

# Eiszeitalter und Gegenwart

---

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Herausgegeben im Auftrage des Vorstandes

von

PAUL WOLDSTEDT

ERSTER BAND

MIT 36 ABBILDUNGEN IM TEXT

1951

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

*Eiszeitalter und Gegenwart*

*Band 1*

*Seite 1—192*

*Öhringen/Württ./1. Juni 1951*

# Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Am Kleinen Felde 12

Postscheckkonto: Hannover 45 303

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 beschrieben und vollständig druckfertig, an den Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, Hannover, Am Kleinen Felde 12.

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.

Bei Korrekturen gehen nur wirkliche Satzfehler auf Kosten der Schriftleitung. Autorkorrekturen sind vom Autor zu bezahlen. 50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

*Eiszeitalter und Gegenwart*

*Reine*



# Eiszeitalter und Gegenwart

---

*Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung*

Herausgegeben im Auftrage des Vorstandes

von

PAUL WOLDSTEDT

ERSTER BAND

MIT 36 ABBILDUNGEN IM TEXT

1951

*Verlag Hohenlohesche Buchhandlung Ferd. Rau, Ohringen/Württ.*

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 1</i>	<i>Seite 1—192</i>	<i>Ohringen/Württ./1. Juni 1951</i>
-----------------------------------	---------------	--------------------	-------------------------------------

*Gedruckt mit Unterstützung der Notgemeinschaft  
der deutschen Wissenschaft*

## VORWORT

Nach mannigfachen Schwierigkeiten ist es endlich gelungen, den ersten Band unseres Quartär-Jahrbuches herauszubringen. Wir hoffen, daß wir unverzüglich an die Bearbeitung eines zweiten herangehen können. An guten Arbeiten, die es wert sind, veröffentlicht zu werden, fehlt es nicht. Es fehlt im Gegenteil immer noch an genügend Raum in Zeitschriften, um Arbeiten rasch zu drucken. Das mag auch den Versuch rechtfertigen, eine neue Zeitschrift jetzt herauszubringen.

Sie soll den mannigfachen Fragen des Quartärs gewidmet sein. Wenn wir als ihren Titel die Bezeichnung „Eiszeitalter und Gegenwart“ gewählt haben, so deshalb, um anzudeuten, daß es nicht allein das Eiszeitalter ist, das behandelt werden soll, sondern ebenso die Nacheiszeit mit allen ihren bis zur Gegenwart reichenden Problemen.

Die verschiedenen an der Quartärforschung beteiligten Wissenschaften, die Geologie, die Bodenkunde, die Geographie, die Urgeschichte, die Botanik usw., haben alle ihre besonderen Zeitschriften, in denen die betreffenden Wissenschaftler im allgemeinen ihre Arbeiten veröffentlichen. Aufgabe dieses unseres Jahrbuches soll es sein, vorzugsweise solche Arbeiten zu bringen, die für den ganzen Kreis der an der Quartärforschung beteiligten Wissenschaftler von Interesse sind.

Bei der Drucklegung dieses ersten Bandes haben wir von mehreren Seiten dankenswerte Unterstützung gefunden. Außer der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, die uns einen namhaften Beitrag gewährte, haben wir der Gesellschaft für praktische Lagerstättenforschung in Hannover, der Wasserwerks- und Brunnenbau-Gesellschaft m.b.H. in Achim bei Bremen und anderen Stellen für ihre freundliche Unterstützung zu danken.

Ein Mitgliederverzeichnis der Quartärvereinigung, das eigentlich diesem Bande beigelegt werden sollte, kann aus Platzmangel erst im nächsten Bande veröffentlicht werden.

Hannover, den 17. März 1951.

P. Woldstedt.



# INHALT

	Seite
X <i>WOLDSTEDT, PAUL:</i> Quartärforschung. Einleitende Worte	9
 <b>A. Aufsätze</b>	
<i>ASMUS, GISELA:</i> Zur Stellung des Neandertalers in der Menschheitsgeschichte	176
X <i>BÜDEL, JULIUS:</i> Die Klimazonen des Eiszeitalters	16
<i>FIRBAS, F.:</i> Über den heutigen Stand der Pollenuntersuchungen als Hilfsmittel der Quartärforschung	102
X <i>GRAHMANN, RUDOLF:</i> Begriffe in der Quartärforschung	69
<i>GRAHMANN, RUDOLF:</i> Die geologische und archäologische Stellung des altpaläolithischen Fundplatzes Markkleeberg bei Leipzig	142
X <i>GRIPP, KARL:</i> Über den morphologischen Nachweis großer Schwankungen des Eisrandes	65
<i>GROSS, HUGO:</i> Die moorgeologische Datierung des jüngeren Magdalénien in Deutschland	166
X <i>POSER, HANS:</i> Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima	27

	Seite
<b>RICHTER, KONRAD:</b>	
Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen in Niedersachsen	130
<b>SCHAEFER, INGO:</b>	
Über die Gliederung des Eiszeitalters	56
<b>SCHÖNHALS, ERNST:</b>	
Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet	109
<b>SCHWABEDISSEN, HERMANN:</b>	
Das Magdalénien im nordwesteuropäischen Flachland	152
<b>THOMSON, PAUL W.:</b>	
Das Interglazial von Wallensen im Hils	96
<b>WEINERT, HANS:</b>	
Australopithecus oder Plesianthropus oder Paranthropus?	171
<b>WIRTZ, DANIEL und ILLIES, HENNING:</b>	
Plio-Pleistozängrenze und Günzeiszeit in Nord- westdeutschland	73
<b>WOLDSTEDT, P., REIN, U. und SELLE, W.:</b>	
Untersuchungen an nordwestdeutschen Inter- glazialen	83
<b>WUNDT, W.:</b>	
Die Eisbilanzkurve und die Gliederung der Eiszeit	63
<b>B. Mitteilungen der Quartärvereinigung</b>	
1. Bericht über die bisherige Tätigkeit	186
2. Aufruf zur Gründung einer Quartärbücherei	187
3. Satzungen der Deutschen Quartärvereinigung	188
4. Zusammensetzung von Vorstand und Beirat im Jahre 1951	190
<b>C. Buchbesprechungen</b>	191

## Quartärforschung

Einleitende Worte <sup>1)</sup> von Paul Woldstedt

An der Schwelle der geologischen Gegenwart steht ein ganz eigenartiger, weltweiter Klimaumschwung. Während im Tertiär noch wärmeliebende Bäume unter dem Polarkreise wachsen, beginnt allmählich die Temperatur auf der ganzen Erde zu sinken, fangen von den Polen und den hohen Gebirgen her große Vereisungen an sich zu bilden. Immer tiefer steigen die Gletscher zu Tal, immer weiter in die gemäßigte Zone dringen Inlandeise vor. Die Klimagürtel der Erde verschieben sich. Gleichzeitig sinkt über die ganze Erde der Spiegel der Ozeane, weite Flächen des sonst überfluteten Schelfs dem Festland zurückgebend.

Aber nicht nur einmal erfolgt dies Absinken der Temperatur, wachsen die Vereisungen von den Polen äquatorwärts und von den Hochgebirgen talwärts — nein, drei-, viermal wiederholt sich der Vorgang, wiederholt sich das Wachsen der Vereisungen, wiederholt sich das Sinken des Meeresspiegels. Dazwischen liegen lange Zeiten — Jahrzehntausende —, in denen das Klima war wie heute und in denen Meer und Land einen ähnlichen Umfang hatten wie jetzt. Oder war es, wie manche Forscher annehmen, jeweils nur eine Halbkugel, auf der sich die eben geschilderten Vorgänge abspielten oder von der sie wenigstens ihren Ausgang nahmen? Hier liegt ein erstes wichtiges Problem vor. Es scheint aber mehr dafür zu sprechen, daß beide Halbkugeln gleichzeitig betroffen wurden. Was war die Ursache dieses merkwürdigen, weltweiten Umschwingens mit allen seinen Begleiterscheinungen? Mannigfache Hypothesen, komplizierte, mathematisch bis in einzelne durchgearbeitete Theorien sind aufgestellt worden — und im Grunde haben wir doch noch keine wirklich befriedigende Erklärung für die Ursache und die mannigfachen Erscheinungen des Eiszeitalters.

Die geologische Formation, deren wichtigstes Ereignis die großen Vereisungen waren, wird als „Quartär“ bezeichnet; wir kommen später noch darauf zurück. Das Wissenschaftsgebiet, das sich mit dem Quartär beschäftigt, bezeichnen wir als Quartärforschung oder — wenn wir nur den Hauptgegenstand berücksichtigen — als Eiszeitforschung. Nicht allein der erdgeschichtliche Abschnitt des Quartärs steht als großes, ungelöstes Problem vor uns; es kommt eine weitere ungeheuer wichtige Tatsache hinzu: im Eiszeitalter, das die letzte halbe oder volle Jahrillion des im ganzen auf mindestens 1500 Jahrillionen geschätzten sichtbaren Lebensalters der Erde ausfüllt, löst sich der Mensch aus dem Dunkel des Tierdaseins und steigt zu höherer Kultur auf. Hängen beide Ereignisse, der merkwürdige klimatische Wechsel auf der Erde und das Erwachen des Menschen zusammen? Ist das Erscheinen des Menschen durch das Eiszeitalter bedingt? Hat der klimatische Umschwung gewissermaßen den Impuls gegeben, so daß in seinem Gefolge ein Ruck in der Entwicklung einsetzte? Oder sind beide Ereignisse nur zufällig zu gleicher Zeit eingetreten? Auch hier ein Rätsel, das noch der Lösung bedarf.

<sup>1)</sup> Der vom Verf. auf der Quartärtagung in Hannover gehaltene Vortrag befaßte sich mit Einzelfragen; er wird in dieser Form anderswo veröffentlicht. Hier handelt es sich mehr um die Herausarbeitung grundsätzlicher Fragen, die in Anlehnung an eine frühere Veröffentlichung des Verfassers hier nochmals gegeben sei.

Es ist hier nicht der Platz, einen Überblick über die Entwicklung unserer Kenntnisse vom Eiszeitalter und über die wechselnde Ansicht der verschiedenen Probleme zu geben. Sondern es kann sich nur darum handeln: welche Probleme tauchen im einzelnen auf, mit welchen Methoden hat man versucht, sie zu lösen? Das Grundproblem, die Klärung der Ursache der einschneidenden Klimaänderung, haben wir oben schon angedeutet, ebenso die weitere wichtige Frage der Entstehung und Entwicklung der Menschheit.

Gehen wir in die Einzelheiten, so ergibt sich eine Fülle von Fragen und eine Menge von Versuchen, von dem einen oder anderen Teilproblem aus zur Lösung des Ganzen vorzudringen. Von ganz besonderer Wichtigkeit ist dabei die Klärung des Einzelablaufs des Eiszeitalters. Es muß die Abfolge der Ereignisse in den verschiedenen Gebieten festgestellt werden, d. h. es muß die Stratigraphie des Eiszeitalters geklärt werden. Aus zahllosen Profilen muß die normale Übereinanderfolge der Ablagerungen abgeleitet werden.

Eine genaue Stratigraphie erst gestattet z. B. eine einwandfreie Einordnung der Funde des vorgeschichtlichen Menschen und seiner Werkzeuge in die Abfolge der Ereignisse. Die grundlegende Einteilung der eiszeitlichen Menschheitskulturen ist in Frankreich entstanden (G. DE MORTILLET u. a.). Dort hatte man ein unendlich reichhaltigeres Material vom eiszeitlichen Menschen als noch vor kurzem aus Deutschland. Trotzdem gelang die richtige zeitliche Einordnung des Menschen in die Abfolge der Glazial- und Interglazialzeiten in Frankreich zunächst nicht. Dort bildete sich die Ansicht, daß die Kulturentwicklung der Menschheit erst in der letzten Interglazialzeit begonnen und nur eine, die letzte Eiszeit, überdauert habe. Es bedeutete einen gewaltigen Fortschritt in der Erkenntnis und eine ungeahnte Ausweitung des Blickfeldes, als durch die einwandfreie stratigraphische Einordnung der vorgeschichtlichen Funde von Markkleeberg und Hundsburg der Nachweis geführt wurde, daß der Mensch mit einer bestimmten Kultur zum mindesten bereits die vorhergehende Eiszeit miterlebt hat, daß also die Kulturentwicklung der Menschheit um Zehntausende von Jahren früher eingesetzt hat.

Um Zehntausende von Jahren älter, d. h. vielleicht im ganzen 100 000 Jahre oder noch viel mehr soll die Kulturentwicklung der Menschheit alt sein? Woher wissen wir das? Sind das nicht ganz vage, durch nichts gerechtfertigte Zahlen? Können wir nicht mit demselben Recht 10 000 oder 1 000 000 Jahre angeben? Hier kommen wir auf ein neues Problem: die Versuche, genauere Zeitbestimmungen durchzuführen, d. h. eine absolute Chronologie des Eiszeitalters aufzustellen. Die Lösungsversuche kommen von verschiedenen Seiten. Durch die Auszählung von im Wasser in jährlichem Wechsel abgesetzten Sand- und Ton-schichten — gewissermaßen Jahresringen — haben DE GEER und seine Schüler die Dauer der Spät- und Nacheiszeit nach Jahren festzustellen versucht. Es handelt sich hier nicht darum, ob im einzelnen Fehler unterlaufen sind — die Größenordnung ist richtig, und das bedeutet einen ungeheuren Fortschritt in unserer Erkenntnis.

Neue Methoden zur exakten Chronologie sind in jüngster Zeit hinzugekommen: neben der „Jahresringforschung“, die auf der Auszählung der Jahresringe von Bäumen beruht, besonders die „Radiocarbonmethode“, wie sie in Nordamerika entwickelt worden ist. Der Gehalt an radioaktivem Kohlenstoff bei Hölzern und anderen organischen Substanzen scheint eine außerordentlich genaue Altersbestimmung solcher Funde zuzulassen. Schließlich ist die Fluor-methode zu nennen, die mit Hilfe der Zunahme des Fluorgehaltes bei Knochen wenigstens eine relative Einstufung der Funde gestattet.

Weitere Versuche, eine absolute Chronologie des Eiszeitalters zu begründen, gehen auf die Astronomie zurück. Hier sind die in den letzten Jahren viel erörterten Sonnenstrahlungskurven von MILANKOVITCH und SPITALER zu nennen. Sie versuchen, für das ganze Eiszeitalter eine Zeitordnung nach Jahrtausenden zu geben. Die Richtigkeit dieser Theorien ist zwar stark bezweifelt worden. Aber sie müssen als Versuche genannt werden, zu festen, zahlenmäßigen Vorstellungen über die Länge der Zeiträume im Eiszeitalter zu kommen. Interessant ist jedenfalls, daß Größenordnungen herauskommen, die ähnlich sind denen, die A. PENCK Jahrzehnte früher auf Grund von Verwitterungstiefen geschätzt hat.

Ganz andere Probleme wieder ergeben sich, wenn wir auf die Tier- und Pflanzenwelt des Eiszeitalters kommen. Das Vordringen der großen Vereisungen bis weit in die gemäßigten Breiten, in Nordamerika bis über den 40. Breitengrad nach Süden, war für beide von tiefgreifendem Einfluß. Pflanzen- und Tiergürtel verschoben sich vor dem Eise. Die härteste Auslese setzte ein. So ist heute die Verteilung von Pflanzen- und Tierwelt in großen Gebieten der Erdoberfläche bedingt durch das Eiszeitalter. Das ist für den Botaniker und Zoologen von größter Wichtigkeit. Es sei nur an das Kapitel der sogenannten „Reliktenfaunen“ erinnert. Der Quartärforscher wiederum gewinnt in Flora und Fauna nicht nur wertvolle Erkennungszeichen für das jeweilige Klima, sondern auch bestimmte charakteristische Leitpflanzen und Leittiere für die einzelnen Abschnitte des Eiszeitalters. Als neues, besonderes Teilgebiet ist hier die Pollenanalyse hervorzuheben, die mit Hilfe der in manchen Ablagerungen erhalten gebliebenen Blütenstaubkörner von Bäumen, Sträuchern und Kräutern ein Bild der das jeweilige Klima bezeichnenden Waldzusammensetzung zu geben versucht. Aber ebenso sind die Forschungen über einzelne Tierarten zu nennen, z. B. solche über die in den verschiedenen Abschnitten des Eiszeitalters auftretenden Elefanten- oder Pferdearten, über die Schnecken und Muscheln in Meer- und Süßwasserbildungen usw.

Wir brauchen nur auf ein anderes Gebiet überzugehen, um vor neuen Beziehungen und neuen Problemen zu stehen. Heute wird der Bodenkunde eine große Bedeutung für die Land- und Forstwirtschaft zuerkannt. Es genügt, die eine Tatsache festzustellen, daß in den wichtigsten Kulturländern nicht nur der Alten, sondern auch der Neuen Welt ein Großteil der Kulturböden, insbesondere der Ackerböden, eiszeitliche Böden sind. Das gilt in Deutschland nicht nur für das große norddeutsche Flachland und das Alpenvorland, sondern ebenso auch für das dazwischenliegende Gebiet, wo die Lößböden und die Böden auf eiszeitlichen Terrassen und Schuttbildungen eine wichtige Rolle spielen. Aber auch die nacheiszeitlichen Neubildungen, wie z. B. die Fluß- und Seemarschen, sind als Böden von großer Wichtigkeit. Auch ihre Entstehung und ihre Gesetzmäßigkeiten zu ergründen, ist Aufgabe des Quartärforschers, wie ihn ja auch das einzelne Bodenprofil interessiert, weil es ihm wichtige Anhaltspunkte für die Geschichte des Bodens gibt.

Wieder andere Beziehungen und wiederum neue Probleme ergeben sich, wenn wir auf den Einfluß des Eiszeitalters auf die heutige Verteilung von Land und Wasser, auf den heutigen Verlauf der Küsten eingehen. Gewiß, von einigen Ausnahmen abgesehen, ist die Verteilung von Land und Meer im großen durch andere Faktoren bedingt als durch die Eiszeiten. Aber diese, mit ihrer rhythmischen Festlegung gewaltiger Wassermassen in Form von festem Eise, brachte im einzelnen einen ungeheuren Wechsel im Verlauf der Küstenlinie hervor. Das war für die gesamte Lebewelt von einschneidender Bedeutung. Die Britischen

Inseln z. B. sind im Laufe des Eiszeitalters mehrmals Festland und mehrmals Inseln gewesen. Das Land, das sie mit Frankreich und Nordwestdeutschland verband, ist zum letzten Male erst der großen postglazialen (flandrischen) Transgression vor 8 bis 9 Jahrtausenden zum Opfer gefallen. Ähnliches gilt für andere Landbrücken. Wichtige Züge in der Verteilung von Tier- und Pflanzenwelt werden nur durch diesen Wechsel der Landverbindungen verständlich. Ganz besonders gilt dies für viele vorgeschichtliche Kulturen, deren Beziehungen zu anderen überhaupt erst verständlich werden, wenn wir die alten Landbrücken und ihre Unterbrechungen kennen.

Das Fallen und Steigen des Meeresspiegels im Zusammenhang mit der Festlegung des Wassers in den Eiszeiten (eustatische Bewegungen) verbindet sich mit Bewegungen, die mit der Eindrückung der Erdkruste durch mächtige Eislasten zusammenhängen (isostatische Bewegungen). Daß die Erforschung dieser Bodenbewegungen bzw. der Bewegungen der Meere praktisch von der allergrößten Wichtigkeit ist, braucht nicht betont zu werden. Es sei hier nur an die Küstensenkungsfrage an der Nordsee erinnert. So ergibt sich auf allen Gebieten eine Fülle von Problemen und eine Fülle von Beziehungen zu allen möglichen Nachbargebieten.

Wir betrachten nun Gegenstand und Methode der Quartärforschung nochmals von einer anderen Seite. Zunächst: Was verstehen wir unter Quartärforschung?

Es ist die Gesamterforschung des Eiszeitalters im weiteren Sinne, d. h. unter Einschluß der Nacheiszeit, mit allen seinen Erscheinungen. Wie schon gesagt wurde, bezeichnet man den erdgeschichtlichen Abschnitt, dessen Hauptereignis die Vereisungen waren, im allgemeinen als Quartär. Meist werden als besondere Abschnitte darin das Pleistozän oder Diluvium und das Holozän oder Alluvium unterschieden. Dabei ist versucht worden, das „Alluvium“ als selbständige Formation aufzustellen. Hierzu liegt aber keine Berechtigung vor. Ein irgendwie deutlicher Einschnitt, der den Abschluß des Eiszeitalters bezeichnen würde, ist nicht zu erkennen. Das Verschwinden des Inlandeises aus Norddeutschland und Skandinavien z. B. ist kein solcher Vorgang; er fand am Schlusse jeder Eiszeit statt. Wir müßten dann jede Interglazialzeit zu einer Formationsgrenze machen.

Nach allem, was wir wissen, ist das Eiszeitalter als Epoche nicht abgeschlossen. Sondern wir leben in einer Wärmezwisezeit (Interglazialzeit), der mit großer Wahrscheinlichkeit eine neue Eiszeit folgen wird, eine Eiszeit, die vielleicht Norddeutschland in ganz ähnlicher Weise wieder betreffen wird, wie die letzte oder vorletzte. So muß dem „Alluvium“, der „Nacheiszeit“, der Charakter als besondere Formation, den sie überhaupt nur wegen der starken perspektischen Verkürzung des Vorherliegenden erhalten konnte, bestritten werden. Der Gegenstand der Quartärforschung ist also die gesamte Formation seit Beginn des Eiszeitalters bis zur Gegenwart.

Das Quartär in seiner Stellung als jüngste geologische Formation, in der wir noch leben, hat einen ganz besonderen Charakter, der es von den älteren Formationen unterscheidet. Diese Unterscheidung ist einmal in der zeitlichen Stellung des Quartärs, eben als letzter geologischer Formation, begründet, sie ergibt sich weiter aus den in der Quartärforschung üblichen Arbeitsweisen und ergibt sich schließlich daraus, daß das Quartär die Formation der Entwicklung des Menschen ist.

In der Geologie ist die eigentlich ausschlaggebende Methode die stratigraphische. Was ist jünger, was ist älter? das ist letzten Endes in der Geologie die entscheidende Frage. Auch in der Quartärforschung ist die stratigraphische Methode besonders wichtig. Entscheidend ist auch hier im allgemeinen die

Altersfolge, und in diesem Sinne ist die Quartärforschung durchaus eine geologische Wissenschaft. Aber daneben muß mit zahlreichen anderen Methoden gearbeitet werden. Mit der benachbarten Geographie z. B. hat sie eine weitere sehr wichtige Forschungsmethode gemeinsam, die morphologische. Diese arbeitet mit den durch Beobachtung gewonnenen Ergebnissen der „Physischen Erdkunde“ (bezw. Teilen der „Allgemeinen Geologie“). Sie berücksichtigt Höhenverhältnisse, Flußeinschneidung, Terrassenbildung, Formenumbildung usw. Die großartige, in ihren Grundzügen immer noch gültige Gliederung der alpinen Eiszeitbildungen A. PENCK's ist ganz wesentlich auf morphologischem Wege gewonnen worden.

Da die Quartärperiode in die Gegenwart hineinreicht, so ist weiter, wie bei keiner der vorhergehenden Formationen, die Vergleichungsmöglichkeit mit der Gegenwart vorhanden. Hieraus erwachsen der Quartärforschung ganz wesentliche Erkenntnisse. Die Verhältnisse der pleistozänen Inlandeise können in der Antarktis, in Grönland, Spitzbergen, Island usw. heute noch studiert werden. So ist die vergleichende „aktualistische“ Methode im Quartär nicht nur möglich, sondern unbedingt erforderlich. Dasselbe gilt für die Klimatologie. Die Klimatologie der gegenwärtig vergletscherten Gebiete gibt uns den Schlüssel zum Verständnis der eiszeitlichen Klimaverhältnisse.

Noch vielfältiger aber wird das Bild, wenn wir den Kreis der Nachbargebiete betrachten, die als Hilfswissenschaften in Frage kommen. Von Physik und Chemie als Grundwissenschaften braucht nicht erst gesprochen zu werden. Einige wichtige Beziehungen von Botanik und Zoologie zur Quartärforschung wurden oben angedeutet. Von großer Bedeutung sind weiter Anthropologie und Urgeschichte. Die Entwicklungsstufen der Menschheit, der Mensch von Mauer und Peking, der Neandertaler, der Aurignac- und Cro-Magnon-Mensch sind Leitformen bestimmter Abschnitte des Quartärs. Ihre Werkzeugindustrien finden sich in ganz bestimmten Schichten und in ganz bestimmter Lagerung. Ihre Erforschung ist ein wesentlicher Teil der Quartärforschung und hellt von dieser Seite her die Geschichte des Eiszeitalters auf.

Noch zahlreiche andere Nachbarwissenschaften spielen aufs engste in die Quartärforschung hinein. Sie befruchten die Quartärforschung, und diese befruchtet wiederum die Nachbarwissenschaften. Die Quartärforschung ist also nach dem Umfang ihres Gegenstandes und nach der Fülle der Methoden, mit denen in ihr gearbeitet werden muß, eine eigene Wissenschaft, eine Wissenschaft, der für die Erklärung der Gegenwart eine ganz besondere Bedeutung zukommt. Sie ist überdies eine ganz ausgeprägte „Brückenwissenschaft“.

In dieser Eigenschaft als „Brückenwissenschaft“ liegt einerseits die Stärke, andererseits aber auch eine Schwäche der Quartärforschung. Die Stärke liegt, wie schon ausgeführt wurde, darin, daß die Methoden und Ergebnisse aller benachbarter Wissenschaften auf ein Gebiet konzentriert werden. Die Schwäche liegt darin, daß die Quartärforschung für die anderen Wissenschaften ein Randgebiet ist, auf dem der Wissenschaftler der anderen Gebiete, der Geologe, der Meteorologe, der Geograph, der Zoologe usw., im allgemeinen nicht oder nur gelegentlich arbeitet. Das ist bei dem Umfang, den heute jede dieser Wissenschaften für sich angenommen hat, auch gar nicht möglich. Wer in Forschung und Lehre heute an einer Universität den Gesamtbereich etwa der Geologie zu vertreten hat, hat damit ein so gewaltiges Gebiet, daß es ihm in den seltensten Fällen möglich sein wird, in einem Randgebiet, wie es die Quartärforschung darstellt, voll zu Hause zu sein. Für den Geographen wiederum ist die eiszeitliche Morphologie nur ein kleines Teilgebiet, in dem zwar einzelne Geographen

bewunderwürdige Leistungen vollbracht haben, das aber eben doch für die Gesamtgeographie wieder Randgebiet ist.

Also, noch stärkeres Spezialistentum? Noch stärkere Beschränkung auf ein kleines Teilgebiet? Heute, wo nicht Einzelschau, sondern Gesamtschau getrieben werden soll? Gerade das letztere ist ja — das wurde oben versucht auseinanderzusetzen — in der Quartärforschung anzustreben: eine Gesamtschau aller mit dem Quartär zusammenhängenden Fragen, eine Gesamtschau, die sich natürlicherweise nicht auf Deutschland beschränken kann, sondern die die ganze Erde in ihren Gesichtskreis zu ziehen hat. Das aber übersteigt beinahe heute schon die Arbeitskraft eines Einzelnen. Auf der ganzen Erde hat die Erforschung des Quartärs als der geologischen Formation der Gegenwart einen ungeheuren Umfang angenommen. Allein die Verfolgung dieser Forschungen nimmt die volle Arbeitskraft eines Wissenschaftlers in Anspruch.

Noch auf eines sei schließlich hingewiesen: die praktische Bedeutung der Quartärforschung. Daß die eiszeitlichen Sande und Kiese die wichtigsten Wasserleiter des Norddeutschen Flachlandes und anderer Glazialgebiete sind, das ist eine zu bekannte Tatsache, als daß sie noch besonders betont werden müßte. Die Gesetzmäßigkeiten, unter denen die wasserführenden Schichten auftreten, muß der Quartärgeologe erforschen. Nur er ist dann in der Lage, den Bohrunternehmer, den Wasserfachmann usw. richtig zu beraten. Das Wasser ist heute einer der wertvollsten Bodenschätze, die es überhaupt gibt; seine Bedeutung nimmt von Tag zu Tag zu. Die Erschließung und die richtige Bewirtschaftung der Wasservorräte des Bodens ist eine der wichtigsten Aufgaben, vor allem in den dichtbesiedelten Kulturländern.

Ähnlich steht es mit den anderen Bodenschätzen, die in der Quartärformation vorkommen, seien es nun die Moore, die Mergellager, die Kieselgurvorkommen, die Sande, Kiese, Ziegeltone usw. Sie alle müssen in ihrer Verbreitung, in ihrem Auftreten im Einzelnen vom Quartärforscher untersucht werden. Nur eine genaue wissenschaftliche Erforschung aller dieser Lagerstätten liefert die richtigen Voraussetzungen für ihre praktische Verwertung, und nur sie kann die Praxis vor Fehlschlägen, falschen Investitionen und dgl. bewahren.

Daß die Quartärforschung heute als eine eigene Wissenschaft vorhanden ist, geht auch daraus hervor, daß es in der ganzen Welt nicht nur Forscher, sondern auch Forschungsvereinigungen auf diesem Gebiete gibt und daß besondere Zeitschriften für diese Wissenschaft bzw. für einzelne Teil- und Grenzgebiete vorhanden sind oder waren („Die Quartärperiode“ [russ.], „Die Eiszeit“, „Quartär“, „Zeitschrift f. Gletscherkunde“, „Zeitschrift f. Geschiebeforschung“ usw.). Ihren Zusammenschluß hatten die Forscher vor dem letzten Kriege gefunden in der 1928 in Kopenhagen gegründeten „Internationalen Quartärvereinigung“, die weitere Konferenzen in Leningrad (1932) und in Wien (1936) abgehalten hat.

Die besondere Wichtigkeit wenigstens von Teilen der Quartärforschung ist in anderen Ländern zum Teil schon länger eingesehen, und man hat ihr durch Einrichtung besonderer Forschungsinstitute Rechnung getragen. In Frankreich z. B. besteht seit Jahrzehnten ein großes „Institut de Paléontologie humaine“, das im Wesentlichen auf dem in Frankreich besonders wichtigen Gebiet der Urgeschichte arbeitet. In Schweden existiert nicht nur das „Geochronologische Institut“ in Stockholm, das sich im besonderen mit den Zeitbestimmungen im Quartär — z. T. auch in älteren Formationen — beschäftigt, sondern dort und in Finnland z. B. ist überhaupt die Quartärforschung ein ganz wichtiger an den Hochschulen betriebener Forschungs- und Lehrzweig (von POST, SAURAMO

u. a.). In Rußland hat die Akademie der Wissenschaften eine besondere Quartärabteilung eingerichtet, die lediglich auf dem Gebiete der Quartärforschung arbeitet.

Etwas Ähnliches gibt es in Deutschland bisher nicht. Dabei hat Deutschland eine für die Quartärforschung zentrale Lage, und zwar dadurch, daß es nicht nur an den beiden größten Vereisungsgebieten Europas, dem nordeuropäischen und dem alpinen, Anteil hat, sondern vor allem auch, weil das wichtige Zwischengebiet zwischen den beiden Vereisungen in Deutschland liegt. In diesem Zwischengebiet fanden bedeutungsvolle Wanderungen und Wandlungen nicht nur der Menschheit, sondern auch der Pflanzen- und Tierwelt statt. Deutschland hat so schon auf Grund seiner Lage eine ganz besondere Verpflichtung, Quartärforschung im weitesten Sinne zu treiben. Es hat deshalb auch in Deutschland seit langem einen größeren am Quartär besonders interessierten Forscherkreis gegeben, dem aber bisher eine engere Zusammenfassung fehlte.

Ein Teil der an Norddeutschland, und zwar im besonderen an der Geschiebeuntersuchung interessierten Forscher hatte sich in der „Gesellschaft für Geschiebeforschung“ zusammengeschlossen. Diese gab als besonderes Organ die „Zeitschrift für Geschiebeforschung“ heraus. Von ihr sind 17 Bände erschienen. Vorwiegend gletscherkundliche Forschung, aber mit Einschluß der Quartärforschung, betrieb die „Zeitschrift für Gletscherkunde“, die in 28 Bänden vorliegt. Der teure Preis der Zeitschrift gestattete leider nur wenigen Einzelpersonen, diese zu halten. Kurz vor dem letzten Kriege wurde dann die Zeitschrift „Quartär“ gegründet, von der bisher 4 Bände herausgekommen sind. Sie wollte ein „Jahrbuch der Erforschung des Eiszeitalters und seiner Kulturen“ sein. Auch hier scheiterte die weitere Verbreitung an dem hohen Preise der Bände. Zweifellos wäre es dringend erwünscht, wenn wir statt der drei Zeitschriften, die zwar z. T. etwas verschiedene Ziele verfolgten, die aber doch im wesentlichen alle der Quartärforschung dienen wollten, eine einzige hätten, die dem Gesamtkreis der am Quartär Interessierten dienen könnte und in ihrem Preise so gestaltet werden könnte, daß sie wirklich weiteren Kreisen zugute käme.

Nachdem durch den Krieg die Verbindung zu den ausländischen Forschern abgerissen war, wurde von verschiedenen am Quartär interessierten Kreisen, besonders auch aus Süddeutschland, ein engerer Zusammenschluß der deutschen Forscher angeregt. Im März 1948 wurde dann die Deutsche Quartärvereinigung in Hannover gegründet. Dort auch fand im Oktober 1948 die erste größere Tagung statt, über die im Anhang dieses Jahrbuchs berichtet wird.

Ziel der Deutschen Quartärvereinigung ist, die Forscher der verschiedenen am Quartär beteiligten Wissenschaften, die Geologen, Geographen, Botaniker, Zoologen, Anthropologen, Vorgeschichtler usw. zusammenzubringen, um die mannigfachen Probleme des Quartärs einer Lösung näherzubringen und so zum Verständnis der Gegenwart und unserer Stellung in ihr beizutragen. Wir hoffen, daß die Zeit nicht mehr fern ist, wo die Deutsche Quartärvereinigung wirken kann als Mitglied und Teil einer großen Internationalen Quartärvereinigung. Denn die weltweite Verbreitung der Erscheinungen des Quartärs, insbesondere der Vereisungen mit allen ihren Auswirkungen, erfordert einen weltweiten Zusammenschluß der Forscher, wie er vor dem letzten Kriege sich zu bilden begonnen hatte. Nur durch die Zusammenarbeit der Forscher in der ganzen Welt wird es möglich sein, das große Problem des „Eiszeitalters“ einer Lösung näherzuführen.

## A. Wissenschaftliche Beiträge

## Die Klimazonen des Eiszeitalters

Von Julius Büdel, Göttingen. Mit 2 Abbildungen

Wohl 80 von den 100 Jahren, auf die die moderne naturwissenschaftliche Eiszeitforschung heute zurückblickt, waren vornehmlich dem Studium der damals gewaltig vergrößerten Gletscher und den Folgeerscheinungen dieses Phänomens gewidmet. In Wirklichkeit stellt jedoch das Wachstum der Gletscher nur eine — wenn auch eine geomorphologisch besonders auffällige — Wirkung des Eiszeitklimas neben vielen anderen dar. In den inlandsnahen Gebieten wurden in den letzten zwei Jahrzehnten eine ganze Reihe von weiteren exogen-dynamischen Wirkungen des Eiszeitklimas genauer untersucht, die in ihren bodenkundlichen, morphologischen und stratigraphischen Wirkungen räumlich und quantitativ diejenigen der vergrößerten Gletscher um ein Viel-

faches übertrafen (vgl. BÜDEL 1944). Darüber hinaus hat aber die während des Pleistozäns achtmal (beim Beginn und beim Ende jeder Kaltzeit) eintretende Klimaänderung nicht etwa nur die Gletscherzone und ihre Umgebung (das sog. „periglaziale“ Gebiet), sondern die ganze Erde erfaßt. In abgekürzter Form kann man diesen Vorgang so darstellen, daß in den Kaltzeiten sämtliche Klimagürtel der Erde eine von den Polen zum Äquator hin abklingende Verschiebung erfuhren, wie dies für das zwischen  $0^{\circ}$  und  $15^{\circ}$  Ost gelegene nordhemisphärische Meridianfeld in Abbildung 1 dargestellt ist.

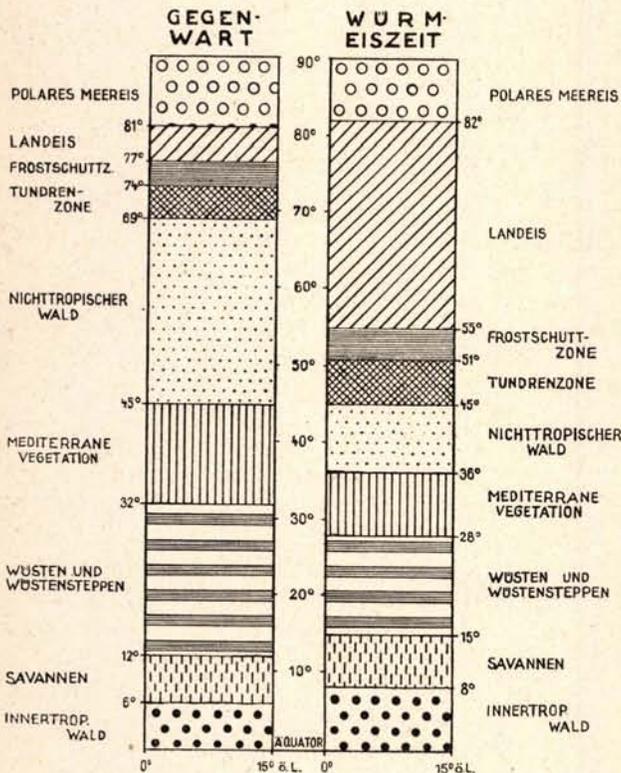


Abb. 1: Verschiebung der irdischen Klimazonen zur Würmeiszeit.

Dargestellt ist die mittlere Breitenlage dieser Zonen in dem zwischen  $0^{\circ}$  und  $15^{\circ}$  östl. Länge gelegenen Meridianfeld. Außer dem Polarmeer sind die Meeresflächen den benachbarten festländischen Klimagürteln zugeordnet.

Mit dieser Verschiebung der atmosphärischen Zirkulationsbereiche hat sich aber nicht nur eine Breitenänderung qualitativ den heutigen vollkommen gleichartiger Klimazonen vollzogen. Die Gürtel verwandter Zirkulation gerieten in anderen Breiten ja auf jeden Fall auch in ein anderes Strahlungsklima als heute, sie zeigten z. T. auch eine andere Breitenausdehnung und die von ihnen im Besitz genommenen neuen Festlandsteile besaßen eine andere Lage zu den (anders gestalteten) Meeresflächen als heute. Von vornherein muß es daher unmöglich erscheinen, das Eiszeitklima in seinem Verhältnis zum Gegenwarts-klima durch die Änderung eines einzigen Klimaelements oder gar nur einer einzigen Zahl (etwa einer Verminderung der mittleren Jahrestemperatur von 7 oder 8 Grad C) erschöpfend darstellen zu wollen. Statt dessen kommen wir zu dem Bild vielfältiger von den heutigen abweichender Eiszeitklima-zonen, von denen jede nur durch einen ganzen Komplex von Klimawerten gekennzeichnet werden kann. Um diese Komplexe zu erfassen, müssen in gegenseitiger Ergänzung alle nur irgend möglichen eiszeitlichen Klimaspuren gemeinsam herangezogen werden. Die folgende Einzeldarstellung bezieht sich dabei zunächst auf das eiszeitliche Europa und seine Nachbarräume, da hier die besten Unterlagen für eine solche Untersuchung vorliegen (vgl. BÜDEL 1949).

