte géologique. Le bord des poljés est ennoyé sous des glacis de poduits de gélivation. Il faut donc tenir le plus grand compte des phénomènes périglaciaires quaternaires pour expliquer la morphologie des Causses. Partout où le calcaire est gélif, les formes de surface ont été effacées par l'action du froid: les lapiés ont disparu, les dollines les plus petites ont été complètement fossilisées, les plus grandes presque effacées *). Seules ont pu se maintenir les formes développées dans des faciès non gélifs, en particulier dans les formations dolomitisées. Ainsi s'expliquent les lapiès de Rogues, de la Cavalerie, de la Vacquerie et de probablement bien d'autres points. Il s'agit de formes anciennes, antérieures au dépôt de la nappe de galets de quartz à Rogues et à la Vacquerie (elles sont fossilisées par elle), qui se sont maintenues par suite de l'immunité que leur conférait le faciès vis à vis de la gélivation. Ce n'est pas à un karst actuel que nous avons à faire, mais à un vieux karst, superficiellement abîmé par les périodes froides quaternaires, et dont seules les parties souterraines ont pu se remettre à fonctionner sans difficulté lors du radoucissement du climat tandis que la surface est encore largement un paysage périglaciaire fossile. Ainsi s'explique l'apparente disparité d'évolution entre les formes souterraines et les formes superficielles. L'analogie est grande avec le Jura Souabe et les Alpes arientales (Voir Büdel No. 21).

La châine des Alpilles montre un contraste saisissant, de morphologie calcaire. Toute la partie centrale de l'anticlinal, constituée par le Cretacé inférieur et le Jurassique supérieur, montre une intense dissection par un réseau serré de vallons secs, dont les versants ont des pentes modérées (10—20°). Surtout dans le Crétacé Inférieur, le relief est aéré, les vallons évasés. Les confluences de ravins sont extrêmement rapporchées: tous les 100 m. en moyenne le long de

*) Cette idée nous a été suggérée par R. Dugrand, que nous remercions cordialement. A. Cailleux a observé au Djurdjura (Algérie) des faits analogues (17).

la route de St. Rémy aux Baux. On observe d'abondantes formations de gélivation, en particulier des éboulis ordonnés. Aucune morphologie karstique, si ce n'est que tous ces vallons sont secs. Tout le modelé est périglaciaire et les périodes froides du Quaternaire ont mis à rude épreuve le coeur de l'anticlinal. C'est qu'il est constitué de calcaires gélifs, souvent marneux (Grétacé Inférieur).

Par contre, une fois l'anticlinal franchi en direction du S., la région des Baux offre un relief chaotique, avec dépressions fermées (le Val d'Enfer), buttes résiduelles du type hum, aux parois verticales toutes taraudées d'énormes lapiés. Ici, aucun éboulis ordonné, aucune trace de solifluction. Le modelé est tout entier celui de l'érosion chimique. C'est que nous nous trouvons dans da molasse aquitanienne, constituée par un calcaire coquillier tendre, non gélif, utilisé comme pierre de taille. Les formes fossiles préglaciaires sont intégralement conservées.

La même influence morphoclimatique s'est fait sentir sur le travail des rivières et la morphologie des fonds de vallées. Il est très vraisemblable qu'ici comme dans tout le Bassin de Paris, la plupart des terrasses soient climatiques (18). Le remblaiement du Bassin d'Aniane est formé de coulées de produits de gélivation venant se fondre dans les apports longitudinaux ce qui permet de le dater d'une période froide. Mais plus significatif est un petit vallon descendant du flanc E. de la Gardiole, près de Mireval et dont le matériel est entaillé par une carrière le long de la route de Frontignan à Montpellier. Il a édifié un cône, formé uniquement de matériel calcaire local, très peu usé, mais assez aplati. Large de 200 m. à sa base, il atteint 7 m. de puissance et repose sur le calcaire fortement altéré par dissolution et encore bourré d'argile rouge dans les diaclases élargies. Le calcaire était entaillé par un petit ravin profond et étroit, qui a été entièrement fossilisé par le cône. De quand date ce ravin? Probablement de la période où les couches de l'ensemble II se ont altérée à Collias: en effet, la surface du calcaire du ravin fossilisé porte l'altération rouge tandis qu'au dessus du remblaiement, la même roche, fortement gélivée, est intacte. Les formations du cône se raccordent aux pierrailles de gélivation qui jonchent cette roche en place: elles sont postérieures à l'altération rouge. Mais ce n'est pas tout: elle-mêmes plongent vers la plaine littorale toute proche et passent sous les formations argilo-vaseuses qui bordent l'étang de Vic. Elles sont donc antérieures à la transgression flandrienne D'ailleurs ce cône n'est plus fonctionnel: il est recouvert d'un sol mince, brun, qui semble postglaciaire et aucun écoulement ne se produit plus dans le talweg. On exploite la carrière sans se soucier de ce dernier.

La formation du cône s'est donc placée lors des deux récentes phases froides correspondant au depôt des loess Ib et Id de Collias, c'est-à-dire lorsque le niveau de la mer toute proche était déprimé par la glaciation. Au contraire, lors de la transgression flandrienne, la remontée du niveau marin a coïncidé avec un arrêt de l'accumulation. Indépendante des oscillations eustatiques, l'évolution de ce vallon est essentiellement commandée par les fluctuations climatiques, comme celle de la plupart des rivières françaises.

L'existence de périodes froides au Quaternaire dans le Midi Méditerranéen, prouvée par l'existence de dépôts typiques, attestée par une faune froide, notamment le renne au Mas d'Azil et des pingouins fossiles en Italie (d'après M. Gignoux), est donc d'une importance capitale pour la géomorphologie. Les oscillations climatiques ont en effet engendré le développement de générations de formes de caractère très différent, qui ont persisté plus ou moins jusqu'à nous. Tandis que le modelé des argiles ou dela molasse répond largement aux

conditions climatiques actuelles, celui des calcaires, sauf le long des canyons, est entièrement fossile. Des topographies souterraines tertiaires ou quaternaires anciennes s'y combinent avec un modelé périglaciaire récent pour constituer un assemblage étrange dont on a voulu faire un type de modelé karstique.