Für den so umschriebenen Bereich hat meine Schülerin M. BRUSCH (1949) auf Grund alles zugänglichen Materials sowohl für die Gegenwart wie für die Würmeiszeit Karten der Linien gleicher Schneegrenzhöhe (Isochionen) entworfen. Sie stellte dabei fest, daß die heutigen Isochionen mit ihrem allgemein von WSW nach ONO durch Europa ziehenden Verlauf eine sehr weitgehende Übereinstimmung mit den (reduzierten) Juli-Isothermen der Gegenwart zeigen. So läuft beispielsweise der 2000-m-Isochione die 17—18° Juli-Isotherme, der 1500-m-Isochione die 14° Juli-Isotherme und der 1000-m-Isochione der Gegenwart, die von Island über die Lofoten und den Küstensaum von Finnmarken längs des Nordrandes von Europa zum Nordural zieht, die 10—11° Juli-Isotherme parallel (die, wie bekannt, weitgehend mit der polaren Baumgrenze übereinstimmt). Da diese Parallelität gleichmäßig vom ozeanischen Westen bis zum kontinentalen Osten des Erdteils reicht, zog ich daraus den Schluß, daß während der Eiszeiten (trotz einer damals etwas anderen Niederschlagsverteilung) im Grunde ebenfalls den damaligen Isochionen die eiszeitlichen Juli-Isothermen entsprochen haben müssen! Zieht man so wieder der damaligen 2000-m-Isochione die damalige 17° Juli-Isotherme, der damaligen 1500-m-Isochione die 14° Juli-Isotherme usw. nach, so gewinnt man auf diese Weise eine Karte der (auf heutiges Meeressniveau reduzierten) eiszeitlichen Juli-Isothermen für den ganzen betrachteten Raum. Als Anhaltspunkt für den Verlauf der damaligen polaren Waldgrenze ist für uns wieder die +10,5° Juli-Isotherme von besonderem Interesse: Sie betritt die Westküste Europas hart südlich der Girondemündung in den „Landes“ und führt dann am Nordrand des französischen Zentralplateaus und des Jura entlang über die Vogesen zum Nordschwarzwald und weiter bis nordwestwärts des Harzes, worauf sie dann quer durch das ostdeutsch-osteuropäische Tiefland in ostnordöstlicher Richtung zum Mittelural führt.

Aus dieser Linie kann man nun mit Hilfe der Orographie und des mittleren Reduktionsfaktors von 0,5 Grad für 100 m mit ziemlicher Genauigkeit die wirkliche eiszeitliche Juli-Isotherme von +10,5° rekonstruieren (in Fig. 2 in Frankreich als dick punktierte, weiter ostwärts, wo sie sich mit der wirklichen Baumgrenze so gut wie völlig deckt, als dick ausgezogene Linie eingezeichnet). Diese geht an der Atlantikküste natürlich gleichfalls von

der Girondemündung aus, umläuft aber dann auf französischem Boden den Südrand des Zentralplateaus und dringt auch im Rhonetal äußerstenfalls bis in die Gegend von Lyon nordwärts vor; zugleich umschließt diese Isotherme in isoliertem Verlauf die Pyrenäen und die übrigen Gebirge der Iberischen Halbinsel. In ähnlicher Weise greift diese Linie auch im Bereich des Apennin und der dinarisch-balkanischen Gebirge weit nach Süden aus, rückt aber sonst unmittelbar an den Süd- und Ostfuß der eiszeitlichen Alpen heran, stößt eben noch durch die Wiener Pforte bis nach Südmähren vor und umläuft dann das ganze Karpatensystem bis zum Oberlauf des Dnjestr. Hier biegt die Linie scharf ostwärts ab, umzieht im Bogen das Podolische Plateau und durchläuft von dessen Nordrand von der Gegend von Shitomir aus in ziemlich gestrecktem ost-nordöstlichem Verlauf parallel zur reduzierten Isotherme (d. h. von Reliefunterschieden kaum mehr beeinflußt) das ganze osteuropäische Tiefland bis zum mittleren Ural. Hier biegt sie nochmals südwärts aus und zieht dann — hier nur noch schätzungsweise bestimmbar — etwa zwischen  $57^{\circ}$  und  $59^{\circ}$  N durch Westsibirien weiter nach Osten.

Dieser wirklichen Juli-Isotherme der Würmeiszeit muß nun in Analogie mit den Verhältnissen der Gegenwart die damalige polare Baumgrenze weitgehend entsprechen. Für diese Parallelisierung ist dabei noch die von FIRBAS (1939) erkannte Tatsache wichtig, daß — wenigstens in den Gebirgen Mitteleuropas — die Depression der eiszeitlichen Baumgrenze noch etwas größer war als die der eiszeitlichen Schneegrenze. Unsere aus der Schneegrenzdepression abgeleitete  $+10,5^{\circ}$  Juli-Isotherme der Würmeiszeit stellt also sicher die äußerste polnächste Grenze dar, die diese Linie damals eingenommen haben kann. Die wirkliche Baumgrenze kann allenfalls noch etwas südlich, keinesfalls aber nördlich von dieser Linie gelegen haben.

Dieses Ergebnis wird nun in höchst überraschender Weise überall da bestätigt, wo bereits auf anderem (paläobotanischem, paläomorphologischem, sedimentpetrographischem) Wege die polare Baumgrenze bzw. die Südgrenze der baumlosen Tundrenzone für die Würmeiszeit bestimmt werden konnte. An allen Punkten, für die solche Untersuchungen vorliegen, liegt die wirkliche polare Baumgrenze entweder hart südlich der von uns rein paläoklimatisch (aus der Schneegrenzdepression) gewonnenen Linie oder sie reicht so gut wie genau bis zu dieser Linie nordwärts! Das erste ist beim heutigen Stand der Untersuchungen vornehmlich am äußersten atlantischen Saum des Erdteils (westlich des Franz. Zentralplateaus), das letzte im ganzen übrigen Raum bis zur oberen Wolga und zum Mittelural hin der Fall. Auch für Westfrankreich nahm ich (Büdel 1949) in Übereinstimmung mit der auch von der französischen Forschung, insbesondere von CAILLEUX (1942, 1948) bis dahin vertretenen Auffassung zunächst an, daß hier der Wald noch nordwärts der Westpyrenäen bis etwa zur Garonne geherrscht habe. Inzwischen haben neuere Untersuchungen, deren Kenntnis ich freudlichen brieflichen Mitteilungen von Herrn Professor CAILLEUX verdanke, gezeigt, daß dies nicht der Fall war: das ganze Gebiet zwischen der Garonne und den Pyrenäen ist noch so stark von sicher würmeiszeitlichen Frostspalten, Solifluktionerscheinungen und anderen Zeugen eines sehr kalten Tundrenklimas durchsetzt, daß dort bestenfalls eine lockere Waldtundra vorhanden gewesen sein kann, während geschlossener, hochstämmiger Wald erst südlich der Westpyrenäen auf der Iberischen Halbinsel zur Herrschaft gelangte<sup>1)</sup>. An der iberischen Atlantikküste dürfte unter diesen Umständen der geschlossene Wald auch nicht über Kap Finisterre nordwärts vorgedrungen sein<sup>2)</sup>. Dagegen reichte der Wald an der sommerwarmen iberischen Mittelmeer-

küste viel weiter nach Norden; er umfaßte hier darüber hinaus noch das heutige mediterrane Frankreich, das Languedoc und die Provence (s. Anm. 1) und drang hier, am Südfuß des Zentralplateaus und der provencalischen Alpen, schon dicht bis an die oben aus der Schneegrenzdepression abgeleitete wärmeiszeitliche  $+10,5^{\circ}$  Juli-Isotherme heran. Ebenso zeigen die weiter ostwärts, am Nord- und Südfuß der Alpen, in Mähren und Ungarn, in der Walachei und insbesondere in Osteuropa zwischen Dnjepr und Ural durchgeführten Untersuchungen, daß sich die pollenanalytisch gewonnene polare Baumgrenze der Würmeiszeit dort überall fast genau mit der genannten Isothermenlinie deckt<sup>3)</sup>. So ergibt sich hier eine außerordentlich gute Übereinstimmung von auf ganz verschiedenen Wegen gewonnenen Ergebnissen.

An der Atlantikküste bleibt die so ermittelte polare Baumgrenze der Würmeiszeit rund 1000 km vom nächsten Punkt der nordischen Inlandeismassen entfernt, während sich im oberen Wolgagebiet Eisgrenze und Baumgrenze fast berühren; ein Zeichen, daß nicht eine sekundäre, vom Gletschereis ausgehende Abkühlungswirkung die Lage der damaligen polaren Baumgrenze bestimmt hat, sondern daß beide Erscheinungen, die Depressionen der Schneegrenze (d. h. die Ausdehnung des Inlandeises) ebenso wie die Südverschiebung der polaren Baumgrenze von einer übergeordneten primären Klimawirkung abhängig waren. Da wohl die Depression der Schneegrenze, niemals aber die Verschiebung der Baumgrenze durch eine Zunahme der Winterniederschläge erreicht werden konnte, liegt hier ein weiterer Beweis hierfür vor, daß es sich bei jener primär die Kaltzeiten verursachenden Klimawirkung in der Tat um einen Abkühlungsvorgang und zwar in erster Linie einen solchen der Sommertemperaturen handelte. Dieser erfolgte auf der ganzen Erde nicht in gleicher Größe, jedoch in gleicher Richtung. Die eiszeitlichen Niederschläge verhielten sich dem gegenüber in den einzelnen Klimazonen nicht einheitlich: sie dürften teils größer, teils geringer gewesen sein als heute.

Weitere Zeugnisse für das Eiszeitklima bietet das Verhältnis der damaligen polaren Baumgrenze zur Verbreitung des Lösses in Europa. Unter Heranziehung neuen morphologischen, stratigraphischen und — insbesondere russischen — paläobotanischen Materials wurde eine strenge Scheidung zwischen Lößherkunfts- und Lößablagerungsgebieten nach ihren klima-morphologischen Wesenszügen begründet. Als Lößherkunftsgebiete werden mit DÜCKER (1937) außer den damaligen Flußtälern und Moränengebieten auch alle pflanzenarmen, durch starke Kryoturbation (d. h. ständige Aufbereitung von Feinmaterial in

<sup>1)</sup> Wörtlich sagt CAILLEUX: „La limite des actions périglaciaires Würmiennes en France paraît passer les Pyrénées, le seuil du Languedoc, la haute Provence. D'attentives recherches sur le terrain ne m'ont montré aucune trace d'action périglaciaire dans les plaines et collines de Catalogne, du Languedoc, de Provence: en un mot, dans le Midi méditerranéen! Là devait commencer la forêt. En somme, votre schéma est bon, sauf que l'Ouest de la France a connu un climat beaucoup plus sévère que vous (et moi-même) ne nous y attendions.“ (Brief vom 6. 6. 49).

<sup>2)</sup> Wenn in der sicher auch damals vergleichsweise sommerwarmen inneren Gascogne (heutige Mitteltemperatur des wärmsten Monats in Toulouse  $21,2^{\circ}$ ) kein Wald fortkam, so kann dies erst recht nicht für die ausgesprochen sommerkühle asturisch-galizische Küste angenommen werden (würmeiszeitliche Schneegrenze kaum höher, als im Südteil des Zentralplateaus, heutige Mitteltemperatur des wärmsten Monats in La Coruña  $18,0^{\circ}$ ).

<sup>3)</sup> In Fig. 2 ist daher auch ostwärts des Französischen Zentralplateaus die aus der Schneegrenze ermittelte  $+10,5^{\circ}$ -Isotherme und die im wesentlichen auf paläobotanischen Untersuchungen beruhende polare Baumgrenze der Würmeiszeit nur noch durch eine einzige dicke Linie dargestellt.

lößartigen Korngrößen) ausgezeichneten Frostschuttundren (BÜDEL, 1948) aufgefaßt, an denen damals in Europa kein Mangel herrschte. Lößablagerungsgebiete können demgegenüber nur dicht bewachsene, steppenartig-trockene Gras- und Krautfluren mit fehlendem oder nur sehr lockerem hochstämmigen Baumwuchs, gleichzeitig aber auch nur schwachen Frostbodenbewegungen gewesen sein. Das große europäische Lößgebiet, das an der Ostgrenze des Erdteils zwischen Kaukasus und Mittelural mit breiter Basis ansetzt und sich dann westwärts bis zu seiner Spitze in Nordfrankreich und der Bretagne keilförmig verschmälert, entsprach damit einem einheitlichen steppenartigen Vegetationsgürtel. Dieser Lößkeil wurde in seinem Mittelteil, auf der Strecke Wiener Pforte — oberer Dnjepr, durch die oben abgeleitete polare Baumgrenze gequert. Polwärts (in diesem Falle nordwestlich) dieser Linie fehlte hier der Baumwuchs auf Grund zu niedriger Sommerwärme; äquatorwärts (d. h. südöstlich dieser Linie) trat der Baumwuchs wegen zu geringer — insbesondere sommerlicher — Niederschlagsmengen sehr weitgehend zurück. Der polwärts der Baumgrenze gelegene Teil des großen Lößkeils wurde als „Lößtundra“, der äquatorwärts von ihr gelegene als „Lößsteppe“ bezeichnet (s. Abb. 2). Ungeachtet der floristisch und faunistisch etwas reicheren Ausstattung der Lößsteppe müssen aber beide Zonen in ihrem gesamten Vegetationscharakter und insbesondere in ihren klima-morphologischen Zügen einander sehr ähnlich gewesen sein.

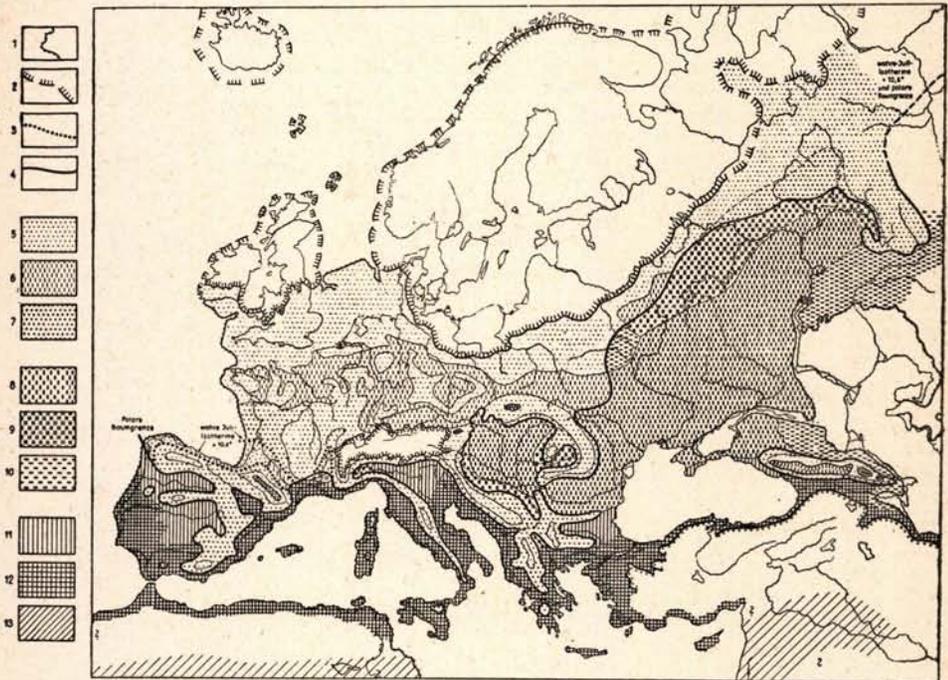


Abb. 2: Die Klimazonen Europas zur Würmeiszeit.

1. Eiszeitliche Küsten (Zählung zum Wasser hin).
2. Landeis (Zählung zum Eis hin).
3. Wahre Juli-Isotherme  $+10,5^{\circ}$ .
4. Polare Baumgrenze.
5. Frostschutt-Tundra.
6. Lößtundra.
7. Strauch- und Waldtundra.
8. Lößsteppe.
9. Löß-Wald-Steppe.
10. Randzonen der Lößsteppe mit unbestimmtem Charakter.
11. Nichttropischer Wald (Kiefer, Birke, Weide und dgl.) ohne wärmeliebende Arten.
12. Nichttropischer Wald mit anspruchsvolleren sommergrünen Laubböhlzern.
13. Mediterrane Vegetation.

Damit war der von Asien nach Europa herübergreifende Steppenkeil, dessen Westspitze heute in Podolien, in der Walachei und allenfalls noch in den edaphisch bedingten kleinen Steppeninseln des Alföld zu suchen ist, damals nach Norden und Westen gewaltig ausgedehnt: er reichte in der Bretagne bis zur Atlantikküste und lag dabei hier (d. h. westlich der Linie Wiener Pforte — oberer Dnjepr) polwärts der Baumgrenze. Westlich der Wiener Pforte fiel im damaligen Europa die Waldgrenze mit der Baumgrenze zusammen. Östlich davon aber klafften beide weit auseinander: die Baumgrenze sprang hier mit der großen innerkontinentalen Sommerwärme bis etwa zum 57. Grad weit nordwärts vor, der geschlossene Wald aber blieb demgegenüber wegen der Niederschlagsarmut dieses Raumes tief im Süden, etwa im Gebiet der heutigen Mittelmeervegetation zurück. Zwischen beiden Linien lag in den Donauländern und in ganz Süd- und Mittelrußland das große Gebiet der Lößsteppe. Der in ihr örtlich vorhandene spärliche Baumwuchs erfuhr an ihrem äußersten etwas feuchteren Nordsaum (in unmittelbarer Nähe der oben abgeleiteten Baumgrenze) nach den pollenanalytischen Untersuchungen GRITSCHUCKS (1941) eine leichte Verdichtung zur „Waldsteppe“, die dann jenseits der Baumgrenze in Waldtundra und erst dann in die reine arktische Frostschuttundra im unmittelbaren Vorfeld des Inlandeises übergang. Dieser schmale Waldsteppen- und Waldtundrensäum beiderseits der Baumgrenze, der vom oberen Dnjepr bei Tschernigow über Moskau und die obere Wolga (zwischen Kostroma und der Wetlugamündung) bis zum Mittelural im Gebiet von Perm reichte, war damals der einzige Rest des borealen Waldgürtels, der heute in einer Minimalbreite von 1100 km die südrussische Steppe von der nordrussischen Tundra trennt (Abb. 2).

Westlich der Linie Wiener Pforte — oberer Dnjepr wich die Baum- und Waldgrenze auf die Südseite des großen Lößgürtels zurück, der damit zur „Lößtundra“ wurde. Diese stieß mit ihrem vom Nordsaum der Podolischen Platte über den des Karpatenvorlandes und der mitteleuropäischen Bördenzone bis zur Kanalküste bei Dünkirchen und dann auf den damals trockenen Kanalschelf bis zur Bretagne verlaufenden Nordrand hier unmittelbar an die Frostschuttundra, die damals Mittelpolen, das mittlere Norddeutschland sowie ganz Nordwestdeutschland, die Niederlande, die trockenen Nordseeteile und Südengland in großer geschlossener Ausdehnung bis zum Rand des Inlandeises bedeckte. Die Nordgrenze des Lösses gegen diese Zone ist bekanntlich meist sehr scharf gezogen. Wäre sie — entsprechend der bisherigen Annahme — eine rein dynamische Grenze der Auswehung aus den jungglazialen Sandern und Moränen, so wäre schon ihre scharfe Ausprägung schwer erklärbar. Vor allem wäre dann nicht einzusehen, warum die Lößbedeckung nicht sofort außerhalb der jungglazialen Urstromtäler auf den trockenen hohen Altmoränenplatten Schleswig-Holsteins, Nordniedersachsens und der nördlichen Niederlande einsetzt. Statt dessen beginnt sie erst 100—500 km weiter südlich! Ich sehe daher in ihr eine ehemalige klima-morphologische Grenze. Zweifellos fiel auch nördlich dieser Linie viel Lößstaub nieder, aber die dort herrschenden starken Abtragungsvorgänge verhinderten in der pflanzenarmen Frostschuttundra die Bildung geschlossener äolischer Sedimente. Wie stark diese Abtragungsvorgänge in Gestalt der Kryoturbation und Frost-Fließerdebildung, der Abspülung und Auswehung in der Tat hier waren, geht aus den diesbezüglichen Untersuchungen von GRIPP (1932), DÜCKER (1933), FLORSCHÜTZ (1938), H. LEHMANN (1948) und besonders aus den in diesem Band enthaltenen neuen Ergebnissen von K. RICHTER klar hervor. Die scharf ausgebildete Nordgrenze des Lösses bezeichnet dem gegenüber die Ausgleichlinie, an der mit südwärts

zunehmender Klimagunst die Entstehung eines geschlossenen Tundren-, Gras- und Krautteppichs möglich war, in dessen Bereich dann sofort (damals wie in der heutigen Arktis, vgl. BÜDEL 1948) eine starke Dämpfung der Kryotur- bations- sowie alle übrigen Abtragungsvorgänge erfolgte, so daß hier die Ablagerung von Lößdecken möglich wurde.

Daß diese Grenze in der Tat klimatisch bedingt war, geht auch daraus hervor, daß sie — wie jede andere klimabedingte Polargrenze — sich von dort aus mit sanftem Anstieg als klimatische Höhengrenze in den Gebirgen äquatorwärts verfolgen läßt. In den deutschen Mittelgebirgen ist diese obere Lößgrenze vielfach deutlich verfolgbar; wie es theoretisch zu fordern ist, steigt sie (ebenso wie alle übrigen Höhengrenzen) von NNW nach SSO an, von rund 300 m im Weserbergland bis etwa 600 m am Nordsaum der Alpen. Sie läuft dabei ungefähr parallel zu der in derselben Richtung ansteigenden, nur etwa 800 m höher gelegenen eiszeitlichen Schneegrenze und teilt so den Raum zwischen eiszeitlicher Wald- und Schneegrenze noch einmal in zwei verschiedene klima-morphologische Bereiche, genau wie es in der heutigen Arktis der Fall ist. In der rauheren, höheren „Frostschuttstufe“ der eiszeitlichen Mittelgebirge hat sehr kräftiges Bodenfließen und kräftige Hangabspülung die Lößbildung unterdrückt, hier finden wir heute allenthalben fossile Fließerdedecken und fossilen Abspülschutt (BÜDEL 1944), in der Tiefe der Beckenlandschaften dagegen mächtige Lößlager ganz ohne Zwischenschaltung größeren Materials. Hier, in der tieferen, dicht bewachsenen „Tundrenstufe“ des eiszeitlichen Mitteleuropas hat eine geschlossene Pflanzendecke stärkere Frostbodenbewegungen verhindert und so die Lößablagerung ermöglicht. Dazwischen gab es in mittlerer Höhe eine Kampfzone, wo Löß einerseits, Fließerde, Abspülschutt und grobes angewehtes Sandmaterial andererseits in Wechsellagerung treten (und zwar in eine sehr typische Form von Wechsellagerung, die uns weiter unten noch beschäftigen wird). Die obere Lößgrenze ist also zugleich die untere Grenze starker Bodenflußerscheinungen.

Weiter äquatorwärts ging die trockene Lößtundra am feuchten Westrand Europas in eine — lößfreie — Waldtundra über, wie sie etwa das mittlere Frankreich zwischen Loire und Garonne eingenommen haben dürfte, bis dann endlich im Bereich des heutigen französischen Mediterrangebietes auch hier die polare Waldgrenze erreicht wurde. Der geschlossene hochstämmige Laub- und Mischwald vom heutigen mitteleuropäischen Habitus war zur Eiszeit fast ganz auf die — offenbar auch damals relativ milden und reich beregneten — Mittelmeerländer beschränkt. Der Raum zwischen polarer Wald- und Eisgrenze war somit damals nicht nur viel breiter, als die heutige schmale Tundrenzone am Nordsaum des Erdteils, sondern auch qualitativ ganz anders geartet und dank der Berührung von Kälte- und Trockensteppe viel reicher gegliedert: durch die Kombination aller methodischen Wege kann man hier in der Frostschuttundra, Waldtundra, Lößtundra, Lößsteppe und Löß-Waldsteppe fünf große klima-morphologische bzw. pflanzengeographische Zonen unterscheiden und ihre gegenseitige Verbreitung in den Hauptzügen festlegen (vgl. Abb. 2).

Die dabei zutage tretenden Gesetzmäßigkeiten der Lößverbreitung weisen zumeist auf eine Entstehung durch Westwinde hin. Dies geht auch aus der örtlichen Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze an den Westseiten aller europäischen Gebirge sowie aus der Tatsache hervor, daß umgekehrt alle hoch- und spätglazialen Flugsand- und Dünenvorkommen Europas stets nur auf der Ostseite der sandliefernden Eiszeittäler anzutreffen sind. Während der Löß auch von schwächeren Winden aufgeweht wurde, konnte der Flugsand nur bei

kräftigen Stürmen in Bewegung geraten. Auch in den Kaltzeiten kamen demnach gerade die stärksten Winde von Westen, dann nämlich, wenn auf den naturgegebenen Zugstraßen (etwa am Südrand des Inlandeises, am Nordrand der Alpen und auf verschiedenen Wegen durch das Mittelmeer) auch damals starke Sturmtiefs über Europa hinwegzogen. Gerade die Verteilung der hoch- und spätglazialen Flugsandrelikte zeigt nun eindeutig, daß die Richtung der kräftigsten, morphologisch wirksamsten Winde in Mitteleuropa damals bis in Einzelheiten die gleiche gewesen sein muß wie heute, nämlich Westwinde im Oberrheingebiet, in Norddeutschland und Polen, Nordwinde im nordöstlichen Alföld (Nyírség) und endlich die an den Dünen und Dünentälern der Donau-Theiß-Platte und Pannoniens so deutlich ablesbaren, beinahe radial von der Wiener Pforte ausstrahlenden nordwestlichen, nordnordwestlichen und schließlich — mit Annäherung an den Alpenostrand — erneut fast rein nördlichen Windrichtungen, die in besonders klarer Weise den Einfluß des Alpengebirges auf die häufig an seinen Nordrand hinziehenden und dann nach Ungarn abbiegenden Sturmtiefs verraten (vgl. DEFANT, 1924, besonders Karte 7 und 11!). Es ist dabei anzunehmen, daß solche deutlichen Westwetterlagen zur Eiszeit seltener, Ostlagen mit Hochdruckwetter und (meist schwachen!) östlichen Winden jedoch — besonders im Winter — häufiger waren als heute. Wichtig aber ist, daß der Gesamtmechanismus des Wettergeschehens damals offenbar derselbe war, wie in der Gegenwart. Wehten Westwinde in Mitteleuropa auch etwas seltener, so waren sie dennoch allein die Schneebringer, sie bewegten die Masse des Flugsandes und formten noch im Spätglazial die Binnendünen zu ihrer heutigen Gestalt. Nur an der Verwehung des leichten Lößstaubes hatten auch die (trockeneren, s. KLUTE, 1949) Ost- und Nordwinde Anteil.

Dieses Ergebnis steht damit im Einklang, daß wir oben den Verlauf der eiszeitlichen polaren Baumgrenze (und ebenso der Lößgrenze) von sekundären Klimawirkungen des Inlandeises völlig unbeeinflusst fanden. Offenbar haben die vorherrschenden planetarischen Westwinde solche Lokaleinflüsse übertönt; sie dürften das damalige Inlandeis in ähnlicher Weise überweht haben, wie auch heute wandernde Minima oft genug über das grönländische Inlandeis hinwegreifen und dessen stets nur sehr dünne, nach den Rändern abströmende, aber im weiteren Umkreis niemals wetterwirksam werdende Kaltlufthaut hinwegspülen (LOEWE, 1935, GEORGI, 1939). Noch eindeutiger zeigen endlich die wiederum von DÜCKER (1933) u. A. gewonnene Ergebnisse über die eiszeitliche Frostbodenverbreitung, daß das Eiszeitklima vom Eis unabhängig war. Frostböden herrschten in den Altmoränengebieten der ganzen Frostschuttzzone während des Vorrückens und während des Hochstandes der letzten Vereisung. Aber mit der Überschreitung des Hochstandes treten die Frostbodenwirkungen stark zurück. Wohl finden sich Spuren kräftiger Frostwirkungen an verschiedenen Stellen unter den jungglazialen Ablagerungen, aber nur spärliche auf den Jungmoränen, obwohl der Eiskuchen seit dem ersten Rückzug vom Brandenburger Stadium nicht gleich ganz zerfiel, sondern im Frankfurter und Pommerischen Stadium noch lange Halte hatte, während deren er im ganzen noch die gleiche Größe und Gestalt besaß, wie vorher. Mit Recht schloß daher aus diesem Befund soeben TROLL (1948), daß der klimatische Umschwung von der Hocheiszeit zum Spätglazial schon beim oder sogar schon etwa vor dem Erreichen des Eishochstandes sehr plötzlich erfolgte. Das Eis fand das Frostbodenklima schon vor und hat es nicht erst geschaffen. Eine primäre Abkühlung der Atmosphäre war der übergeordnete Vorgang, von dem alle Erscheinungen des Eiszeitalters und die gesamte Verschiebung des Klimagürtels

einschließlich der Vergrößerung der Gletscher abhängig waren. Auf den am Schluß jeder Kaltzeit eintretenden Klimaumschwung zur folgenden Warmzeit reagierten Vegetation, Wasserhaushalt, Boden- und Formbildungsvorgänge sofort. In ziemlich kurzer Zeit stellten sich auch die kleineren Gletschergebiete mit einem entsprechenden Rückgang auf das wärmere Klima ein. Mit sehr viel größerer Verzögerung reagierten die großen Inlandeismassen: sie erreichten zuweilen sogar den Höhepunkt ihrer Ausdehnung erst dann, wenn der klimatische Höhepunkt der Kaltzeit schon überschritten war. Immerhin wuchsen hierbei die nordpolaren Inlandeismassen — von dem das grönländische Landeis ein noch erhaltener Überrest darstellt — im ganzen noch in den Kaltzeiten an und schwanden in den Warmzeiten. Dagegen scheint sich das antarktische Inlandeis, das auch in der Gegenwart fast ganz über der Schneegrenze liegt, noch extremer verhalten zu haben: ihm konnten nach MEINARDUS (1925, 1928) die Kaltzeiten (mit m. E. verringerter atmosphärischer Zirkulation!) keine zusätzliche Ernährung bringen, so daß es schließlich gerade in den Warmzeiten wuchs. Nimmt man an, daß diese Warmzeiten den nordhemisphärischen Interglazialzeiten entsprechen, so ergibt sich für das antarktische Inlandeis eine so starke Verzögerung, daß seine Schwankungen gegenüber dem Wechsel der pleistozänen Warm- und Kaltzeiten in der übrigen Welt schließlich gerade umgekehrt verliefen.

Wenn von allen Wirkungen der eiszeitlichen Temperaturerhöhung das Inlandeis am trägsten reagierte, so kann das auch mit seinen Schwankungen keinen absoluten Maßstab für die Untergliederung der Kaltzeiten in einzelne Abschnitte abgeben. Bisher wurde es mit seinen Vorrückungs- und Rückzugsphasen ausschließlich als solcher Maßstab gebraucht und erwies sich für eine stratigraphische Untergliederung der im Einflußbereich des Eises entstandenen Kaltzeitablagerungen auch sehr geeignet. Aber es ist die Frage, wie weit seine Phasen wirklich mit den rein klimatischen Phasen der Kaltzeiten übereinstimmen. Man wird hier noch nach anderen, absoluten Klimamaßstäben suchen müssen. Von der Pollenanalyse aus war bis jetzt eine Unterteilung der Kaltzeiten in einzelne Klimaphasen (entsprechend der bekannten sehr eingehenden Klimagliederung der Postglazialzeit und der letzten beiden Interglazialzeiten, vgl. die Aufsätze von WOLDSTEDT, FIRBAS, REIN und SELLE in diesem Band) noch nicht möglich. Immerhin bieten sich hier auch noch andere Wege. So kann man an der oben genannten Lößobergrenze, wo Fließerde, bezw. Schwemmsand und Löß in Wechsellagerung auftreten, ein sehr eigenartiges, immer gleichbleibendes Verhältnis zwischen diesen beiden fossilen Bodenelementen beobachten. Niemals ist in solchen Profilen von oben bis unten eine gleichmäßige Verzahnung zu finden. Vielmehr liegt an der Basis einer solchen, zeitlich zusammengehörenden Schichtfolge stets die Fließerde, dann kommt eine Zwischenzone, in der dünne horizontale Lößschichten noch mit Fließerdebändern oder einzelnen (windverwehten oder verschwemmten) Sandlagen wechseln, darüber folgt dann zunächst häufig noch horizontal geschichteter und dann erst, im obersten Teil des Profils, der eigentliche Normal-Löß mit senkrechter Struktur. Es gibt aber auch Profile, in denen die basale Fließerde mit scharfem Übergang, ohne die Einschaltung einer vermittelnden Wechsellagerungs-Zone, unmittelbar von einem zunächst horizontal geschichteten und dann nach oben von immer reinerem und senkrecht geklüftetem Löß überlagert wird.<sup>4)</sup>

<sup>4)</sup> Solche Profile lernte ich durch freundliche Vermittlung von Herrn Dr. H. R. v. GAERTNER (1950) im Herbst 1948 im Solling kennen.

Finden sich, wie in den von SCHÖNHALS in diesem Bande beschriebenen Profilen, mehrere Löße verschiedenen Alters übereinander, so liegen auch hier etwa eingelagerte Fließerdedecken stets an der Basis jeder Lößlage, unmittelbar darüber folgt der Löß und erst auf diesem entstand dann der Verwitterungsboden der nächst folgenden Warmzeit. Über dieser Verwitterungsschicht folgt dann die basale Fließerde der nächsten Kaltzeit. Daß ein solcher Löß einmal unmittelbar (d. h. ohne zwischengeschalteten Verwitterungshorizont) von einer aus derselben Kaltzeit stammenden Fließerde überlagert worden wäre, wurde bisher nie beobachtet! Soweit vielmehr Schichten dieser Art wechsellagern, beginnt jede Kaltzeit regelmäßig mit einer Fließerde und endet mit einem Löß! Hier ist eine großzügige Gesetzmäßigkeit erkennbar. Sie läßt sich wohl nur so deuten, daß jede „Eiszeit“ klimatisch in zwei Abschnitte zerfällt: einen ersten, vielleicht sommerkühleren, ganz gewiß aber feuchteren mehr ozeanisch getönten, in dem das Bodenfließen auch die tieferen Regionen Mitteleuropas beherrschte und die Bedingungen für Lößbildung (Trockenheit und dichtes, steppenhaftes Vegetationskleid) ungünstig waren. Dann folgte die trockenere Lößzeit mit stärksten Windwirkungen und zugleich vielleicht leichtem Hinaufrücken der steppenartigen Vegetation der Lößtundra, d. h. also wohl im ganzen mehr kontinentalem Klimateinschlag. Die erste feuchtkühlere Periode des Frühglazials wäre dann die Zeit des Wachstums der großen Inlandeismassen, die zweite trockenere die ihres Hochstandes (Hochglazial), an das sich dann schließlich noch eine dritte, das wieder wärmere und feuchtere Spätglazial, d. h. im wesentlichen die Abschmelzzeit der Gletscher anschließt.

Eine ähnliche Mehrphasigkeit zeigt die Bildung der nichtglazigenen wümeiszeitlichen Täler. Ihre breiten, durch den Transport der stark vergrößerten eiszeitlichen Schuttmassen entstandenen Talsohlen, deren stets leicht gewölbter Querschnitt ihre Entstehung durch einen einheitlichen großzügigen Aufschüttungsvorgang beweist (BÜDEL, 1944), können nach den im niedersächsischen Bergland durchgeführten Untersuchungen meines Schülers H. MENSCHING überall in zwei Niederterrassenniveaus aufgegliedert werden: ein älteres und breiteres, das etwa acht bis zehn Meter über dem heutigen Flußniveau die morphologisch gut ausgeprägte „obere Niederterrasse“ bildet und auch von den höchsten Hochwassern nur noch stellenweise erreicht wird; und ein tieferes und schmäleres, das als „untere Niederterrasse“ nur 3—5 m über dem Flußspiegel zu liegen pflegt, das noch regelmäßig vom Hochwasser erreicht wird, und das daher über seinem basalen eiszeitlichen Schotterkörper gewöhnlich noch eine später aufgeschüttete holozäne Auelehmdecke trägt. Beide Niederterrassen müssen klimatisch verschiedenen Phasen der letzten Kaltzeit entstammen. Da auch die „obere Niederterrasse“ stets völlig lößfrei ist, muß sie jünger sein als die frühglaziale Fließerdezeit; sie entspricht daher wahrscheinlich der hochglazialen Lößzeit selbst, während die untere Niederterrasse vermutlich dem Spätglazial angehört. Dafür spricht auch, daß diese untere Niederterrasse nur auf die Haupttäler und die größeren Seitentäler beschränkt ist: sie fehlt in höheren Nebentälern und hatte so offenbar nicht die Zeit, bis in die letzten Verästelungen der Flußläufe talbodenbildend zurückzugreifen, bevor mit dem Beginn der Nacheiszeit die ganz anderen Talbildungsvorgänge der geologischen Gegenwart einsetzen. Daher „hängen“ in unseren Mittelgebirgen die Talsohlen der obersten Talverzweigungen oft über denen der größeren Tälchen; in manchen Fällen werden solche „fluviatilen Stufenmündungen“ 15 m hoch! Bis in die frühglaziale Fließerdezeit reicht von den heute noch erhaltenen wümeiszeitlichen Talformen

offenbar nur die erste Anlage der muldenförmigen obersten Talanfänge (Korrosionstälichen, Dellen) zurück, denn diese sind an den Flanken größerer Täler stets nur oberhalb der „oberen Niederterrasse“ vorhanden und die in ihnen gelegentlich nachweisbaren Fließerdeströme sind zuweilen noch lößbedeckt, d. h. also in der hochglazialen Lößzeit bereits nicht mehr bewegt worden.

Eine genauere Gliederung der Würmeiszeit in einzelne Klimaphasen ist inzwischen an anderer Stelle erfolgt (BÜDEL, 1950).

Im Vorstehenden sollte in erster Linie gezeigt werden, daß sich durch die kombinierte Auswertung aller irgend verwertbaren Klimazeugen eine sehr viel stärkere räumliche Differenzierung der eiszeitlichen Klimazonen durchführen läßt und daß dieselbe Methode auch eine von der verzögerten Entwicklung der Inlandeismassen unabhängige zeitliche Gliederung der Würmeiszeit ermöglicht.

### Schriften

- BRUSCH, M.: Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und Nordafrika. — Gött. Geogr. Abh. (in Vorbereitung). 1949.
- BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch. 34, 1944. — Die klima-morphologischen Züge der Polarländer. Erdkunde 2, 1—3. 1948. — Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. „Die Naturwissenschaften“, 1949, Heft 4 und 5.
- Die Klimaphasen der Würmeiszeit. „Die Naturwissenschaften“, 1950.
- CAILLEUX, A.: Les actions éoliennes periglaciaires en Europe. Mem. Soc. Géol. Fr., nouv. sér. T. XXI, no. 46, Paris 1942. — Études de cryopédologie. Publ. Expéd. polaires franç., Paris 1948.
- DEFANT, A.: Die Windverhältnisse im Gebiete der ehemalg. österreichisch-ungarischen Monarchie. Jahrb. d. Zentralanst. f. Met. und Geodynamik, N.F. 57, Wien 1924.
- DÜCKER, A.: Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. — Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 54, 1933. — Über Strukturboden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrostd- und Lößproblem. — Z. deutsch. Geol. Ges. 89, 1937.
- FIRBAS, F., Vegetationsentwicklung des Klimawandels in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. „Die Naturwissenschaften“, 27, 1939.
- FLORSCHÜTZ, F.: Über spätpleistozäne Flugsandbildungen in den Niederlanden. — Comptes rendus du Congrès Int. de Géogr. Tom II, Amsterdam 1938.
- GAERTNER, H. R. v.: Fließerde und Löß im südlichen Solling. In Vorbereit. 1950.
- GEORGI, J.: Das Klima des grönländischen Inlandeises und seine Einwirkungen auf die Umgebung. — Abh. Nat. Ver. Bremen 31, 2. 1939.
- GRIPP, K.: Diluvialmorphologische Probleme? — Z. deutsch. Geol. Ges. 84, 1932.
- GRITSCHUK, P. W.: Zur Vegetationsgeschichte des europäischen Rußlands im Quartär. — In „Problems of Quaternary“ Vorträge bei der Moskauer Quartärtagung im Februar 1941, ersch. i. d. Arb. d. Geogr. Inst. d. Akad., 37, 1946. Dort auch weitere Vorträge von BLAGOWESCHTSCHENSKY, MALAJEW u. a. (Nach freundlicher Mitteilung von Prof. Dr. H. GAMS, Innsbruck.)
- KLUTE, F.: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. Geogr. Rundschau, Braunschweig 1949.
- LOEWE, F.: Klima des grönländischen Inlandeises. — Handb. d. Klimatologie von KÖPPEN & GEIGER II, K, III. 1935.
- LEHMANN, H.: Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe. — „Erdkunde“ 2, 1948.
- MENSCHING, H.: Talauen und Schotterfluren im niedersächsischen Bergland. — Gött. Geogr. Abh. Heft 4, 1950.
- TROLL, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. — Erdk. 2, 1948

# Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima

(Veröffentlichung aus dem „Arbeitskreis für Periglazial-Forschung“ in der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft).

Von Hans Poser, Braunschweig. Mit 5 Abbildungen.

## Einleitung

Eine unlängst erschienene Arbeit über die äolischen Ablagerungen und das spätglaziale Klima in Mittel- und Westeuropa führte mich peripher auch an das Problem der nördlichen Lößgrenze heran, d. h. an das Problem ihrer Entstehung (65). Ihm damals größeren Raum zu geben, schloß jedoch die andersartige Zielsetzung der Untersuchung aus. Inzwischen habe ich die Frage erneut und speziell aufgegriffen und bin dabei auf eine Reihe bisher nicht berücksichtigter Zusammenhänge und Gedanken gekommen, die mir wert scheinen, in die Diskussion gebracht zu werden. Ich bringe sie daher im folgenden zur Darstellung. Dies geht allerdings nicht ohne teilweise Wiederholung meiner früheren Ausführungen über das spätglaziale Klima und auch nicht ohne nochmaligen Abdruck von zwei Kärtchen (Abb. 1 und 5). Beides geschieht aber nur nach neuer Überprüfung und Erweiterung der Grundlagen und Ergänzung und Verbesserung der Schlußfolgerungen. Die Darlegungen beziehen sich in erster Linie auf Mitteleuropa, führen aber auch immer wieder zu einem Seitenblick auf Westeuropa. Osteuropa blieb hingegen gänzlich unberücksichtigt, weil mir dafür nicht in genügendem Maße das Schrifttum zugänglich war. Hier dürfte das Problem der nördlichen Lößgrenze in mancher Hinsicht auch wohl etwas anders liegen und anders zu beurteilen sein.

Die Untersuchung erforderte ein besonders umfangreiches Literaturstudium, nicht allein zur Ergänzung der eigenen Felderfahrung, sondern auch einfach darum, weil über den Löß ganz allgemein bekanntlich viel geschrieben wurde. Zahlreich sind auch die Arbeiten, die näher auf die Verbreitung und Begrenzung des Lößes eingehen. Sie reichen um sieben Jahrzehnte zurück. Darunter sind für die Entwicklung des Problems diejenigen von A. PENCK (58, 60, 61), F. KLOCKMANN (45), K. KEILHACK (43), W. SOERGEL (74), R. GRAHMANN (34, 37) und P. WOLDSTEDT (88, 89, 90) besonders zu erwähnen. Wenngleich namentlich von den älteren Veröffentlichungen hier nur noch wenige zitiert werden können, so haben sie aber doch alle zum sachlichen Hintergrund dieser Studie beigetragen. Viel schönes Beobachtungsmaterial konnte vor allem auch den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der deutschen Länder entnommen werden. Die Mehrzahl der benötigten Schriften und Karten waren mir im Geologischen Institut der Universität Göttingen zugänglich, wofür ich Herrn Prof. Dr. BEDERKE sehr dankbar bin. Eine wesentliche Abrundung gaben mündliche und schriftliche Diskussionen mit Kollegen und Beobachtungs- und Literaturmitteilungen von ihrer Seite. Dankbar erwähnen möchte ich solche Mitteilungen insbesondere von Tj. H. van ANDEL und R. D. CROMMELIN über die Beziehungen von jüngstem Löß und Flugsand in Holland, von P. DORN über Dünenfelder in Mittelfranken, von H. R. von GAERTNER über den Löß am südlichen Solling, von R. KLÖPPER und Th. MÜLLER über gemeinsame Beobachtungen an Steinsohlen und Windkantern in Oldenburg, von F. PREUL über Dünen, Steinsohle und Würgeboden im Leinegebiet bei Hannover und im Wesergebiet bei Bremen, von M. SCHWARZBACH über Steinsohlen und Windkanter in Schle-

sien und von H. WORTMANN über Löß, Steinsohle und Würgeboden in seinem nordwestdeutschen Arbeitsgebiet. Nicht zuletzt möchte ich der anregenden Diskussionen gedenken, die ich jüngst gelegentlich gemeinsamer Exkursionen in Frankreich besonders mit den Herren A. CAILLEUX, Y. GUILLIEN und J. TRICART hatte. In ihnen spielten Fragen der Lößdatierung und des spätglazialen Klimas mehrfach eine wesentliche Rolle. Großen Nutzen zog ich sodann aus häufigen Unterhaltungen mit F. FIRBAS über die glazialen und spätglazialen Vegetationsverhältnisse in Europa.

Orientiert man sich an der jüngsten Literatur, etwa an den Arbeiten von R. GRAHMANN (34, 37), P. Woldstedt (90), F. DEWERS (17), H. WORTMANN (91) und F. KLUTE (46), so findet man immer wieder mit besonderem Nachdruck die Frage nach dem Lößwind erörtert, d. h. die Frage nach jenem Wind, der die Lößverteilung verursachte und damit den Verlauf der nördlichen Lößgrenze mitbestimmte. In dieser Tatsache scheint sich das Kernproblem in der augenblicklichen Debatte anzuzeigen. Es steht nicht mehr das Wo und Wie des Verlaufs der Lößgrenze mit Bezug auf andere eiszeitliche Ablagerungen im Vordergrund der Diskussion, wie es noch vor wenigen Jahrzehnten der Fall war (43), auch nicht mehr die Beschaffenheit des Lößes längs seiner Nordgrenze. Über beides hat R. GRAHMANN (34) schon vor Jahren durch Karte und Text ein auf vielen Vorarbeiten beruhendes geschlossenes Bild gegeben und damit die Erörterung dieser Momente praktisch zum Abschluß gebracht. Ebenso tritt die Frage nach dem Alter des jüngeren Lößes zurück, indem seine hochglaziale Bildung besonders seit den Arbeiten W. SOERGELS (74) ziemlich allgemein als sicher gilt.

Aber was den Schwerpunkt der heutigen Diskussion ausmacht, sind die Fragen nach den Kräften und nach dem Ablauf des Vorganges, der die nördliche Lößgrenze schuf. Hier an der dynamischen Seite des Problems, wo es seinen klimatisch-morphologischen Charakter erhält, scheiden sich die Auffassungen am weitesten, wird für die Wirksamkeit einstiger vom Inlandeis herabwehender nördlicher bis nordöstlicher Winde von den einen, für die Wirksamkeit westlicher Winde von den andern Forschern argumentiert. Hier findet der Stand der Forschung offenbar seine Kennzeichnung. Ich habe anfänglich selbst diesen aus der Literatur erhältlichen allgemeinen Eindruck für richtig befunden und gemeint, gleich das Kernproblem angreifen und anderes dafür, wie die Kenntnis der Beschaffenheit und des Aufbaus der Lößgrenze, des Alters des Lößes usw., als sichere Ausgangsbasis benutzen zu können. Es zeigte sich aber bald, daß eine fördernde Stellungnahme nur zu gewinnen war, wenn altbekannte Sachverhalte nochmals beleuchtet und zueinander in neue Verhältnisse gebracht wurden. Und gerade dabei ergab sich dann, daß das Problem der nördlichen Lößgrenze nach wie vor seinen größeren Inhalt hat, zu seiner Lösung einer Ergänzung der Kenntnis der Eigenschaften und des Wesens der Lößgrenze bedarf, eine genaue Datierung des jüngeren Lößes verlangt und eine Rekonstruktion der einstigen Klima- und Vegetationsverhältnisse erfordert. Die folgenden ersten drei Kapitel entsprechen diesen Aufgaben, während das vierte Kapitel den allgemeinen Deutungsversuch enthält.

### I. Aufbau, Wesen und Verlauf der nördlichen Lößgrenze

Über die Verbreitung des Lößes und den Verlauf seiner nördlichen Grenze orientieren die Karten Abb. 1, 2 und 3. Ihr Inhalt beruht bezüglich des Lößes und der lößverwandten Ablagerungen auf den Karten von R. GRAHMANN (34), P. WOLDSTEDT (88) und H. WORTMANN (91), ergänzt durch jüngere Angaben

von B. DAMMER (11) über Vorkommen von Flottsanden in der östlichen Mark Brandenburg. Die genannten Autoren haben ihren Karten zum Teil sehr ausführliche Erläuterungen beigegeben, so daß sich die folgende Darstellung auf einen allgemeinen Überblick und die dem Problem dienenden Tatsachen beschränken kann.

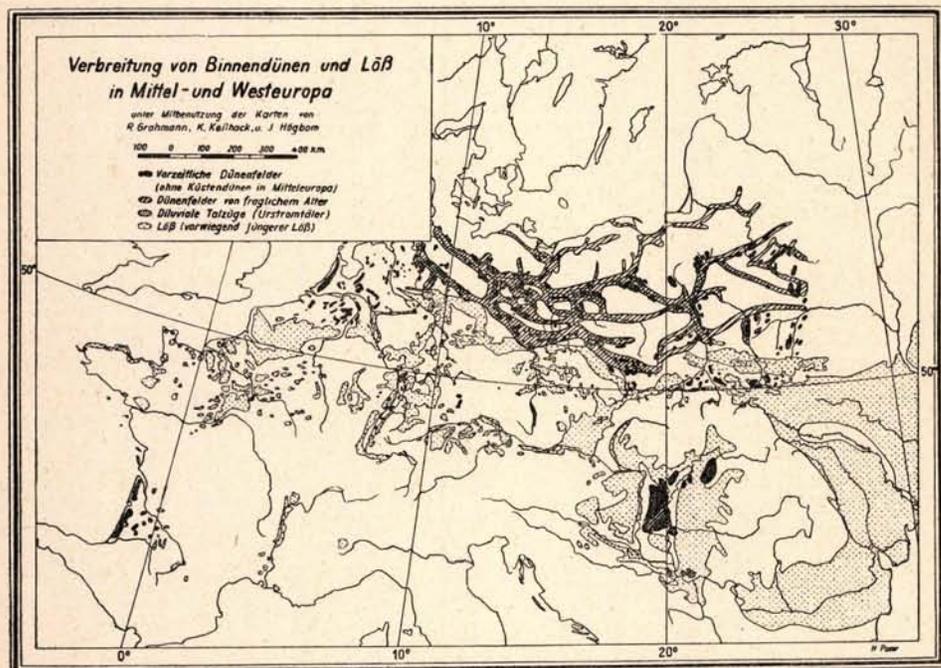


Abb. 1: Verbreitung von Binnendünen und Löß in Mittel- und Westeuropa (unter Mitbenutzung der Karten von R. GRAHMANN, K. KEILHACK und J. HÖGBOM) nach H. POSER, Naturwissenschaften 1948, H. 9.

Den Beispielen GRAHMANN'S und WOLDSTEDT'S folgend, ist für die Kartenskizzen als nördliche geschlossene Lößgrenze jene Linie gewählt worden, die im wesentlichen nur die Verbreitung des echten oder normalen Lößes beschließt, d. h. jener unter diesem Namen angesprochenen Ablagerung, deren Körnung sehr einheitlich ist und durch ein Vorwalten der Korngruppe 0,05—0,01 mm bis 50—75% Anteil gekennzeichnet wird. Nach außen schließt sich ein mehrere Kilometer breiter und auch fast überall deutlich ausgebildeter Gürtel von meist recht geringmächtigen Sand- und Gemengelößen an, von ebenfalls äolischen Ablagerungen, in deren Zusammensetzung neben Löß ein sandkörniger Anteil hervortritt und mit wachsendem Abstand von der Grenze des normalen Lößes immer größer wird, bis er schließlich zum echten Flugsand überleitet. Die Übergänge vom einen zum andern Korngrößenextrem, vom normalen Löß über den Gemengelöß zum Flugsand, sind fließend und machen oft die kartographische Trennung dieser Ablagerungen im Gelände schwierig.

Nach diesen Gegebenheiten ihres materialmäßigen Aufbaus ist die nördliche Lößgrenze eine geologische Ablagerungs- oder auch eine Bodengrenze. Das ist jedoch nur erst eine Seite ihres Wesens. Die andere offenbart sich, wenn man sie im Zusammenhang mit allen ihr gleichaltrigen sonstigen äolischen Ablage-

rungen und Formenbildungen sieht. Dazu gehören, wie das nächste Kapitel begründen wird, auch die großen Flugsand- und Binnendünenfelder Mittel- und Westeuropas. Die Karte Abb. 1 gibt einen Überblick über die Verbreitung dieser äolischen Bildungen und zeigt die nördliche Lößgrenze als eine sehr markante Trennungslinie zwischen einem südlich von ihr gelegenen Bereich, in dem der normale Löß dominiert und alle sandigeren Bildungen wie Flugsandfelder und Dünen zurücktreten, und einem nördlichen Bereich, in dem gerade umgekehrt die sandigen Formengebilde vorherrschen, feinkörnige Bildungen wie vereinzelte, inselhafte Vorkommen von Flottensanden und Flottenlehmen nahezu zur Ausnahme werden. So gesehen, ist die nördliche Lößgrenze auch eine morphologische, genauer noch eine klimatisch-morphologische Grenze, indem sie Formenbereiche trennt, die nicht nur durch das Klima ihrer Bildungszeit schlechthin bedingt waren, sondern an dieses Klima entsprechend den großen Kornunterschieden des ihre Formen aufbauenden Materials auch ihre speziellen Forderungen hatten. Diese Eigenschaft der geschlossenen Lößgrenze ist vielleicht die wichtigste und für ihre Entstehung auch aufschlußreichste. Es mag dabei festgestellt sein, daß die beiden Ablagerungs- und Formenbereiche, die sie scheidet, zusammenfallen nach der einen Seite mit dem Tiefland und nach der andern Seite mit einem Teil des mit stärkerer Reliefenergie ausgestatteten Mittelgebirges.

Auffallend häufig, jedenfalls häufiger als bisher beachtet, ist gerade längs der Lößgrenze eine Sandstreifigkeit des Lößes oder auch eine Lößstreifigkeit des Flugsandes zu beobachten, d. h. eine ganz dünnsschichtige Wechsellagerung oder auch wechselseitige Verzahnung von Ablagerungen verschiedener Korngröße, wobei das eine Material ebenso echter Löß wie das andere echter Flugsand ist. Die Erscheinung durchzieht oft ganze Profile, auch solche von Mächtigkeiten bis drei Meter und mehr, und beschränkt sich in anderen Fällen auf einen oberen oder unteren Teil eines Profils. Die Karte Abb. 2 gibt einen Eindruck von der Häufigkeit dieser Streifung, wobei zu beachten ist, daß sie nur die bekannt gewordenen Vorkommen enthält. Obgleich in den Erläuterungen

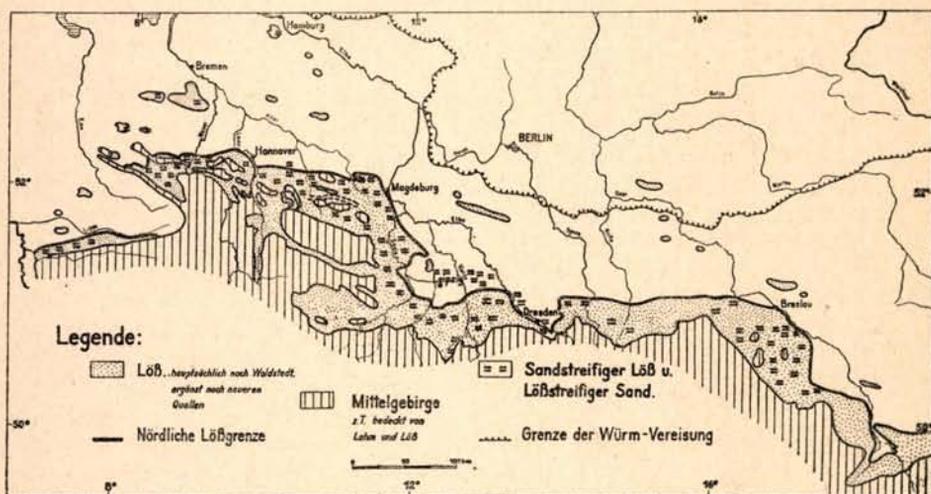


Abb. 2: Die nördliche Grenze geschlossener Lößverbreitung in Mitteleuropa (hauptsächlich nach P. Woldstedt) und die bekannten Vorkommen sandstreifigen Lößes und lößstreifigen Flugsandes.

zur geologischen Spezialkarte sehr oft erwähnt und in der sonstigen Literatur gelegentlich beschrieben (3, 33, 80, 71, 14), ist ihre Bedeutung für das Phänomen der nördlichen Lößgrenze doch noch nicht gewürdigt worden. Mit der Schichtigkeit des Lößes, die oftmals im Mittelgebirge und am Mittelgebirgsrande namentlich in unteren Profilteilen beobachtet wurde und dadurch charakterisiert ist, daß eindeutig sandig-steiniges Material zu Schichten in den Löß geschwemmt wurde, hat sie nichts zu tun, ebenso wenig mit dem „Fließlöß“, über den H. FREISING auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in München im September 1950 berichtete, und der genetisch m. E. als Schwemmlöß aufzufassen ist.

Die Streifigkeit ist zwar auch mehrfach und besonders in der älteren Literatur mit Wasserwirkung in Zusammenhang gebracht worden; doch ist von dieser Deutung in der jüngeren Literatur zugunsten einer Erklärung durch Wind Abstand genommen (3, 4, 74, 14, 38). Zumal in der Ebene und bei vielfach gänzlich horizontaler Lagerung von ebenso homogenen Löß- wie Sandstreifen ohne die Merkmale einer Schwemmschichtung im kleinen kann die Streifigkeit von Löß und Sand nur als äolisch bedingt angesehen werden und als durch wechselnde Windstärke hervorgerufen. Bei gleichzeitigem, aber räumlich getrenntem Absatz von Lößstaub und Flugsand gehörte ein und derselbe Ort je nach den waltenden Windstärken mal dem Bereich der Lößablagerung, mal dem Bereich der Sandablagerung an. Das heißt mit anderen Worten, daß die Lößgrenze als oberflächliche Trennungslinie der beiden Bereiche fein- und grobkörniger Bildungen in der ganzen Zeit, da diese Ablagerungen erfolgten, nicht fest lag, sondern in gewissen Grenzen im ganzen oder in Teilen ihrer Länge pendelte, dabei offenbar aber den Rand des Mittelgebirges nach Süden nicht oder nur selten überschritt, da gleichartige Lößstreifigkeit hier nicht so oft vorzukommen scheint. Dies aus der Streifigkeit erschließbare Pendeln der Lößgrenze, gleichbedeutend mit dem Wechsel der den äolischen Transport bewirkenden Windstärken, gibt wohl einen sehr wesentlichen Einblick in den Charakter der Lößgrenze und auch in den Vorgang ihrer Bildung. Es lehrt vor allem, daß die Lößgrenze keine linienhafte Erscheinung ist, sondern mehr einer Grenzzone entspricht, und daß ferner die heutige Lößgrenze gewissermaßen nur das erstarrte Momentbild eines vorher lebendigen Etwas aus dem Schlußakt des großen vorzeitlichen äolischen Kräftespiels darstellt.

Die Mächtigkeit des Lößes ist entlang der Lößgrenze im allgemeinen sehr gering, mißt in der Regel um einen Meter und verdünnt sich oft namentlich in nördliche Richtungen hin zu einem oberflächlichen Schleier. Nur gegen das Mittelgebirge ist im allgemeinen ein Wachsen der Mächtigkeiten zu konstatieren. Das lehrt besonders gut die Karte von H. WORTMANN (91). Ganz ähnlich verhält es sich mit den sandigen Ablagerungen, nur im umgekehrten Sinne; ihre Mächtigkeiten wachsen mehr mit dem Abstand von der Lößgrenze nach außen. Die größten Lößmächtigkeiten werden in den Talungen erreicht, die vom Mittelgebirgsrand nordwärts führen, und in diesen Talungen wieder — genau wie beim Löß des Mittelgebirgsbereiches — mehr auf den nach Ost als auf den nach West schauenden Hängen. In Schlesien sind, so im Lößgebiet von Trebnitz, oftmals auch die nach Ost bis Süd gekehrten Tal- und Berghänge stärker lößbedeckt (71). Diese einseitige Bevorzugung bestimmter Auslagen durch die Lößablagerung, die im angedeuteten Sinne auch in den Bereichen der Flottlehm- und Flottsandinseln vor der Lößgrenze wiederkehrt (42, 14, 91), ist zwar allgemein bekannt, verdient aber für die Fußzone des Mittelgebirgsrandes im Hinblick auf die zu erörternde Frage des Lößwindes besondere Hervorhebung.

Der Verlauf der Lößgrenze im ganzen, wie er aus den Karten Abb. 1, 2 und 3 ersichtlich wird, zeigt eine auffallende Anlehnung an den Außenrand des Mittelgebirges. Liegt die Grenze auch nicht unmittelbar am Fuße des Gebirges, sondern im schwankenden Abstand von 10 bis 70 km davor, so spiegelt sie aber doch von Flandern im Westen bis zum Anfang der russischen Tafel im Osten jeden Richtungs- und Lagewechsel des Gebirgsrandes getreulich wider. Mehrere Autoren (34, 37, 90, 91, 110) haben bereits auf diese bemerkenswerte Beziehung hingewiesen und haben z. T. je nach den vertretenen Ansichten über die den Lößtransport und die Lößablagerung beherrschenden Windverhältnisse dem Gebirgsrand Stauwirkung bei der Annahme von nördlichen bis östlichen Winden (34, 37, 61) oder Windschattenwirkung bei der Annahme von westlichen Winden (90) zugeschrieben. Diese gegensätzliche Schlußfolgerung aus gleichem Sachbefund legt deutlich genug dar, daß aus der geologisch-morphologischen Situation heraus lediglich die Feststellung getroffen werden kann, daß der Gebirgsrand wohl sehr wahrscheinlich einen nachdrücklichen Einfluß auf Lage und Verlauf der Lößgrenze gehabt habe. Die Rolle, die er aber dabei spielte, läßt sich jedoch erst nach Einbeziehung auch anderer Erkenntnisse in die Erörterung erfassen.

Eine weitere, wenigstens teilweise Beziehung scheint der Verlauf der Lößgrenze auch zu den größeren, aus dem Mittelgebirge heraustretenden Flußtälern zu haben. Verfolgt man die Lößgrenze über Deutschland von Westen nach Osten, so zeigt sie an einigen Stellen ein sehr charakteristisches, stets bogenförmiges Absetzen aus einer jeweils nördlicheren Westostlage zu einer südlicheren Westostlage. In den nordöstlich gerichteten Ausbuchtungen hört die Lößfläche jeweils an breiteren Talungen auf; so auf längere Strecke am Leinetal oberhalb und unterhalb von Hannover, besonders gut erkennbar in der Karte von H. WORTMANN (91), ausreichend erkennbar in den Karten Abb. 2 und 3, an der Elbe bei Magdeburg, an der Elbe bei Dresden und an der Oder bei Breslau sowie an der süd-nördlichen Laufstrecke der Glatzer Neiße. Auf dem Gegenufer fehlt an diesen Stellen der Löß, sind aber vielfach sandige Ablagerungen vertreten. Es sind, wie gesagt, nur gewisse Fälle, wo die Lößverbreitung in der geschilderten Weise durch Täler unmittelbar begrenzt wird, und immer handelt es sich um breitere Talungen von einer mehr süd-nördlichen, gewöhnlich südost-nordwestlichen Richtung. Bei schmaleren Tälern dieser Richtungen und Tälern westöstlicher Erstreckung sind gleiche Beziehungen nicht vorhanden. R. GRAHMANN (34) hat den Zusammenhang zwischen Lößgrenze und Tälern in umgekehrter Richtung verfolgt und spricht unter Anführung gleicher Beispiele von einem Vorspringen der Lößgrenze nach Norden westlich der Flüsse. Es ist aber nicht gleichgültig, wie der Sachverhalt gesehen und geordnet wird. Bei der einen Weise drängt sich mehr der Eindruck auf, als seien die Talstrecken, an die der Löß von Westen herantritt und dann aufhört, Leitlinien einer Verkleinerung des Lößraumes nach Süden gewesen, bei der anderen Weise, als hätten sie Leitlinien einer einseitigen Ausdehnung des Lößraumes nach Norden abgegeben. Je nachdem die eine oder andere Ordnungsweise nur allein zur Anwendung kommt, wird die Suche nach einer Deutung von vornherein auch allein auf eine ganz bestimmte Bahn gelenkt. Man muß aber beide Möglichkeiten sehen und in Erwägung ziehen.

## II. Das Alter der nördlichen Lößgrenze und das Alter der sie begleitenden äolischen Ablagerungen

Nachdem sich die nördliche Lößgrenze als ein klimatisch-morphologisches Phänomen vorzeitlichen Charakters erwies, setzt ihre Erklärung eine möglichst

genaue Kenntnis des Klimas ihrer Bildungszeit voraus. Diese kann ihrerseits aber nur erst nach genauer klimageschichtlicher Einordnung der Lößgrenze gewonnen werden. Der Weg dazu führt über die Datierung der die Lößgrenze begleitenden äolischen Ablagerungen, wobei die allerdings berechtigte Prämisse gemacht wird, daß die Lößgrenze seit ihrer Bildung nurmehr geringfügige Veränderungen erfuhr und sich sonst mit ihren ursprünglichen wesentlichsten Zügen bis auf die Gegenwart erhielt.

Entlang seiner Nordgrenze ist der Löß insofern homogen, als er bei seiner geringen Mächtigkeit meist durch und durch verlehmt ist und keinerlei gliedernden Horizont in sich aufweist, der auf eine langzeitige Unterbrechung der Lößablagerung und eine Gliederung in einen unteren älteren und einen oberen jüngeren Löß hinwiese. Den Löß derart gliedernde Horizonte wie die aus so vielen Profilen sonst bekannten Verlehmungszonen stellen sich erst mit Abstand von der Lößgrenze, mit Annäherung an das Mittelgebirge selbst bei größeren Mächtigkeiten ein. Der Löß entlang seiner Nordgrenze ist also überall und in ganzer Masse gleichaltrig und entspricht, wie im Gelände durch Profilvergleiche leicht feststellbar, dem jüngsten obersten Löß der mächtigen, gegliederten Profile. Mit diesem jüngsten normalen Löß gleichaltrig sind auch die übrigen, der Lößgrenze benachbarten äolischen Ablagerungen, die Groblöße, die Gemengelöße und Flugsande, auch der Flottlehm und Flottsand in den inselhaften Vorkommen vor der Lößgrenze. Diese Bildungen treten nirgends in einem Übereinander als altersunterschiedliche Serien auf, sondern immer nur in einem Nebeneinander mit Verzahnungen und fließenden Übergängen. Sie entsprechen somit lediglich faziellen Unterschieden einer Formation. Diese Feststellungen wurden schon in den älteren Erläuterungen zu den schlesischen und sächsischen geologischen Spezialkarten gemacht und sind dann vor allem seit den Angaben von H. BREDDIN (3, 4, 5) über die Beziehungen zwischen dem jüngeren Löß und den Flugsanden am Niederrhein so oft durch Beobachtung wieder erhärtet worden (33, 34, 14, 89, 91-96, 108, 109), daß das Ergebnis über jeden Zweifel erhaben ist. Die Datierung der einen Ablagerung bedeutet somit zugleich die Datierung der andern und zugleich auch die Datierung der Lößgrenze.

Bezüglich des jüngeren Lößes ist die allgemeine und namentlich von SOERGEL (74) begründete Lehrmeinung (87, 44), daß seine Bildung in der Phase des vorrückenden Inlandeises begonnen habe, aber erst in der Phase des Eishochstandes zur vollen Entfaltung gelangt sei. Der jüngere Löß gilt danach als hauptsächlich hochglazialen Alters. Daneben sind von einzelnen Autoren bis in die jüngste Zeit aber auch andere Ansichten geäußert worden, so beispielsweise von H. BREDDIN (3, 4, 5), der eine Fortdauer der Lößbildung bis ins Spätglazial annimmt, oder von L. ZUR MÜHLEN (53) und W. WEISSERMEL (82), die auf Grund geologischer und auch klimageschichtlicher Erwägungen die Lößbildung sogar ganz ins Spätglazial legen, d. h. in die Phase des Eistrückganges. Dieser Hinweis mag genügen anzudeuten, daß es auch im Hinblick auf den jüngeren Löß trotz des umfangreichen bezugnehmenden Schrifttums immer noch ein Datierungsproblem gibt.

Zu den bisher üblichen Methoden der Datierung ist durch die in neuerer Zeit sehr fortgeschrittene Erforschung glazialklimatisch bedingter Vorzeitformen eine neue hinzugefügt worden, die an die im Boden erhaltenen Kennformen für einstigen Dauerfrostboden anknüpft, d. h. an die Löß- oder Lehmkeile und den Würge- und Taschenboden. Diese Methode ist im besonderen geeignet, von den am Aufbau dieser Formen beteiligten Ablagerungen die klimageschichtliche Stellung erkennen zu lassen (65). Die genannten Kennformen haben erst

kürzlich von mir eine klimageschichtliche Auswertung erfahren, aus der hervorging, daß der durch sie gekennzeichnete einstige Dauerfrost aus Mittel- und Westeuropa zur gleichen Zeit verschwand, da ein spätglaziales Klima die Auflösung des Inlandeises in Norddeutschland und den Rückzug desselben von seinem maximalen Stand einleitete (62, 64). Der sprechendste Beweis dafür ist das Fehlen der Kennformen für Dauerfrostboden im Bereich der Jungmoränenlandschaft. Wo sie aber vorhanden sind, d. h. außerhalb des Jungmoränenbereichs, stellen sie als meist deutlich entwickelter Horizont eine für Mittel- und Westeuropa sehr verlässliche früh- und hochglaziale Bezugsmarke dar zur Alterbestimmung benachbarter Ablagerungen. Das gleiche kann auch von den den genannten Kennformen gleichaltrigen Solifluktionshorizonten gesagt werden.

Nachdem am Aufbau dieser Kennformen, wie hinlänglich bekannt, oft auch jüngerer Löß entweder als Grundmasse von Lehm- bzw. Eiskeilen oder als mitverknnetetes Material von Würge- oder Taschenböden beteiligt ist (40, 75, 72, 29, 79), ergibt sich als absolut sicher, daß die Lößbildung im Dauerfrostbodenklima, d. i. im Früh- und Hochglazial, im Gange war. Gleiches ist zu folgern aus der mehrfach aus dem Mittelgebirge mitgeteilten gelegentlichen Durchmischung von jüngerem Löß und würmeiszeitlichen Wanderschuttmassen. Andererseits bieten sich aber auch ebenso zahlreiche Profile dar, in welchen der Löß in größerer Mächtigkeit und primärer Lagerung die Kennformen für Dauerfrostboden oder fossile Schuttströme überdeckt und gar keinen oder nur sehr geringen Anteil an ihrem Aufbau nimmt, wonach seine Ablagerung an diesen Stellen nur nach Abschluß des Dauerfrostbodenklimas erfolgt sein kann. Ich habe an anderer Stelle bereits Hinweise auf solche Profile gegeben (65) und beschränke mich auch hier auf nur einige Beispiele.

Soweit es Lößdecken über fossilen Wanderschuttmassen betrifft, so sind diese im Mittelgebirge oft nur an ihrer Basis eine geringe Mischung mit den Schuttmassen eingegangen. PASSARGE (57) beschreibt derartige Profile aus dem Bereich des Meßtischblattes Stadtrenda, F. BERGER (1) aus der Glatzer Gegend und M. RICHTER (66, 67) von den Gehängen im Niederrheingebiet. Ich selbst beobachtete das Übergreifen primär und ungestört gelagerten Lößes über vorzeitlichen Gehängeschutt erst vor einiger Zeit wieder am Südfuße des Taunus im Übergang des Gebirgshanges zum flachen Boden der Homburger Bucht. Wichtiger erscheinen mir noch Profile aus dem Eichsfeld, wo bei größerer Lößmächtigkeit über Wanderschutt die Lößpartie zwischen einer basalen Mischungszone und einer oberflächlichen Verlehmungszone mit eindeutig fossiler Röhrenstruktur ausgestattet war, deren Erhaltung nur denkbar ist, wenn die betreffenden Lößpartien erst nach Abschluß der Solifluktion und der mit Dauerfrost verbundenen besonders stark frostdynamischen Vorgänge zum Absatz gelangten. Grundsätzlich ähnliche Feststellungen machte KRUMMBECK (49) an Löß über Solifluktionmaterial in der Gegend von Regensburg, die die gleiche Schlußfolgerung gestatten. Dasselbe gilt von den Beobachtungen von W. RÜHL (68) aus dem Vogtland, wo er über würmeiszeitlichem Gehängeschutt einen Löß fand, dessen Gehalt an Schneckenschalen in den unteren Lagen offenbar durch Solifluktion stark zerrieben, in den oberen Lagen aber gut erhalten ist, was ebenfalls nur so erklärt werden kann, daß die oberen Lagen erst zur Bildung kamen, als die Solifluktion bereits zur Ruhe gekommen war. H. R. v. GAERTNER betonte in mündlicher Mitteilung, durch seine noch unveröffentlichte Kartierung am südlichen Solling zu dem Ergebnis gekommen zu sein, daß hier der jüngere Löß sogar ganz vorwiegend erst nach der Solifluktion zum Absatz gelangte.

Noch sprechender als diese Beziehungen sind die zwischen Löß und Lehmkeilen. E. BRAND (2) beschreibt aus der Gegend von Aschaffenburg einen Lehmkeil, der oben mitsamt seiner Lehmausfüllung — offenbar durch einen Abtragungsvorgang — nahezu messerscharf abgeschnitten ist; über der so markierten Grenze liegt jüngerer Löß. Aus der Tongrube von Bilshausen im Eichsfeld brachte ich einen Lehmkeil zur Darstellung, der von jüngerem Löß erfüllt und von jüngerem Löß überlagert war. Letzterer zeigte in seinen unteren Partien Sackungerscheinungen in Richtung auf das Keilinnere, die entstanden sein dürften, als der Löß von oben an die Stelle des ausschmelzenden Eiskeiles trat. Die jüngsten Lößpartien über diesen Sackungerscheinungen befanden sich aber in völlig normaler ungestörter Lagerung, was besagt, daß sie zum Absatz kamen, als die Ausschmelze des früheren Eiskeiles und die Lehmausfüllung der recht breiten und tiefen Spalte bereits beendet war. Ganz ähnliche Feststellungen hatte vorher schon H. GALLWITZ (29) an einem Lehmkeil in der Nähe von Dresden gemacht und daran in bezug auf das Verhältnis von Dauerfrostbodenzeit und Lößbildungszeit auch die grundsätzlich gleichen Überlegungen geknüpft, indem er sie mit dem Satz interpretiert: „Während SOERGEL geneigt ist, das Spaltenwachstum die Lößbildung überdauern zu lassen, hält in diesem Falle die Lößsedimentation länger an als die Spaltenbildung.“

Alle diese Beispiele lassen wohl keinen Zweifel über das Alter des jüngeren Lößes. Seine Bildung begann in der Phase des vorrückenden Eises und der Entwicklung eines Dauerfrostbodens und dauerte bis in die Phase des Eiszerfalls in Norddeutschland, als der Dauerfrost wieder geschwunden und auch die Solifluktion im wesentlichen zur Ruhe gekommen war. Die obere Zeitgrenze war, wenn nicht schon früher, wohl mit der ersten Wiederbewaldung Mitteleuropas gegeben. Die Lößbildung wäre danach klimatisch-morphologisch gesehen ein mehrzeitlicher Vorgang gewesen in dem Sinne, daß er sich über einige Phasen unterschiedlicher, aber doch irgendwie verwandter Klimate hinzog, wobei es noch in der Endphase zur Bildung größerer Lößmengen kam mit Mächtigkeiten bis zwei Meter und mehr. Zu einer solchen Datierung der Lößbildung bis ins Spätglazial ist man jüngst auch in anderen europäischen Gebieten gelangt. In der Gegend von Straßburg hat J. TRICART (107) an mehreren Stellen spätglazialen Löß nachgewiesen. Am südfranzösischen Löß im Rhonetal haben CAILLEUX, JOURNAUX, MICHAUD, TRICART und ich durch gemeinsames Studium eines mehrere hundert Meter langen Lößaufschlusses westlich Valence gleiche Vorstellungen gewonnen, über die in späterer Veröffentlichung berichtet werden wird. In NW-Frankreich ist spätglazialer Löß von J. TRICART und mir im Gebiet des Huisne-Tals gefunden worden (102). In Ungarn hat BULLA (6) für ein großes Gebiet das spätglaziale Alter jüngerer Lößes nachgewiesen, und für den nordamerikanischen jüngeren Löß liegt ein entsprechendes Urteil von H. T. U. SMITH und H. J. FRASER (76) vor.

Dies zwar ausschließlich an Profilen aus dem Mittelgebirge gewonnene Datierungsergebnis läßt sich ohne weiteres auch auf den Löß an der Lößgrenze anwenden. Nachdem dieser, wie zu Anfang des Kapitels ausgeführt, überhaupt jüngster Löß ist, muß er nach allem spätglazialen Alters sein, was entsprechend auch für die ihm gleichaltrigen Gemengelöße, Flottlehme und Flugsande gilt.

Für Holland steht das nach den neuesten Ergebnissen der geologischen, morphologischen und pollenanalytischen Forschung außer Zweifel. Zu nennen sind vor allem die Arbeiten von R. D. CROMMELIN (92), J. C. van DOORMAAL (93), C. H. EDELMAN (94—96), A. P. VINK (108), O. de VRIES (109) und H. W. NELSON & T. v. d. HAMMEN (99). Für Norddeutschland ergibt sich eine weitere Klärung der Altersfrage auf folgendem Wege.

Die Ablagerungen längs der Lößgrenze, der normale Löß sowohl wie der Gemengelöß und der Flugsand, werden in sehr bezeichnender Weise gegen die Tiefe durch eine Steinsohle abgeschlossen. Diese ist wechselnd dicht, aber meist ganz deutlich entwickelt und oft von Windkantern durchsetzt. Ihre Verbreitung ist in Abb. 3 festgehalten, deren Angaben zu einem kleinen Teil auf eigenen Beobachtungen und freundlichen Mitteilungen von Kollegen beruhen, zum größten Teil der Literatur und insbesondere den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte entnommen sind. Die Lücken in der Karte besagen nicht allgemein das Fehlen der Steinsohle, sondern hauptsächlich den Mangel mitgeteilter Beobachtungen. Die Verbreitung der Steinsohle ist dadurch gekennzeichnet, daß sie im Süden in einigem Abstand vom Mittelgebirgsrand aufhört, sich dagegen nach außen hin unter allen äolischen Ablagerungen fortsetzt und dabei nordwärts auch die Südgrenze der letzten Vereisung überschreitet. Ihre Unterlage besteht infolgedessen aus dem verschiedensten Material, in der Hauptsache jedoch aus fluvioglazigenen Sanden und Geschiebelehm. Die Verbreitung dieser Steinsohle ist so groß, daß ein so guter Kenner wie R. GRAHMANN, befragt nach dem Vorkommen unter Löß in Sachsen, sagen konnte, daß er sie praktisch überall getroffen habe.

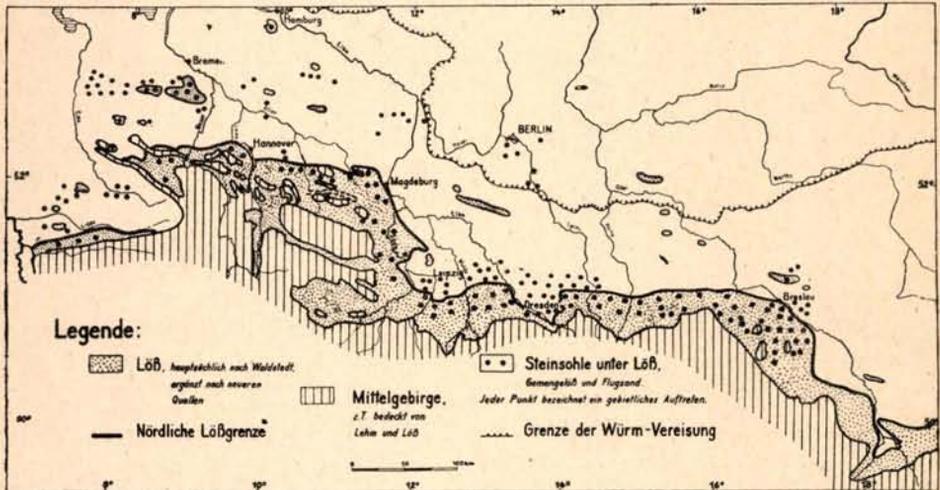


Abb. 3: Die nördliche Grenze geschlossener Lößverbreitung in Mitteleuropa (hauptsächlich nach P. Woldstedt) und die bekannten Vorkommen der Steinsohle unter Löß und Flugsand.