La meilleure connaissance de ces divers paléoclimats et des formes caractéristiques qu'ils ont engendrées nous aidera également à mieux préciser les étapes de l'évolution du relief en permettant de dater telle ou telle forme grâce aux sols climatiques qui la recouvrent. Puissent de telles recherches, appuyées sur l'étude minutieuse des formations superficielles et des processus de l'érosion, se multipier et nous permettre de mieux comprendre les topographies qui se présentent à nos yeux.

Références bibliographiques

1 Büdel (J): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. - Die Naturwissenschaften, **36**, p. 105-112 et 133-39. 1949.

2 Guilcher (A): Sur les vallons suspendues des environs de Lisbonne et leurs analogies avec ceux du littoral breton. - C. R. Ac. Sc., **228**, p. 1512-4. 1949.

3 Baeckeroot (G): Observations préliminaires sur des formes quaternaires d'origine climatique dans la Montagne Noire Occidentale. - Bull. A. G. F. 1951, p. 34-7.

4 Marcellin (P): Phénomènes du vent et du froid au Quaternaire Supérieur dans la région Nîmoise. - Bull. Soc. Languedoc. de Géogr. **2**, p. 85-122. 1950.

5 Marcellin (P): Observations sur des terres et des sols en région méditerranéenne, I Terres et sols en Costière. Nîmes 1947.

6 Cailleux (A): Interprétation climatique des éolisations pliocènes et quaternaires en France. - C. R. Somm. S. G. F. 1951, p. 44-6.

7 Doeglas (D. J.): Loess, an eolian product. - Sedimentary Petrology, 1949, p. 112-7.
Cailleux (A): Les actions éoliennes périglaciaires en Europe, Thèse Sc. - Mém. S. G. F. 176 p. Paris 1942.

8 Poser (H): Zur Rekonstruktion der Spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendunnen. - Erdkunde **4**, p. 81-88. 1950.
Poser (H) & Tricart (J): Les terrasses de l'Huisne en amont du Mans. - B. S. G. F., 1950, p. 381-91.
Tricart (J): Dépôts Würmiens et post Würmiens du cône de déjections de la Bruche, près de Strasbourg. - C. R. Somm. S. G. F., 1950, p. 138-9.

9 Guilcher (A) & Calleux (A): Reliefs et formations quaternaires du Centre-Est des Pays-Bas.Rev. de Génomorphologie Dynamique **1**, p. 128-42. 1950.

10 Tricart (J): La Partie Orientale du Bassin de Paris, Thèse Lettres, Paris 1948, Ed. S. E. D. E. S., Tome II, 1952.

11 Tricart (J): Les formations quaternaires de la feuille Vouziers au 1/50.000. - Bull. Serv. Carte Geol. de France, 1950, p. 209-24.

12 Tricart (J): Compte rendu de l'excursion de Valence, du 18 au 24 Février 1950. - Bull. Fac. Lettres Strasbourg 1950, p. 384-96.

13 Marcelin (P): Contribution à l'étude de la Garrigue Nîmoise. - Etudes Rhodaniennes **2**, 1926, p. 83.

14 Tricart (J): Le modelé des régions froides. 1° partie: le modelé périglaciaire. 267 p. C. D. U., Paris 1950.

15 Balland (R) & Cailleux (A): Etude morphoscopique de quelques sables de la région bordelaise. - C. R. Somm. S. G. F. p. 58-7, 1946.
Bastin & Cailleux (A): Action du vent et du gel au quaternaire dans la région bordelaise. - B. S. G. F., 5° ser., **11**, p. 259-66.
Cailleux (A): Les formations superficielles de la feuille Saintes au 1/80.0000°. - B. Serv. Carte Géol. Fr., p. 131-7, 1948.
Guillien (Y): Pour la chronologie de la période froide: les données charentaises. - Sess. extraord. Soc. belges de Géol. Bruxelles 1946, p. 347-61.

16 Tricart (J) & Schaeffer (R): L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'erosion. - Rev. de Géomorph. Dynamique **1**, p. 151-179. 1950.

17 Barbier (A) & Cailleux (A): Glaciaire et périglaciaire dans le Djurdjura Occidendal. - C. R. Ac. Sc. **231**, p. 365-6. 1950.

18 Tricart (J): Premiers resultats d'une synchronique des terrasses du Bassin de la Séine. - C. R. Somm. S. G. F. p. 69-71, 1946.

19 Suen (T. Y.): Le loess de la vallée, du Rhône. - Thèse Lettres (Université), Lyon 1934.
20 Viret: Bull. Soc. Linnéenne de Lyon **18**, p. 20-24. 1949.
Bourdier (F): C. R. Ac. Sc. **215**, p. 422. 1942.
21 Büdel (J): Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb und den Ostalpen. - Erdkunde **5**, 1951.

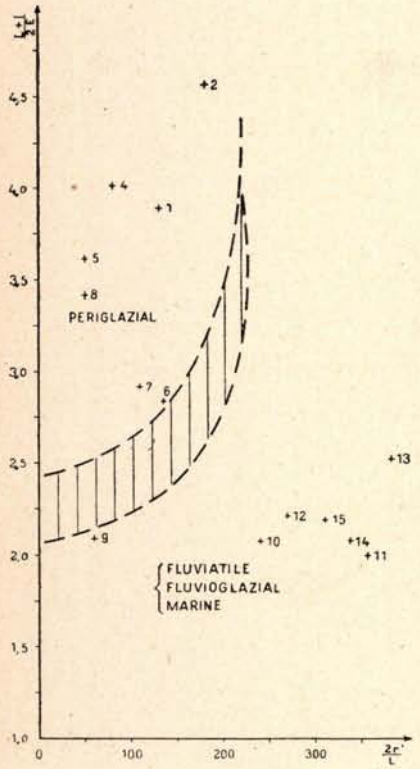


FIGURE 3: Caractéristiques morphométriques des formations périglaciaires grossières étudiées. En abscisses, indices d'émoussé (médianes de chaque lot), en ordonnées, indices d'aplatissement (medianes de chaque lot). Chaque lot est figuré sur le graphique par un croix accompagnée d'un chiffre renvoyant au tableau 1. On peut constater que les caractéristiques morphométriques des galets périglaciaires sont bien différentes de celles des autres formations. Elles se répartissent sur une aire bien délimitée correspondant à des émoussés médiocres ou nuls et des aplatissements élevés ou moyens. Ces caractères constituent un éventuel moyen de diagnose d'origine. On notera également que les formations périglaciaires du Bas Rhône se placent au bord de l'aire délimitée sur le graphique: leurs caractères sont moins nets que ceux des formations de la France du Nord et indiquent une transition, un climat moins rude.

TABLEAU 1

Caractéristiques morphoscopiques des galets périglaciaires de la région du Bas Rhône et termes de comparaison.

Localité	Indice d'aplatissement				Indice d'émoussé			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
1° Formations périglaciaires de l'Est du Bassin de Paris								
1 MARCQ (Ardennes)				3,87	37%	50—150	0%	130
2 FALAISE (Ardennes)				4,55	13%	100—150	1%	180
3 CHEVIERES (Ardennes)				5,3	19%	200—250	2%	195
2° Formations périglaciaires du Sillon Rhodanien								
4 OURCHES (Drôme)					61%	50—100	0%	80
5 PUJAUT, éb. ordon.	7%	2,75—4	31%	3,6				40
6 PUJAUT, alluvions	20%	1,75—2,75	28%	2,8	22%	100—150	0%	135
7 AUREILLE (B. d. R.)	19%	1,75—2,5	37%	2,9	43%	50—150	0%	110
8 Les BAUX (B. d. R.)	37%	2,25—3	39%	3,4				30
LEDENON (Gard)	11%	2,5 —3,5	27%	2,87				
3° Formations non périglaciaires, à titre de comparaison								
9 JOUX La Ville	36%	1,5 —2,5	2%	2,07	82%	50—100	0%	60
10 VOGÜE (Ardèche)	49%	1,5 —1,75	3%	2,08	10%	200—250	1%	240
11 FRAUENHOFEN	50%	1,5 —2	7%	1,98	4%	200—400	14%	351

Localité	Indice d'aplatissement				Indice d'émoussé			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
12 WERTHENSTEIN	42%	1,5 —2,5	8%	2,20	7%	150—400	3%	269
13 WIBLINGEN	26%	1,7 —2,5	25%	2,50	3%	300—500	14%	380
14 OUJDA (O. Isly)	44%	1,25—2,5	4%	2,08	0%	350—400	10%	333
15 SETE (Plage)	33%	1,75—2,25	2%	2,18	1%	250—350	11%	310

(1) Proportion des galets < 2. (2) Maximum. (3) Proportion des galets > 3,5. (4) Médiane. (5) Proportion des galets < 100. (6) Maximum. (7) Proportion des galets > 500. (8) Médiane.

Renseignements concernant les formations de comparaison:

Joux la Ville: dissolution sur place actuelle dans un sol de rendzine.
Voogüé: fluviatile actuel, dans le lit de l'Ardèche.

Frauenhoffen: fluviatile tortonien de Bavière, aucune influence périglaciaire posible.
Werthenstein: fluviatile actuel de la Kleine Emme (Suisse).

Wiblingen: terrasse fluvio-glaciaire du Danube, près d'Ulm. Quelques éléments de provenance périglaciaire.

Oujda: fluviatile actuel de l'Oued Isly. Noter la ressemblance avec Frauenhoffen.
Sète: usure marine actuelle au pied d'une petite falaise, sans transport.

Zusammenfassung

Die bis in jüngste Zeit vertretene Ansicht, daß die französische Mittelmeerregion im Pleistozän nicht mehr unter den Einflüssen eines periglazialen Klimas gelegen habe (1), bedarf nach den Beobachtungen von Marcelin (3) und nach den Feststellungen in diesem Aufsatz einer Revision. Auch in diesem Gebiet gibt es einen mannigfaltigen periglazialen Formenschatz und verbreitet periglaziale Ablagerungen (Fig. 1): Löße, Flugsande und äolische Steinpflaster (mit allseitig geschliffenen Steinen darin, deren größte und schwerste während der Politur nicht durch Wind, sondern nur durch Frostschub gedreht sein können), Solifluktions- und Kryoturbationshorizonte (Würgeboden) und periglaziale Schutthalden. Morphometrische Schotteranalysen, die Abplattung wie die Zurundung betreffend, erhärten den periglazialen Charakter dieser Bildungen (Tableau 1), deren Verbreitung bis ans Mittelmeergestade reicht. Die genaue Datierung der einzelnen Erscheinungen ist noch nicht möglich gewesen; sie gehören aber zumindest bei Collias verschiedenen Kaltzeiten an. Hier zeigt ein großer Aufschluß drei verschiedenaltrige Löße in Wechsellagerung mit Solifluktions- und Kryoturbationshorizonten und alle diese Horizonte mit unterschiedlichen Merkmalen nachträglicher chemischer Verwitterung. Er dokumentiert die Aufeinanderfolge folgender Klimaperioden: warm-trockene Klimaperiode, ältere Kaltklima-Periode, warm-trockene Periode, kalte Periode, gemäßigte Periode, kalte Periode, Klima der Gegenwart. Bemerkenswert ist, daß trotz Suchens keine fossilen Eis- oder Lehmkeile und auch keine anderen Zeugen einstigen Dauerfrostbodens gefunden wurden. Ihr offenbares Fehlen gestattet den Schluß, daß das durch die übrigen Formen und Ablagerungen belegte Periglazialklima nicht ebenso streng und rauh war wie das gleichzeitige Klima in den nördlichen und westlichen Teilen Frankreichs, wo fossile Eiskeile bis an die Atlantikküste hin beobachtet wurden. Das französische Mittelmeergebiet wird also keinen Dauerfrostboden, sondern nur jahreszeitliche, bestenfalls tiefgründige Gefrornis gehabt haben.