Diese Steinsohle ist gelegentlich als periglaziales, frostbedingtes Pflaster gedeutet worden. Es mag sein, daß eine derartige Erklärung lokal mal zutrifft (19, 20); auf das ganze Steinsohlenphänomen des Tieflandes ist sie jedoch nicht anwendbar. F. DEWERS (15, 17) hat schon zu bedenken gegeben, daß sich unter Annahme des Frostes als Sortierungskraft keine Steinsohle über Sand habe bilden können, weil der Frost im steinigen Sand keine Materialsortierung im Sinne einer Steinanreicherung an der Oberfläche zu bewirken vermag. Die Windkanter in der Steinsohle lassen diese denn m. E. auch genugsam als Deflationssohle erkennen, ohne daß es nötig wäre, noch eine andere Kraft als den Wind zur Deutung heranzuziehen. Dies ist auch die übliche und allgemein vertretene Erklärung.

Nicht ganz gesichert ist aber die meist damit verknüpfte Vorstellung von einer periglazialen Deflationssohle, entstanden im Früh- und Hochglazial im Bereiche vor dem Eisrande, also zur Zeit, da hier noch Dauerfrostboden herrschte. Würde nämlich die Steinsohle in dieser Zeit, deren Windverhältnisse sehr wohl dazu geeignet gewesen wären, gebildet worden sein, dann müßte sie als Folge der damaligen starken frostdynamischen Vorgänge im Boden zumindest auf dem frostempfindlichen Geschiebelehm feinerer Ausbildung den hier häufigen Erscheinungen der Kryoturbation und Solifluktion doch mal einbezogen sein; aber ein solcher Fall ist mir weder durch die Literatur noch durch die Beobachtung bekannt geworden. Es gibt zwar häufige Störungen der Steinsohlen von der Art einer unregelmäßigen Verschiebung einzelner oder mehrerer Steine nach oben oder unten, und das besonders bei geringmächtiger Deckschicht; aber das sind, wie F. DEWERS (13, 15) und auch etliche Erläuterungen der geologischen Blätter mit Recht hervorheben, durch Baumwurzeln, Wühltiere und vor allem Feldbestellung nachträglich verursachte Störungen. Wo die Steinsohle dagegen in einem Profil seitlich an einen Würge- oder Taschenboden oder an eine Solifluktionsmasse herantritt, schneidet sie diese Erscheinungen in glattem Durchlauf ebenso diskordant wie das übrige Liegende. Die Abb. 4 gibt ein Beispiel dafür, und zwar eine Beobachtung, die von H. WORTMANN ohne die Kenntnis des Verwendungszweckes und somit völlig unvoreingenommen gemacht wurde. Die Situation läßt kaum eine andere Auslegung zu als die, daß die Steinsohle als ein durch frostdynamische Vorgänge nicht mehr beeinflusster Deflationshorizont erst zur Bildung kam, als das hochglaziale Klima mit dem Dauerfrostboden, der Kryoturbation und der intensiven Solifluktion durch ein anderes abgelöst war. Das Übergreifen der Steinsohle über den einstigen Eisrand nach Norden bekräftigt diese Schlußfolgerung.

Wenn nun die Steinsohle erst spätglazialen Alters ist, können auch die sie überlagernden Deckschichten von Löß, Gemengelöß und Flugsand und die von

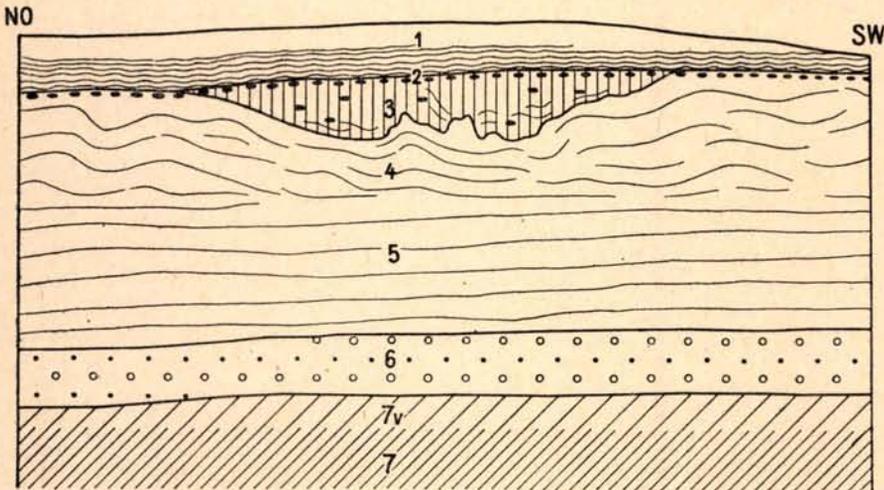


Abb. 4: Aufschluß Tongrube Ziegelei Zollverein, Gelsenkirchen-Rotthausen, Südwand. Nach H. WORTMANN. — 1 = Jüngerer Löß, 2 m, oben ungeschichtet, unten sandstreifig; 2 = Steinsohle; 3 = Geschiebelehm, stark verwürgt mit 4; 4 = Älterer Löß, verwürgt, bis 2 m; 5 = Älterer Löß, ruhig geschichtet, 2 m; 6 = Schotterrasse der Emscher, 1,3 m; 7v = Stark verwitterter Emschermergel, 1 m; 7 = Emschermergel, mehr als 2 m.

diesen bestimmte nördliche Lößgrenze nicht älter als frühestens spätglazial sein. Dieses Ergebnis wird besonders noch erhärtet durch jene Flottsandablagerungen und Lößbildungen, die innerhalb des Bereiches der Weichselvereisung von B. DAMMER (11) im östlichen Brandenburg, von E. SCHÖNHALS (104) auf Rügen und von K. KRUMINS (97) und E. SCHÖNHALS (105) in Lettland festgestellt wurden. Die nördliche Lößgrenze kann somit nach allem als klimatisch-morphologische Erscheinung nur aus den Klimaverhältnissen des Spätglazials gedeutet werden.

Durch diese auf mehrerlei Weise erlangte und eben dadurch auch besonders gesicherte Datierung rückt entgegen bisheriger Auffassung die Bildung des jüngsten Lößes und der Lößgrenze zeitlich zusammen mit der Bildung der vorzeitlichen Flugsand- und Binnendünenfelder Mittel- und Westeuropas; denn auch diese sind spätglazialer Entstehung, wie sich auf Grund zahlreicher morphologischer, geologischer, moorstratigraphischer, pollenanalytischer und prähistorischer Befunde hatte nachweisen lassen (65)<sup>1)</sup>. Die äolischen Vorgänge, die zu ihrer Bildung führten, begannen schon im Hochglazial, schollen aber erst im Spätglazial zur dominierenden Erscheinung im morphologischen Kräftespiel an. Was sich zuvor nur erst vermuten ließ (65), nämlich, daß Binnendünenbildung und jüngste Lößbildung sich ergänzende und eine bestimmte Klimaphase gemeinsam charakterisierende Vorgänge seien, hat sich somit bestätigt. Diese zeitliche Zusammengehörigkeit beider ist wichtig für die Rekonstruktion des spätglazialen Klimas und insbesondere für die Erörterung der Frage des Lößwindes.

### III. Das spätglaziale Klima

#### a) Die Frage der Erschließbarkeit des Lößwindes aus der Verbreitung und Herkunft des Lößes

Die Rekonstruktion jener Windverhältnisse, unter welchen sich einst der Transport des Lößes und die Bildung der Lößgrenze vollzogen, ist oft und mit den verschiedensten Mitteln versucht worden. Besonders häufig wurde dabei von einem mehr oder weniger vorgefaßten Bild von der früheren Luftdruckverteilung ausgegangen, die man sich in erster Linie gekennzeichnet dachte durch eine weithin wirksame Antizyklone über dem Inlandeis. Aus ihr wurden nördliche bis östliche Winde als Lößbringer abgeleitet und versucht, die heutige Lößverbreitung damit in Einklang zu bringen. Zahlreiche Arbeiten und darunter auch die wichtigsten Handbücher enthalten diese Gedanken. Aber abgesehen davon, daß die jüngeren Erfahrungen über die Luftdruck- und Windverhältnisse über den rezenten Inlandeisdecken Grönlands und der Antarktis dazu mahnen, die Wetter- und Klimawirksamkeit der Antizyklone über dem einstigen europäischen Inlandeis nicht zu überschätzen (32, 18), und abgesehen auch davon, daß jüngere Forschung auf wesentlich konkreteren Grundlagen auch für größere Teile des eisrandnahen norddeutschen Tieflandes ebenso wie für den größten Teil Mittel- und Westeuropas zur Feststellung von westlichen Winden während des Hochglazials kam (63, 64, 46), ist doch jene Rekonstruktion nicht auf die Bildung der Lößgrenze anwendbar, weil sie das Hochglazial betrifft, die Lößgrenze aber erst im Spätglazial endgültig geformt wurde, mithin zu

<sup>1)</sup> Hinweisen möchte ich hier auf einige mir inzwischen noch bekannt gewordene Arbeiten von R. GRAHMANN (35, 36) und E. WERTH (83), in welchen mit geologischen, bodenkundlichen, pollenanalytischen und prähistorischen Mitteln ebenfalls schon das spätglaziale Alter der großen Binnendünen erwiesen wird.

einer Zeit, da sich der Einfluß des Inlandeises auf das Klima Mitteleuropas zunehmend verminderte oder aufhörte.

Andere Versuche, die einstigen Lößwinde zu erschließen, gingen von der ungleichseitigen Verteilung des Lößes aus, von der in Mitteleuropa als Regel zu konstatierenden größeren Häufigkeit und auch größeren Mächtigkeit des Lößes auf den westlichen Tal-, bzw. östlichen Berghängen. Dieser Sachverhalt hat aber zu sich gänzlich widersprechenden Schlußfolgerungen geführt. Etliche Forscher sprachen von vornehmlich luvseitiger Lößablagerung und schlossen auf Winde östlicher Richtung wie in jüngerer Zeit noch L. ZUR MÜHLEN (53) für Schlesien, andere sprachen aus Wahrscheinlichkeitsgründen und z. T. unter Hinweis auf analoge Ablagerungsverhältnisse beim Schnee von leeseitig bevorzugter Ablagerung und schlossen, wie erst kürzlich noch WOLDSTEDT (90) und KLUTE (46), auf westliche Winde. Eine dritte Gruppe, dazu auch GRAHMANN (34, 37) gehörig, hat eine vermittelnde Stellung inne und nimmt für flache Reliefauftragungen, wie auch für den Mittelgebirgsrand eine luvseitige, für steile Reliefunterschiede aber auch eine leeseitige Ablagerung an. Jede Gruppe hat gute Gründe für ihre Ansicht. Aber die Gegenüberstellung ihrer aus gleichem Sachverhalt erschlossenen Ergebnisse lehrt, daß dieser Weg der Rekonstruktion der Lößwinde nicht verlässlich ist und auch solange nicht mit sicherem Erfolg besritten werden kann, als es an wirklich exakten Studien über die Frage der luv- oder leeseitigen Lößablagerung in rezenten Lößgebieten als Hilfsmittel zur Entschleierung der vorzeitlichen europäischen Verhältnisse fehlt.

Es ist ferner versucht worden, aus der Lagebeziehung von Lößablagerungsgebiet und Lößherkunftsgebiet auf den Lößwind zu schließen. OLBRICHT (56) und CZAJKA (10) haben das z. B. für Einzelfälle in Schlesien gemacht. Im allgemeinen führt aber auch dieser Weg nicht zu sicheren Ergebnissen, da die bekannte Gleichartigkeit des Lößes hinsichtlich seiner chemischen und physikalischen Eigenschaften es nicht möglich macht, aus diesen Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial und damit auf den Herkunftsort zu ziehen. Auch gewisse regionale Unterschiede des Kalkgehalts im Löß ändern daran nichts, eher schon der unterschiedliche Inhalt des Lößes an Schwermineralien. EDELMANN (22, 96) und nach ihm einige weitere holländische Forscher haben wie für andere Ablagerungen so auch für den niederländischen Löß Schwermineral-Provinzen aufgestellt und nach ihrem Inhalt Angaben über die Herkunft des Materials erstrebt; mit Erfolg besonders in den jüngeren Arbeiten (96). Aufs Ganze gesehen, ist die Frage nach der Herkunft des Lößes aber noch zu unsicher beantwortet, als daß sich weiterführende Feststellungen über den Lößwind anbahnen ließen. Der Grad der Unsicherheit ist immerhin so groß, daß ein Forscher wie F. LOTZE (51) noch in allerjüngster Zeit die These kosmischen Ursprungs des Lößes vortragen konnte. Die Situation wird dadurch allerdings zu schwarz gezeichnet; denn nach den Beobachtungen von LAUTERBORN (50) über die Staubabgabe von Rheinterrassen und nach den kritischen Betrachtungen von R. GRAHMANN (34) zu dieser Frage darf es wohl als sicher gelten, daß die Hochflutabsätze der großen Flüsse eine besonders wichtige Quelle für Lößstaub waren, wie es auch nach den überzeugenden Feststellungen von A. DÜCKER (21) hinsichtlich der Körnungsverhältnisse in Strukturböden des Riesengebirges als sicher gelten darf, daß jeder unter glazialem Frostklima der Strukturbodenbildung und Kryoturbation anheimfallende Boden eine Quelle von Lößstaub abgeben konnte. Nur hat sich auch zwischen solchen Quellen und den Lößablagerungsgebieten noch nicht die Brücke schlagen lassen im Sinne einer Rekonstruktion der Lößwinde, und dies am allerwenig-

sten für die spätglazialen Lößwinde, deren Kenntnis wir hier zur Erklärung der nördlichen Lößgrenze ja vor allem benötigen.

Es wäre daran zu denken, Einblick in die einstigen Windverhältnisse durch Auswertung der in der Steinsohle sehr häufigen Windkanter zu erhalten, d. h. durch sorgfältige Einregelung der Windkanter in die Windrose. R. KLÖPPER teilte mir entsprechende Beobachtungen, angestellt zusammen mit Th. MÜLLER, aus der Gegend von Friesoythe (Oldenburg) mit, wonach an dieser Stelle auf W- bis WSW-Wind zu folgern wäre. Ich selbst machte ähnliche auf westliche Winde lautende Feststellungen südöstlich von Braunschweig; und O. TIETZE schildert in der Erläuterung zu Blatt Nimptsch in Niederschlesien eine für diese Lokalität auf SO-Wind weisende Windkantersohle. Derartige Unterschiede in den Windrichtungen für weit getrennte Gebiete brauchen an sich nicht falsch zu sein; doch ist die Zahl der Beobachtungen noch viel zu klein, als daß das einzelne Ergebnis schon als repräsentativ genommen werden dürfte. Ältere Beobachtungen sind größtenteils unbrauchbar, weil sie noch meist mit falschen Vorstellungen über die Entstehung von Windkantern verknüpft und nicht selten auch unter dem Blickwinkel einer Theorie gemacht wurden. Weitere Vermehrung unvoreingenommen angestellter Beobachtungen dürfte aber letztlich ein verlässliches Ergebnis in Aussicht stellen, das sich dann allerdings entsprechend der Lagerung der Steinsohle auf die Zeit unmittelbar vor Absetzung des jüngsten Lößes und des Flugsandes beziehen würde.

Ziehen wir das Fazit aus der gedrängten Übersicht dieses Abschnittes, dann lautet es so, daß der bisherige Stand der Forschung es noch nicht ermöglicht hat, aus dem Löß selbst, seiner Beschaffenheit und Verteilung oder auch aus der ihn unterlagernden Steinsohle mit Windkantern stichhaltige Aussagen über die einstigen Windverhältnisse zu machen. Es wird daher nötig sein, die Rekonstruktion der für die nördliche Lößgrenze maßgeblich gewesenen Winde auf eine andere Basis zu stellen. Hierfür bieten sich die gleichaltrigen Binnendünen an, indem gerade sie für die einstigen Windverhältnisse Zeugen ersten Ranges sind. Ihre Verbreitung wird durch die Karte Abb. 1 veranschaulicht. Indem diese Karte auch die Lößverbreitung zur Darstellung bringt, läßt sie die nördliche Lößgrenze als Scheide zwischen den zwei Bereichen der verschiedenen äolischen Ablagerungs- und Formengemeinschaften besonders deutlich hervortreten. Neben manchen Verzahnungen im Osten haben beide Bereiche in Mittel- und Westeuropa ihre bestimmten Schwerpunkte. Die Flugsand- und Dünenfelder sind ganz vornehmlich an das Tiefland gebunden, der Löß hingegen ganz vornehmlich an die Hänge und Hohlformen, gelegentlich auch die Flächen des Mittelgebirges.

#### b) Das spätglaziale Klima auf Grund der Binnendünen

Dem spätglazialen Klima habe ich bereits einige Untersuchungen gewidmet, z. T. gestützt auf die Flugsandfelder und Binnendünen (65, 100), z. T. gestützt auf die hoch- und spätglazialen Flußterrassen (101). Die Flußterrassen kennzeichnen das Spätglazial Mittel- und Westeuropas als eine Phase der Erosion, während der ziemlich geradzügige Taleinschnitte im Schotterkörper des Hochglazials der Flüsse und meist kurze Gehängetalchen an Stellen auch außerhalb der großen Talwege geschaffen wurden (52, 101). Die Flugsand- und Dünenfelder, der Löß und die Steinsohlen kennzeichnen dagegen das Spätglazial als eine Phase äolischer Vorgänge, die von großem Ausmaß weithin das Feld über West- und Mitteleuropa beherrschten und zweifellos das wichtigste Element unter den formenden Kräften ihrer Zeit waren. Sie weisen — scheinbar sehr gegensätzlich zu den fluviatilen Vorgängen — auf das Milieu eines trockenen, zumindest

niederschlagsarmen Klimas hin. Dennoch schließen sich beide, fluviatile und äolische Vorgänge, nicht gegenseitig aus. Die ausgesprochen kastenförmigen Talquerschnitte, die die Erosion schuf, zeigen eine ruckweise, d. h. betont periodische Wasserführung an, also eine Konzentration von Niederschlag und Erosion auf eine Jahreszeit (101). Die Lagebeziehung der Dünen- und Flugsandfelder zu den Tälern unterstreicht das. Diese liegen in Mitteleuropa bekanntlich ganz vornehmlich auf der Ostseite der großen Täler, besonders der Tieflandstäler, und nehmen, wie erst kürzlich wieder am Einzelbeispiel des Okertales dargelegt werden konnte (101), als Auflager der Talhänge in so enger Weise Anschluß an die spätglazialen Talwege, daß letztere völlig eindeutig als die einstigen Nährgebiete der Flugsand- und Dünenfelder hervortreten. Die Ausblasung von Sand aus den jetzt mit Auelehm bedeckten spätglazialen Schwemmschuttfuren der Täler war aber nur möglich, wenn diese Furen während einer Zeit des Jahres gänzlich trocken lagen. Die Zeugen der fluviatilen und der äolischen Vorgänge ergänzen sich also dahin, daß sie das spätglaziale Klima Mittel- und Westeuropas zumindest im Hinblick auf die Niederschläge als extrem gegensätzlich in seinen Jahreszeiten, als wechsell trocken charakterisieren. Nun interessiert hier aber nicht die Gesamtheit dieses Klimas, sondern spezieller nur jene Jahreszeit, in der sich die äolischen Vorgänge und die Herausbildung der nördlichen Lößgrenze abspielten; und dies war, wie noch ersichtlich werden wird, der Sommer, auf den die weitere Darstellung beschränkt bleiben kann.

Von geringfügigen nachträglichen Veränderungen, die H. LOUIS und F. SOLGER schon behandelten, abgesehen, haben die vorzeitlichen Dünen ihre Grundformen und Haupteigenschaften bis auf den heutigen Tag bewahrt. Es sind schildförmige Sandhaufen, Wall- und Querdünen, Strich- oder Längsdünen und besonders Bogendünen von der Art der Parabel-, Haken- und Haldendünen. Aus ihren Eigenschaften kann die Richtung der früheren Dünenwinde erschlossen werden: 1. nach der Lage der Dünen zum Herkunftsgebiet ihres Sandes, 2. nach der Auslage ihrer Luv- und Leeseiten, 3. nach der inneren Schichtungsstruktur, 4. nach der Richtung der Öffnung und der Achsen der Bogen- bzw. Parabeldünen, 5. nach der Richtung der echten Strichdünen, 6. nach der Längsrichtung von Parabel- und Strichdünenfeldern, die in Mitteleuropa mit der Richtung der Parabelachsen bzw. der der Strichdünen zusammenfällt. Nach diesen Gesichtspunkten ist die Richtung der Dünenwinde für eine größere Zahl von Lokalitäten bestimmt worden, deren Namen an anderer Stelle bereits Erwähnung fanden (65).

Die gewonnenen Einzelergebnisse sind in der Karte Abb. 5 in Gestalt von Stationen mit Windpfeilen enthalten. Sie dürfen als klimatische Mittelwerte und wohl auch als Werte von besonders großer Häufigkeit und vielleicht sogar auch großer Konstanz gelten; denn der überaus eindrucksvoll einheitliche Aufbau der großen Dünenfelder im mittleren und östlichen Norddeutschland, in Polen und Ungarn durch ebenso einheitliche vorherrschende Dünentypen — Bogen- und Parabeldünen in den einen, Strichdünen in den anderen Gebieten — ist bei der leichten Mobilität des Sandes nur denkbar, wenn die Windrichtung im Laufe des Jahres oder zumindest in der der Dünenbildung günstigen Jahreszeit nicht allzu häufigen und großen Änderungen unterlag und möglichst konstant war. Stärkere Schwankungen der Windrichtungen würden, wie die schönen Beobachtungen von D. CARROLL (9) zeigten, die Mobilität des Sandes immer wieder angeregt und wesentlich unregelmäßigere Formen der Sandaufhäufung erzeugt oder gar auch Vergitterung verschiedener, abweichenden Windrichtungen entsprechender Dünensysteme hervorgerufen haben, wie sie aus rezenten Dünengebieten bekannt ist (24).

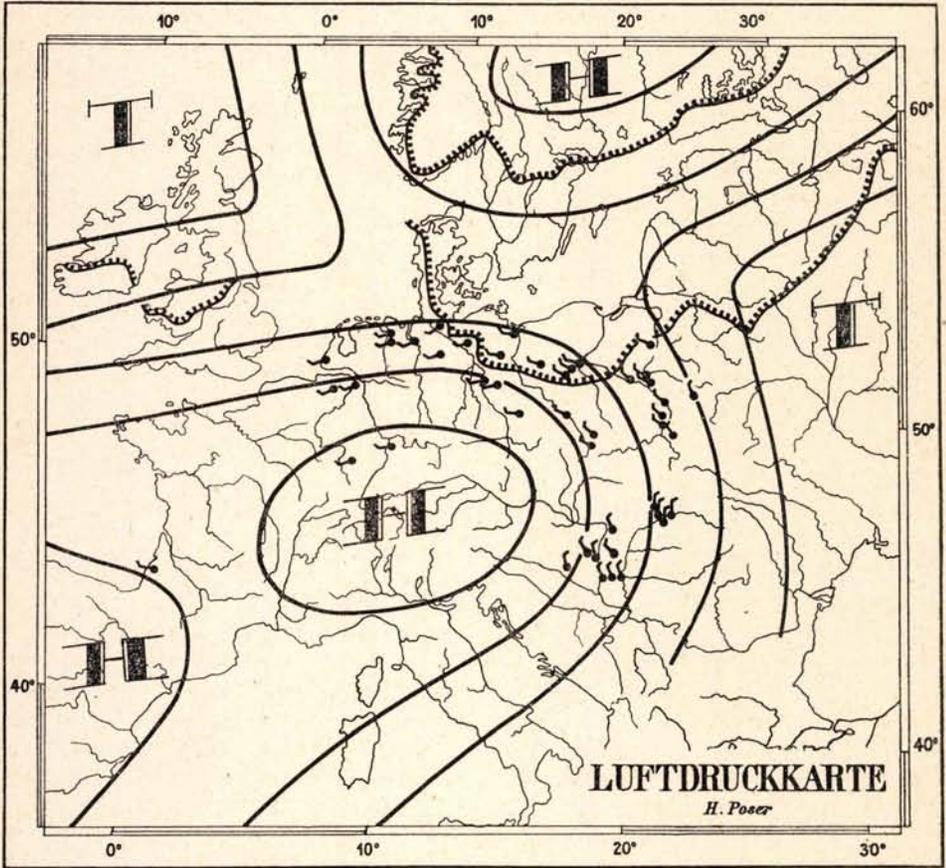


Abb. 5: Wind und Luftdruck im Sommer des Spätglazials (nach H. POSER, Naturwissenschaften, 1948, H. 10 und Erdkunde, 1950, Lfg. 1/2). Die Stationskreise geben die Lokalität, die Pfeile die aus den Vorzeitdünen erschlossene Windrichtung an. Die gezähnten Linien kennzeichnen die Eisrandlagen am Anfang und Ende des mitteleuropäischen Spätglazials.

In ihrer Summe ordnen sich die Einzelergebnisse in auffallender Weise zu einem Strömungsbild antizyklonalen Charakters. Die dieser Strömung zugrunde liegende Luftdruckverteilung (Abb. 5) ist mit Hilfe der Windrichtungen leicht zu rekonstruieren. Nachdem über Belgien, Holland und Teilen Nordwestdeutschlands im wesentlichen SW-Wind, im übrigen Norddeutschland W-Wind, in Polen WNW- bis NW-Wind und in Ungarn NW- bis N-Wind herrschte, muß über Mitteleuropa, d. h. rechts dieser Strömung ein Hoch gelegen haben (Abb. 5). Es kann dies wohl nur ein Ausläufer des Azorenhochs gewesen sein mit einem Kern über dem mittleren Mitteleuropa, dem über Spanien ein zweiter Kern folgte, angezeigt durch die eindeutig an den Dünen der Landes belegten westlichen Winde in Südwestfrankreich. Zweifellos war dies eine sommerliche Luftdrucklage; denn wenn schon unter den jetztzeitlichen Klimaverhältnissen eine Ausdehnung des Azorenhochs soweit in den Kontinent hinein im allgemeinen nur im Sommer vorkommt, so wird das im Spätglazial nicht anders gewesen

sein. Die Ausdehnung dieses Hochs bis nach Mitteleuropa bringt zum Ausdruck, daß die während des Hochglazials durch die Vereisung Nordeuropas bedingte Südwärtsverlagerung der Luftdruckgürtel im Spätglazial im wesentlichen schon wieder aufgehoben war.

Ein zweites Hoch zeigt die Karte Abb. 5 über Skandinavien. Es findet seine Begründung durch das hier im Spätglazial noch vorhandene und mit ziemlicher Mächtigkeit den größten Teil Finnlands, Schwedens und Norwegens bedeckende Inlandeis, dessen abkühlende Wirkung zweifellos zu einem Hoch Anlaß gegeben haben wird. Beide Hochdruckkörper, dieser nördliche und der mittel-westeuropäische, haben aber keinen Zusammenhang gehabt. Abgesehen davon, daß sie von gänzlich verschiedenen Luftmassen aufgebaut waren — von kalten der eine, von warmen subtropischen der andere —, muß doch vor allem nach Maßgabe der westlichen Windrichtungen über Norddeutschland und Polen zwischen beiden eine Zone tieferen Druckes gelegen haben. Daß diese Zone aber nur eine Tiefdruckfurche als Verbindung zwischen einem atlantischen und einem kontinentalen russischen Tief gewesen sein kann, erhellt wieder aus den über Europa festgestellten Windrichtungen, insofern die SW-Winde über Belgien, Holland und Nordwestdeutschland auf einen tieferen Druck im Norden der Britischen Inseln und die NW-Winde und N-Winde über Polen und Ungarn auf einen tieferen Druck im Osten hinweisen.

Es versteht sich von selbst, daß entsprechend den Grundlagen das so gewonnene Bild von der Luftdruckverteilung seinen größten Genauigkeitsgrad in Mittel- und Westeuropa hat, d. h. aber auch gerade in dem Gebiet, in dem wir das Problem der nördlichen Lößgrenze finden. Ebenso ist es selbstverständlich, daß dieses Bild nur der Ausdruck für einen mittleren Zustand der Atmosphäre ist, der im Zuge des Wettergeschehens immer mal wieder durch andere Zustände ersetzt wurde. Andererseits muß dieser mittlere Zustand zumindest über Mittel- und Westeuropa eine große Beständigkeit gehabt haben. Zwei Momente deuten darauf hin, einerseits die bereits erwähnte bemerkenswerte Einheitlichkeit der Dünenfelder in sich mit einer völlig gleichsinnigen Entwicklung ihrer jeweiligen Formen ohne das Vorkommen von Vergitterungs- oder ähnlichen Mischsystemen als Ausdruck wechselnder Windrichtungen, sodann eine auffallende Ähnlichkeit der erschlossenen Wind- und Luftdruckverhältnisse mit den heutigen. Ein näher ausgeführter Vergleich mit der Gegenwart hat nämlich gelehrt (100), daß die Richtung der einstigen Dünenwinde in ganz Mitteleuropa genau der Richtung der heute im Mittel häufigsten Sommerwinde entspricht, und daß die aus den Dünenwinden rekonstruierte Luftdruckverteilung nahezu genau dieselbe ist wie die heutige mittlere sommerliche, in beiden Fällen eine über Spanien, West- und Mitteleuropa vorgeschobene Zunge des Azorenhochs. Diese Übereinstimmung zwischen Gegenwart und Vergangenheit überrascht zunächst, wenn man an den großen Gegensatz zwischen dem heutigen Waldklima und dem früheren Dünen-, Löß- und Steppenklimate denkt. Aber gerade dieser Gegensatz weist darauf, daß — was den Karten der mittleren Luftdruckverteilung eben nicht anzusehen ist — die gleiche Luftdruckverteilung über West- und Mitteleuropa im Spätglazial wesentlich konstanter oder stabiler gewesen sein muß als heute, wenn ein Klima mit Eigenschaften zustande kommen sollte, die jene ausgedehnten äolischen Vorgänge und die Bildung einer steppenhaften Vegetation zur Folge haben konnten (100, 85). Durch die so indirekt nachweisbare Stabilität des hohen Drucks über West- und Mitteleuropa gewinnen auch die weiteren Schlußfolgerungen, die an unsere Karte der rekonstruierten Luftdruckverteilung geknüpft werden können, allgemeinere Gültigkeit.

Die Karte der Luftdruckverteilung gewährt einen tiefen Einblick in den allgemeinen Charakter des spätglazialen Sommerklimas. Nach ihr wurden West- und Mitteleuropa beständig von einem Strom warmer und trockener Luft subtropischer Herkunft überzogen. Die relative Feuchtigkeit dieser Luft muß auf dem Wege über den Kontinent sich fortschreitend vermindert haben, so daß nur wenig Neigung zur Wolken- und Niederschlagsbildung gewesen sein dürfte. Die Einstrahlung konnte daher im ganzen Bereich des hohen Luftdrucks zu großer Geltung kommen und wird zusammen mit der einströmenden Warmluft relativ hohe Temperaturen bewirkt haben. Waren nun entsprechend einer Vorstellung von Y. GUILLIEN die küstennahen Meeresteile als Folge der Abschmelzung von Inlandeis und Gletschern gar noch mit einer oberflächlichen Kaltwasserschicht versehen, was recht wahrscheinlich ist, dann muß für West- und Mitteleuropa sogar mit einer ganz besonders ausgeprägten Trockenheit gerechnet werden, weil unter diesen Umständen die aus westlichen Richtungen kommenden Luftmassen durch Nebel- und Regenbildung über der kalten Unterlage bereits nahezu ausgetrocknet die Küsten erreichten.

Auch durch wandernde Depressionen hatten West- und Mitteleuropa bei der aufgezeigten Art der durchschnittlichen Luftdruckverteilung nicht viel Niederschlag erhalten können; denn diese Depressionen dürften hauptsächlich an der Westflanke des Hochs nach Norden gesteuert worden sein, möglicherweise mit häufiger Ablenkung in die Tiefdruckfurche von den Britischen Inseln über die Ostsee nach Osten. Wahrscheinlich ist dabei, daß auch diese ostwärts vordringenden Depressionen schon beim Überschreiten der Kaltwasserzone vor den Küsten namentlich in bezug auf die Niederschläge wesentlich an Wetterwirksamkeit einbüßten. Auf Niederschlagsarmut selbst in diesem Bereich weist auch die Tatsache hin, daß noch im südlichen Teil des Übergangs von der Tiefdruckfurche zum mitteleuropäischen Hoch, d. h. in Norddeutschland und Polen die Dünenfelder und Dünenformen zu besonders eindrucksvoller Entwicklung kamen. So hat man sich nach dem Inhalt der Luftdruckkarte unter Mitberücksichtigung auch der erwähnten Begleitumstände das Sommerklima West- und Mitteleuropas und namentlich das ihrer zentralen Teile als relativ warm und betont trocken, als dem allgemeinen Charakter nach ziemlich arid vorzustellen.

Nur wenig anders werden die allgemeinen Klimaverhältnisse im europäischen Teil des Mittelmeergebietes gewesen sein. Auch hier wird die Depressionstätigkeit etwa im Vergleich zum Hochglazial, als das Mittelmeer eine der wichtigsten Zugstraßen für Depressionen war, durch den Ausläufer des Azorenhochs erheblich eingeschränkt gewesen sein. Doch konnten vielleicht besonders im Ostteil des Mittelmeeres örtliche Störungen zur Bildung gelangen mit Niederschlag spendendem Einfluß auf die nähere Nachbarschaft, insonderheit auf die Apennin-Halbinsel und den Balkan.

Es wäre wünschenswert, dieses allgemeine Bild noch durch numerische Angaben über die einzelnen Klimaelemente zu vervollständigen. Die Möglichkeiten dafür sind allerdings sehr beschränkt. Was die Erschließung der Temperaturverhältnisse anlangt, so sind weder durch die Luftdruckkarte noch durch den morphologischen Formenschatz irgendwelche Anhaltspunkte gegeben. Allenfalls sind es die Vegetationsverhältnisse, die noch ein wenig weiterhelfen. Von Seiten der Botaniker wird schon seit mehreren Jahrzehnten die Ansicht vertreten, daß die glaziale Tundra im Zuge der vegetationsgeschichtlichen Entwicklung Mitteleuropas unmittelbar in eine Steppe übergegangen sei (23, 55). Der bisherige Klimabefund steht in gutem Einklang damit. Seit dem Hochglazial wird kaum ein anderes Klima in West- und Mitteleuropa wieder so steppenfreundlich gewesen sein wie das relativ warme und trockene des Spät-

glazials. Eine sehr konkrete Stütze hat die soeben erwähnte Ansicht der Botaniker erst kürzlich erfahren durch den von F. FIRBAS (27) für Mitteleuropa erbrachten Nachweis ausgedehnter, von *Artemisia* beherrschter Pflanzengesellschaften, der in einem spätglazialen Anschwellen der Pollen von *Artemisia* unter den Nichtbaumpollen, in ihrem Schwinden während der Allerödschwankung und ihrem Wiederanschwellen in der sogenannten jüngeren Tundrenzzeit seinen Ausdruck findet. Ähnlich hohe Pollenreste von *Artemisia* hatten schon vorher W. LÜDI (98) und v. SARNTHEIM (103) im Spätglazial der Alpen festgestellt. H. WILHELMY (85) hat die Herkunft dieser Steppe in Ablösung der vorhergehenden Tundrenvegetation aus Südrußland oder den unteren Balkanländern abgeleitet und damit älteren, ebenso lautenden Ansichten der Botaniker erneuten Nachdruck verliehen.

Nach Norden wird die steppenartige Vegetation als geschlossene Decke kaum über die Lößgrenze hinausgegangen sein; zumindest ist anzunehmen, daß sie in dem der Lößgrenze vorgelagerten Flugsand- und Düngürtel aus edaphischen Gründen und auch wegen der Bewegung des Sandes durch heftige Winde eine sehr merkliche Auflockerung erfuhr. Vollwüstenhaften Zustand für den Düngürtel zu vermuten, wäre jedoch auch falsch. Abgesehen davon, daß sich auf den Böden außerhalb der trockenen, weil besonders durchlässigen Sande, sowie im Windschutz der Relieferhebungen dichtere Vegetation flächenhaft wohl halten konnte, weisen auch die verschiedensten Formen der Bogendünen und zumal die langgestreckten Parabeldünen in ihrer Art als Kampfformen zwischen Wind und Vegetation auf wenigstens spärlichen Pflanzenwuchs. Eine lückenhafte Vegetation innerhalb dieses Gürtels wird vielleicht die richtige Vorstellung sein, wobei wir die Lößgrenze im großen und ganzen als Grenze zwischen den Bereichen unterschiedlicher Vegetationsdichte betrachten dürfen.

Im Süden fand die Steppe ihr Ende an der Waldgrenze, die um diese Zeit nach F. FIRBAS (26) wohl immer noch einer Linie folgte, die sich etwa von Südfrankreich südlich der Alpen zu den Karpathen ziehen läßt. Es ist wahrscheinlich, daß das Waldland auf dem Balkan, wo sich noch lebhaftere Löß- und Dünenbildung abspielte, nur die Beschaffenheit einer Waldsteppe hatte mit vielleicht großen offenen Flächen darin, besonders im Bereich der Dünengebiete. Eine wichtige Frage ist es nun, ob diese Waldgrenze ebenso wie die hochglaziale Waldgrenze thermisch in dem Sinne bedingt war, daß der ihr vorgelagerte Raum eine für Waldwuchs noch zu niedrige Sommertemperatur hatte, oder ob ihre Lage verursacht wurde durch eine zu große, waldfeindliche Trockenheit im nördlichen Raum bei sonst ausreichenden Temperaturen. Diese zweite Deutung hatte offenbar A. PENCK (59) vorgeschwebt, als er die späte nacheiszeitliche Wiederbewaldung Mitteleuropas mit vorhergehender waldfeindlicher Trockenheit in Zusammenhang brachte. Ihre Bestätigung würde sie finden, wenn sich über der spätglazialen Steppe in Mittel- und Westeuropa in den höheren Mittelgebirgen, die wohl sicher feuchter waren als die Fußlandschaften, eine durch Baumwuchs charakterisierte Höhenstufe der Vegetation oder wenigstens eine Spur davon nachweisen ließe. Die Aussichten dafür sind aber nach den bisherigen Forschungsergebnissen sehr gering, so daß die erste Deutung im Sinne der thermischen Bedingtheit der Waldgrenze größere Wahrscheinlichkeit hat. Sie gewinnt sie auch weiterhin dadurch, daß der spätere Ablauf der ersten Wiederbewaldung Mitteleuropas eine durchaus thermisch bestimmte Aufeinanderfolge der Waldgürtel zeigte (28), wie sie in zonaler Ordnung den Wald hinter der heutigen Waldgrenze gliedert.

Bei diesem Sachverhalt darf die spätglaziale Waldgrenze doch wohl mit einiger Sicherheit als Ergebnis der Temperaturverhältnisse angesehen und un-

gefähr mit der einstigen  $10^{\circ}$ -Juli-Isotherme identifiziert werden. Südlich von ihr wäre das Juli-Mittel der Temperatur also höher, nördlich von ihr im ganzen Bereich der Steppe aber unter  $10^{\circ}$  gewesen. Um welchen Betrag sich in diesem mitteleuropäischen Bereich die Temperatur vom  $10^{\circ}$ -Mittel nach unten entfernte, läßt sich vorerst nicht bestimmen. Die Luftdruckverteilung, die den Schluß auf große Häufigkeit von wolkenlosem Strahlungswetter erlaubt, legt die Vermutung nahe, daß dieser Betrag besonders in den zentralen Teilen Mittel- und Westeuropas nur gering war. Daß hier die mittlere Juli-Temperatur trotz der die Wärme und Trockenheit begünstigenden Luftdruckverhältnisse überhaupt unter  $10^{\circ}$  blieb, möchte ich in erster Linie mit dem großen Wärmeverbrauch in Zusammenhang bringen, den die in raschem Gang befindliche Abschmelzung des Inland- und Alpeneises mit sich brachte. Das ist alles, was sich z. Zt. als noch vertretbar über die Temperaturverhältnisse aussagen läßt.

Bezüglich der Erfassung der Niederschlagsverhältnisse ist die Situation noch ungünstiger. Ein Richtwert für die einstigen Niederschlagsmengen ist gar nicht zu gewinnen. Es läßt sich lediglich die aus der Luftdruckkarte entwickelte Erkenntnis einer allgemein großen Trockenheit noch durch Hinweis auf eine regionale, von West nach Ost sich vollziehende Abstufung des Feuchtigkeitsgrades ergänzen. Hinsichtlich der Ausstattung der Flugsand- und Dünenfelder besteht ein auffallender Unterschied zwischen Belgien, Holland und Nordwestdeutschland einerseits und dem östlichen Norddeutschland und Polen andererseits. Im ersten Gebiet herrschen nur wenig gegliederte Flugsandfelder vor, sind richtige Dünen seltener und wenig ausgeprägt, im zweiten Gebiet sind die Dünenfelder größer und die sie aufbauenden Dünen zahlreicher, größer und gedrängter sowie als Strich- und Parabeldünen auch typischer gestaltet. Da zwischen den Dünen beider Gebiete kein Altersunterschied besteht, die besser gestalteten als zum Teil innerhalb des Jungmoränenbereichs gelegen sogar eher die jüngeren sein könnten, da auch keine grundsätzlichen Unterschiede der mittleren Korngröße des Sandes vorhanden sind, und ferner auch die einstigen Windstärken, wie noch ersichtlich wird, hier und da gleich waren, kann die Ursache nur noch in einer durch unterschiedliche Bodenfeuchte bedingten, vom Westen nach Osten wachsenden Mobilität des Sandes gelegen haben, mit anderen Worten in einer von Westen nach Osten wachsenden Kontinentalität des Klimas. Auf sie hat auch A. CAILLEUX in seinen methodisch beachtenswerten Untersuchungen (7, 8) geschlossen, als er den Anteil äolisch transportierter und bearbeiteter Quarzkörner an diluvialen Sanden zu 10—20% in England, zu 40—50% in Holland, zu 40—60% in Norddeutschland und zu über 80% in Polen, also in einem von West nach Ost steigendem Verhältnis fand.

Wesentlich günstiger liegen die Möglichkeiten für eine Abschätzung der früheren Windstärken, was besonders wichtig ist im Hinblick auf das Problem der nördlichen Lößgrenze in Norddeutschland. Schon die Luftdruckkarte gibt einige Ansätze dazu. Sie läßt deutlich zwei Felder unterschiedlicher Windstärken erkennen: das Innere des Hochdruckausläufers mit sehr geringen Windstärken und die Flanken des Hochdruckausläufers als Abdachung gegen die benachbarten Tiefdruckräume mit durchschnittlich wesentlich größeren Windstärken. Dieser Zweigliederung des ganzen Windfeldes von Mittel- und Westeuropa geht parallel die oben aufgezeigte räumliche Zweigliederung der äolischen Ablagerungs- und Formenercheinungen. Mit dem schwachwindigen Kernteil des Hochs fällt zusammen jener Bereich feinstkörniger Ablagerungen im Innern der nördlichen Lößgrenze, in dem der Löß vorherrscht, die sandigen äolischen Ablagerungen zurücktreten und die Dünenformen unvoll-

det und mehr haufenförmig sind; und mit den starkwindigen Flanken des Hochs deckt sich der Bereich außerhalb der Lößgrenze, in dem die sandigen Ablagerungen fast allein obwalten, die Dünenfelder eine größere Häufigkeit und Ausdehnung haben und die Dünenformen wesentlich ausgeprägter sind.

Für beide Bereiche läßt sich die Windstärke auf einem kleinen Umwege in Annäherungswerten finden. D. CARROLL (9) machte an Dünensanden in der Gegend von Perth (Australien) Beobachtungen, deren eines Ergebnis sich etwa so formulieren läßt, daß ein und derselbe Sand umso leichter beweglich ist, je häufiger die Windrichtung wechselt und ihn in seiner Lagerung locker hält, daß er zu seiner Bewegung eine umso höhere Windstärke erfordert, je konstanter die Windrichtung war, weil bei konstanter Windrichtung die oberflächliche Lagerung der Sandkörner besonders fest wird. So fand D. CARROLL für den ersten Fall den Beginn leichter Sandbewegung bereits bei einer Windgeschwindigkeit von 6,84 miles/h (= 3,0 m/sec.), während im zweiten Fall eine Bewegung von Sand bis zur Körnung von 1 mm erst bei einer Windgeschwindigkeit von 13 miles/h (= 5,8 m/sec) eintrat, ohne aber schon eine Bewegung im Sinne des richtigen Transportes zu werden. Dieser beginnt erst bei einer etwas höheren Windgeschwindigkeit. Sie wird von D. CARROLL nicht mehr angegeben, läßt sich aber ermitteln unter Heranziehung einer Beobachtung von SOKOLOW (77), nach der der Transport von Sand von 1 mm Korngröße an aufwärts erst bei einer Windgeschwindigkeit von 9,8 m/sec begann. Zwischen diesem für eine etwas höhere Korngröße geltenden Wert und dem zuletzt genannten von D. CARROLL, also bei ca. 7,8 m/sec liegt der Mindestwert der Windgeschwindigkeit für den richtigen Transport von Sand bis zur Größe von 1 mm innerhalb eines Feldes eines als Folge konstanter Windrichtungen oberflächlich gelagerten Sandes.

Diese beiden unterschiedlichen Fälle können mit einigem Vorbehalt auf das spätglaziale Mitteleuropa angewandt werden. Innerhalb des Hochs wird jedes Gebiet im Mittel zwar auch eine bestimmte Hauptwindrichtung gehabt haben; doch ist anzunehmen, daß hier wie in jedem Hoch der Wind oft schwach und umlaufend war, d. h. häufigem Richtungswechsel unterlag, so daß für das ganze Hochgebiet im Sinne des ersten Falles eine höhere relative Mobilität des Sandes angenommen werden muß und damit auch der kleinere Mindestwert der Windgeschwindigkeit für Sandbewegung. Wenn trotzdem innerhalb des Hochdruckbereiches die Dünenbildung nur ein bescheidenes Maß gewonnen hat und dies auch trotz der Eignung der mitteleuropäischen Täler als Quelle für ausreichende Mengen an Muttersand, dann muß eben der Mindestwert der Windgeschwindigkeit für Sandtransport von 3,0 m/sec. nur selten erreicht und überschritten worden sein. Auf die Randzone des Hochs paßt am besten der zweite Fall, insofern sie, wie oben auf Grund der großen Einheitlichkeit der Dünenfelder und der Dünen dargelegt, ein Gebiet besonders konstanter Windrichtungen war. Für dieses Gebiet ist also der höhere für Sandtransport erforderliche Mindestwert der Windgeschwindigkeit maßgeblich. Hier setzte die Dünenbildung aus einem Material bis zu 1 mm Korngröße, das im allgemeinen 96—99% Anteil am Aufbau der Dünen hat, Windgeschwindigkeiten von mindestens 7,8 m/sec voraus. Da aber in geringen Mengen auch gröbere Komponenten am Dünensand beteiligt sind<sup>2)</sup> und selbst gelegentlich dünne Lagen von

<sup>2)</sup> Herr Dr. F. PREUL, Hannover, teilte mir brieflich beispielsweise folgende als Durchschnitt aus 10 Analysen ermittelte Korngrößenverteilung in Dünensanden der Leinetalung mit:

mm	0,06—0,01	0,15—0,5	0,5—1,0	1—2
%	4	78	14	3

gerollten Steinchen bis Nußgröße in den Dünen vorkommen, ist ein Hinweis auf zeitweilig noch größere Windgeschwindigkeiten gegeben.

Die genannten Geschwindigkeiten entsprechen Messungen bis 1 Fuß über Boden. Man kann sie mit Hilfe einer Tabelle von A. C. BEST, wiedergegeben durch R. GEIGER (31), auf gewohnte Vorstellungen, etwa auf 2 m über Boden umrechnen. Zusammenfassend ergibt sich dann folgendes. Innerhalb des Hochs hatten die Winde im allgemeinen eine Windgeschwindigkeit bis höchstens 4,0 m/sec. = Windstärke 2—3 (BEAUFORT). Größere Windstärken kamen nach Zeugnis vorhandener Dünen vor, waren aber nach Ausweis der Dünenarmut und der regellosen, bestenfalls haufenförmigen Gestalt der Dünen selten. In der Randzone des Hochs wurde Sand dagegen erst bei 7,7 m/sec. = Windstärke 4—5 bewegt und im Sinne der Dünenbildung bei Winden von Windstärke 5—6 an transportiert. Der große Dünenreichtum dieses Gebietes und die große Menge bewegten Dünenandes bezeugen eine besondere Häufigkeit dieser höheren Windstärken. Beide Bereiche stießen natürlich nicht unvermittelt aufeinander, sondern waren durch fließende Übergänge verbunden und änderten sich mit der unperiodischen Veränderung der Luftdruckverteilung, waren andererseits aber wie diese im Mittel von großer Konstanz.

#### IV. Die Deutung der nördlichen Lößgrenze

Es war entgegen bisheriger Lehrmeinung nötig, Dünenbildung und jüngste oder letzte Lößbildung als gleichaltrig anzusehen. Selbst wenn nicht zwingende geologische und morphologische Befunde dafür vorgelegen hätten, würde man doch nach Art der Bezugsmöglichkeiten zwischen den spätglazialen Klima- und Vegetationsverhältnissen einerseits und dem Löß als einer auf aride Zustände weisenden, aus äolisch oder stellenweise auch fluviatil abgesetztem Lößstaub hervorgebrachten Trockenbodenbildung (30, 54) andererseits die Fortdauer der Lößbildung bis ins Spätglazial zumindest vermuten müssen. Manche Forscher, wie beispielsweise WEISSERMEL (82), haben das aus solchen Überlegungen auch getan. Es wäre auch ein merkwürdiges Spiel der Natur gewesen, wenn sie die Lößbildung mit dem Hochglazial hätte enden und nicht bis ins lößfreundliche Klima des Spätglazials dauern lassen. Die Ableitung und Darstellung dieses Klimas enthält in den Abschnitten über das Sommerklima auch schon einen Teil der Antworten auf jene Fragen, die sich mit der nördlichen Lößgrenze verbinden. Die weiteren Ausführungen können daher kurz sein und brauchen nur die Fäden zu knüpfen hinüber und herüber. Sie gelten, um es ausdrücklich noch einmal zu sagen, nur für das Spätglazial und die spätglaziale Lößbildung.

Die Antwort auf die vordringlichste Frage, nämlich die nach dem Lößwind, lautet für den Bereich der Lößgrenze so, daß im Westen etwa bis Holland—Nordwestdeutschland südwestliche Winde, im mittleren Norddeutschland westliche und im östlichen Deutschland wie östlichen Mitteleuropa westliche bis nordwestliche Winde, also im ganzen und allgemein betrachtet Winde aus westlichen Richtungen am Werke waren.

Mit dieser Feststellung löst sich auch die Frage nach der vornehmlich luvseitigen oder vornehmlich leeseitigen Ablagerung des Lößstaubes, die mit Sicherheit aus dem Löß und seiner Lagerung selbst nicht beantwortet werden konnte. Gemäß dem Vorherrschen von Winden aus allgemein westlichen Richtungen entspricht die für Mitteleuropa so oft hervorgehobene größere Häufigkeit und größere Mächtigkeit des Lößes an den in östliche Richtungen gekehrten Tal- und Berghängen einer allgemein bevorzugten leeseitigen Ablagerung.

Das gilt für alles Klein- und Mittelrelief und mit einiger Einschränkung auch für den höheren Nordrand des Mittelgebirges. Auch dieser hatte eine Leeseitenwirkung im großen, wie noch zu zeigen sein wird; doch nahm er auf die Verteilung des Lößstaubes an seiner Außenabdachung und im vorgelagerten Tieflandstreifen im einzelnen keinen Einfluß. Es war eingangs erwähnt worden, daß auch hier der Löß in den nach außen führenden Tälern der Gebirgsabdachung und der Vorbergzone seine größere Häufigkeit und Mächtigkeit auf den in östliche Richtungen schauenden Hängen hat. Diese Tatsache zeigt unzweideutig an, daß im Vorlandstreifen des Mittelgebirges die Lößverteilung im kleinen nicht durch Winde erfolgte, die das Gebirge überschritten, sondern durch Winde, die aus westlichen Richtungen kommend, vor dem Gebirgsrande und diesem annähernd parallel hinzogen. Wenn in Schlesien auch östlich bis südlich schauende Hänge von der Lößverteilung bevorzugt erscheinen, so steht das ganz im Einklang mit der antizyklonalen Drehung der spätglazialen Winde auf hier westliche bis westnordwestliche Richtung.

Vergleicht man die Karte der Lößverteilung Abb. 1 mit der Karte der sommerlichen Druckverteilung Abb. 5, so fällt auf, daß der Löß in West- und Mitteleuropa am Nord- und Ostrande des Hochdruckausläufers, aber diesem noch ganz zugehörig, ein ziemlich geschlossenes und ausgedehntes Vorkommen bildet; während im Innern des Hochdruckausläufers weite lößfreie Flächen vorherrschen, der Löß selbst aber in viele kleine Einzelvorkommen aufgelöst ist und in besserer Geschlossenheit nur einzelnen Tiefenlinien des Reliefs folgt wie dem oberen Rheintal, der Hessischen und der Mährischen Senke usw. Angesichts dieser engen Beziehungen zwischen der Lößverbreitung und der Luftdruckverteilung drängt sich die Deutung auf, daß der innere Teil des Hochdruckbereichs im großen und ganzen die Deflations- und somit Lieferungszone des mittel- und westeuropäischen Lößes gewesen sei. Für Sandtransport und Dünenbildung im großen Maße war im Hochdruckbereich, zugleich Mittelgebirgsraum, das Relief zu ungünstig und vor allem der Wind im Durchschnitt zu schwach. Der feine und leichtere Lößstaub aber, hervorgegangen aus den Schwemmstoffen der Flüsse, durch Verwitterung aus dem Gestein usw., wurde ein leichtes Spiel auch der schwächsten Winde. Im Transport durchmischt, kam er auf den Flächen und insbesondere in den Hohlformen zu einem Teil bereits innerhalb des Hochkernbereiches wieder zur Ablagerung; zum größten Teil aber wurde er durch die antizyklonale Luftströmung nach außen gegen die Ränder des Hochkerns befördert und hier noch innerhalb des windschwachen Feldes zum Absatz gebracht. Daß der Lößstaub gerade hier zur Ruhe kam und nicht noch weiter nach außen verfrachtet wurde, berührt schon die Frage der nördlichen Lößgrenze im speziellen.

Wie auf Seite 46 schon ausgeführt und auch durch Vergleich der Karten Abb. 1 und 5 erkennbar, fiel die nördliche Lößgrenze zusammen mit dem Grenzraum zwischen dem Bereich sehr schwacher Winde im Innern des Hochdruckausläufers und dem Bereich sehr viel größerer Windstärken auf dessen Flanken. Sehr vereinfacht und schematisiert ausgedrückt, entsprach die Lößgrenze einer Geschwindigkeitsgrenze des Windes. Größere Windgeschwindigkeiten über ein gewisses Maß, etwa 4,0 m/sec. = Windstärke 3, wie sie außerhalb des eigentlichen Hochs die Regel waren, begrenzten jeweils die Verbreitung des Lößstaubes. Sie verhinderten selbstverständlich nicht seinen Transport, aber sie machten eine weitere Ablagerung homogenen Lößstaubes unmöglich, indem sie den Löß länger in der Schwebe hielten und vor allem der den Staub transportierenden Luft auch bereits grobkörnigeres Material zuführten. Die augen-

blickliche weitere Ausdehnung des Bodenbelags aus echtem Löß in nördliche Richtungen war damit unterbunden.

Nun hat sich auf Grund der sehr häufigen Lößstreifigkeit des Flugsandes und der häufigen Sandstreifigkeit des Lößes entlang der Lößgrenze zeigen lassen (S. 31), daß die nördliche Lößgrenze in der Zeit der jüngsten Lößbildung keine ständig festliegende Linie war, sondern innerhalb gewisser Grenzen ihre Lage mal nach Norden, mal nach Süden veränderte, gleichsam eine wandernde Grenze war. Auch dies Phänomen läßt sich deuten, nämlich durch eine entsprechende Lageveränderung der Geschwindigkeitsgrenze des Windes. Luftdruckkörper erfahren auch bei relativ stabiler Luftdrucklage fortgesetzt kleinere oder größere Veränderungen ihrer Ausdehnung, gewissermaßen in atmen- den Bewegungen. Damit werden auch die Felder unterschiedlicher Windgeschwindigkeiten verschoben. Wir dürfen gleiches ohne Zwang auf die spätglazialen Verhältnisse übertragen und die Zone der Streifigkeit von Löß und Flugsand als Ausdruck und Ergebnis solch kleinerer Schwankungen des Luftdruckes und der Windstärken nehmen.

Neben diesen kleineren Schwankungen von gewisser größerer Häufigkeit wird die durchschnittliche sommerliche Luftdrucklage aber auch gelegentliche Veränderungen über einen weiteren Raum erfahren haben. Durch letztere konnte auch der Hochdruckausläufer über Mitteleuropa zeitweilig so weit nach Norden und Osten vordringen, daß vorübergehend die Zone sonst vorherrschender Sandverwehung und Dünenbildung mit in seinen windschwachen Kern zu liegen kam und damit die Möglichkeiten der Lößstaubablagerung erhielt. Die inselhaften Löß-, Flottlehm- und Flottsandvorkommen vor der geschlossenen Lößgrenze im Tiefland, nahezu alle in deutlich leeseitiger Lagerung von größeren oder kleineren Erhebungen, werden auf diese Weise entstanden sein. Daß hier im Tiefland der Absatz von Löß und lößähnlichem Staub nicht in größeren Arealen erfolgte, mag verschiedene Ursachen gehabt haben. Einmal werden derartige Ausdehnungen des Hochs wohl nur selten gewesen sein; sodann wird der Wind im Tiefland auch bei Hochdrucklage aus Gründen geringerer Reliefbehinderung immer etwas stärker, also für Staubabsatz allgemein ungünstiger gewesen sein als im Mittelgebirge, auch werden sich die im Tiefland ausgedehnten Sandflächen als Unterlage und die edaphisch bedingte Lückenhaftigkeit der Vegetation noch unvorteilhaft ausgewirkt haben.

Neben derartigen weiträumigen Ausdehnungen hat der Hochdruckausläufer sicherlich auch gelegentliche Schrumpfungen erfahren. Sie sind jedenfalls nicht von der Hand zu weisen. Es wäre daher zu erwarten, daß die wandernde Grenze zwischen Lößstaubtransport und Lößstaubablagerung einerseits und Sandtransport und Dünenbildung andererseits im Zuge solcher Schrumpfungen auch mal den Mittelgebirgsrand nach Süden überschritten hätte. Nachdem aber gar keine mormorphologischen und geologischen Anzeichen dafür zu finden sind, ist anzunehmen, daß die bewußte Grenze auch bei solchen Drucklagen im Vorlande des Gebirgsrandes verblieb. Die Ursache ging offenbar vom Gebirgsrand selbst aus, indem er, wie auch das Mittelgebirge hinter ihm, dank größerer Reliefenergie eine stark bremsende Wirkung auf die Winde ausübte und mit dieser Wirkung auch noch einen schmalen Streifen des tieferen Vorlandes abschirmte, so daß hier selbst dann noch Lößstaub zur Ablagerung gelangen konnte, wenn dieser Raum gradientmäßig eigentlich schon einen stärkeren Wind hätte haben müssen. In diesen Zusammenhängen deutet sich mit Bezug auf die Lößgrenze ein starker lokalisierender Einfluß des Gebirgsrandes an.

Mit dieser einen allgemeinen, auch durch die Vorberge noch unterstützten Wirkung des Gebirgsrandes verband sich, die Lage der Lößgrenze im einzelnen differenzierend und festlegend, auf längeren Strecken noch die Windschattenwirkung im üblichen Sinne. Sie wird erkennbar aus den Karten Abb. 2 und 5 durch Betrachtung der Beziehungen zwischen dem Verlauf der Lößgrenze, dem Mittelgebirgsrand und den durchschnittlichen Windrichtungen. Vor dem Fuße des sächsischen Berglandes und ganz besonders vor dem Fuße des Haarstranges, wo die durchschnittliche Windrichtung ungefähr dieselbe ist wie die Streichrichtung des Bergfußes ist der vorgelagerte Lößstreifen vergleichsweise schmal und kennzeichnet mit seiner Breite etwa das räumliche Ausmaß der im letzten Absatz behandelten abschirmenden Wirkung des Gebirges. Dort aber, wo die Streichrichtung der den Gebirgsrand bildenden Einzelzüge die durchschnittliche Windrichtung schneidet wie auf der Linie Deister-Harz-Finne mit den noch vorgelagerten kleineren Bergzügen oder auf der ganzen Linie der Sudeten läßt die Lößgrenze im großen gesehen bogenförmig weit nach Osten aus, der Lößzone selbst eine entsprechend größere Breite gebend. Für diese Strecken ist die Windschattenwirkung, die P. WOLDSTEDT (90) für den Gebirgsrand ganz allgemein annahm, wohl außer Zweifel.

Das soeben dargestellte und als Windschattenwirkung gedeutete bogenförmige Ausgreifen der Lößzone nach Osten findet, wie im ersten Kapitel ausgeführt, an verschiedenen Stellen seine Begrenzung unmittelbar vor oder an Flußtäälern, an der Leine bei Hannover, an der Elbe bei Magdeburg, an der Oder bei Breslau usw. Diese Erscheinung zu erklären, sind vielleicht am besten die Verhältnisse an der Elbe bei Dresden geeignet, weil sie hier durch R. GRAHMANN (34) kartographisch festgehalten wurden. Wie in den anderen Fällen, handelt es sich auch hier um eine breite diluviale Talung. Von Westen tritt an sie der normale Löß heran und hört am Talrand auf; auf der östlichen Gegenseite liegen dagegen, beginnend am Talrand Flugsande, welchen mit größerem Abstand vom Fluß dann eine schmale Zone Sandlöß folgt, die weiter ostwärts bald in Löß übergeht. Die Situation ist wohl sehr klar. Sie beweist nebenher noch einmal, daß westliche Winde wirksam waren; denn die Ablagerungen östlich der Elbe stellen mit ihrer ostwärts gerichteten Abfolge vom Groben zum Feinen eine nur bei westlichen Winden verständliche Seigerungserscheinung dar. Das Beginnen dieser Ablagerungsserie unmittelbar am Talrand weist auf die Talsohle als den Herkunftsort ihres Materials. Aus dieser gleichen Quelle rührte aber nicht der Lößstaub her, der westlich der Talung abgesetzt wurde. Ihn trugen westliche Winde aus Westen herbei. Selbstverständlich hörte sein Transport nicht schlagartig am Talzug auf, sondern setzte sich darüber hinaus auch noch fort. Aber über der neuen Staubquelle, den Schwemmstoffuren der Elbe, wurde die Luft zusätzlich mit neuem, nunmehr auch größerem Material angereichert: doch wurde das Größere infolge geringer Windstärke schon in Talnähe abgesetzt. Die Grenze des normalen Lößes wurde also an dieser Stelle dadurch bedingt, daß sich quer zur Richtung des Lößwindes eine neue Sand- und Staubquelle einstellte und den in Transport befindlichen Löß vornehmlich mit Sand versetzte. Grundsätzlich gleich ist die Situation an allen genannten Stellen zu beurteilen, wo die Grenze des normalen Lößes durch eines der vom Mittelgebirgsrand nach Norden führenden Thäler bestimmt erscheint, oder wo die Lößgrenze — um in der Vorstellung R. GRAHMANN'S (34) zu sprechen — westlich eines größeren Flusses nach Norden vorspringt.

Schauen wir zurück, so ergibt sich, daß nicht ein einzelner Faktor die Lage der nördlichen Lößgrenze bestimmte, sondern ein Zusammenspiel von Fakto-

ren, in dem streckenweise der eine und streckenweise der andere den Vorrang erhielt. Einen ganz allgemeinen Einfluß nahmen die in ihrer Lage relativ konstante Geschwindigkeitsgrenze zwischen einem Feld schwacher Winde im Süden und einem Feld starker Winde im Norden und die windbremsende und damit auch das Vorland abschirmende Wirkung des Mittelgebirgsrandes. Durch diese Faktoren wurde die Lage der Lößgrenze am Rand des sommerlichen Hochs allgemein und im großen ganzen vorgezeichnet und auf den westöstlich verlaufenden, durch auffallende Geradheit gekennzeichneten Strecken auch fast ausschließlich bestimmt. Auf den Zwischenstrecken aber treten modifizierend die andern Faktoren hervor, die der Lößgrenze bogenförmige Ausbuchtungen verleihende Windschattenwirkung derjenigen Teile des Mittelgebirgsrandes, die quer zur durchschnittlichen Windrichtung lagen, und die die Lößverbreitung stellenweise begrenzenden Schotterfluren solcher breiten Tieflandtäler, die die mittlere Windrichtung schnitten und durch Abgabe neuen Staub- und Sandmaterials an den Wind Anlaß zu einem neuen Ablagerungsrhythmus auf ihren östlichen Seiten gaben.

### Literaturverzeichnis

1. BERGER, F., Zur Gliederung des schlesischen Lößes. Centralbl. f. Min.Geol. Pal. Abt. B, 376—380 (1932).
2. BRAND, E., Diluviale Eiskeile bei Aschaffenburg. Senckenbergiana, 20, 412 (1938).
3. BREDDIN, H., Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 46, 635—662 (1925).
4. — Löß, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet. Geol. Rundsch. 18, 72—78 (1927).
5. — Flußterrassen und Löße am Niederrhein. Z. Dtsch. Geol. Ges., 83, 659 (1931).
6. BULLA, B., Der pleistozäne Löß im Karpathenbecken. Földtani Közlöny, 68, 33—52 (1938).
7. CAILLEUX, A., Les actions éoliennes périglaciaires quaternaires en Europe. Comptes rend. somm. et Bull. de la Soc. Géol. de France, Sér. 5, 6 (1936).
8. — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Thèse Fac. des Sciences, Paris (1942).
9. CARROLL, D., Movement of sand by wind. Geol. Mag., 76, 6—23 (1939).
10. CZAJKA, W., Der schlesische Landrücken. Eine Landeskunde Nordschlesiens. Teil I, Breslau (1931).
11. DAMMER, B., Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg. Jb. Reichsstelle f. Bodenforsch., 61, 186—197 (1941).
12. DEWERS, F., Beiträge zur Kenntnis des Diluviums in der Umgebung des Dümmer Sees. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 27, 1—46 (1928).
13. — Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 27, 299—330 (1930).
14. — Flottsandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 131—204 (1932).
15. — Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 29, 33—47 (1934).
16. — Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 29, 324—360 (1934/35).
17. — Das Diluvium. In: GRIPP, K., DEWERS, F., OVERBECK, F., Das Känozoikum in Niedersachsen. Oldenburg (1941).
18. DORSEY, Hb. G. jr., Some meteorological aspects of the Greenland ice cap. Journ. Met. 2, 135 (1945).
19. DÜCKER, A., Steinsohle oder Brodelpflaster. Centralbl. Min.Geol. Pal. Abt. B, 264—267 (1933).
20. — Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 54, 487—530 (1933).
21. — Über Strukturboden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lößproblem. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 89, 113—129 (1937).

22. EDELMAN, C. H., Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932—1937. Geol. Rundsch., 29, 259—260 (1938).
23. ENGLER, A., Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt, insbesondere der Florengebiete seit der Tertiärperiode. I. Teil: Die extratropischen Gebiete der nördlichen Hemisphäre. Leipzig (1879).
24. ENQUIST, F., The relation between dune-form and wind-direction. Geol. För. Förh., 54, 19—59, Stockholm (1932).
25. FARAGÓ, M., Die oberflächlichen Gebilde der Umgebung von Nagykovács. Földtani Közlöny, 68, 144—167 (1938).
26. FIRBAS, F., Vegetationsentwicklung und Klimawandel in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. Naturwiss., 27, 81 (1939).
27. — Über das Verhalten von *Artemisia* in einigen Pollendiagrammen. Biol. Zentralbl., 67, 17—22 (1948).
28. — Die Waldgeschichte Mitteleuropas. Jena (1949).
29. GALLWITZ, H., Fließerde und Frostspalten als Zeitmarken im Löß bei Dresden. Geol. Rundschau., 28, 612—623 (1937).
30. GANSSEN, R., Die Entstehung und Herkunft des Löß. Mitt. Lab. Pr. Geol. Landesanst., 4, 35—46 (1922).
31. GEIGER, R., Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig (1942).
32. GEORGI, J., Das Klima des grönländischen Inlandeises und seine Einwirkung auf die Umgebung. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 31, 408—465 (1939).
33. GRAHMANN, R., Zum Vortrag von Herrn Dr. H. BREDDIN: Löß, Flugsand und Niederterrasse im Rheingebiet, ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Löß. Geol. Rundsch., 18, 298 (1927).
34. — Der Löß in Europa. Mitt. Ges. Erdkde. Leipzig, 5—24 (1930/31).
35. — Das Alter der „Hellerterrasse“ und der Dünen bei Dresden. Mitt. Ver. Erdkde. Dresden. Jahrh. 1931/32, N. F., 85—97.
36. — Grundriß der Quartärgeologie Sachsens. Leipzig (1934).
37. — Über die Richtung der Lößwinde im europäischen Würmglazial. Manuskript (1949).
38. GRUPE, O., Über jüngeren und älteren Löß im Flußgebiet der Weser. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 37, I, 144—163 (1916).
39. GUILLIEN, Y., Gel et dégel du sol: les mécanismes morphologiques. Inform. Géograph., 13, 104—115 (1949).
40. HARRASSOWITZ, H., Die Entstehung der oberhessischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 73, Abh. und Monatsber., 179 f (1921).
41. HÖGBOM, J., Ancient Inland dunes of Northern and Middle Europe. Geogr. Annaler, 5, 113—241 (1923).
42. KEILHACK, K., Bericht über die wichtigsten Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Fläming während der Jahre 1901 bis 1904. Jb. Geol. Landesanst., 25, 672—684 (1904).
43. — Die Nordgrenze des Löß in ihren Beziehungen zum norddeutschen Diluvium. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 70, Monatsber., 77—79 (1918).
44. KLEBELSBERG, R. v., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd I, Wien (1948).
45. KLOCKMANN, F., Die südliche Verbreitungsgrenze des oberen Geschiebemergels und deren Beziehung zu dem Vorkommen der Seen und des Lößes in Norddeutschland. Jb. Königl. Pr. Geol. Landesanst., 4, 238—266 (1883).
46. KLUTE, F., Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. Geogr. Rundschau, S.-A., 1—10 (1949).
47. KOEHNE, W., Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 73, 69 (1921).
48. KÖLBL, L., Studien über den Löß. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23 (1930).
49. KRUMBECK, L., Über den Löß und Lias  $\theta$  auf dem Keilberg (östl. Regensburg). Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 93, 460—461 (1941).
50. LAUTERBORN, R., Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flußbett des Rheins, ein Beitrag zur Lößfrage. Verh. naturwiss.-med. Ver. Heidelberg, N. F., 11, 359—368 (1913).
51. LOTZE, F., Vortrag auf der Versammlung der Geologischen Vereinigung in Mainz im Frühjahr 1949.

52. MORTENSEN, H., Das Umlaufthal von Bodenfelde. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 200—216 (1941).
53. MÜHLEN, L. zur, Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrande. Jb. Pr. Geol. Landesanst. 49, I, 580—586 (1928).
54. MÜNICHSDORFER, F., Der Löß als Bodenbildung. Geol. Rundschau, 17, 321 bis 332 (1926).
55. NEHRING, A., Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. Berlin (1890).
56. OLBRICHT, K., Neue Beobachtungen im Diluvium Schlesiens. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 42, 341—351 (1921).
57. PASSARGE, S., Morphologie des Meßtischblattes Stadtremda. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 28 (1914).
58. PENCK, A., Löß in Deutschland. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 35, 394 f (1883).
59. — Die Eiszeit in den bayrischen Hochalpen. Sitz.-Ber. Pr. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl., 17, 349—371 (1925).
60. — Europa zur letzten Eiszeit. Landeskundl. Forschung. Norbert-Krebs-Festschrift, 222 Stuttgart (1936).
61. — Das Klima der Eiszeit. Verh. III. Int. Quartär-Konf. 1936, I, 1—14 (1938).
62. POSER, H., Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- u. Westeuropa. Naturwiss., 34, 10—18 (1947).
63. — Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Ein Beitrag zur Bestimmung des Eiszeitklimas. Naturwiss., 34, 232—238 und 262—267 (1947).
64. — Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde, II, 53—68 (1948).
65. — Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. Naturwiss., 35, 269—276 und 307—312 (1948).
66. RICHTER, M., Diluvialer Gehängeschutt südlich von Bonn, Decheniana, 96 A, 283—286 (1937).
67. — Geologie des Rodderberges südlich von Bonn. Decheniana, 101 AB, 1—24 (1942).
68. RÜHL, W., Frosthangschutt und Fossilführung, ein Beitrag zum sächsischen Periglaziär. N. Jb. Min. Geol. Pal. Beil. Bd. 78, Abt. B., 241—267 (1937).
69. — Glaziale und interglaziale Fauna bei Plauen i. V. Zentralbl. Min. etc. Abt. B., 201 ff (1937).
70. SAUER, A., Über die äolische Entstehung des Löß am Rande der norddeutschen Tiefebene. Ztschr. f. Naturwiss., 62, 326—351 (1889).
71. SCHWARZBACH, M., Das Diluvium Schlesiens. N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 86, Abt. B., 189—246 (1942).
72. SELZER, G., Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. Geol. Rundsch., 57, 275—293 (1936).
73. — Die Gliederung des Lößes im westlichen Eichsfeld und im Talgebiet der oberen Leine. Stille-Festschrift, 212—222, Stuttgart (1936).
74. SOERGEL, W., Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena (1919).
75. — Diluviale Eiskeile. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 88, (1936).
76. SMITH, H. T. U. und FRASER, H. J., Loess in the vicinity of Boston, Massachusetts, Americ. J. Science, 30, 16—32 (1935).
77. SOKOLOW, N. A., Die Dünen. Berlin (1894).
78. STAHL, W., Geologische Untersuchungen zwischen unterer Pegnitz und Schwarzach (Mittelfranken). Diss. rer. nat. Erlangen (1930).
79. STEEGER, A., Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Geol. Rundsch., 34, 520—538 (1944).
80. TIETZE, O., Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 31, I, 258—298 (1910).
81. — Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 36, I, 498—507 (1915).
82. WEISSERMEL, W., Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teiles der subherzynischen Mulde und ihrer nordöstlichen Nachbargebiete. Abh. Pr. Geol. Landesanst. N. F., 125, 1—193 (1930).
83. WERTH, E., Zum Alter der norddeutschen Dünenlandschaften und ihre Beziehungen zu den steinzeitlichen Kulturen und den nacheiszeitlichen Niveauschwankungen. Hermann-Stremme-Festschrift, 35, Danzig (1944).
84. WILDVANG, D., Die Geologie Ostfrieslands, Abh. Pr. Geol. Landesanst. N. F., 181, 1—211 (1938).

85. WILHELMY, H., Das Alter der Schwarzerde und der Steppen Mittel- und Ost-europas. *Erdkunde*, 4, 5—34 (1950).
86. WOLDSTEDT, P., Über eine Innerste-Terrasse zwischen Dernburg und Broi-stedt. *Jber. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover*, 21, S.-A. 1—9 (1928).
87. — Das Eiszeitalter. Stuttgart (1929).
88. — Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungs-gebietes. *Pr. Geol. Landesanst.* (1935).
89. — Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte des nord-deutschen Vereisungsgebietes. *Herg. Pr. Geol. Landesanst.* (1935).
90. — Bemerkungen zu meiner geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. *Ztschr. Ges. Erdkde. Bln.*, 282—295 (1935)
91. WORTMANN, H., Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Nieder-sachsen. *Archiv f. Landes- und Volks-Kde. Niedersachsen*, 192—202 (1942).
92. CROMMELIN, R. D., in: SCHELLING, J., Een bodemkartering van het landbouw-gebied van de gemeente Groesbeek; Verslagen van landbouwkundige onder-zoekingen, 40 (1949).
93. DOORMAAL, J. C. A. van, Onderzoekingen betreffende de lössgronden van Zuid-Limburg. Haarlem (1945). Auch: *Diss. Wageningen* (1945).
94. EDELMAN, C. H., Les limons et les sables de couverture des Pays Bas. *La Géologie des Terrains Récents dans l'Ouest de l'Europe*. Sess. extraord. *Soc. Belge de Géol.* 1946, 303—310 (1947).
95. — De invloed van het klimaat op het ontstaan van de bodem in het algemeen en de Nederlandse bodem in het bijzonder. *Tidschr. Koninkl. Nederl. Aard-rijkskundig Genootschap*, Teil 64, 3; 297—302 (1947).
96. — Samenvatting van nieuwe resultaten van het sediment-petrologisch onder-zoek in Nederland en aangrenzende gebieden. *Ibidem*, Teil 65, 753—780 (1948).
97. KRUMINS, K., Löß und Lößböden in Lettland. *Latvijas Universitātes Raksti. Landw. Fak. Serie II*, Nr. 1—4. Riga (1931).
98. LÜDI, W., Die Waldgeschichte des südlichen Tessin seit dem Rückzug der Gletscher. *Ber. Geobotan. Forschungsinst. Rübel in Zürich* 1943. Zürich (1944).
99. NELSON, H. W. und HAMMEN, T. van der, Een kwartair-geologisch onderzoek van het SW-deel van Noord-Brabant. *Geologie en Mijnbouw*, 12, 241—251 und 272—276 (1950).
100. POSER, H., Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. *Erdkunde*, 4, 81—88 (1950).
101. — Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen. *Abh. Braunschweig. Wiss. Ges.*, 2, 109—122 (1950).
102. — & TRICART, J., Les terrasses de la vallée de l'Huisne. *Bull. de la Soc. Géol. de France*. (Im Druck).
103. SARNTHEIM, R. Graf von, Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer walddgeschichtlichen Bedeutung. III. Teil: Kitzhübeler Alpen und unteres Inntal. Österreich. *Botan. Zeitschr.*, 95, 1—85 (1948).
104. SCHÖNHALS, E., Jungglazialer Löß auf Rügen. *Ber. Reichs-Anst. f. Boden-forschg.*, 45—49 (1944).
105. — Spätglazialer Löß in Lettland. *N. Jahrb. f. Min. etc. Monatsh.*, Abt. B., 241—250 (1944).
106. — Riß- und wärmeiszeitliche Frostbodenstrukturen aus der Magdeburger Börde. *Geol. Jahrb.*, 65, 589—602 (1950).
107. TRICART, J., Dépôts würmiens et postwürmiens du cône de déjections de la Bruche près de Strasbourg. *C. R. Sommaire de la Soc. Géol. de France*, 138—139 (1950).
108. VINK, A. P. A., Bydrage tot de kennis van Loess en dekzanden. *Diss. Wagenin-gen* (1949).
109. VRIES, O. de, Karakteristiek van Brabantse zandgronden. *Verh. Geolog. Mynbouw-kundig Genootschap v. Nederland en Kolonien, Geol. Ser.*, 14, 537—544 (1944).
110. WOLDSTEDT, P., Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart (1950).