Der Nachweis periglazialer Klimaeinflüsse auf dieses Gebiet eröffnet neue Aspekte auch für die Morphologie der südfranzösischen Kalkgebirge. In Abschnitt III sind zahlreiche Einzelbeobachtungen zusammengestellt worden, wonach manche Züge der großen kañonartigen Täler sowohl hinsichtlich ihrer Hanggliederung wie hinsichtlich ihrer Terrassen nur aus dem Wechsel der verschiedenen Klimate, also auch unter Mitwirkung des Periglazialklimas verstanden werden können. Eindeutig periglaziale Veränderungen weisen die Karsterscheinungen auf, deren Anlage somit weit älter ist, als bisher angenommen wurde. Vollends periglazialer Entstehung sind die zahlreichen, heute trockenen Tälchen der Hochflächen („Dellen"). Bedarf die Kalklandschaft im einzelnen auch noch weiterer Untersuchung, so darf doch schon gesagt werden, daß ihre Formen größtenteils Vorzeitformen aus verschiedenen Klimaperioden sind, und daß ihre jetztzeitlichen Bildungen sich nahezu ganz auf den Sohlenbereich der großen Täler beschränken. Durch die auffallend gute Erhaltung eines verschiedenaltrigen fossilen Formenschatzes zeichnet sich die Kalklandschaft aus vor den Räumen toniger Ablagerungen und der Molasse, die unter der Wirkung des heutigen Klimas noch am stärksten verändert werden.

B. Buchbesprechungen

J. M. van der Vlerk & F. Florschütz: **Nederland in het Ijstijdvak.** — 287 S., 98 Textabb., 40 Taf. Utrecht (W. de Haan) 1950. Preis 12,50 Gulden.

Das vorzüglich ausgestattete Buch enthält eine erschöpfende Behandlung des niederländischen Pleistozäns. In einem einleitenden Kapitel werden kurz die allgemeinen Grundlagen gegeben. Es folgt dann in 7 Kapiteln die Einzelbehandlung der Unterabteilungen des niederländischen Pleistozäns, die von der ältesten bis zur jüngsten ausführlich besprochen werden. Es sind dabei für die Unterabteilungen neue Namen gewählt worden, an die man sich erst gewöhnen muß. Die Verfasser wollten eine lokale Gliederung aufstellen, was zweifellos richtig war. Für den Benutzer wäre es aber eine Gedächtnisstütze gewesen, wenn dabei eine alphabetische Reihenfolge angewandt worden wäre. Für die einzelnen Unterabteilungen werden besonders eingehend Flora und Fauna geschildert und vorzüglich abgebildet. Verteilung von Land und See, Ausdehnung des Eises in den jeweiligen Stadien usw. werden ergänzend dargelegt. Ein Literatur-Verzeichnis und — für den Nichtfachmann besonders wichtig — eine Erklärung der wichtigsten Fachausdrücke, beschließen das Werk. P. Woldstedt.

Ludwig Weinberger: **Die Eiszeit in den Alpen.** Gletscherkunde. — Sonderdruck in Buchform aus: Mitt. f. Erdkunde, herausgeg. v. Georg Lahner, Jahrg. 1948 u. 1949. 111 S. mit 47 Abb., Linz/Donau (R. Pirngruber) 1951.

Das Buch bietet eine gute kleine Gletscherkunde, die besonders die ostalpinen Verhältnisse berücksichtigt. Dabei ist durchweg der neueste Stand der Kenntnisse wiedergegeben. Besonders bemerkenswert sind die zahlreichen, gewiß z. T. einfachen, aber meist recht instruktiven Abbildungen. Über Schnee, Firn, Schneegrenzen, Gletschertextur, Ablation, Toteis, Gletschererosion, Moränen, Gletscherbewegung, Spalten, Gletschereinteilungen und Gletscher-Schwankungen erfährt man alles Wissenswerte in klarer Darstellung. P. Woldstedt.

Otto H. Schindewolf: **Glaziale Erscheinungen im Oberdevon von Menorca.** — Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, Abh. math. nat. Kl. 1951, Nr. 1. 21 S., 5 Taf.

Im Paläozoikum der Insel Menorca treten eigentümlich ausgebildete Blockmergel auf, die aus einer ungeschichteten sandig-mergeligen Grundmasse bestehen. In diese sind Gerölle und Blöcke der verschiedensten Größe und Art eingebettet, außerdem gelegentlich größere Schollen von verhältnismäßig lockeren Gesteinen, die ihren ursprünglichen Zusammenhang bewahrt haben. Verf. sieht in diesen Bildungen Tillite, wofür die chemische und petrographische Zusammensetzung der Grundmasse und die Erhaltung der leicht zerstörbaren Fremdgesteinsschollen sprechen. Das Alter der Bildungen wird als oberdevonisch (Frasne- oder Famenne-Zeit) angenommen. Anzeichen für Kaltzeiten ähnlichen Alters werden aus Süd- und Nordamerika angegeben. Das Vorkommen von Menorca wird vom Verf. auf eine Lokalvergletscherung zurückgeführt. Leider sind weder gekritzelte Geschiebe noch eine geschrammte Auflagerungsfläche unter dem Blockmergel gefunden worden. Bei künftigen Untersuchungen sollte man einmal festzustellen versuchen, ob die von K. Richter nachgewiesene Einregelung der Geschiebe, wie sie in pleistozänen Grundmoränen beobachtet wird, hier auch vorhanden ist. P. Woldstedt.