# Über die Gliederung des Eiszeitalters

Von I. Schaefer, München

Jede Wissenschaft hat ihre zentralen Probleme. In der Quartärforschung gehört dazu die Frage nach den letzten Ursachen der Eiszeiten. Zu ihrer Beantwortung ist aber Voraussetzung die Aufdeckung einer möglichst vollständigen und allgemein zutreffenden Gliederung des Eiszeitalters. Sie ist eine Hauptaufgabe der Eiszeitforschung, an deren Lösung alle an ihr beteiligten Wissenschaften vornehmlich mitwirken sollten. Sie war der Eiszeitforschung sozusagen auch schon in die Wiege gelegt. Kaum, daß mit TORELL in Rüdersdorf oder ZITTEL in Schäflarn das diluviale Glazialphänomen endgültig als solches erwiesen war, begann auch schon der Streit zwischen Monoglazialisten und Polyglazialisten, und nachdem er zu Gunsten letzterer ausgetragen war, zwischen diesen der, ob es 2, 3, 4 oder noch mehr Eiszeiten gegeben hätte. Nach Aufstellung einer endgültigen und tatsächlichen Gliederung würden alle Eiszeit-Theorien, die ihr widersprechen, ausscheiden. Damit wäre ein großer Schritt vorwärts getan, und die Lösung des Kernproblems vielleicht gar schon in wirklich greifbare Nähe gerückt.

In verschiedenen Bereichen hat man die Frage der Gliederung des Eiszeitalters zu lösen versucht. Anfangs natürlich nur dort, wo die Spuren der ehemaligen Vergletscherungen zuerst gefunden worden waren und wo sie an sich schon deutlich auf Schritt und Tritt in Erscheinung treten, wie in den Moränengebieten der Schweiz und des übrigen nördlichen Alpenvorlandes oder Norddeutschlands. Die weitere Forschungstätigkeit hat aber gezeigt, daß zwar hier der Nachweis von diluvialen Vereisungen im allgemeinen am exaktesten möglich war, weitere, ins einzeln gehende Feststellungen, vor allem über die Anzahl der Eiszeiten, aber versagt blieben. Im nordeuropäischen wie auch im alpinen Vereisungsgebiet konnten mit Sicherheit nur drei Vereisungen nachgewiesen werden. Eine vierte wurde nur im alpinen Bereich und eigentlich auch mehr analogiemäßig gefunden.

Hier führte also der Weg nicht weiter. Es mußten andere Wege und vor allem andere Bereiche aufgesucht werden. Wie im Gange jeder wissenschaftlichen Entwicklung verlagerte sich auch in der Eiszeitforschung das Schwergewicht der Untersuchungen vom Zentrum an die Peripherie. Dies gilt geradezu in doppelter, nämlich in räumlicher wie sachlicher Hinsicht.

Schon für A. PENCK war es klar, daß infolge der starken Ausräumungstätigkeit der Gletscher sich in den ehemals vergletscherten Räumen wenig ältere Ablagerungen über eine oder mehrere Vereisungen erhalten konnten. Und wenn wir uns den so hartnäckigen Streit um die ältere Würmeiszeit vergegenwärtigen, den zwei solche Kenner wie KNAUER und TROLL durch Jahre hindurch geführt haben, der doch ein Streit um die Zeugen einer vielleicht vorletzten Eiszeit ist, so will einem die sichere Feststellung von Formen und Ablagerungen noch älterer Eiszeiten schier aussichtslos erscheinen. Und so ist es auch — wohlgemerkt in diesen Räumen, also denen der eigentlichen Vereisungen.

Zur Feststellung der tatsächlichen Ablauffolge taugt nur ein Bereich, das ist der periglaziale, der die Vereisungsgebiete umsäumt, also an ihrer Peripherie liegt. Im Sinne des Wortes gehören hierzu auch die fluvioglazialen Abflußrinnen, wenn sie auch in genetischer Hinsicht mehr mit dem glazialen Raum verknüpft sind. Allein im periglazialen Bereich nahmen die eiszeitlichen Bildungen ihre gesetzmäßigste und ungestörteste Entwicklung. Von hier aus sind ja auch

Schotterstratigraphie und Terrassenmorphologie die grundlegenden Untersuchungsmethoden der Quartärgeologie geworden. Diese Erkenntnis und ihre systematische Anwendung sind das unbestritten einmalige Verdienst PENCK's. Dasjenige SOERGEL's ist es, auch auf den periglazialen Bereich erweitert zu haben, was PENCK nur auf die fluvioglazialen Rinnen beschränkt wissen wollte.

Unter Anwendung der PENCK'schen Methoden, nur durch Intensivierung der Beobachtungen, kam in dem in seiner Bedeutung schon von PENCK richtig erkannten diluvialen Kerngebiet des nördlichen Alpenvorlandes, in Oberschwaben, B. EBERL — zu gleicher Zeit wie SOERGEL in Mitteldeutschland — zu der bekannten, vielgestaltigeren Gliederung. Inwieweit EBERL noch solche von PENCK als Teilfelder benannte Glieder einer sonst einheitlichen Aufschüttung für selbständige und neue eiszeitliche Aufschüttungen angesehen hat, wie C. TROLL und R. v. KLEBELSBERG in ihren Besprechungen zu dem EBERL'schen Werke meinen, oder inwieweit bei den durch SOERGEL ausgeschiedenen eiszeitlichen Terrassenschottern noch Interglazialbildungen vorliegen, wie manche mit diesem Gebiet Vertraute erachten, werden die zukünftigen Forschungen noch entscheiden.

Ich habe mich in einer Arbeit, deren Veröffentlichung bevorsteht<sup>1)</sup>, mit den von A. PENCK aufgestellten und seitdem allgemein angewandten Untersuchungsmethoden befaßt und kam dabei in einigen Kernfragen zu abweichenden Ergebnissen. Bei der vor kurzem in München stattgefundenen Geographen-tagung habe ich darüber gesprochen<sup>2)</sup> und vor allem erörtert, was in geomorphologischer Hinsicht oder speziell für die Talbildung im nördlichen Alpenvorlande von Interesse war. An dieser Stelle mag es darum nur mit einigen Worten umrissen sein und bloß insoweit, wie es für die Frage der Gliederung des Eiszeitalters von Bedeutung ist.

Die PENCK'sche Gliederung basiert doch darauf, daß die Akkumulation derjenigen Terrassenschotter, die sich mit Moränen verzahnen, dadurch als ein eiszeitlicher Vorgang gekennzeichnet ist, wohingegen der Vorgang der Tiefenerosion, durch welche die Schotterterrassen entstanden, in das Interglazial fällt. Meine im schwäbischen und bayrischen Alpenvorland vorgenommenen Untersuchungen ergaben aber ein Anderes: Auch die Tiefenerosion fällt — zumindest mit ihrem Haupteffekt — in die Eiszeiten.

Dies gilt natürlich nur für die klimatisch bedingte Erosion, die ja bei dieser Behandlung der allgemeinen diluvialen Vorgänge allein zur Debatte steht. Ebenso gilt dies auch nur für Krustenteile, die — wie das nördliche Alpenvorland — an sich schon eine gewisse Erosionstendenz besitzen — sei es, daß sie eine gegenüber der Umgebung höhere Lage einnehmen oder aber noch weiter im Aufsteigen begriffen sind. Hier ist der klimatische Faktor der Terrassen- wie der Talbildung am reinsten zu fassen.

Auch nach PENCK fand im Alpenvorland zu allen Zeiten Erosion statt. Nur läßt er in den Eiszeiten allein die Seitenerosion am Werke sein, die in den Zwischeneiszeiten von der Tiefenerosion abgelöst wurde. In Wirklichkeit lassen sich aber auch bei der Tätigkeit der diluvialen Gewässer des Alpenvorlandes Tiefenerosion und Seitenerosion nicht trennen. Nicht nur die Seitenerosion, auch die Tiefen-

<sup>1)</sup> inzwischen als Band 49 der „Forschungen zur deutschen Landeskunde“ mit dem Titel „Die diluviale Erosion und Akkumulation“ (154 S., 38 Abb., Verlag des Amtes für Landeskunde, Landshut/Niederbayern) erschienen.

<sup>2)</sup> Siehe „Deutscher Geographentag München 1948“ (in Abh. dt. Geogr. tage, 27, S. 101—113, jetzt Verlag des Amtes für Landeskunde, Landshut/Niederbayern).

erosion vollbrachte, wie gesagt, ihr Hauptwerk jeweils in den Eiszeiten. Lediglich die Kräftegruppierung war — zeitlich wie räumlich — eine verschiedene. Die im Interglazial recht träge Tiefenerosion steigerte sich mit der zu einer Eiszeit führenden Klimaverschlechterung. Die Ursache dafür war die immer kurzfristiger, aber auch umso energischer werdende sommerliche Wasserführung sowie die große Schuttführung. Die dadurch bedingte Korrosion hat es erst zu jener bedeutenden Tiefenerosion kommen lassen, aus der die (bisher ins Interglazial verlegte) diluviale Terrassenbildung resultiert. Zugleich wurde die Seitenerosion immer stärker, bis sie schließlich fast allein tätig war. Noch aber herrschte Erosion vor, und die Gewässer hatten noch die Kraft, den anfallenden Schutt zu bewältigen und abzuführen. Erst in der Hochphase der eiszeitlichen Entwicklung setzte die eiszeitliche Akkumulation ein. Also: Nicht eiszeitliche Akkumulation und Seitenerosion lösten die interglaziale Tiefenerosion ab, sondern die hochglaziale Akkumulation folgte der interglazialen und vornehmlich frühglazialen Erosion, die als Tiefenerosion und als Seitenerosion wirkte.

Welche Folgerungen ergeben sich nun aus dieser Auffassung über die Art und Dauer der diluvialen, klimatisch bedingten Erosion?

Indem die (wie gesagt: klimatisch bedingte) Terrassenbildung nicht ins Interglazial oder ins Spätglazial fällt, sondern mit ihrem Haupteffekt (mit der Klimaverschlechterung einsetzend) ins Frühglazial zu stellen ist, kann also auch die Form und Größe der Terrassen nichts über die Interglazialzeit aussagen, vor allem nicht ihre Dauer aus dem Ausmaß der jeweiligen Taleintiefung, also dem Vertikalabstand der Terrassen erschlossen werden.

Erst von hier aus lassen sich die Aufschüttungsfolgen verstehen, wie sie an der Donau, der unteren Erosionsbasis des nördlichen Alpenvorlandes und der Sammelrinne ihrer Gewässer, zu erkennen sind, wo fern von den Gletscherenden das diluviale Kräftespiel der Aufschüttung und Eintiefung seinen ungestörtesten Verlauf nahm. Die Terrassenprofile aus dem unteren Lech und dem unteren Illerbereich veranschaulichen dies mit besonderer Deutlichkeit. Die Vertikalabstände sind an der Iller kleiner als am Lech. Der Unterschied liegt in der verschiedenen Hebungintensität der beiden Bereiche begründet und kann außer Betracht bleiben. Wichtig ist, daß bei jeder Aufschüttungsfolge in sich aber die vertikalen Terrassenabstände keine besonderen Differenzen zeigen. Daß in jeder Interglazialzeit die etwa gleiche Erosionsleistung erzielt worden sei, wie gemäß diesen Profilen nach den bisherigen Auffassungen zu folgern wäre, erschien mir von Anfang an recht unwahrscheinlich. Es findet jetzt seine natürliche Erklärung durch die zuvor getroffenen Feststellungen, daß die Tiefenerosion in der Hauptsache nicht ein Werk der langen Interglazialzeiten, sondern der in ihrer kürzeren Zeitspanne viel gleichgearteteren Frühglazialzeiten ist.

Nun wird dieser und jener einwenden, daß das sogenannte Große Interglazial, welches an Iller und Lech an Hand der Terrassenprofile nicht erkennbar ist, in anderen Flußgebieten in einer beträchtlichen Erosionsspanne zum Ausdruck kommt. Jedoch ist diese Feststellung erheblich einzuschränken. Die detaillierten Aufnahmen führen meistens zu anderen Resultaten. So haben ja schon die von EBERL und KNAUER im Vorland des Iller-, Lech- und Isargletscherbereiches durchgeführten Aufnahmen zu Tage gebracht, daß die von PENCK unter die Deckenschotter zusammengefaßten altdiluvialen Ablagerungen in weit mehr als nur zwei Glieder aufzutrennen sind. Darüber hinaus er-

geben aber die weiteren Untersuchungen, daß durch die genaue Aufgliederung der diluvialen Ablagerungen insbesondere die Erosionslücke betroffen und eingeeignet wird, aus der man vorzüglich das Große Interglazial erschlossen hatte.

In anderen Fällen, wo tatsächlich eine bedeutende Talbildung ins Große Interglazial fällt, ist aber die tektonische Ursache ganz offensichtlich. So etwa im Schweizer Mittelland, wo die Talsohlen dieser Zeit bis heute noch nicht erreicht sind. Aber — und damit kommen wir zu einem neuen Punkt — auch die schweizerischen HT-Schotter, deren Anschüttung nach der allgemeinen Auffassung synchron mit der auffallenden Talbildung des Großen Interglazials erfolgte und tektonische Ursachen hatte, verzahnen sich — wenn auch erst hoch in den Alpentälern — mit Moränen. Das besagt doch, daß neben den tektonischen noch klimatische Veränderungen einherlaufen, die beachtet werden müssen, auch wenn sie in ihrer Wirkung gegenüber ersteren sehr zurücktreten.

Meine Ergebnisse über den Ablauf der diluvialen, klimatisch bedingten Akkumulation und Erosion, wonach letztere sich allmählich mit der Klimaverschlechterung steigerte und erst im Hochglazial der Akkumulation Raum gab, werfen auch auf diese Frage ein neues Licht.

Denken wir uns eine Entwicklung im klimatischen Geschehen, die nicht direkt zu solch extremen Zuständen führte, daß sie größere Vereisungen zur Folge hatte, so fehlte dann der hochglaziale Abschnitt, wie ich ihn nennen möchte. Sowohl für die Ausbildung der Erdschichten als auch für die in dieser Zeit entstandenen Formen ergibt sich dann ein ganz anderes Bild. Denn die nur während des hochglazialen Abschnittes tätige Akkumulation blieb aus, es herrschten vielmehr Denudation und Erosion vor — und damit fehlen auch die exakten, über einen größeren Raum verfolgbaren Dokumente für die früheiszeitlichen Abschnitte. Was sie bezeugen oder — vorsichtiger ausgedrückt — was auf sie hinweisen würde, wären (in Landschaften mit tektonisch aufsteigender Bewegungstendenz) größere als übliche Abstände zwischen den Terrassen. Denn die klimatisch bedingte Tiefenerosion entwickelt sich ja vornehmlich mit der Klimaverschlechterung.

Das würde also umgekehrt heißen, daß man aus den hier und da erkenntlichen größeren Terrassenbeständen nicht unbedingt auf ein längeres Interglazial zu schließen braucht, wie es bisher üblich war. Eine oder mehrere Kaltzeiten, denen die „Vereisungsspitze“ fehlte, können sie ebenso verursacht haben. Ich darf gleich hinzufügen, daß die tatsächlichen Verhältnisse weit komplizierter sind, als daß man diese neuen Vorstellungen unbedenken verallgemeinern könnte. Nur wollte ich zeigen, wie aus dem gleichen Beobachtungsmaterial bei einer neuen Sicht ein dem früheren völlig konträres Ergebnis folgt. Wo man vorher aus einer größeren Taleintiefung ein längeres Interglazial, also eine längere Warmzeit zu erkennen glaubte, können kältere Perioden ein Gleiches erzielt haben. Es ist also nicht angängig, sich bei der Festlegung des Großen Interglazials vornehmlich auf die Erosionsabstände zu stützen. Daß es sich bei diesem Interglazial im großen gesehen um eine längere und auch intensivere Warmzeit gehandelt hat, erweisen ja aber wohl genügend andere Argumente. Im einzelnen ist jedoch, wofür wiederum noch manches andere spricht, damit zu rechnen, daß diese Periode von, wenn auch untergeordneten, Kaltzeiten unterbrochen war. Diese können in dafür prädestinierten Räumen, wo es leichter zu Vereisungen kam, durchaus auch den Charakter von Eiszeiten gehabt haben. Vielleicht fällt in einen solchen Zeitabschnitt die Bildung der eben angeführten Moränen, die sich mit den sonst tektonisch bedingten schweizerischen HT-Schottern verbinden, oder auch die von SOERGEL als Mindel-3 und Prä-Riß

benannten Eisvorstöße. Denn würde man, wie es wohl auch SOERGEL sich dachte, das Große Interglazial allein zwischen sein M-3 und Prä-Riß legen, bleibt ja, um nach seiner eigenen Vereisungskurve zu urteilen, kein größerer Zeitraum mehr für das Große Interglazial übrig.

Wir haben bisher im Diluvium nach PENCK nur Eiszeiten und Interglazialzeiten unterschieden. SOERGEL setzt dafür Warm- und Kaltzeiten, meint aber dasselbe. Die Warmzeiten sind die Interglazialzeiten mit Tiefenerosion, die Kaltzeiten die Glazialzeiten mit Akkumulation. Ich möchte das Diluvium in Warm- und Kaltzeiten sondern, sie aber nicht, wie SOERGEL es tut, mit Eis- und Zwischeneiszeiten gleichsetzen. Eine Kaltzeit kann zu Vereisungen führen, sie muß es aber nicht. Nur im äußersten Falle der Klimaverschlechterung entstanden die bekannten großen Vereisungen in Nordamerika und Nordeuropa sowie die Vergletscherungen der höheren Gebirge. Und dann erst, also während des letzten, des hochglazialen Abschnittes einer Kaltzeit kam es zu einer allgemeinen klimatisch bedingten Akkumulation — auch in den periglazialen Gebieten. Sonst herrschte in den Kaltzeiten aber Abtragung vor. Die vereisungslosen Kaltzeiten zu erkennen, fällt daher wesentlich schwerer. Denn auch die Relikte der Fauna und Flora fielen der Denudation und Erosion dieser Zeitabschnitte im allgemeinen zum Opfer.

Damit rücken wir der Frage nach der tatsächlichen Anzahl der großen Eiszeiten näher, die in den einzelnen Glazial- und Periglazialbereichen so verschieden beantwortet wurde. Schon vor PENCK hatte ja MÜHLBERG in der Schweiz aus diluvialen Schotterterrassen 5 Eiszeiten angenommen, später EBERL in Oberschwaben 12 und SOERGEL in Thüringen sogar 15. Im österreichischen Alpenvorland hingegen lassen sich nach den bisherigen Forschungen aber kaum die PENCK'schen 4, sondern — wie in Norddeutschland — mit Sicherheit nur 3 Eiszeiten erkennen und noch weiter im SO und S bestenfalls nur 2. Nun, die zuvor gemachten Ausführungen klären diese Verschiedenheiten. Wer im Balkan z. B. nur Zeugen für zwei Eiszeiten fand, dem hat keineswegs der Blick gefehlt, die oft sehr kärglichen Spuren von mehr Vereisungen zu beobachten. Und wer in Mittel- oder Westeuropa mit einem Dutzend und mehr Eiszeiten rechnet, dem muß nicht unbedingt gleich der andere Vorwurf gemacht werden, daß er in die Natur hineingelegt hat, was nicht vorhanden ist.

Im schweizerischen und schwäbischen Alpenvorland lassen sich ohne jeden Zweifel mehr als die vier PENCK'schen Vereisungen erkennen. Ob es 7, 9 oder gar 12 sind, wie EBERL es meint, sei dahingestellt. Die genaue Zahl ist bei dieser Erörterung auch ohne Belang. Daß es im Balkan andererseits nur 2 Vereisungen gegeben hat, kann ebenso sicher sein. Das braucht aber nicht im Widerspruch zu stehen zu den in Mittel- und Westeuropa getroffenen Feststellungen von einer größeren Zahl von Vereisungen. Denn in dafür besonders günstig gelegenen Gebieten Mittel- und Westeuropas kann es während — sagen wir ruhig einmal, um durch ein Extrem die Situation zu verdeutlichen: — 15 Kaltzeiten zu Vereisungen gekommen sein. Wir würden dann von 15 Eiszeiten sprechen. Im SO Europas hingegen gab es nur 2 Vereisungen. Alle anderen kamen hier gar nicht zur Ausbildung. Den entsprechenden Zeiten fehlte hier die extrem kaltzeitliche Entwicklung, die „Vereisungsspitze“, wie ich sie vorhin nannte. Darum kam es auch zu keiner glazialen, fluvioglazialen und periglazialen Akkumulation; im Gegenteil, die Abtragung war gesteigert am Werke, und es fehlen darum auch die maßgeblichen Dokumente dieser Zeitabschnitte. Woran diese verschiedene Entwicklung lag, braucht hier nicht weiter untersucht zu werden. Daß orographische, klimatische, tektonische Faktoren, die Lage zu den

umgebenden Meeren und Gebirgen u. a. eine maßgebende Rolle spielen, ergibt sich von selbst.

Wenn das klimatische Phänomen der diluvialen Eiszeiten, wofür ja alle Anzeichen sprechen, wirklich ein globales war, die eiszeitlichen Temperaturniedrigungen also die ganze Erde betrafen, können wir — wieder mit Blick auf das Erdganze — nur von wärmeren und kälteren (oder einfacher: Warm- und Kalt-) Zeiten sprechen. Der gegenüber den Eiszeiten regional übergeordnete Begriff sind die Kaltzeiten. Das schließt natürlich nicht aus, daß die eiszeitlichen Benennungen zu allgemeinen Zeitbegriffen erhoben werden. (Besser würde man allerdings „Günzzeit“ sagen und nicht „Günzeiszeit“).

Zwar ist die Zeit an sich, wie letzthin SCHINDEWOLF wieder betont hat, nicht lokal oder regional, sondern universal. Ein solch universaler Zeitabschnitt ist auch das diluviale Eiszeitalter, das durch das Phänomen der großen Vereisungen charakterisiert und dadurch von der vorangegangenen Periode deutlich abgesetzt ist. Von vornherein aber und im einzelnen ist auch der Zeitbegriff ein subjektiver und darum sehr wohl ein lokaler und regionaler. So ist eine Eiszeit z. B. nur in einem bestimmten Bereich eine solche, während in anderen, etwa tropischen Regionen die Entwicklung wenig gestört weiterging. Das Streben der historischen Forschung geht natürlich dahin, den regionalen Zeitbegriff dem universalen unterzuordnen — oder besser: die einzelnen lokalen und regionalen Geschehnisse des ganzen Erdkreises miteinander in eine zeitliche Beziehung zu setzen, um so zu einem universalen Zeitbegriff zu kommen.

Solange aber selbst in den diluvialen Kerngebieten noch nicht die vollständige Folge der diluvialen Ablagerungen festgestellt ist, wird man sich für die Gliederung und Chronologie des Pleistozäns mit regionalen, ja sogar lokalen Zeitbegriffen begnügen müssen. Erst wenn so viele Profile der diluvialen Ablagerungen vorhanden sind, daß wirklich ein Vergleich über größere Räume möglich ist, wird man beurteilen können, welchen Schichten eine größere Bedeutung zukommt, sodaß man ihre Benennungen zu allgemeinen Zeitbegriffen erheben kann.

---

Die Abgrenzung des Diluviums bildet seit je eine besondere Schwierigkeit. Das ist bei diesem der Gegenwart am nächsten stehenden Abschnitt der erdgeschichtlichen Vergangenheit nicht weiter verwunderlich. Wenn schon die Grenze Diluvium/Alluvium schwer faßbar ist, so gilt dies noch mehr für die zwischen Diluvium und Tertiär. Indem man jenes aber mit dem Großen Eiszeitalter gleichsetzt, läßt man es auch mit der ungewöhnlichen Entfaltung der Gebirgsgletscher und Inlandeismassen beginnen. Nun ist aber nach dem eben geschilderten das Diluvium nicht allein nur eine Periode von Eiszeiten und Interglazialzeiten, sondern mehr noch eine Folge von mit Warmzeiten wechselnden Kaltzeiten. Es ist aber unwahrscheinlich, daß gleich die erste Kaltzeit auch überall mit einer solchen Temperaturminderung verbunden war, daß allenthalben auch größere Vereisungen entstanden.

Die klimatische Entwicklung ist vielmehr aus dem warmen Miozän langsam zu den Kalt- und Eiszeiten des Pleistozäns gegangen. Sie erfolgte aber nicht geradlinig und ruckartig, wie PENCK es sich nach der Klimakurve am Ende seines großen Werkes vorstellte.

In seiner letzten größeren Arbeit über diese Fragen, wo er vom pleistozänen Eiszeitalter als von einer „Geokatastrophe“ spricht, läßt PENCK das glaziale Phänomen langsam kommen und gehen, eine Auffassung, die der natürlichen

Klimaentwicklung weit mehr gerecht wird. Viele Argumente lassen sich auch dafür beibringen. Und was für das Kommen und Gehen des pleistozänen Eiszeitalters insgesamt gilt, sollte auch für die Entwicklung während dieser Periode selbst gelten: Sie verlief nicht geradlinig auf jede einzelne Eiszeit zu, sondern war von Warm- und Kaltzeiten unterbrochen. So können zwischen zwei der schon bekannten größeren Eiszeiten (also in einer Interglazialzeit, etwa M-R) kürzere Eiszeiten, wirkliche Zwischen eis ze it en liegen.

Der Wechsel von Warm- und Kaltzeiten dürfte zwar bei dem sicher allgemeinen Charakter der Klimaschwankungen überall zur Auswirkung gekommen sein. Nur war, wie gesagt, die Intensität der Klimaverschlechterung eine regional ganz verschiedene. Eine verstärkte Heraushebung der Westalpen z. B., wie sie nach Heim im Großen Interglazial vonstatten gegangen ist, kann hier in einer sonst allgemein mäßigen Kaltzeit schon zu Vereisungen geführt haben. In Nordeuropa und Nordamerika können andere Faktoren, etwa, um nur ein Beispiel zu nennen, die Veränderung der Lage des Golfstromes oder der durch ihn zugeführten Wärmemenge, eine ähnliche oder auch gegenteilige Wirkung erzielt haben.

Indem wir bei den Untersuchungen des Pleistozäns nicht so sehr die paläontologische und petrographische Methode verwenden können, sondern das klimatische Geschehen der entscheidende Kanon wird, müssen wir dem auch konsequent bei der Abgrenzung und Gliederung Rechnung tragen. Sein Beginn wäre aber erst an jene Stelle der schon im Pliozän einsetzenden kaltzeitlichen Entwicklung zu setzen, wo ein erstes Mal eine Kaltzeit zu einer Vereisung führte, die etwa das Ausmaß der uns durch PENCK bekannten besaß. Es kann hier und da schon kleinere und kürzer dauernde Vereisungen gegeben haben, und damit wird auch auf jeden Fall — ebenso wie im Großen Interglazial — zu rechnen sein. Wer solche älteste Vereisungsspuren findet, wird nun — und nach den bisherigen Auffassungen ganz mit Recht — mit diesen das Eiszeitalter beginnen lassen. Damit würden wir aber bei der so großen örtlichen Differenziertheit der Verhältnisse nie eine Einigung erzielen. Ich möchte, wie es bisher im allgemeinen auch schon so gehalten wurde, das Pleistozän vielmehr dort beginnen lassen, wo die glazialen Erscheinungen ein erstes Mal als ein sozusagen globales Phänomen auftreten. Zuvorgegangene kleinere und örtliche Vereisungen wären dann noch den Kaltzeiten des Pliozäns zuzuordnen.

Es sollte in Zukunft überflüssig erscheinen, sich darum zu streiten, ob es 4, 7, 12 oder 15 Eiszeiten gegeben hat. Besser wird sein festzustellen, zu wieviel Vereisungen es in jedem einzelnen Bereich gekommen ist. Das ist die eine Aufgabe, und die andere, weit schwierigere ist die zu untersuchen, welche Ablagerung des einen mit welcher des Nachbarbereiches zu verbinden ist. Dann erst werden wir beurteilen können, wieviele und welche Kaltzeiten die allgemeine Bezeichnung „Eiszeit“ verdienen, die doch nur zutreffend ist, wenn sie für Zustand, Bildung und Formung eines größeren Teiles der Erdoberfläche wie für die Entwicklung und Ausbreitung eines bestimmenden Teiles ihrer Lebewelt — wie z. B. des Menschen — besonders charakteristisch ist.

### Wichtigstes Schrifttum

- EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördl. Alpenvorlande. — Augsburg 1930.  
 KLEBELSBERG, R. v.: B. Eberl über das Iller-Lechvorlandgletschergebiet. — Z. f. Gletscherkunde 1930.  
 Derselbe: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — Wien 1949.

- KNAUER, J.: Erl. zur geol. Karte v. Bayern 1:100 000, Teilblatt Starnberg und Landsberg, 1929 und 1931.
- Derselbe: Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit im süddt. und norddt. Vereisungsgebiet. — München 1935.
- Derselbe: Widerlegung der Einwendungen K. Trolls gegen die Vorrückungsphase der Würmeiszeit. — Mitt. Geogr. Ges. München, 1937.
- MÜHLBERG, F.: Der Boden von Aarau. — Festschrift Kantonschule Aarau 1896.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1901/09.
- SCHAEFER, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation — Erkenntnisse aus Untersuchungen über die Talbildung im Alpenvorland. — Forsch. zur deutschen Landeskunde 49/1950.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. — Berlin 1944.
- SOERGEL, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. — Berlin 1921.
- Derselbe: Das diluviale System. — Fortschr. Geol. und Paläont. 39/1939.
- TROLL, C.: Die Eiszeitenfolge im nördl. Alpenvorland. — Mitt. Geogr. Ges. München 1931.
- Derselbe: Die sog. Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgange. — Mitt. Geogr. Ges. München 1936.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. — Stuttgart 1929.

## Die Eisbilanzkurve und die Gliederung der Eiszeit

Vortragsauszug von W. W u n d t, Freiburg i. Br.

Die Eisbilanzkurve ist eine Fortbildung der Strahlungskurve (MILANKOVITCH) und der Vereisungskurve (SOERGEL). Während die Vereisungskurve im wesentlichen ein empirisches Gebilde darstellt, das sich auf der Lage der Endmoränen in Norddeutschland aufbaut, kehrt die Eisbilanzkurve zur Rechnung zurück, wobei sie sich auf die Strahlungskurve stützt. In manchen Ländern ist es üblich, die Niederschläge vom 1. Tage des Jahres an laufend zu summieren, um festzustellen, ob man hinter der normalen Summe zurückbleibt oder sie überschreitet; ebenso kann man für Jahrzehnte und viel längere Perioden verfahren. Bei gleichbleibendem Klima müßte die Summe gleichmäßig wie eine Gerade ansteigen. Bleibt die tatsächliche Summe unter dieser Geraden, so kennzeichnet sie eine Reihe von Trockenjahren, ebenso eine Serie von Naßjahren, wenn sie sich über die Gerade erhebt. Genau so kann man mit der Strahlungskurve verfahren, die bekanntlich für die letzten 600 000 Jahre berechnet vorliegt. Nimmt man an — was genähert zutrifft — daß die Strahlung zu Beginn und am Ende dieses Zeitraums gleich war, so kann man auch hier eine Wellenlinie berechnen, die hinter dem gleichmäßigen Anstieg teils zurückbleibt, teils ihn übertrifft. Diese Linie ist geeignet, die Verspätungseffekte, die bei klimatischen Erscheinungen auftreten, auch rechnerisch zum Ausdruck zu bringen; denn die Lage des einzelnen Punktes hängt nicht nur von der augenblicklichen Strahlung, sondern zugleich auch von allen vorausgehenden ab. Dabei werden kleinere Strahlungsanstiege, die in größere Perioden des Abmangels eingebettet sind, überbrückt werden (Interstadiale!), während sonst schwächere Hebungen zusammen einen starken Anstieg abgeben können (Interglaziale!).

Man könnte annehmen, daß auf diese Weise die bekannten empirischen Einteilungen der Eiszeit, z. B. die PENCK'sche Gliederung, besser zum Ausdruck kämen als bei der Strahlungskurve selbst; denn letztere enthält ja über ein

Dutzend Vorstöße und es liegt nahe, daß sich diese durch die Summierung abschleifen und nur wenige starke davon übrig bleiben. Aber diese Erwartung erfüllt sich zunächst nicht. Die Wellenlinie erhebt sich in der ersten Hälfte und in der Mitte sehr lange über den normalen Anstieg — dies könnte dem großen Interglazial entsprechen — aber in der zweiten Hälfte sinkt sie unter diesen herab und läßt eine Scheidung zwischen Riß- und Würmkomplex kaum erkennen; ferner tritt das Altdiluvium (Günz-Mindelkomplex) zu schwach in Erscheinung. — Aber das Bild ändert sich, wenn wir uns überlegen, daß wir ja hierdurch der Natur die Fähigkeit zuschreiben, dauernd gleichmäßig zu summieren. Dies trifft für die Eiszeiten im allgemeinen zu, nicht aber für die zwischenliegenden Warmzeiten. Große Eis- und Schneeflächen haben die oft beschriebene Tendenz zur Vergrößerung und Selbststeigerung, die mit der verstärkten Reflexion zusammenhängt und eine Summierung nach der negativen Seite zur Folge hat. Aber in den übrigen Zeiten und auch sonst in den nicht vereisten Teilen der Erde besteht nur eine schwache Möglichkeit der Speicherung in Form von Meerwärme und sie bleibt, physikalisch betrachtet, weit hinter der ‚Kältespeicherung‘ der Eiszeiten zurück. MILANKOVITCH hat eine Reihe von Zeitpunkten berechnet, für die wegen starker Wärmezufuhr eine völlige Enteisung der Erde anzunehmen ist. Greift man von diesen wieder die am meisten begünstigten heraus oder faßt sie als höchste Punkte der Summenlinie ins Auge, dann darf man annehmen, daß hier die vorausgehende Summation der Klimateffekte vorübergehend zum Stillstand gekommen ist, d. h. daß sie bei der nächsten Strahlungssenkung neu begonnen und weitergeführt werden muß, bis ein neuer besonders starker Strahlungsanstieg auch diese Summationsperiode beendet.

Führt man die Rechnung mit 600 000 v. Chr. (nach einer langen Periode erhöhter Strahlung) beginnend durch, so stößt man erst um 490 000 und dann wieder um 360 000 auf starke Hebungen der Summe, die in mehrmaliger Wiederholung die Zeit bis 230 000 einnehmen. Um 130 000 folgt dann nochmals ein starker Anstieg der Summe, worauf sie von dort aus neu gebildet für die Jetztzeit nur eine mäßige Höhe erreicht. Wir kommen damit von selbst auf die PENCK'sche Einteilung zurück: zwei alte Eiszeiten und zwei neue, voneinander geschieden durch das große Interglazial und in die beiden Komplexe je ein kürzeres Interglazial eingebettet. Die zweiten Vorstöße innerhalb der Einzelzeit (z. B. Mindel II und Riß II) erscheinen in der neuen Kurve, die ich ‚Eisbilanzkurve‘ nenne, stärker ausgebildet als die ersten; daß die Jetztzeit keine volle Warmzeit darstellt, stimmt mit der Erfahrung überein. Allerdings müssen wir, um zu diesen Ergebnissen zu gelangen, gewisse Annahmen über die Entwicklung und den Wiederabbau des Reflexionsvermögens machen, die nicht rein rechnerisch, sondern teilweise empirisch sind, aber doch das Schwergewicht bei der Rechnung lassen.

Daß die Eiszeiten im großen gesehen — z. B. im Gegensatz zum Tertiär — durch Reliefänderungen (Häufung von Festland um die Pole, Absperrung der Warmwasserheizung vom Äquator her) bestimmt sind, wird durch die Aufstellung der Eisbilanzkurve nicht geändert. Erst wenn von dieser Seite die Voraussetzungen erfüllt sind, können die Erdbahnelemente in Form der Strahlungskurve merklich in Erscheinung treten und die Wirkungen sich in der Eisbilanzkurve summieren.

Im zweiten Teil des Vortrags zeigte der Vortragende an einem großen Diagramm, wie sich die fossilen Befunde aus allen Teilen der Erde in die Gliederung nach der Eisbilanzkurve einreihen.

In der Diskussion ergriffen die Herren Louis-Köln, Schwarzbach-Köln und Weidenbach-Stuttgart das Wort.

# Über den morphologischen Nachweis großer Schwankungen des Eisrandes

Von Karl Gripp, Kiel. Mit 2 Abbildungen

Seitdem die Stauch-Endmoränen als Zeugen von Vorstoß-Phasen des nordischen Inlandeises erkannt sind, war die Anschauung unbestreitbar, daß der Rand des pleistozänen Inlandeises ebenso andauernd vor- und rückverlagert wurde wie es heute bei den Groß-Gletschern der Arktis der Fall ist. Über das Ausmaß der Schwankungen des Randes vom nordeuropäischen Inlandeis fehlen bislang jedoch Anhaltspunkte. Selbst das Vorkommen von fossilführenden interstadialen Absätzen sagt nichts über den Schwankungsbetrag aus.

Vergleichend-morphologische Untersuchungen der jungglazialen Formen Ost-Holsteins gestatten auf zweifachem Wege das Ausmaß gewisser Schwankungen annähernd zu erfassen.

## 1. Die Unterschiede in der Richtung des Lauenburg-stormarnschen und des jüngeren Lübecker Eisvorstoßes (Abb. 1)

Das Becken, an dessen Grund Lübeck liegt, ist auffallend rechteckig umgrenzt. Dies führte dazu, daß angezweifelt wurde, ob überhaupt ein von Endmoränen umgebenes Zungenbecken vorliegt. Noch merkwürdiger ist das Verhältnis der Umrahmung des Lübecker Beckens zu den ein wenig älteren morphologischen Einheiten. Sie weichen nämlich völlig von einander ab; zunächst waren zwei Loben, die Stormarnsche und die Lauenburgische Eiszunge vorhanden; z. Zt. des Lübecker Beckens aber nur eine, die noch dazu gerade gegen die Trennungslinie der beiden älteren Loben angerannt ist. Dieses Auflaufen gegen ein Widerlager ist, wie K. Gripp 1949 ausführte, die Ursache der viereckigen Begrenzung der Umrahmung des Lübecker Beckens. Weil das Widerlager dort lag, konnte sich die Stirn der Eiszunge nicht rund vorwölben, sie wurde gleichsam zu einem annähernd geraden Verlauf zurückgedrückt; oder anders betrachtet, weil sich die Stirn nicht vorwölben konnte, drängte die Eisfront beiderseits der Mitte weiter vor und so entstand der nahezu gerade Verlauf der Stirnseite dieser Eiszunge.

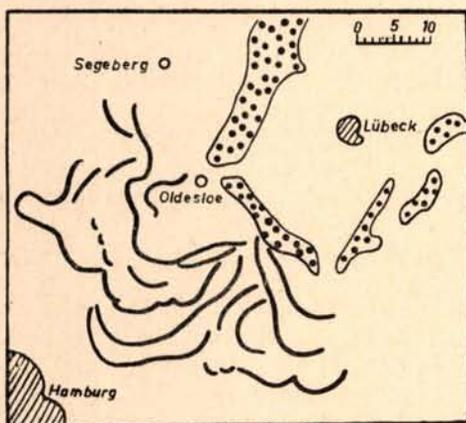


Abb. 1.: Weichselzeitliche Eiszungen in Süd-Holstein.

SW von Oldesloe: Stormarnsche Eiszunge  
SÖ davon: Lauenburgische Eiszunge.

punktiert: die das Lübecker Zungenbecken umrahmenden Stauchmoränen (M).

Somit ist die morphologische Deutung der Gestalt dieser von zwei nahezu rechten Winkeln begrenzten Eiszunge möglich. Rätselhaft aber bleibt der Gegensatz von anfangs zwei Eiszungen zu einer späteren einzigen, völlig abweichend verlaufenen. Damit dort die Mitte der Stirn zu liegen kam, wo vorher die Naht zweier Eisloben lag, müssen anscheinend die Grundbedingungen völlig geändert worden sein.

Auf den ersten Blick scheint hierfür als Ursache nur eine tektonische Veränderung in Frage zu kommen, derart, daß etwa ein neu eingesunkener Graben dem Eis eine neue Bahn vorschrieb. Aber einmal haben tektonische Spekulationen zur Deutung unverständlicher glazial-morphologischer Befunde bisher so gut wie stets versagt, zum anderen ist eine, einen Graben erzeugende Tektonik pleistozänen Alters bislang nicht nachweisbar. Es ergibt sich daher die Frage, ob auch diesmal die Ursache für den Wechsel der Formen beim Eis selber gefunden werden kann.