Hallesches Jahrbuch für Mitteldeutsche Erdgeschichte, herausgegeben von Prof. Dr. H. Gallwitz und Prof. Dr. F. v. Wolff unter Schriftleitung von Dr. H. W. Rothe. Erster Band, Lieferung 2 (6.40 DM) und Lieferung 3 (9.60 DM). Verlag von Wilhelm Knapp, Halle (Saale) 1951.

Jede dieser Lieferungen enthält u. a. eine quartärgeologische Arbeit. In Lieferung 2 berichtet L. Hein über pollenanalytische Untersuchungen an den Sedimenten des „Salzigen Sees" zwischen Eisleben und Halle, wo aus einer Bohrung bis 37 m Sedimente mit Seeschlamm angeführt werden. Ein dunkler Faulschlamm über den liegenden Kiesen ließ sich nicht genauer datieren. Darüber folgen bereits Proben aus der Wärmezeit, dem Atlantikum, und zwar die Zonen VIIa—IX. Nach der Pollenzusammensetzung kann für die mittlere Wärmezeit (VII) Firbas' Grenze zwischen dem östlichen Kiefern-Eichengebiet mit dem westlichen, kiefernarmen Eichenmischwaldgebiet etwas weiter nach W verschoben werden. Der Anstieg der Buchenkurve (IX) ist in dem Diagramm noch mit erfaßt.

Lieferung 3 enthält eine Arbeit von H. D. Kahlke: Der altpleistozäne Verticornis-Kreis und die Frage der Entstehung der Riesenhirsche (Megaceros) mit 2 Textabbildungen und 5 Figuren auf Tafel XXIII. Während nach Soergel die Augsprosse der mittel- und jungdiluvialen Riesenhirsche als eine im Laufe der Stammesgeschichte

abwärts gewanderte Eissprosse zu gelten hat, wies KIRCHNER darauf hin, daß die Basalsprosse der Riesenhirsche hinsichtlich ihrer Bildung der Augsprosse bei den Damhirschen homolog sei. KAHLKE weist nun eine neue Süßenborner Megaceros-Form nach, die das auf physiologisch-morphologischem Wege gewonnene Ergebnis KIRCHNER's durch historisches Material belegt. Der neue Süßenborner Riesenhirsch steht systematisch außerhalb des Verticornis-Kreises, gehört aber zeitlich der gleichen Fauna an und ist nach KAHLKE vielleicht von einem oberpliozänen Cerviden-Kreis abzuleiten, dem *C. senezensis Dep.* nahesteht. Dagegen ist die Bezeichnung „Megaceros" für den Verticornis-Kreis zu streichen. Konrad Richter.

PFALZ, R.: **Grundgewässerkunde.** — 173 S., 77 Abb., 5 Photos. Verlag Wilh. Knapp, Halle a. d. Saale. 1951. Preis brosch. DM-Ost 9.80, geb. 11.80.

„Grundgewässer" gilt als Sammelbezeichnung für alle unterirdischen Wässer einschl. Quellen. — Bei der Einteilung der Grundgewässerarten in Grundfeuchtigkeit, Schichtwasser, Höhlenwasser, Spaltenwasser, Tiefenstandswasser, Bergfeuchtigkeit und Quellen geht der Verfasser eigene Wege. Ziel des Buches ist eine Darstellung des unterirdischen Wassers als nutzbare Lagerstätte hinsichtlich ihrer Entstehung und Art des Vorkommens. In dieser Beschränkung liegt ein Vorteil des als Abriß gedachten Werkes. Eine eingehendere Behandlung des Wasserhaushaltes und des Auftretens verschiedener Grundwasserstockwerke, besonders in den Lockersedimenten, wäre erwünscht gewesen. Der früheren Tätigkeit des Verfassers entsprechend werden zahlreiche Beispiele aus den Tropen gebracht. W. Dienemann.

C. Bericht über die Tätigkeit der Deutschen Quartärvereinigung

1. Hauptversammlung in München 6.—9. September 1950

Nachdem im Jahre 1949 mit Rücksicht auf zahlreiche andere Tagungen eine Hauptversammlung der Quartärvereinigung nicht einberufen war, fand eine solche im September 1950 in München statt, und zwar in Verbindung mit der Hundertjahrfeier des Bayerischen Geologischen Landesamts und zusammen mit den Hauptversammlungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft, der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft sowie der Paläontologischen Gesellschaft.

Vor der Tagung wurde vom 3.—5. September unter Führung der Herren GRAUL, SCHAEFER und WEIDENBACH eine dreitägige Exkursion in das Riß-Lechgebiet ausgeführt, das klassische Gebiet Albrecht Penck's, in dem dieser seine grundlegende alpine Eiszeitgliederung aufstellte. Über die Exkursion sind ausführliche Berichte in „Geologica Bavarica" **6**, S. 91—120, 1951, ferner in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **102**, S. 317, 1951, erschienen, auf die hier verwiesen sei.

Auf der eigentlichen Tagung wurden am 6., 7. und 8. Sept. folgende Vorträge gehalten:

1. P. WOLDSTEDT: Über allgemeingeologische Probleme der Eiszeitforschung (erscheint in diesem Heft unter dem Titel: Interglaziale Meereshochstände usw.).
2. R. FINSTERWALDER: Die bayerischen Gletscher.
3. J. KNAUER: Talverschüttung und Epigenese im südbayerischen Glazialgebiet.
4. E. EBERS: Stratigraphischer Einbau der mindel-riss-interglazialen Landoberfläche am Westrand des Salzachgletschers (erscheint in diesem Heft).
5. H. GRAUL: Die Entwicklung der württembergischen Rottalrinne (erscheint in diesem Heft).
6. I. SCHAEFER: Zur Stratigraphie des voralpinen Diluviums (erschienen in Z. deutsch. geol. Ges. **102**, 1951).
7. L. HIRSCH: Jungdiluviale Tektonik im Oberrheingraben. (Erscheint in diesem Heft). Aussprache: W. WAGNER.
8. N. THEOBALD: Les alluvions du rebord alsacien des Vosges. Aussprache: E. GUENTHER.
9. H. FREISING: Zur Gliederung des süddeutschen Lößes. Aussprache: BÜDEL, GRAHMANN, GUENTHER, KLUTE, HIRSCH, SCHÖNHALS.
10. F. WEIDENBACH: Gedanken zur Lößentstehung (erscheint in diesem Heft). Aussprache: VAN ANDEL, POSER, BÜDEL, WOLDSTEDT, CAILLEUX, JESSEN, SCHÖNHALS, GRAHMANN.
11. H. LOUIS: Gletschererosion in Tälern (erscheint in diesem Heft). Aussprache: FINSTERWALDER, EDITH EBERS, BÜDEL, BROCKAMP.
12. E. OSTENDORFF: Zur Dynamik des Inlandeises (erscheint im nächsten Heft). Aussprache: LOUIS, MIRTSCHING, BROCKAMP.