Seit rund 20 Jahren ist bekannt, daß die Vorstellung von längerem Halten des Eisrandes als morphologischer Faktor, insbesondere für die Entstehung von Endmoränen größeren Ausmaßes, unzutreffend ist. Gerade in den letzten Jahren zeigten Einzeluntersuchungen immer mehr, daß der Eisrand ständig vor- und rückverlagert wurde und daß bei Vorstößen die großen Endmoränen-Züge selten auf einmal, häufig in mehreren Anläufen zusammengestaucht wurden. Die großen Gletscher Spitzbergens lehrten, daß z. Zt. der Rückverlagerung des Eisrandes sich die Eiszunge stark verflacht und sanft nach außen abfällt, daß aber, wenn der Eiszufluß wieder zunimmt, die Stirn des Eises steil wird und als annähernd senkrechte Wand vordringt. Die dadurch an der Stirn auftretende hohe Last dürfte das tiefe Schürfen der vorrückenden Eisfront mit bedingen.

Nicht selten treffen wir eine große Eiszunge, die sich nach außen in zwei kleinere aufspaltet. So war es in Lauenburg und Stormarn, wie erwähnt, mit dem großen Eisstrom der Fall, der das Lübecker Gebiet überquerte, und später bei dem die Eckernförder Bucht erfüllenden Eisstrom. Dieser teilte sich, wie schon WOLFF, HECK und EGGERS erkannt haben, in eine Schnaaper und eine Habyer Zunge.

Wenn bei solchen, am Ende gegabelten Eisströmen Eisrandschwankungen geringeren Ausmaßes auftreten, so werden sie sich in den durch die Endzungen geschaffenen Becken abspielen. Dabei erschürftes Material wird in die Stauchmoränen geschoben. Wenn aber eine so große Schwankung eintritt, daß das Eis die Zweig-Zungenbecken und einen Teil der Senke des Hauptstromes freigibt, dann kann das Eis bei erneutem Vorstoß von sich aus die Grundbedingungen ändern. Nämlich wenn sich das Eis bei diesem Vorstoß mit steiler Front ein neues Zungenbecken schürft, so ist es dadurch unabhängig von der früheren Form. Das Eis schuppt Vorland auf, zunächst ohne Rücksicht, ob es dabei den Boden früherer Zungenbecken oder die Ausläufer einer Endmoränengabel erfaßt. Eine Eiszunge, die aus dem Raume eines noch geeinten Stromes gegen eine frühere Eisstromgabel erneut vorstößt, kann also ausschließlich aus eigenem Verhalten völlig abweichend vom früheren Eisstrom verlaufen.

Ein solches Abweichen von einer vorhandenen Bahn ist für eine Eiszunge nur möglich, wenn sie um ein Beträchtliches über die vorhandenen Formen hinaus zurückgetaut war. Dieses Ausmaß setzt sich zusammen

1. aus der Länge der Endmoränengabel zwischen den beiden älteren Eiszungen,
2. aus der Wegstrecke, die erforderlich ist, damit die neu vorstoßende Zunge ein neues eigenes Bett hat ausschleifen können, tief genug um der Eismasse beim Anlaufen gegen die ältere Endmoränengabel Unnachgiebigkeit zu bewahren. Mit dieser Strecke dürfte der Weg, der beim Auflaufen von tief heruntergetauter zu steiler Eisfront zurückgelegt wird, zusammenfallen.

Somit kann das im ersten Anschein nur aus grundlegenden Veränderungen deutbare Anrennen einer jüngeren Eiszunge gegen die Naht zweier älterer unschwer aus eiseigenen Gesetzen hergeleitet werden. Zum anderen aber ergibt sich

aus der Tatsache der erwähnten so abweichenden Formen eindeutig ein Hinweis auf eine große Eisrandschwankung.

## 2. Die West-Wagrische Eisrandschwankung (Abb. 2)

Im westlichen Wagrien, dies ist das Gebiet zwischen den Städtchen Preetz, Plön und Eutin im Süden und der Ostsee im Norden, finden sich die inselartigen Stauchmoränen-Gebiete von Lilienthal (88,6 m), Martensrade und Selent (85 m) und dem Pilz-Berg oder Hessenstein (133 m). Ein gleichaltriges und in gleicher Weise entstandenes Hochgebiet dürfte das von Elmschenhagen bei Kiel sein (71 m). Dies ist vom südlich anschließenden Hochgebiet, das sich bis Bornhöved hinzieht und eine ältere M-Moräne darstellt, durch die auffallende Rinnen-Zone Langsee, Wellsee und das nach Neuwühren anschließende Tal getrennt. Im Osten dürfte das Hochgebiet von Kühren-Högsdorf südöstlich von Lütjenburg (80 m) gleichfalls zu dieser Reihe gestauchter Hochgebiete zu zählen sein. Der weiter südöstlich gelegene Ausaperungs-Nunatak (120 und mehr m + NN) mit dem Bungsberg ist sicher älter und gehört nicht zu der erwähnten Reihe.

Zwischen den fünf genannten Hochgebieten sind, wie morphologisch einwandfrei zu erkennen ist, drei Eiszungen nach Süden vorgestoßen. Es sind dies: zwischen Hessenstein und dem Hochgebiet Kühren—Högsdorf die Lütjenburger Zunge, die in westlicher Richtung vordrang bis Kirchkampskaten nördlich von Lebrade (Länge 12 km, Breite bis 6 km). Dadurch, daß die Lütjenburger Zunge sich bis an den Südrand des Martensrader—Selenter Hochgebiets erstreckte, verhinderte sie, daß zwischen der Martensrader—Selenter Stauchmoräne und der des Hessensteins eine Zunge nach Süden vordrang. Von Bauersdorf südlich von Berlin bis Gut Klamp waren die Eismassen im Becken des Selenter Sees und die Lütjenburger Zunge nur durch eine 0,5 bis 1 km breite Art Mittel-Moräne getrennt. Die Tatsache, daß zwischen Lütjenburg und Kühren durch eine knapp 3 km breite Enge eine bis 12 km lange Eiszunge vorgedrungen ist, belegen

- die O—W verlaufenden kiesigen Höhen in 60 m Höhe östlich von Kühren,
- die O—W verlaufenden Höhen südlich der Chaussee Lütjenburg—Selent (Gehege Eller, Höhen nordöstlich von Wentorf),
- der Verlauf der Moränen-Rücken von Timmberg und bei Govens, die nicht auf Högsdorf, sondern auf Kühren hin ziehen.

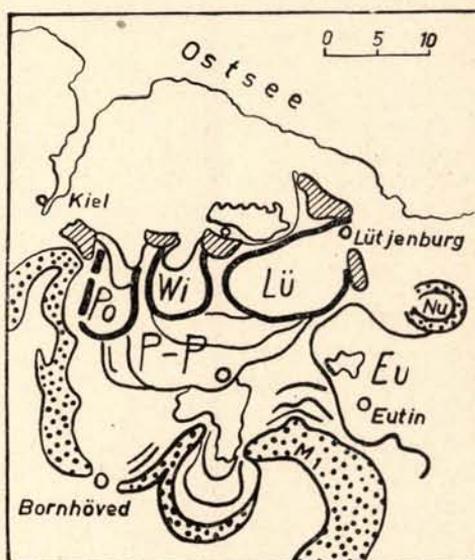


Abb. 2.: Skizze des Gebietes zwischen Kiel und Eutin.

M<sub>1</sub> Haupt-Endmoränen-Zug der mittleren Eisrandlagen.

Nu gleichzeitig austauender Nunatak

Eu Eutiner

P-P Preetz-Plöner

Wi Wittenberger

Lü Lütjenburger

Eiszunge

schraffiert: 5 einzelne gleichaltrige Stauchmoränen.

Ebenso eindeutig ist der Eisdurchbruch zwischen den Hochgebieten von Martensrade—Selent und Lilienthal zu belegen. Einmal ist der Rand des Vorlandgletschers westlich von Gut Wittenberg über Hohenhütten nach Lehmkuhlen und in einem späteren Stadium über Ba(l)kersberg—Sophienhof—Schellhorn, östlich von Preetz—Bredeneck eindeutig zu verfolgen (Länge 8 km, Breite bis 6,5 km). Zum anderen finden sich im Süd-Osten des Lilienthaler Hochgebietes zwei von Rastorf gegen Nord-Osten ziehende Randmoränen und als Gegenstück auf dem Westende des Martensrader Hochgebietes eine große Anzahl N—S verlaufender sandig-kiesiger Rücken. Diese liegen quer vor den Stauchfalten des Hochgebiets, so daß sich der von der Höhe kommende Lobeck in einem beispielhaft deutlichen S-förmigen Bogen seinen Weg suchen muß. Diese zuletzt genannten Randmoränen gehören einer Eiszunge an, die nur bis an die Spolsau vorgedrungen war (Länge 3 km).

Am Westende des Lilienthaler Hochgebietes zweigt gleichfalls eine gegen Süden gerichtete Stirnmoräne ab. Dieser Eisrand verlief anfangs hart westlich des Schwentine-Tals über Preetz und weiter gegen Süden um den Post-See herum, bog gegen Norden zurück, wo hart westlich von Honigsee auf 3,5 km Länge eine Randmoräne gut zu erkennen ist. Dieser Moränen-Rücken zwingt die Honigau zu einer 1 km langen Schleife. Westlich von Neuwühren ist der Eisrand gleichfalls zu erkennen. Er schmiegt sich bei Raisdorfer-Holz an das Elmshenagener Hochgebiet an. Eine etwas jüngere Eisrandlage dieser Zunge verlief über Kittelkrug, Bahnhof Raisdorf und zwischen Reichsbahn und Reichstraße beim Hof Reuterkoppel, bog dann hart nach Norden ab und ging nach Vereinigung mit der älteren Eisrandlage gleichfalls in das Lilienthaler Hochgebiet über. So ist auch dieser dritte Vorlandgletscher eindeutig zu belegen.

Zur Frage der Altersstellung sei kurz auf die älteren Eisrandlagen hingewiesen (s. Abb. 2). Auf das Stadium der gewaltigen M-1-Moräne folgten einige nordöstlich von Bornhöved und besonders südlich des Diek-Sees mehr durch Reihen von Hohlformen als durch Höhenrücken angedeutete Eisrandlagen. Sie sind dem M-1-Zug angeschmiegt, verlaufen diesem also parallel.

Bei einigen, nach Rückschmelzen des Eises erfolgten Vorstößen wurden mehrere Höhenzüge abgesetzt, die nördlich vom Plöner See gegen Osten verlaufen. Ihr Anschluß an den Nunatak des Bungsberges ist nicht mehr erhalten. Mit dem innersten dieser Randlage, dem Höhenzuge Lepahn—Lebrade, vereinigt sich bei den Rixdorfer Tannen die äußerste Lage des nächst jüngeren Stadiums der oben erwähnten Lütjenburger Zunge. Vor diesem Stadium war also zwischen dem Nunatak im Osten und der hohen M-Moräne bei Rönne südlich von Kiel—Elmsenhagen ein einziger Eis-Lobus von rund 30 km Breite vorhanden. Er wird als Preetz-Plöner Eiszunge bezeichnet. Im nächstjüngeren Stadium aber treffen wir die oben erwähnten drei Vorlandgletscher. Diesem geht aber notgedrungen der Zusammenschub der fünf erwähnten Stauchmoränen-Hochgebiete voraus.

Es ergibt sich also: auf das jüngste Stadium der Preetz-Plöner Zunge muß zunächst ein großer Rückzug des Eises im ganzen Gebiet zwischen Kiel und dem Nunatak erfolgt sein. Als das Eis dann wieder vordrang, häufte es die fünf Stauchmoränen-Gebiete auf. Dies geschah vermutlich von einzelnen Zungen; die ungleiche Größe und vor allem die von einander so abweichenden Richtungen der Längsachsen dieser fünf Hochgebiete zeugen dafür. Erst nachdem diese Stauchmoränen-Höhen entstanden waren, drang das Eis nochmals aus den Lücken zwischen den Hochgebieten gegen Süden vor. Ob dies in der zweiten Hälfte jener Vorstoß-Phase geschah, denen die fünf Hochgebiete

ihre Entstehung verdanken, oder ob erst nach erneutem Rücktauen und abermaligem Anschwellen das Eis seine vorherige Randlage um 10 bis 12 km überannte, läßt sich nicht entscheiden.

Zweifelsfrei aber gestatten die eisentstandenen Formen in Wagrien abzuleiten, daß der allmähliche Rückzug des Eises von Vorstößen bis über 12 km Länge unterbrochen wurde.

## Begriffe in der Quartärforschung

Von Rudolf G r a h m a n n, Bielefeld

Die Fachausdrücke oder Begriffe, deren wir uns in der Wissenschaft bedienen, sollen zutreffend, eindeutig und plastisch, im wahren Sinne des Wortes „begreifbar“ sein. Aber wie Werkzeuge können sie sich durch Gebrauch, Zeit und neue Verwendungsarten abnutzen, sie verlieren an Schärfe, und ihr Sinn kann sich verändern. Bedeutungswandel ist eine allgemeine Eigenschaft des Wortschatzes jeder Sprache. Er ist am häufigsten und größten auf den Gebieten, die die rascheste Entwicklung erfahren. Dazu gehören in erster Linie die Naturwissenschaften. Das macht uns zur Pflicht, von Zeit zu Zeit die in unseren Wissensgebieten angewandten Begriffe zu überprüfen und zu schärfen, so wie ein Handwerker sein Gerät instandhalten muß.

Auf dem Gebiete der Quartärgeologie erscheint diese Forderung besonders notwendig, da kaum eine der geologischen Formationen in ihrer Deutung so grundlegende Wandlungen durchgemacht hat wie die Eiszeitforschung. Drifttheorie, Monoglazialismus, Polyglazialismus bilden die Marksteine dieser Entwicklung; Erkenntnisstufen, denen die Begriffe nicht allenthalben gefolgt sind.

In einem früheren Aufsätze (Z. f. Gletscherkunde 20, 1932) habe ich bereits über die Begriffe Diluvium, Eiszeit und Vereisung Bemerkungen gemacht, die sich aus der Entwicklung von der Großen Flut (der Drift) bis zur Anerkennung mehrerer pleistozäner Vereisungen ergaben. Das Diluvium oder Pleistozän sollte darnach nicht einfach als Eiszeit bezeichnet werden, sondern es wäre nach A. PENCK's Vorgange das Eiszeitalter, das in mehrere Eiszeiten oder Glaziale einzuteilen ist, in denen ausgedehnte Vereisungen stattfanden. Ich kann es vielleicht als Erfolg meines Aufsatzes ansehen, daß jetzt kaum noch von der (räumlichen) Ausdehnung oder der Grenze von Eiszeiten gesprochen wird, und daß auch die aus der Zeit des Monoglazialismus stammende Gleichsetzung von Diluvium und Eiszeit oder Glazial mehr und mehr verschwindet, da sie zu Irrtümern Anlaß geben kann. Der weiterhin von mir gemachte Vorschlag, von dem allgemeinen, im wesentlichen zeitlichen Begriffe glazial=eiszeitlich die engeren Bedeutungen glaziär und glazigen (eisgebunden und eisbedingt nach K. GRIPP) abzutrennen für Erscheinungen und Bildungen unter Wirkung des Gletschereises, ist zwar von mancher Seite befolgt worden, von anderer dagegen nicht. Das mag mehr an alter Gewöhnung liegen als an bewußter Ablehnung oder an Vorliebe für unklare Ausdrucksweise. Früher hat man oft aneinander vorbeigeredet, wenn einer unter einem glazialen Schotter nur einen von Schmelzwässern abgelagerten verstand, ein anderer aber jeden in einer Eiszeit aufgeschütteten. Und was eigentlich bedeutet fluvioglazial? Dieses schon sprachlich verhunzte Wort hat in der exakten Quartärforschung überhaupt keinen Platz und verschwindet daher mehr und mehr aus dem Fachschrifttum.

Auf die Gefahr hin, als Pedant oder Ketzer angesehen zu werden, kann ich nicht leugnen, daß ich auch den Ausdruck periglazial für sprachlich unrichtig halte, denn er bedeutet „um eine Eiszeit herum“, wogegen ja das nicht vereiste, aber dem eiszeitlichen, also glazialen Klima ausgesetzte Gebiet gemeint ist, das viel richtiger als periglaziär zu bezeichnen wäre.

Schlimmer aber als die hier nur gestreiften, nicht eindeutigen, z. T. auch entschieden unsachlichen Bezeichnungen rein eiszeitlicher Erscheinungen scheint mir die offenkundlich sprachlich unrichtige Benennung der zwischen den Eiszeiten liegenden Interglaziale als Zwischeneiszeiten. „Inter glaciales“ bedeutet „zwischen den Glazialen“. Aber bedeutet Zwischeneiszeiten tatsächlich „zwischen den Eiszeiten“? So wie ein Zwischendeck ein Deck zwischen anderen Decks, ein Zwischenraum ein Raum zwischen anderen ist, so wird der Hungerige verlangen, daß eine Zwischenmahlzeit eine Mahlzeit zwischen anderen ist, und ebenso sollte man erwarten, daß eine Zwischeneiszeit eben eine Eiszeit ist.

Das ist keine sprachliche Spitzfindigkeit, sondern entspricht dem im Volke üblichen Sprachempfinden. Im Frühjahr 1948 las ich in einer hannoverschen Zeitung unter der Überschrift „Vor einer neuen Eiszeit?“ eine Bemerkung, daß wir nach Aussage von Fachgelehrten einer Zwischeneiszeit entgegengingen. Selbst wenn man berücksichtigt, daß Unkenntnis in naturwissenschaftlichen Dingen sozusagen zum guten Tone und damit leider auch zum Rüstzeug vieler Journalisten gehört, ist doch dieser Irrtum sprachlich entschuldbar, und ich habe schon früher besonders bei Freunden der Urgeschichtsforschung die gleiche Auffassung kennengelernt. Es ist unsere Pflicht, solche widersprüchlichen Begriffe auszumerzen und durch bessere zu ersetzen. Ich habe das seit 1944 getan, indem ich in meinen — noch nicht erschienenen — Arbeiten den pleistozänen Eiszeiten die zwischen ihnen liegenden pleistozänen Warmzeiten gegenüberstellte. Wo man glaubt, mit dem deutschen Worte nicht auskommen zu können, wäre auch der sprachlich richtige Ausdruck Interglazial am Platze.

Wir haben also im Diluvium oder Pleistozän einen mehrmaligen Wechsel von Kaltzeiten und Warmzeiten und sprechen, da jene zu ausgedehnten Vereisungen führten, mit Recht von einem Eiszeitalter. Der Wechsel der Klimate gibt die Grundlagen für dessen Gliederung. Deshalb müssen die kalten und warmen Abschnitte besondere Bezeichnungen tragen. Eine Unterscheidung der einzelnen Eiszeiten durch bloße Zählung von der ersten zur letzten hat zur Voraussetzung, daß man sich über deren Zahl überall im klaren und einig ist. Das ist aber nicht einmal in Europa der Fall, und deshalb sollte hier jede solche Zählung der Eiszeiten wie der Warmzeiten unterbleiben. Die Zählung von rückwärts mag bei den Warmzeiten angehen, da wir es ja fast ausschließlich mit dem letzten und dem vorletzten Interglazial zu tun haben, das wir mit Recht auch als großes oder langes bezeichnen. Dagegen ist die in Norddeutschland bisweilen übliche Zählung der Eiszeiten als letzte, vorletzte und drittletzte recht schleppend und wird es noch mehr, wenn wir, wie in den Alpen und in England, auch noch eine viertletzte einzurechnen hätten.

Es war daher von PENCK und BRÜCKNER sehr richtig gehandelt, daß sie, die Unsicherheit und die Widersprüche bloßer Zählungen vermeidend, den alpinen Eiszeiten feste Namen gaben. Bekanntlich wählten sie dazu die Namen kleiner Flüsse im nördlichen Alpenvorlande. Die Namen wurden von PENCK und BRÜCKNER in Buchstabenfolge geordnet, wobei jeweils zwischen den Buchstaben genug Platz für die Einfügung etwaiger weiterer Eiszeiten bleiben sollte.

Weniger geschickt wurden die Namen der norddeutschen Eiszeiten gewählt. Zweifellos war es richtig, diesen, solange eine zeitliche Gleichstellung mit den

alpinen Eiszeiten unsicher war, eigene Namen zu geben. Aber die Flüsse Elster, Saale und Weichsel, nach denen sie benannt sind, haben ausgedehnte selbständige diluviale Ablagerungen verschiedener Eiszeiten hinterlassen, was den Gebrauch der norddeutschen Benennungen dort erschwerte, wo solche Flußablagerungen auftreten. Das ist beispielsweise bei Halle und Leipzig der Fall, wo Schotter der Elster und der Saale aus allen drei norddeutschen Eiszeiten weithin neben- und auch übereinander lagern. Begriffe wie elsterglaziale Saaleschotter, saaleglaziale Elsterschotter usw. sind nicht nur unschön, sondern für den Nichtfachmann schwer verständlich und verwirrend. Ich bin aus diesen Gründen bei meinen Arbeiten in jenen Gebieten zur Verwendung der alpinen Bezeichnungen übergegangen, nachdem mir auf Grund morphologischer, terrassenstratigraphischer und paläontologischer Beweise eine Gleichstellung der drei norddeutschen Eiszeiten mit den letzten drei alpinen als völlig gesichert galt. Ausdrücke wie mindelglazial und rißglazial lassen sich ohne weiteres auf Elster- und Saaleterrassen anwenden und selbst Begriffe wie Mindel- oder Rißmoränen sind dort verständlich, wo man sich scheuen würde, von Elster- oder Saalemoränen zu sprechen.

Noch weniger als im norddeutschen Vereisungsgebiete scheinen mir die norddeutschen Eiszeitnamen in dem breiten, nie vereisten Streifen am Platze zu sein, der sich durch Mittel- und Süddeutschland nach Böhmen-Mähren zieht. Sollte man hier etwa von einem Weichsellöß sprechen oder von saaleglazialen oder elsterglazialen Terrassen? Entschieden würde man auch hier den alpinen Benennungen den Vorzug geben.

Mit Rücksicht auf solche Erwägungen wurde daher im Jahre 1942 auf einer im Reichsamte für Bodenforschung in Berlin stattfindenden Aussprache, an der Quartärgeologen aller Zweigstellen teilnahmen, einmütig beschlossen, im gesamten Arbeitsbereiche die alpinen Bezeichnungen zu verwenden, wobei für eine auf zehn Jahre bemessene Übergangszeit die norddeutschen dort in Klammern beigefügt werden sollten, wo sie früher üblich gewesen waren. Damit wäre für Europa eine einheitliche Gliederung des Eiszeitalters erreicht, die sich auf die gleiche Benennung der Kaltzeiten stützt. Es ist dabei nicht nötig, immer zu diesen alpinen Bezeichnungen den Begriff —eiszeit hinzuzusetzen. Vielmehr genügen Ausdrücke wie rißzeitlich, wüर्मzeitlich oder einfach Riß, Würm, wie das bei anderen Formationsstufen längst geschieht.

Die zwischen den Eiszeiten liegenden Interglaziale oder Warmzeiten wurden von PENCK jeweils nach den benachbarten Eiszeiten benannt. Man kennt danach im wesentlichen die lange Mindel-Riß- und die kürzere Riß-Würm-Warmzeit. Diese Benennungen sind eindeutig, aber sie sind umständlich und schleppend. Wollte man diese Ausdrücke kürzen, indem man etwa sagen würde mindelrißzeitlich oder rißwürmzeitlich, so wären sie nicht mehr zutreffend, denn sie würden dann die Zeiten der benachbarten Glaziale mit umfassen, also bedeuten vom Mindel bis zum Riß und vom Riß bis zum Würm. Man sollte daher versuchen, die Warmzeiten durch bequemere eigene Ausdrücke zu bezeichnen, ähnlich wie das in England und in Nordamerika geschehen ist. Solche Benennungen sollten sich ebenfalls der Buchstabenfolge der alpinen Eiszeitnamen einordnen. Es zeigt sich nun, daß zwischen diesen sich gerade die Vokale einfügen, und zwar in folgender Weise: A, Donau, E, Günz, I, Mindel, O, Riß, U, Würm.

Daher wird vorgeschlagen, die Warmzeiten auf die Vokale zu beziehen. Es würde nun zwar genügen und hinreichend eindeutig sein, etwa von einer I-Warmzeit, einer O-Warmzeit und einer U-Warmzeit zu sprechen, wobei das

I auf infimal (unterst), das O auf optimal, das U auf ultimal hinweisen würden. Man könnte sich aber auch auf die Namen von Orten oder Flüssen einigen. Brauchbar würden mir beispielsweise die thüringischen Flüsse Ilm, Orla und Unstrut erscheinen, sofern nicht aus dem alpinen Gebiete bessere vorgeschlagen werden.

Das europäische Eiszeitalter wäre danach zu gliedern in

Würm	}	Jungpleistozän
Unstrut		
Riss	}	Mittelpleistozän
Orla		
Mindel	}	Altpleistozän
Ilm		
Günz		

Eine solche Namenreihe mag manchem auf den ersten Blick ketzerisch und ungewöhnlich vorkommen, und ich bin mir auch bewußt, daß meine Vorschläge nicht allenthalben Freude machen, sondern vielleicht auf Widerstand stoßen werden. Aber zu denen, die hier abgelehnte Ausdrücke früher angewendet haben, gehöre ich selbst. Was im besonderen die Namensreihe der Pleistozänstufen betrifft, so sei zunächst daran erinnert, daß es in keiner Formation Zeitstufen gibt, die keine eigene Bezeichnung tragen oder sich diese von den benachbarten Stufen entlehnen müssen, wie das bisher bei den Interglazialen der Fall war. Was jetzt vorgeschlagen wird, ist weiter nichts als die längst fällige Durchbenennung der pleistozänen Stufen in einer Weise, die rein zeitliche Abschnitte schafft, ohne über deren Art etwas auszusagen. Sie sind also nicht nur im Glazialgebiet, sondern überall im stratigraphischen Sinne anwendbar. Außerdem geben die Namen der Warmzeiten die Möglichkeit einer Untergliederung durch Zufügen von Zahlen, wie dies bei den Eiszeiten im Sinne der Vollgliederung bereits geschieht.

Begriffe sind eine Sache des Übereinkommens, ihr Gebrauch eine solche der Gewöhnung. Daß das vorgeschlagene Schema für die Gliederung des europäischen Pleistozäns ein bequemes Gerüst bietet, das auch im Sinne der Vollgliederung des Eiszeitalters weiter ausbaufähig ist und schließlich auf außereuropäische Gebiete ausgedehnt werden kann, steht außer Zweifel.

#### Nachwort

Mittlerweile hat sich INGO SCHÄFER (Bemerkungen zur Nomenklatur der Eiszeitforschung, Pet. Mitt. 1951, S. 26) meinen früheren und den vorstehenden Vorschlägen in wesentlichen Punkten angeschlossen, indem er scharf zwischen Vereisung und Eiszeit unterscheidet, den Ausdruck Zwischeneiszeit als sinnwidrig ablehnt und das fast nur noch im perialpinen Bereiche bis zur Deuquatagung 1950 übliche, sprachlich falsch gebildete und inhaltlich sinnlose Wort fluvioglazial durch glazifluviatil ersetzt (aber dennoch auf S. 29 oben wieder von fluvioglazial spricht). Dagegen schließt er sich meinem Vorschlage, das Wort glazial nur zeitlich (eiszeitbedingt) zu verwenden, für eisbedingte oder eisgebundene Erscheinungen dagegen glaziär zu sagen, nicht an, obwohl er die Notwendigkeit eines solchen Ausdruckes zugibt, indem er das auch von mir anerkannte Wort glazien auch auf all das ausdehnt, was ich als glaziär bezeichnet habe. Man wird wohl kaum J. SCHÄFER's Vorschlag, alle heutigen Erscheinungen im Gletscherbereiche als glazial zu bezeichnen, glücklich finden, denn wie soll man dann im Hochgebirge das eiszeitliche, wie das heutige definieren? Und wo liegt für J. SCHÄFER die äußere Grenze der Periglaziale? Wir wissen heute, daß in Europa das eiszeitliche Klima überall kalt war, deshalb kam es auch überall zur Aufschotterung in den Flußtälern, und es wäre doch absurd, die Schotterterrassen etwa des

Maingebietes oder Frankreichs oder der Iberischen Halbinsel als „periglazial“ zu bezeichnen, wo sie doch ganz schlicht eiszeitlich, d. h. glazial sind. J. SCHÄFER allerdings ist der unverständlichen Meinung, die Bildung dieser Schotterterrassen falle „nach der bisher üblichen Auffassung sowieso ins Interglazial“ und nur die diluviale Terrassenbildung im Alpenlande sei vornehmlich in die (Früh-) Glazialzeiten zu stellen. Einer solchen falschen Vorstellung gegenüber ist jedoch immer wieder zu betonen, daß die pleistozänen Kaltzeiten das Primäre waren, mit weltweiten Wirkungen, zu denen in kalten Klimaten die Aufschotterungen in den Tälern und auch die Vereisungen gehörten. Es ist daher heute nicht mehr möglich, alle diese Erscheinungen allein aus der Enge alpiner oder perialpiner Schau betrachten zu wollen — wobei noch hinzuzufügen wäre, daß am südlichen Alpenrande weitgehend die gleichen Auffassungen bestehen, wie wir sie vertreten (vergl. S. VENZO: *Revisione del Glaciale nella Bassa Val Cavallina*. *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali* 88 1949). Auf weiteres einzugehen, verbietet der Platzmangel. R. Grahmann, 14. 2. 51

## Plio-Pleistozängrenze und Günzeiszeit in Nordwestdeutschland

Von Daniel Wirtz und Henning Illies in Hamburg. Mit 1 Abb.

### INHALT:

Einleitung.

Sedimente und Sedimentationsbedingungen (ILLIES)

Glimmerton

Limonitsandstein

Feinsand

Kaolinsand

Einflüsse einer alten Landoberfläche.

Die Altersstellung der Schichtglieder des Morsumkliffs (WIRTZ)

Bisherige Deutungen

Neue Deutung.

Plio-Pleistozängrenze und Günzeiszeit.

Literaturverzeichnis.

### Einleitung

Das Profil vom Morsumkliff auf Sylt ist das einzige in Nordwestdeutschland, das eine vollständige Schichtenfolge zwischen dem Glimmerton und der Mindel(=Elster) Moräne aufgeschlossen zeigt. Die Glieder dieser Folge wurden bisher in das Pliozän gestellt. Die Revision der Fauna des Sylter Limonitsandsteins (WIRTZ 1949) ergab, daß ein beträchtlicher Teil des Sylter Profils, in Übereinstimmung mit der Festlegung der Plio-Pleistozängrenze zu London 1948, dem ältesten Pleistozän (Günz) zuzurechnen sei.

Die Verfasser haben es daher unternommen, dieses Profil einer detaillierten sedimentpetrographischen und stratigraphischen Untersuchung zu unterziehen und damit ein Standardprofil für die Festlegung der Plio-Pleistozängrenze in Nordwestdeutschland zu geben.

### Sedimente und Sedimentationsbedingungen

(Von H. Illies)

Glimmerton. Als Tiefstes des Profils am Morsumkliff (Abb. 1) tritt dunkler Glimmerton mit reicher Kalkschalerfauna auf. Der Ton weicht nur geringfügig von der üblichen Glimmertonfazies ab, wie sie kennzeichnend ist für das



Abb. 1: Profil des Morsumkliff unterhalb des Gasthofes Nösse/Sylt. Länge 300 m. a=Glimmerton, b=sandiger Glimmerton, c=Basiskonglomerat, d=Limonitsandstein, e=Feinsand, f=Kaolinsand. Die Schrägstellung sowie die Verwerfung im Ostteil des Profils sind durch glaziale Stauchung hervorgerufen.

gesamte jüngste Tertiär im östlichen Nordseebecken: einzelne Schill-Lagen lassen bereits den Einfluß schwacher Grundströmungen erkennen, und in den obersten Partien treten Mergelkonkretionen auf. Die obersten 10 Meter sind stark feinsandig und fossilfrei. Die Nordsee der Glimmertzeit mit ihren ausschließlich feinklastischen Sedimenten bezeichnet ein stark ausgeglichenes Relief in den skandinavischen Liefergebieten.

**Limonitsandstein.** Mit scharfer Grenze wird die tertiäre Schichtfolge vom Limonitsandstein überlagert, der stellenweise mit einem Basiskonglomerat, bestehend aus gerollten Molluskensteinkernen und groben Quarzgeröllen, einsetzt. Die Mächtigkeit des Limonitsandsteins beträgt 20 Meter. Petrographisch ist es ein fein- bis mittelkörniger Quarzsand mit limonitischem Bindemittel. In regelmäßigen Abständen von ca. 1 Meter tritt lagenweise Sideritsandstein auf. Die in Steinkernerhaltung bewahrten Mollusken sind vielfach pflasterartig angereichert. Fisch- und Knochenreste von Meeressäugern bilden stellenweise eine Art Bonebed und gaben zu verbreiteter Vivianitbildung Anlaß (WETZEL 1937). Das Gestein ist größtenteils von bogiger Kreuzschichtung mit Schichtneigungen bis zu 20° durchsetzt. Die Sedimentation fand demzufolge in stark bewegtem Flachwasser statt. Nach HECK (1944) bildete das Meer damals eine den Nordwesten Schleswig-Holsteins umfassende Einbuchtung. Die vollständige Vererzung des Sediments läßt starke Eisenlösung auf dem benachbarten Festland vermuten, wie sie im kühl-humiden Bereich gegenwärtig im Gefolge flächenhafter Vermoorung auftritt.

Etwa 15 Meter über der Basis des Limonitsandsteins tritt ein zweiter Geröllhorizont auf. Unter den Geröllen überwiegen bis 5 cm große, stark abgerollte Milchquarze. Daneben treten an dieser Stelle zum ersten Mal die wenig gerundeten bis kantigen verkieselten Silurkalke zusammen mit frischen Granit- und Feldspattrümmern auf (GRIPP 1922). Die Geröllführung ist petrographisch die gleiche wie sie später im Kaolinsand auftritt. Es fehlt dagegen die Korrosion der Feldspäte in den feldspatführenden Gesteinen. Die Gerölle weisen darauf hin, daß die Kaolinsandflüsse an der Schüttung des Limonitsandsteins bereits maßgeblich beteiligt waren. Stratigraphisch bedeutet das, daß während der Bildung des Limonitsandsteins weiter im Binnenland bereits fluviatile Aufschotterung nach Art des Kaolinsandes herrschte (vergl. hierüber die Untersuchungen von BERGER 1941 in Ostdeutschland).

**Feinsand.** Durch Abnahme des Eisengehaltes leitet der Limonitsandstein allmählich zu der rund 35 m mächtigen Feinsandserie über. Es sind deutlich geschichtete fossilfreie Feinsande mit einzelnen tonigen Lagen und gelegentlich schwach angedeuteter Schrägschichtung. Ihre Zwischenstellung zwischen fluviatil beeinflussten Litoralsedimenten und echten Flußschottern läßt deltaischen Ursprung vermuten. In Deltten größerer Ströme mit geringem Gefälle kommen häufig derartige Sedimente zum Absatz.

**Kaolinsand.** Am Morsumkliff ist nur ein 5 m mächtiger Rest vor der glazialen Abscherung bewahrt geblieben. An zahlreichen anderen Stellen der

Insel tritt der Kaolinsand dagegen ungestört an die Oberfläche und zeigt in Bohrungen Mächtigkeiten zwischen 20 und 30 Metern. Das Sediment hat seinen Namen nach dem Auftreten zahlreicher korrodierter und weißgebleichter Feldspattrümmer, die stellenweise zu Kaolin zersetzt sind. Die tiefsten Partien sind kreuzgeschichtet, darüber überwiegt regelmäßige Diagonalschichtung. Vielfach sind Geröllbänke und Tonflasern eingeschaltet. Meist sind es mittel- bis grobkörnige Sande mit seifenartig angereicherten Erzen, insbesondere Magnetit und Ilmenit. Die an sieben Aufschlüssen angestellte Analyse der Schrägschichtung (ILLIES 1949) läßt bei nördlicher bis nordwestlicher Fließrichtung den Einfluß eines breiten Stromsystems mit geringem Gefälle, sehr reicher Geschiebeführung und mittleren bis großen Fließgeschwindigkeiten erkennen. Bemerkenswert ist die 30 Meter erreichende flächenhafte Aufschotterung, die sich im gesamten Verbreitungsgebiet des Kaolinsandes größtenteils ohne nennenswerte vorhergehende Taleinschneidung vollzog. Ein großer Teil des norddeutschen Flachlandes von Ostdeutschland bis nach Ostfriesland und Südjütland wurde von dieser Aufschotterung betroffen, von der heute infolge der glazialen Ausräumung nur noch Reste vorhanden sind. Die Bewältigung derart erheblicher Schottermassen setzt ein wasserreiches Stromsystem mit starkem Gefälle im Einzugsgebiet und sehr geringem Gefälle im Unterlauf voraus. Die kräftige Heraushebung Skandinaviens gegenüber dem relativ stabilen norddeutschen Tiefland, dessen Relief zu dieser Zeit durch den mehr oder minder ebenen einstigen tertiären Meeresboden bestimmt wurde, ermöglichte bei gleichzeitiger starker Zunahme der Niederschlagsmenge eine flächenhafte Verlagerung der auf den skandinavischen Rumpfflächen angereicherten Restschotter nach Süden. Wie die an verschiedenen Stellen angestellten Schotteranalysen (STOLLEY 1900, HUCKE 1928) zeigen, folgten die Flüsse der Ostseesenke und durchflossen das norddeutsche Flachland in westlicher Richtung zur Nordsee, wo sie breite Deltan aufbauten und dadurch die Nordseeküste wohl wesentlich vor die heutige Küstenlinie vorverlegten.

Die an den einzelnen Geröllhorizonten des Sylter Profils vorgenommene Schotteranalyse umreißt das Einzugsgebiet des Flußsystems. Wie im Limonitsandstein läßt sich auch im Kaolinsand eine scharfe Zweiteilung des Geröllbestandes in deutlich gerundete Quarze und wenig bis nicht gerundete Nichtquarze vornehmen. Um den Gegensatz zahlenmäßig ausdrücken zu können, wurde in den einzelnen Geröllhorizonten für jede Geröllklasse der durchschnittliche Rundungsgrad als Mittel von je 50 Messungen ermittelt. Der Rundungsgrad ist ausgedrückt als Quotient des Volumens einer Kugel mit dem Querschnitt gleich der Fläche des größten Hauptschnittes des Gerölls und des tatsächlichen Geröllvolumens. Der Wert beträgt für ein kugelförmig abgerolltes Geröll 1 und steigt mit abnehmender Rundung. Die Messungen erfolgten an Geröllen zwischen 14 und 34 mm Durchmesser.

Es wurden die folgenden Werte ermittelt:

	Quarze	Nichtquarze
Kaolinsand	1,73	3,04
Limonitsandstein	1,75	2,29
Basiskonglomerat	1,54	fehlen

Die Quarze sind typische Gangquarze (Milchquarze), wie sie insbesondere für das kaledonische Skandinavien charakteristisch sind. Pegmatitquarze fehlen so gut wie vollständig. Die Gerölle besitzen eine eiförmige bis zylindrische (fluviale) Abrollungsgestalt und erreichen im höheren Kaolinsand 16 cm Größe. Im Basiskonglomerat hat nachträgliche Brandungsabrollung stattgefunden (stärk-

ste Geröllrundung). Das zahlreiche Auftreten solcher Quarze in Flußschottern, die ihren Weg durch die baltische Senke genommen haben, läßt in Skandinavien ein dem heutigen verwandtes Flußsystem vermuten. Das Zurücktreten fennoskandischen Kristallin-Materials in den Schottern ist wohl damit zu erklären, daß diese Gesteine damals noch nicht der Flußerosion unterlagen, da sie von der Sedimentdecke vollständig überlagert waren.