13. P. W. Thomson: Die Pliozänfloren und ihre Beziehungen zu den Pleistozänfloren in Nordwestdeutschland.
14. U. Rein und R. Wolters: Zur Plio-Pleistozängrenze am Niederrhein (Pollenanalytische Untersuchungen).
    Aussprache zu beiden Vorträgen: Woldstedt, Adam.
15. H. Lembke: Über periglaziale Erscheinungen im Jungdiluvium Norddeutschlands.
    Aussprache: van Andel, Poser, Schaefer, Büdel.
16. H. Mensching: Akkumulation und Erosion in Niedersachsen seit der Rißeiszeit.
    Aussprache: Büdel, van Andel, Woldstedt, Poser, Schaefer.
17. K. Richter: Die klimatische Auswertung der glazialen Stillstandslagen in Norddeutschland.
    Aussprache: Louis, Klute, Troll, Schönhals, Büdel.
18. A. Dücker: Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Eismächtigkeit.
    Aussprache: Louis, Reich, Rein, Weidenbach, Schwarzbach.
19. W. Freudenberg: *Pädopithex rhenanus* Pohlig 1887 und sein mutmaßlicher Nachkomme *Giganthropus weilheimensis* Freudenberg 1938 an Hand neuester Funde aus rheinhessischem Unterpliozän.
20. K. Narr: Fragen der jungpläaolithischen Chronologie (erscheint in diesem Heft).
    Aussprache: Grahmann, Troll.
21. R. Grahmann: Der jungpleistozäne Mensch und seine Kulturen in Nordamerika.
    Aussprache: Woldstedt, Troll, Sickenberg.
22. J. Büdel: Die Klimaphasen der Würmeiszeit.
    Aussprache: Troll, Poser, Woldstedt, Hirsch, Klute.
23. A. Mirtsching: Die absolute Dauer des Eiszeitalters, errechnet aus den Bilanzen Niederschlag — Schmelzen — Ausbreitung.
    Aussprache: Klute, Louis.
24. F. Klute: Niederschlag und Temperatur zur Eiszeit.
    Aussprache: Poser, Troll, Büdel, Brockamp.
25. D. Wirtz: Das Pleistozän vom westlichen England und Irland.
    Aussprache: Gams, Woldstedt.
26. A. Cailleux: Vorlage neuer französischer quartärgeologischer Literatur.
27. H. Poser: Zur Vergletscherung des Harzes.
    Aussprache: Louis, Lembke, Troll, Klute.
28. J. Tricart: Granulometrische Messungen an Geröllen verschiedener Stellen, die auf der Anreise-Exkursion gezeigt worden waren.

Nach Schluß der Tagung fand am 9. 9. unter Führung von J. Büdel und Ed. Ebers eine Exkursion in den Inngletscherbereich, am 10. 9. unter Leitung von J. Knauer eine solche ins Isargebiet zwischen Bad Tölz, Mittenwald und Kochel statt. Über diese hat F. Weidenbach in Z. deutsch. geol. Ges. **102**, S. 326—327 berichtet.

2. Beteiligung an der Tagung der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen in Rinteln vom 16.—19. Mai 1951

Auf der hauptsächlich von den Herren Dienemann und Woldstedt vorbereiteten Tagung wurden — neben anderen — folgende quartärgeologischen Vorträge gehalten:

1. P. Woldstedt: Einführung in die quartärgeologischen Probleme des Raumes zwischen Minden und Hameln.
2. R. Herrmann: Morphologie der Umrahmung des Wesertales zwischen Hameln und Porta.
3. W. Dienemann: Die Verbreitung der Weserschotter nordwestlich der Porta.
4. G. Keller: Zur Kenntnis des Diluviums zwischen Wiehengebirge und Dammer Bergen.
5. K. H. Sindowski: Die Schotterzusammensetzung der Weserterrassen zwischen Hameln und Minden.
6. H. Illies: Fluß- und Formengeschichte des Unterelbegebietes.
7. G. Lüttig: Eisrandlagen zwischen Harz und Weser.
8. A. Dücker: Zur Entstehung der Frostspalten.
9. W. Dechend: Die Emsmündung während des Eem.
10. U. Steusloff: Allerödbildungen in der Niederterrasse von Emscher und Lippe.
11. O. Sickenberg: Über einen neuen Interglazialfund bei Wunstorf.

Zwei ganztägige Exkursionen am 18. und 19. 5. unter Führung von W. Dienemann und P. Woldstedt besuchten den gesamten Raum in der weiteren Umgebung von Minden, Rinteln und Hameln.

3. Hauptversammlung in Mainz vom 16.—20. 9. 1951

Ihre dritte größere Tagung hielt die Quartärvereinigung vom 16.—20. 9. in Mainz ab. Folgende Vorträge wurden am 16. und 17. 9. gehalten:

1. P. Woldstedt: Probleme der Terrassenbildung (erscheint in diesem Heft).
   Aussprache: Mirtsching, Nietsch, Wundt, Becksmann, Thomson, Zeuner, Troll.
2. W. Wundt: Zeitliche Abfolge von Erosion und Aufschüttung in der Jetztzeit und in der Eiszeit.
   Aussprache: Klute, Junghanns, Poser, Weidenbach, Troll, Ebers.
3. J. Hövermann: Kalktuff, Löß und Terrassen im südlichen Niedersachsen.
   Aussprache: Hirsch, Groschopf, Poser, Schaefer, Becksmann, Bögli, Bickerich, De Jong, Grahmann.
4. H. Graul: Die Fazies der quartären Schotter im Alpenvorland.
   Aussprache: K. Richter.
5. U. Steusloff: Aufbau und biologischer Inhalt der Niederterrasse von Emscher und unterer Lippe.
   Aussprache: Weidenbach, Nietsch, Troll.
6. F. Klute: Eiszeitliche Klimafragen (inzwischen in „Erdkunde" erschienen).
   Aussprache: Mirtsching, Thomson, Poser, Zeuner, Ebers, Narr, Schaefer, Hövermann.
7. L. Hirsch: Fossile Bodenbildungen als Hilfsmittel der Qartärstratigraphie.
   Aussprache: Woldstedt, Schönhals, Poser, Freising, Zeuner.
8. E. Schmid: Diluviale Polygonalböden im südlichen Oberrheintal.
   Aussprache: Poser, Schönhals, Zeuner.
9. H. Freising: Eiskeile in Württemberg.
   Aussprache: Troll, Büdel, Dücker, Zeuner, Uenze.
10. E. Ebers: Würmperiglaziale Erscheinungen am Außenrande des Salzachvorlandgletschers.
    Aussprache: Schaefer, Klute, Troll, Büdel, Poser.
11. K. Narr: Über Zusammenhänge von Klimaänderungen, Kulturströmungen und Bevölkerungsbewegungen in der Älteren Steinzeit.
    Aussprache: Zeuner, Büdel, Grahmann, Weidenbach.
12. W. Barner: Paläolithikum im Leinebergland.
    Aussprache: Woldstedt, Freising, Narr, Schmid.
13. O. Uenze: Die Quarzitstationen Mitteldeutschlands (vgl. Arbeit Grahmann in diesem Heft). — Aussprache: Woldstedt.
14. H. Geilmann: Chemische Arbeiten im Interesse der Vorgeschichte.
    Aussprache: Woldstedt.
15. K. Adam: Die altpleistozänen Faunen von Mosbach, Mauer und Jockgrim.
    Aussprache: Hirsch, Plewe.
16. J. Tricart: Über Periglazialerscheinungen im südlichen Frankreich (verlesen von H. Couzy; erscheint in diesem Heft).
    Aussprache: Poser, Büdel, Klute.
17. H. Udluft: Periglazialer Buntsandsteinschutt in Hessen
    Aussprache: Büdel, Poser, Becksmann, Freising, Fezer, Weidenbach, Klute, Findeisen.
18. K. Richter: Die Quartärentwicklung über Salzstöcken.
    Aussprache: Schuh, Thomson.
19. P. W. Thomson: Klimaschwankungen im Tertiär und Quartär (erscheint in diesem Heft). — Aussprache: Woldstedt.
20. I. Schaefer: Neue Forschungen über das alpine Altpleistozän.
    Aussprache: Thomson, Woldstedt, Beyer, Troll.
21. R. Bickerich: Kalktuffe und das Problem der nacheiszeitlichen Klimaschwankungen. — Aussprache: Bögli, Groschopf, Thomson, Steusloff, Becksmann, Fezer, Klute, Hövermann, Weidenbach.

Eine Exkursion am 18. 9. 51, unter Führung von W. Wagner und K. Geib, galt dem Studium der Rhein- und Nahe-Terrassen. Sie führte zum Rochusberg und zur Elisenhöhe bei Bingen, weiter über Trollmühle, Kreuznach nach Münster am Stein. Eine weitere Exkursion am 19. 9., geführt von W. Wagner und W. Weiler, zeigte Paläolithikum, Löß und Terrassen der Gegend von Wallertheim, Alzey, Pfeddersheim und des Pfrimmtales. Schließlich führten am 20. 9. F. Michels und E. Schönhals die Aufschlüsse von Mosbach und Lößprofile des Rheingaues vor. —

Für 1952 ist — neben einer Beteiligung an der Pfingsttagung der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen in Bremen — eine Hauptversammlung für Ende September / Anfang Oktober im Niederrheingebiet (Hülser Berg bei Krefeld) geplant.

Weitere Buchbesprechungen

Rudolf Grahmann: **Urgeschichte der Menschheit.** Einführung in die Abstammungs- und Kulturgeschichte des Menschen. Mit 7 Tab., 110 Abb. u. 6 Karten. W. Kohlhammer Verlag Stuttgart 1952.

Seit dem Erscheinen von Werth, Der fossile Mensch, ist eine zusammenfassende Behandlung des urgeschichtlichen Menschen und seiner Kulturen im deutschen Schrifttum nicht erschienen (die Bücher von Weinert behandeln im wesentlichen nur die körperlichen Reste des Menschen, nicht seine Kulturen, das Werk von Menghin im wesentlichen nur die Kulturen). Inzwischen ist eine Fülle neuer Entdeckungen gemacht worden, sowohl was den Menschen und seine Vorfahren, wie was die Kulturen anbelangt. So ist das vorliegende Werk von Grahmann, das sich an einen weiteren Leserkreis wendet, außerordentlich zu begrüßen. Das gut geschriebene Buch ist für den gebildeten Laien verständlich, beruht dabei aber auf absolut wissenschaftlicher Grundlage. So wird auch der Fachmann das Buch mit großem Gewinn benützen. — Im ersten Abschnitt wird ein kurzer Abriß der Erdgeschichte gegeben, der die nötigen Grundlagen für das weitere vermittelt. Es folgt die Abstammungsgeschichte des Menschen, in der besonders auch die ungemein wichtigen Australopithecinen Südafrikas ausführlich behandelt werden. Die an Zahl zunehmenden Präsapiensfunde lassen es mehr und mehr gewiß werden, daß der Neandertaler nicht in die unmittelbare Vorfahrenreihe des Menschen gehört. — Die Behandlung der Kulturen im dritten Abschnitt versucht, die Entwicklung der verschiedenen Kreise nebeneinander und ihre allmählich immer mehr zunehmende gegenseitige Beeinflussung darzustellen. Gewiß sind noch viele Fundlücken vorhanden, und entscheidende Punkte der Entwicklung bedürfen noch der Aufklärung. Aber bestimmte große Züge lassen sich doch schon erkennen. Alles wird kritisch nach dem neuesten Stande der Forschung behandelt. Der Verf. hütet sich vor neuen, unbewiesenen Hypothesen. So kann das Buch allen, die sich für die Entwicklung des Menschen und seiner Kulturen interessieren, aufs wärmste empfohlen werden. P. Woldstedt.

Revue de Géomorphologie Dynamique ist der Name einer Zeitschrift, die 1950 unter der Herausgeberschaft von A. Cailleux und J. Tricart begründet wurde und jährlich mit 6 Heften von 40 bis 60 Druckseiten bei der Société d'Edition d'Enseignement Supérieur in Paris erscheint. Das Organ steht unter dem Patronat eines Komitees namhafter Gelehrter mit Em. de Margerie, Em. de Martonne und A. Cholley an der Spitze. Die Zugehörigkeit von H. W. son Ahlmann (Schweden) und C. H. Edelman (Holland) zu diesem Komitee, die Wiedergabe von Artikeln aus der Feder auch ausländischer Autoren und die Ausstattung jedes Aufsatzes mit einer englischen, gelegentlich auch deutschen Zusammenfassung kennzeichnet die Hinwendung der Zeitschrift an die internationale Wissenschaft. Ihre Hauptaufgabe ist es, jene Lücke zu schließen, die durch den Ausfall so wichtiger Zeitschriften wie der Zeitschrift für Geomorphologie, der Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique und dem Journal of Geomorphology entstanden war. Die neue Zeitschrift soll diese Aufgabe erfüllen durch Veröffentlichung längerer Untersuchungen, ausführlicher Besprechungen, allgemeiner Diskussionen, technischer und organisatorischer Mitteilungen und einer bis ins kleinste gehenden Bibliographie (ausschneidbar für Zettelkatalog). Daß die hochgesteckten Ziele, die der Einführungsartikel zu Heft 1, 1950, umreißt, voll erreicht sind, beweisen die bis jetzt vorliegenden Hefte. Ihr reicher und anregender Inhalt, der vor allem auch der klimatischen Morphologie zugute kommt, und die lebendige Verbindung mit der internationalen Forschung, die sie ausdrücken, verpflichtet zum Dank an die rührigen Herausgeber. Bemerkenswert ist auch die reiche Ausstattung der Zeitschrift mit Abbildungen. Man hätte diesem neuen und bereits heute bewährten Organ gern eine bessere Form der Veröffentlichung gewünscht, als die durch das photo-lithographische Verfahren; doch ist nur seiner Anwendung die außerordentliche Preiswürdigkeit zu verdanken (Jahrg. 1951: für Ausländer 750 ffrs). H. Poser.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau (14a) Öhringen

AUS DER HEIMAT

Naturwissenschaftliche Monatsschrift des deutschen Naturkundevereins

steht im 60. Jahrgang und kostet vierteljährlich nur DM 3.— Sie erscheint seit 1950 wieder.

Aus der Heimat ist die Zeitschrift des Naturfreundes

„Bayerische Lehrerzeitung"

. . . „Aus der Heimat" dient grundsätzlich allen Gebieten der Naturkunde und bietet wertvolle Quellenbeiträge hervorragender Gelehrter, deren Namen für wissenschaftliche Gründlichkeit und lebendige, allgemeinverständliche Darstellungsweise bürgen.

„Gartenflora" schreibt u. a.:

. . . Von den zahlreichen naturwissenschaftlichen Zeitschriften ist „Aus der Heimat" besonders zu empfehlen, da sie auf oberflächliche Artikel verzichtet, dagegen in verständlich geschriebenen Aufsätzen erster Gelehrter und Forscher dem Leser die Schönheit und Mannigfaltigkeit der Natur darbietet.

Probehefte auf Wunsch! **Bezug durch Verlag, Post und Buchhandel.**

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

2. vermehrte Auflage 1950. Gesamtumfang: 664 S. Text mit 565 Bildern und 23 Fossiltaf. sowie üb. 400 Photos auf 200 Kunstdrucktafeln. Ganzleinen DM 36.— Ausgabe in 2 Bänden DM 39.— (die 200 Kunstdrucktafeln sind lose in schöner Rohleinenmappe).

Dieses Werk wird von allen Seiten als das gegenwärtig beste Einführungsbuch in die Erd- und Landschaftsgeschichte bezeichnet.

„Die Lebewelt unserer Trias"

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers

Ganzleinen **DM 11.70**, Nachtragsband 1938 **DM 5.—**

„Das klassische Werk der Trias"

GEORG WAGNER:

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln

Ganzleinen gebunden **DM 8.75**

. . . Unerschöpflich reich sind die Angaben über Einzelbeobachtungen, die im großen Zusammenhang gedeutet und vom Bergwanderer nur allzuoft übersehen oder nicht verstanden werden. So wird das Buch zugleich ein in dieser Art bisher nicht vorhandener Alpenführer, der das Gebirge wirklich verstehen lehrt. Schwenkel i. d. Veröffentl. der Württ. Landesst. f. Naturschutz u. Landschaftspflege.

. . . 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.

In Vorbereitung:

BERNHARD HAUFF (Vater und Sohn)

Das Holzmadenbuch

mit vielen prächtigen Lichtbildern in Umfang und Ausstattung ähnlich wie das „Hochifenbuch".

43/1335