Die Nichtquarze des Limonitsandsteins und Kaolinsands sind größtenteils silifizierte Silurkalke. Ihre Oberfläche ist löcherig und kantig, vielfach auch zellig bis schlackig beschaffen. Im feineren Material verschärft sich noch der Gegensatz zwischen gerundetem und nicht gerundetem Material durch das Hinzutreten zahlreicher gebleichter Feldspattrümmer, die in scharfen Bruchstücken bis zu 20% des Sediments ausmachen. Da auch die Härte dieser Komponenten geringer ist als die der Quarze, glaubte man die fehlende Abrollung nur dadurch erklären zu können, daß die Gerölle den rund 1000 km langen Transportweg durch eine Eisschollendrift überbrückt hatten (STOLLEY 1900, KOCH 1927, HUCKE 1928). Tatsächlich bezeichnet aber die zellig-schlackige Oberfläche mancher Silifizikate unvollständig verkieselte Kalke, aus denen der Kalk sekundär herausgelöst wurde. Der Sand an der Flußsohle tat ein weiteres, indem er der wechselnd starken Verkieselung folgend ein neues Relief modellierte. Die Eckigkeit der Feldspat-Trümmer ist dagegen lediglich durch die Spaltbarkeit bedingt. Während also bei den Quarzen der Sandschliff an der Flußsohle runde Flächen erzeugte, bewirkte er bei den Nichtquarzen das Gegenteil: eine Abnahme der Abrollung mit zunehmendem Transportweg.

Immerhin verdient zweierlei festgehalten zu werden: 1. Die Transportenergie in dem gefällsarmen Unterlauf reichte aus, um von Zeit zu Zeit bis zu 15 cm große Gerölle zu befördern. 2. 15 cm große Gerölle, rund 1000 km vom Einzugsgebiet entfernt, bedeuten unter Berücksichtigung des Abrollungsvorganges enorm große Anfangsgerölle und entsprechend hohe Fließgeschwindigkeiten im Oberlauf. Es muß daher weiter mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß im skandinavischen Einzugsgebiet ein Teil des Transportweges durch Gletscherschub oder Eisschollendrift überbrückt wurde.

Während im feineren Material der Nichtquarz-Anteil 20% erreicht, machen die größeren Gesteinsgerölle auf die Gesamt-Geröllführung nicht mehr als zwei Prozent aus. Neben ganz vereinzelt Graniten, Porphyren, Metamorpheniten und präkambrischen Sandsteinen sind es größtenteils verkieselte kambrosilurische Kalke. An Hand ihrer reichen Fossilführung gelang es, sie auf ein ausgedehntes Heimatgebiet zwischen Estland und Mittelschweden zurückzuführen (STOLLEY 1900, 1929 und HUCKE 1928). Im höheren Kaolinsand treten vielfach verkieselte Wurzelböden vom Habitus der Braunkohlenquarzite hinzu (STOLLEY 1900, HUCKE 1928).

Die Kalke sind ausnahmslos silifiziert. Selbst aus 15 cm großen Silurblöcken ist aller Kalk durch Kieselsäure verdrängt. Die Verkieselung der Gerölle ist größtenteils im Heimatgebiet erfolgt. Dies beweisen Gelstrukturen und Diffusionsringe, die in keinerlei Richtungsbeziehung zur heutigen Gerölloberfläche stehen. Man darf wohl mit THIELE (1941) annehmen, daß die Verkieselung bereits alttertiären Alters und als Verwitterungserscheinung auf der skandinavischen Landoberfläche erfolgt ist.

Einflüsse einer alten Landoberfläche. Während im Geröllhorizont des Limonitsandsteins völlig frische Feldspattrümmer auftreten und auch im tieferen Kaolinsand noch unzersetztes Feldspatmaterial vorkommt, sind im höheren Kaolinsand alle Feldspäte weiß gebleicht und gewöhnlich so stark

korrodiert, daß sie bei einfacher Berührung zerfallen. Auch größere Kristallingerölle sind vielfach völlig zermürbt, also in einen Zustand versetzt, in dem sie nicht der geringsten mechanischen Beanspruchung durch einen Flußtransport mehr standhalten. Es hat demzufolge noch nach der Ablagerung des Kaolinsandes eine starke Korrosion des Mineralbestandes stattgefunden (KOCH 1927, HUCKE 1928, RICHTER 1935). Die Zunahme des Zersetzungsgrades zum Hangenden hin läßt erkennen, daß es sich um einen Verwitterungsvorgang gehandelt hat, der von der Kaolinsand-Oberfläche ausgegangen ist. Diese Annahme wird durch neuerliche Untersuchungen von WEYL (1949) bestätigt. Ein Schwermineral-Profil aus dem Kaolinsand von Lieth bei Elmshorn zeigte eine stark nach oben zunehmende Korrosion. In Zusammenhang mit diesem Prozeß dürfte die sekundäre rindenhafte Einkieselung mancher Kaolinsand-Gerölle zu erklären sein.

Eine starke Korrosion der Feldspäte im Verein mit einer vollständigen Herauslösung der Eisenverbindungen findet dort statt, wo zirkulierende humussaure Wässer längere Zeit auf ein Gestein einwirken können, ohne neutralisiert zu werden. Man kann annehmen, daß auf den kalkfreien Flußschottern bei Flußverlagerungen eine flächenhafte Vermoorung Platz griff, in deren Gefolge die Verwitterungserscheinungen eintraten. Zahlreiche Torf- und Braunkohlenflözchen, die an vielen Stellen im Kaolinsand erbohrt wurden, bestätigen diese Erklärung. Die Erscheinung weist auf das gleiche kühle und ungewöhnlich niederschlagsreiche Klima, welches bereits zur Deutung der Vererzung des Limonit-sandsteins und zur Erklärung der flächenhaften Schüttung der Kaolinsande angenommen werden mußte.

Hiermit ist der altpleistozäne Sedimentationszyklus im Sylter Gebiet abgeschlossen. Der Kaolinsand wird gewöhnlich von einer älteren Mindel- (= Elster-) Moräne und einer jüngeren Riß- (= Saale-) Moräne überlagert. Die einzelnen ausgeschiedenen Stadien der Sedimentbildung im Sylter Raum sind zunächst weniger stratigraphisch oder klimatisch als durch den örtlichen morphologischen Wandel zu verstehen. Dennoch läßt sich ungezwungen ein Kulminationspunkt des pluvialen Klimazyklus erkennen, der im Sylter „Crag“-Profil im höheren Kaolinsand steckt. Dort erreichten 15 cm große, aus Mittelskandinavien stammende Gerölle das Gebiet der heutigen Nordseeküste, eine Transportenergie, die während der gesamten langen Abtragungsgeschichte des skandinavischen Rumpfgebirges sonst niemals erreicht wurde. Ob es während dieser Zeit in Skandinavien zu ersten Vereisungs-Ansätzen kam, ob die erwähnten Braunkohlenflözchen während jener Pluvialzeit oder in einem ersten „Interglazial“ entstanden, geht aus den sedimentpetrographischen Befunden nicht hervor.

#### Die Altersstellung der Schichtglieder des Morsum-Kliffs (Von D. Wirtz)

Bisherige Deutungen. Die Altersstellung der beiden fossilführenden Horizonte des Morsumkliffs ist schon frühzeitig erörtert worden. C. SEMPER (1856) erkannte als erster, daß die Fauna des Limonitsandsteins mit der des englischen Crag nahe verwandt sei, während die des Glimmertons mehr miozäne Züge besitze. In der Folgezeit geriet allerdings diese Erkenntnis wieder in Vergessenheit, und Glimmerton und Limonitsandstein wurden zusammen dem Obermiozän zugerechnet.

Erst GRIPP (1922) griff die Frage wieder auf. Er untersuchte die Fauna des Limonitsandsteins gesondert, unterstrich ihre Beziehung zur Crag-Fauna und

stellte sie ins Unterpliozän. Den Glimmerton stellte GRIPP auf Grund eines dort gefundenen Zahnes von *Hipparion gracile* ins Pont. Er schließt sich dabei der französischen Ansicht an, daß das Pont noch ins höchste Obermiozän gehöre. Der Limonitsandstein ist seiner Meinung nach etwas älter als die englische Lenham-Stufe.

STAESCHE (1930) befaßte sich im einzelnen mit dem Sylter Glimmerton. An Hand einer faunistischen Analyse horizontiert entnommener Proben zeigte er, daß der Sylter Glimmerton das jüngste Glied des nordwestdeutschen Glimmertons sei und daß auch innerhalb des Sylter Schichtstoßes noch eine fortschreitende Verarmung der miozänen Anreicherung borealer und pliozäner Molluskenarten vor sich ging.

THIELE (1941) diskutierte noch einmal die Altersfrage des Sylter Tertiärs, ohne neue Gesichtspunkte vorzubringen. Sein Versuch, auf Grund lithologischer Argumente die GRIPP'sche Gliederung anzufechten, erscheint wenig überzeugend.

Für den Kaolinsand gab es natürlich keinerlei Möglichkeit einer paläontologischen Altersbestimmung. Da er jedoch ohne irgendeine Zäsur aus der Feinsandstufe im Hangenden des marinen Limonitsandsteins hervorgeht, sah ihn GRIPP als fluviatiles Oberpliozän an und alle späteren Autoren (W. WETZEL, HECK und THIELE) sind ihm darin gefolgt.

So war das Sylter Profil bisher folgendermaßen altersmäßig eingestuft:

Kaolinsand	„Oberpliozän“	
Limonitsandstein	„Unterpliozän“	(= Schichtlücke unterhalb der Lenham-Stufe bzw. des Diestian)
Glimmerton	„Pont“	(= obermiozäner mariner Horizont, der im belgisch-niederländischen Becken nicht mehr entwickelt ist).

Neue Deutung. Die Kenntnis der anglo-belgisch-niederländischen Crag-Bildungen ist nun in neuerer Zeit erheblich verbessert worden. Gleichzeitig tauchte die Frage auf, wo in dieser Schichtfolge die Grenze zwischen Plio- und Pleistozän zu ziehen sei. Dabei vollzog sich eine Verschiebung der Auffassungen über die Stratigraphie des „Plio-“. Crag-Horizonte, die noch zur Zeit der GRIPP'schen Veröffentlichung als Oberpliozän galten, wurden nun als Alt-Pleistozän angesehen. Anlässlich des Internationalen Geologen-Kongresses 1948 zu London wurde eine Kommission für die Plio-Pleistozängrenze eingesetzt. Sie entschied sich einmütig dafür, die marine italienische Folge als „Typen-Schichtfolge“ zu betrachten und die pleistozäne Untergrenze an die Basis der Calabrischen Stufe zu verlegen. Sie erklärte, daß weiterhin in erster Linie marine Schichtfolgen für die Auffindung der Plio-Pleistozängrenze benutzt werden sollten.

Für die Crag-Bildungen der Nordsee wurde zwar keine endgültige Grenzziehung herbeigeführt, doch dominiert die Anschauung, daß zumindest die jüngere Hälfte des Red Crag bereits dem ältesten Pleistozän angehöre. Neuere, z. T. noch unveröffentlichte Untersuchungen über die Foraminiferenfaunen des belgisch-niederländischen Crag und die Bryozoen des anglo-belgischen Crag, von denen mir die Herren Dr. VAN VOORTHUYSEN und DRs. R. LAGAAIJ (Leiden) freundlichst Kenntnis gaben, verstärken die Wahrscheinlichkeit, daß die plio-pleistozäne Grenze zwar nicht an der Basis des Red Crag aber doch in dessen tieferem Teil d. h. über der Walton-Stufe zu ziehen sei — wenn man den Empfehlungen der genannten Kommission für die Plio-Pleistozängrenze folgen will.

WIRTZ (1949) hatte nun die Fauna des Limonitsandsteins von Sylt einer Revision unterzogen und dabei gefunden, daß ihre Beziehungen zum englischen

Crag doch enger seien, als GRIPP es angenommen hatte. Auf Grund der Fauna wurde der Limonitsandstein mit dem Waltonian des englischen Crag parallelisiert. Für die Einzelheiten der Beweisführung sei auf die genannte Arbeit verwiesen.

Durch diese Parallelisierung läßt sich die Schichtfolge des Morsum-Kliffs von Sylt zumindest an einer Stelle in das stratigraphische Schema von England-Holland-Belgien einhängen. Die Walton-Stufe und die gleich alte Poederlian-Stufe von Belgien-Holland zeigen in ihrer Fauna alle Anzeichen des Übergangs; gleichwohl muß man sie noch dem höchsten Oberpliozän zurechnen. Die gleiche Folgerung gilt nun auch für den Limonitsandstein, der also stratigraphisch den tiefsten Red Crag und das höchste Oberpliozän im östlichen Nordseebecken vertritt.

Die Frage des Alters des Sylter Glimmertons muß bis zum Abschluß laufender Arbeiten noch offen gelassen werden. Wie auch immer sie beantwortet werden mag: es läßt sich nicht leugnen, daß zwischen Glimmertons und Limonitsandstein ein Aufarbeitungshorizont liegt, der vielleicht mit einer Schichtlücke zusammenfällt. Außerdem sind die höchsten 10 m des Glimmertons fossilleer. So können wir über die paläogeographische und stratigraphische Bedeutung jenes Zeitraumes zwischen den letzten Fossilbänken des Glimmertons und den Küstensedimenten des Limonitsandsteins nichts Sicheres aussagen.

Wenn man also von einer Datierung der tiefsten Teile des Morsum-Kliffs zunächst absieht, so ergibt sich, daß die Plio-Pleistozängrenze unmittelbar im Hangenden des marinen Limonitsandsteins zu ziehen ist, wenn man stratigraphischen Prinzipien folgt. Würde man den Charakter der Sedimente zur Richtschnur der Gliederung machen, so müßte man den Limonitsandstein wohl bereits zum Pleistozän stellen. Die Glimmertons-Sedimentation läßt darauf schließen, daß in einer langen Zeit epirogener Ruhe und morphologischer Ausgleichlichkeit nur wenig grobklastischer Detritus ins Meer geführt wurde. Das entspricht unseren Vorstellungen von der Zeit der mio-pliozänen Peneplanisierung. Der Wechsel am Ende dieser Phase erscheint in den Sedimenten der Nordsee zunächst langsam, später aber mit ruckartiger Schärfe abgebildet. Bereits im obersten fossilführenden Glimmertons finden sich Schill-Lagen, die reich an groben Quarzkörnern sind. Dann folgen die feinsandigen obersten 10 m fossilleeren Glimmer„tons“. Und dann, nach einer Unterbrechung von unbekannter Dauer beginnt mit dem Limonitsandstein ein neuer Sedimentations-Zyklus, klimatisch und morphologisch bedingt, der in den höheren Kaolinsanden kulminiert und sich als ganzes schroff von dem älteren Zyklus abhebt. Er beginnt mit dem Auftauchen von gröberen Fluß-Sanden und Schotter-Bestandteilen in Küstensedimenten des obersten Plioziäns. Dann greift eine mächtige Schüttung von Delta-Sanden auf unser Gebiet über und macht schließlich reiner Fluß-Aufschotterung Platz.

Der Beginn dieses Zyklus konnte stratigraphisch mit der Basis des englischen Red Crag parallelisiert werden. Besteht die Ansicht von dem Ablauf der Entwicklung im Sylter Profil zu Recht und trifft die Altersdatierung seiner Basis zu, dann muß ein ähnlicher sedimentärer und klimatischer Ablauf auch in den gleichalten Serien Englands und Belgien-Hollands zu finden sein. Das ist tatsächlich der Fall. Der mit dem älteren Red Crag (Waltonian-Poederlian) beginnende Zyklus führt über den jüngeren Red Crag (Amstelian) zum Icenian, das den Höhepunkt des feuchtkühlen Klimas wie auch der Schutttufuhr bezeichnet. Gleichzeitig verarmen die marinen Faunen progressiv, und auch die wenigen bisher bekannt gewordenen Braunkohlen weisen auf ein recht kühles Klima

(THIERGART 1942, STOCKMANS 1943). Das Sylter Profil ist oberhalb des Limonitsandsteins fossilfrei, doch läßt der Vergleich mit dem englischen und belgisch-holländischen Profil den Schluß zu, daß der jüngere Red Crag und das Icenian in den Feinsanden und dem Kaolinsand enthalten sind. Das Maximum der fluviatilen Aktivität im höheren Kaolinsand dürfte mit dem Höhepunkt der Klimadepression im Icenian (englische Autoren zitiert bei ZEUNER 1945, SCHREUDER 1944, TAVERNIER 1943, ten DAM-REINHOLD 1941, VAN VOOR-THUYSEN 1950) zusammenfallen. Eine Altersbestimmung des Sylter Zyklus im Einzelnen ist natürlich unmöglich, doch ist sein Beginn durch die Basis, seine Kulmination durch den oberen Kaolinsand angezeigt.

### Plio-Pleistozängrenze und Günzeiszeit

Die erste der vier alpinen Eiszeiten, die Günzeiszeit, hat ein stark entwickeltes Gegenstück nur in der nordamerikanischen Nebraskan-Vereisung gehabt. Aus anderen Erdteilen sind die Zeugnisse spärlich und unsicher. Sicher ist dagegen, daß die Günzeiszeit weithin den Charakter einer pluvialen, kühlen Periode hatte. Die Untergrenze des Pleistozäns kann daher auch nicht durch glaziale Bildungen definiert werden. Die Kommission des Internationalen Geologenkongresses London 1948 für die Plio-Pleistozängrenze hat daher einmütig festgestellt, daß die Untergrenze des Pleistozäns dorthin zu verlegen sei, wo in der italienischen Neogenfolge die ersten Anzeichen einer Klimaverschlechterung zu erkennen seien. Das sei an der Untergrenze des Calabrien/Villafranchian der Fall. Wendet man diese Entscheidung „in order to eliminate existing ambiguities“ auf den englischen Crag an, so muß die Plio-Pleistozängrenze mindestens bis unter den Newbournian Crag hinabgezogen werden.

H. L. MOVIUS (1949) hat alles verfügbare Material zusammengestellt, aus dem die klimatisch-sedimentär-morphologische Wende der Plio-Pleistozängrenze auf der ganzen Erde ersichtlich wird. Es wird dabei verständlich, daß außerhalb der wenigen im ältesten Pleistozän vergletscherten Gebiete Umwelt und Leben vielfach noch ein Gepräge trugen, wie man es bisher wohl oft als „oberpliozän“ bezeichnete. Solche „oberpliozänen“ Ablagerungen werden dann von „eiszeitlichen“ überlagert: dazwischen klafft ein scheinbarer Hiatus, der sich leicht überbrücken läßt, wenn man bedenkt, daß das Pleistozän nicht mit der „Eiszeit“ ident ist. Die Klärung der diesbezüglichen Begriffe durch die Beschlüsse des Londoner Kongresses ist deshalb sehr zu begrüßen: die Forderung, „that the plio-pleistocene boundary should be based on changes in marine faunas“ eröffnet die Möglichkeit, bisher als pliozän betrachtete Horizonte dem Pleistozän einzugliedern und damit die „praeglazialen“ Lücken zu schließen.

Im Einklang mit diesem Prinzip kann man durchaus den Limonitsandstein von Sylt als Grenzschrift zwischen Plio- und Pleistozän betrachten. Er leitet den Sedimentationszyklus ein, für dessen Schichtglieder die Bezeichnung „Crag von Sylt“ vorgeschlagen wurde (WIRTZ 1949). Es soll dadurch die Altersbeziehung zu den so ähnlichen und gleichaltrigen fluviatilen, deltatischen und marinen Bildungen Ostenglands, Belgiens, der Niederlande und Islands zum Ausdruck gebracht werden.

Daß die entsprechenden Icenian-Ablagerungen Englands und der Niederlande im Großen gesehen der Günzeiszeit angehören, ist seit längerer Zeit erwiesen. Erwiesen ist auch, daß das Klima dieser Zeit zumindest kühl und feucht war. Dafür, daß es glazial im Sinne des späteren Pleistozäns gewesen sei, sprechen allerdings keine Anhaltspunkte. Zu glazigenen Bildungen der alpinen Günzvereisung gibt es von der Nordsee her keine Beziehungen. Die allgemeine Klima-

depression scheint nun, wie im Vorstehenden gezeigt, auch in Skandinavien im höchsten Falle zu örtlichen Vergletscherungen besonders stark steigender Gebirgsteile geführt zu haben, die allerdings das Ausmaß der alpinen Günzvereisung nicht erreichten. Umso stärker war die Entwässerung der vom Atlantik her auf dieses steigende Land niedergehenden Niederschlagsmengen. Unter derartigen Verhältnissen sind die Cragsschichten von Sylt entstanden. Sie vermitteln uns einen Eindruck von dem Geschehen im skandinavischen Raum, von dem auch im weiteren Umkreis Klima und Sedimentbildung der übrigen Nordseeküsten, beeinflußt waren.

ZEUNER (1945) glaubt, die von den Anhängern der Strahlungsgliederung angenommene Zweiteilung der alpinen Günzvereisung auch in England wiederzuerkennen und zwar in einer kalten Phase des jüngeren Red Crag und einer zweiten im höheren Icenian. Auch ZONNEVELD (1947) möchte eine solche Zweiteilung für das Icenian des Peel-Gebietes annehmen, wobei er die Tegelenstufe in das sogenannte Günz-Interstadial verlegt. Es ist nun vor allem fraglich, ob sich eine Zweiteilung der alpinen Günz durch Befunde im Gelände bestätigen läßt. Die Sylter Abfolge günzeiszeitlicher Sedimente läßt keinen Schluß auf eine derartige Zweiteilung zu, es sei denn, man würde die Geröllhorizonte im höheren Limonitsandstein und im höchsten Kaolinsand und ihr Fehlen in den Feinsanden in solcher Weise interpretieren. Aber der Sylter Crag ist ja im Wesentlichen ein Produkt von Gebirgshebung und Flußtätigkeit, im Unterlauf. Würde es da überhaupt möglich sein, eine „Interstadialzeit“ zu erkennen?

Auf eine weitere Schwierigkeit mag hier noch hingewiesen werden: die Frage der sogenannten „Donau-Vereisung“ B. EBERL's. Verf. hatte Gelegenheit, auf einer Exkursion anläßlich der Münchener Tagung der Deutschen Quartärvereinigung 1950 die wichtigsten Aufschlüsse zu besichtigen, die seinerzeit EBERL seiner Arbeit zugrundegelegt hatte. Es war wohl die vorwiegende Auffassung der Teilnehmer, daß das Beweismaterial jener Ablagerungen soweit sie tatsächlich glazigener Entstehung sind, nicht für eine Abtrennung vom Günz-Komplex ausreicht. Man gewinnt den Eindruck, daß der glazialen Akkumulation der Günzeiszeitlichen Gletscher eine Vorbereitungszeit mit periglazialer Sedimentation voranging, die weitgehend mit dem zusammenfällt, was bisher als „Donau-Vereisung“ betrachtet wurde. Wenn dies richtig ist, dann stimmt es auch mit dem Befund von Sylt überein, nach dem die Kulmination des pluvialen Klimas am Ende des altpleistozänen Sedimentationszyklus liegt, ebenso wie die kühlfte Phase des englischen Icenian den Ausgang jener Periode bildete. Man darf also zusammenfassend sagen: Zwischen der paläontologisch definierten Plio-Pleistozängrenze und dem Höhepunkt der Günz-Eiszeit liegt eine Übergangszeit, die wahrscheinlich mit den alpinen „Donau-Vorstößen“ zu parallelisieren ist.

Es läßt sich auch noch nicht sicher sagen, wie lange Pluvialklima und Aufschotterung noch bis ins Günz-Mindelinterglazial hinein angedauert haben, ein Interglazial, das sich weiter westlich (Cromer Forest Beds) sehr deutlich von der vorhergegangenen Kaltzeit abhebt. Die von ILLIES beschriebenen Befunde lassen zwar eine zwischeneiszeitliche Landoberfläche über dem Crag erkennen, doch fehlen Ablagerungen, die man ihr zuordnen könnte — von geringen Ausnahmen abgesehen — in Nordwestdeutschland vorläufig ganz. So könnte man denken, daß die Aufschotterung noch einen Teil des Interglazials umfaßt hat. Fortschreitende Gebirgshebung und erneute Klimaverschlechterung führten dann rasch zu den glazialen Verhältnissen der Mindelzeit über, deren Moränenreste im Sylter Profil den Kaolinsand scharf schneiden.

Die nachfolgende Gliederungstabelle faßt den gegenwärtigen Stand der Kenntnis von den Altersbeziehungen der Schichtglieder über und unter der Plio-Pleistozängrenze im Nordseebecken zusammen.

Stufen	England	Belgien-Niederlande	Sylt	Alpen	
tieferes Alt- pleistozän	Cromer Forest Bed	} Marines } Jcenian	Tiglian	Kaolin- sand (fluvial)	Günz- Vereisungs- komplex einschl. Donauphasen
	Weybourne Crag Chillesford Crag Norwich Crag } Jcenian				
	Butleyan } jüngerer Newbournian } Red Crag	Amstelian (marin)	Praetiglian (terrestr.)	Feinsand (ästuarin)	
Ober- pliozän	Waltonian: } ält. Red. Boytonian } Crag Gedgravian } Coralline Crag	Poederlian	Reuverian (terrestr.)	Limonit- sandstein	?
	Scaldisian				
Unter- pliozän	Lenhamian	Zone der <i>Jsocardia cor</i> }	ob. Diest.	? Glimmer- ton von Sylt.	
		Zone der <i>Ditrupe</i> Zone d. <i>Terebratula</i> <i>perforata</i> }	unt. Diest.		
Obermiozän Sarmat					

#### Literaturverzeichnis

- BERGER, FR.: Kritisches zur Altersbestimmung des ostdeutschen Tertiärs. — Z. dtsh. geol. Ges. 93, S. 323 ff. 1941.
- GRIPP, K.: Marines Pliozän und *Hipparion gracile* KAUP. Vom Morsumkliff auf Sylt. — Z. dtsh. geol. Ges. 74, S. 169—206, 1922.
- HECK, H.-L.: Marines Pliozän in Schleswig-Holstein und der „Bredstedter Ton“. — Jb. Reichsamt f. Bodenf. 63, S. 1—38, Berlin 1944.
- HUCKE, K.: Neue Untersuchungen über das Pliozän in Pommern und Brandenburg. — Z. f. Geschiebeforsch. 4, S. 157—184, 1928.
- ILLIES, H.: Die Schrägschichtung in fluvialen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung u. Auswertung. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, Heft 19, 1949.
- KOCH, E.: Beiträge zur Geologie des Untergrundes von Hamburg. — Mitt. Min. Geol. Staatsinst. Hamburg, 9, S. 1—109, 1927.
- KRAUSE, P. G.: Das Pliozän Ostpreußens und seine Beziehungen zum nordwestdeutschen und westdeutschen Pliozän. — Abh. preuß. geol. Landesanst. N.F. 144, Berlin 1933.
- MOVIUS, H. L. Jr.: Villafranchian Stratigraphy in Southern and Southwestern Europe. — Journ. Geol. Vol. 57, pp. 380—412.
- OAKLEY, K. P.: International Geological Congress 18. Session, Proceedings of Section H: The Pliocene-Pleistocene Boundary. — Geol. Mag., 86, S. 18—21, London 1949.
- PLEISTOCEEN - SYMPOSIUM: The stratigraphy of the pre-Riss Quaternary in the Netherlands. — Geologie en Mijnbouw, 12 Jaargang Nieuwe Serie, pp. 1-56, 1950.
- RICHTER, KONR.: Zur Frage einer pliozänen Vereisung Norddeutschlands auf Grund neuer Funde bei Stettin. — Z. f. Geschiebeforschung, 11, S. 135—151, 1935.
- SEMPER, J. O.: Paläontologische Notizen über den Sylter Limonitsandstein. — Kieler Schulzeitung für 1856, S. 42—54.
- STAESCHE, K.: Zur Gliederung des obermiozänen Glimmertons. — Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1930, 51, Teil 1, S. 55—87, Berlin 1930.

- STOCKMANS, F.: Le lignite de Mol. — Bull. Mus. Roy. Hist. Nat., Brüssel 1943.
- STOLLEY, E.: Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt I. — Arch. Anthrop. Geol. Schlesw.-Holst. 4, S. 3—49, Kiel 1900. — Geologica varia von den Nordseeinseln. — 23. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver., S. 31—111, Hannover 1929.
- TAVERNIER, R.: De kwartaire Afzettingen van België. — Natuurwetensch. Tijdschrift, 25, S. 121—137, Gent 1943.
- TEN DAM, A. und REINHOLD, TH.: Die stratigraphische Gliederung des niederländischen Plio-Pleistozäns nach Foraminiferen. — Meded. Geol. Stichting, Serie C, V, Nr. 1. Maastricht 1941.
- THIELE, S.: Die Stratigraphie und Paläogeographie des Jungtertiärs in Schleswig-Holstein. — N. Jahrb. Min. etc. Abt. B., Beil. Bd. 85, S. 1—143, 1941.
- THIERGART, F.: Die Mikropalaeontologie als Pollenanalyse im Dienste der Braunkohlenforschung. — Schr. Brennstoffgeol., 13, Stuttgart 1940.
- VAN VOORTHUYSEN, J. H.: The Plio-Pleistocene Boundary in the Netherlands based on the Ecology of Foraminifera. — Geologie en Mijnbouw, 12 Jaargang, pp. 26—31, 1950.
- WETZEL, W.: Die Sedimenpetrographie des Sylter Tertiärs. — Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holst. 19, S. 204—233, Kiel 1931. — Neue Beobachtungen am Jungtertiär von Sylt. — 28. Jahresber. niedersächs. geol. Ver., S. 74—104, Hann. 1937.
- WEYL, R.: Jungtertiäre Schlotten im Zechstein von Lieth bei Elmshorn (mit einer Bemerkung von H. ILLIES). — Schr. Naturw. Verein Schlesw.-Holst., 24, S. 74—81, 1949.
- WIRTZ, D.: Die Fauna des Sylter Crag und ihre Stellung im Neogen der Nordsee. — Mitteilg. Geol. Staatsinstitut Hamburg, Heft 19, 1949.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 464 pp. Stuttgart 1950.
- ZEUNER, FR.: The Pleistocene Period. — London 1945.
- ZONNEVELD, J. I. S.: Het Kwartair van het Peel-Gebied en de naaste Omgeving. — Meded. Geol. Stichting, Serie C, VI, Nr. 3. Maastricht 1947.

#### Nachtrag während der Drucklegung

Seit Abschluß des Manuskriptes im Frühjahr 1949 haben P. THOMSON (N. Jb. Min., Abt. B., 1945—48, S. 367—369 und Geol. Jahrb., 65, S. 126), G. KREMP (Geol. Jahrb., 64, S. 511) und P. WOLDSTEDT (Z. dtsh. Geol. Ges. 100, S. 394, 1951) auf pollenanalytische Untersuchungen im Sylter Kaolinsand Bezug genommen. Alle diese Bemerkungen gründen sich indessen, was Sylt betrifft, auf Pollenanalysen THIERGART'S (1940) von Saprohumolithbänkchen im Kaolinsand des Roten Kliffs. Seine Untersuchungen ließen eine altpleistozäne Flora mit wenigen tertiären Relikten erkennen. Im Gegensatz zu WOLDSTEDT muß deshalb betont werden, daß kein grundsätzlicher Widerspruch zwischen der pollenanalytischen und der unsrigen Auffassung vom Alter des Sylter Kaolinsandes besteht, wenn man die Einstufung des Sylter Limonitsandes ins höchste Oberpliozän zugrunde legt.

## Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen

Von P. Woldstedt, U. Rein und W. Selle. Mit 4 Abb.

### 1. Vorkommen und Lagerung (P. WOLDSTEDT)

Bei meinen langjährigen geologischen Aufnahmen in Nordwestdeutschland erhob sich immer wieder die Frage der Gliederung des dortigen Pleistozäns und insbesondere die Frage der Einordnung der Interglaziale. Über das Alter der verschiedenen Interglazialbildungen Nordwestdeutschlands ist auch früher schon viel diskutiert worden. Ich erinnere an die lebhaften Erörterungen über das Alter der Lauenburger Torfvorkommen. Eine erste pollenanalytische Unter-

suchung nordwestdeutscher Interglazialvorkommen ist durch JESSEN und MILTHERS in ihrem großen, 1928 erschienenen Werk geschehen. Sie glaubten damals zwei Interglazialperioden mit verschiedener Sedimentbildung unterscheiden zu können: eine jüngere Interglazialzeit mit vorwiegender Bildung von Torfen, und eine ältere mit der Bildung von Seekreiden.

Bestimmte Beobachtungen ließen mich an der Richtigkeit dieser Auffassung zweifeln. Ich hielt deshalb eine nochmalige genauere Untersuchung der nordwestdeutschen Interglaziale für dringend erwünscht. Die Preußische Geologische Landesanstalt stellte im Jahre 1936 auf meinen Antrag hin Geld für eine Reihe von Bohrungen zur Verfügung. Es gelang, eine Bohrfirma zu finden, die mit Hilfe eines sog. Stoßkernrohres vollständige, lückenlose Probenserien der Interglazialablagerungen nehmen konnte, und so wurden zusammenhängende Probenfolgen der Interglaziale von Honerdingen, Godenstedt, Mengebostel und Munster gewonnen. Weiter wurden von W. SELLE und U. REIN in mehreren im Abbau begriffenen Mergel- und Kieselgurgruben (u. a. Lehringen, Hützel, Grevenhof, Oberohe, Munster) vollständige Profile von der Basis bis zur Oberfläche genommen.

Ungefähr zur gleichen Zeit hatte W. SELLE mit einer pollenanalytischen Untersuchung des Torfes von Honerdingen sowie der Interglaziale von Gr-Hehlen und Ummendorf begonnen (veröffentlicht 1941). Er und U. REIN nahmen dann die pollenanalytische Untersuchung der gewonnenen Probenserien in Angriff. U. REIN (1938) veröffentlichte eine abgekürzte Diagramm von Lehringen. Ein vollständiges Diagramm von Mengebostel, untersucht von W. SELLE, und ein Teildiagramm von HÜTZEL, untersucht von U. REIN, wurden 1942 in einer Arbeit von mir veröffentlicht. Während des Krieges konnte noch eine Reihe ergänzender Bohrungen ausgeführt und pollenanalytisch von W. SELLE untersucht werden. Im Folgenden sollen die Hauptergebnisse der gemeinsamen Untersuchungen dargelegt werden. Eine ausführliche Behandlung wird demnächst an anderer Stelle erfolgen.

Bei dem Vorkommen handelt es sich zunächst um eine Gruppe von Süßwassermergeln: Honerdingen, Lehringen, Neddenaverbergen, Godenstedt, Mengebostel, Neuenförde u. a. Bei diesen Bildungen, ebenso wie bei den später zu besprechenden Kieselgurablagerungen, liegt die Ausfüllung alter Seen, meist glazialer Rinnenseen, vor. Die allgemeine Ausbildung dieser alten Seebildungen (vgl. Abb. 1) ist die, daß meist ein Süßwassermergel oder ein Kieselgur (4—10 m mächtig und mehr) den größten Teil der alten Hohlform ausfüllt. Darüber liegt in zahlreichen Fällen ein 1—3 m mächtiger Torf, der die Verlandung

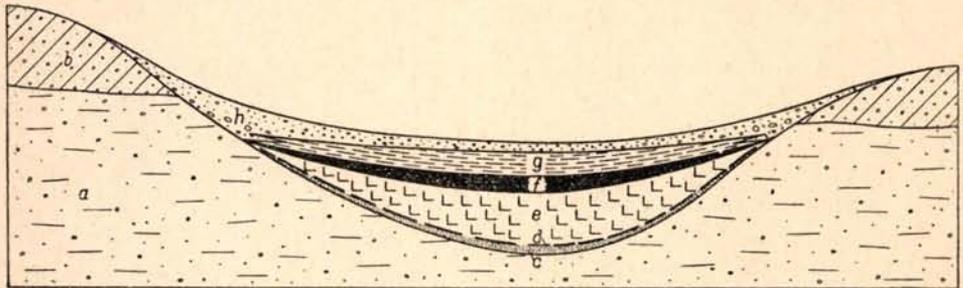


Abb. 1: Schematisches Bild eines Interglazialvorkommens vom sog. Bröruptyp. a = Sand und Kies („Unterer Sand“). b = Geschiebemergel. c = Unterer Beckensand und -ton. d = Unteres Torflager. e = Süßwassermergel oder Kieselgur. f = Oberes Torflager. g = Oberer Beckensand und -ton. h = Geschiebedecksand.

des ehemaligen Sees anzeigt. Über diesen Interglazialbildungen folgen wieder eiszeitliche Ablagerungen sehr verschiedener Ausbildung und Mächtigkeit. In keinem Falle ist bei einem der oben genannten Interglaziale eine echte Grundmoräne im Hangenden gefunden worden; sondern stets handelt es sich um sandige Bildungen mit mehr oder weniger Geschieben. Verhältnismäßig geringmächtig sind diese Deckschichten z. B. in Lehringen. Dort bestehen sie am Ost- rand der Grube aus einem nur  $1\frac{1}{2}$  m mächtigen ungeschichteten Sand mit Kies- en und Geschieben, über dem 40 cm feiner grauer Sand folgen. Nach Westen, d. h. zum ehemaligen Ufer des Sees hin, werden die Schichten gröber und mächtiger. Ähnlich ist es in Neddenaverbergen, wo ebenfalls in einiger Entfernung vom ehemaligen Seeufer die Deckschichten ganz geringmächtig werden.

Bei einer anderen Gruppe von Interglazialen sind die Deckschichten mächtiger. Meist lassen sich in diesem Fall zwei Abteilungen in den Deckschichten unterscheiden: zu unterst Beckenbildungen, d. h. Bändertone und geschichtete feine Sande, die oft mehrere Meter mächtig werden (Schicht g der Abb. 1). Darüber folgen dann in meist nach dem Rande hin zunehmender Mächtigkeit Geschiebesande (h). Wir haben also als ersten Vorgang nach der Bildung der eigentlichen Interglazialschichten zunächst eine weitere Ausfüllung der vorhandenen Becken, aber nun nicht mehr mit organischen Absätzen, d. h. mit Süßwasser- Mergel, Torf, Kieselgur usw., sondern mit rein anorganischen, mineralischen Sedimenten. Die Sedimentationsbedingungen müssen sich gegenüber denen der Interglazialzeit grundsätzlich geändert haben.

Wo in der Interglazialzeit die Becken noch nicht ganz ausgefüllt waren, da macht die Vorstellung einer weiteren Ausfüllung in der darauffolgenden Eiszeit keine weitere Schwierigkeit. Wo aber die Ausfüllung der Hohlformen bis zum ehemaligen Wasserspiegel schon in der Interglazialzeit beendet war — und das war der Fall, wo Torfbildungen den Mergel oder die Kieselgur überlagern — da erscheint es zunächst schwer verständlich, wie eine nochmalige Überflutung des Beckens zustande kam. Solche Verhältnisse liegen z. B. im Falle Honerdingen vor. Dort bedeckt ein bis sechs Meter mächtiger Beckensand den Torf.

Das schematische Profil (Abb. 1), das auf Grund eigener Beobachtungen in Honerdingen und Lehringen sowie unter Berücksichtigung der früheren Bearbeitung Honerdingens durch C. A. WEBER (1896) gezeichnet wurde, läßt aber erkennen, daß diese Beckensande, wie der unterlagernde Torf, muldenförmig gelagert sind und daß sie in der Mitte des Beckens ihre größte Mächtigkeit haben. Auch die Torfschicht erreicht hier ihre größte Dicke, die nach C. A. WEBER  $3\frac{1}{2}$  m beträgt. Muldenförmige Lagerung und Zunahme der Mächtigkeit von Torf und Beckensanden müssen ihre Ursache wohl hauptsächlich in Schrumpfungen des unterlagernden Mergels haben<sup>1)</sup>. Diese begannen schon in der Interglazialzeit, wie die nach der Mitte zunehmende Mächtigkeit des Torfes zeigt. Sie setzte sich während der darauffolgenden (letzten) Eiszeit fort. Der Torf sank allmählich unter den Wasserspiegel. Zugleich wurde von den seitlichen Höhen sandiges Material eingeschwennt, das sich schließlich in beträchtlicher Mächtigkeit über der immer noch nachsackenden Unterlage anhäufte. Beim Torf spielte dabei auch die Zusammendrückbarkeit unter der Last des Sandes eine Rolle. Schließlich aber waren die Sackungen beendet und war der über der alten Hohlform neu entstandene See zugefüllt.

Ob in einzelnen Fällen vielleicht auch dadurch die alten Hohlformen neu geschlossen wurden, daß Abdämmungen durch Fließerden und dgl. stattfanden,

<sup>1)</sup> Auf entsprechende Schrumpfungen bei nacheiszeitlichen Wiesenmergeln machte mich Prof. K. RICHTER freundlicherweise aufmerksam.

oder ob eine Hebung des Wasserspiegels im Zusammenhang mit einem Frostboden in der höheren Umrandung eintreten konnte, bedarf noch näherer Untersuchung.

Über den Beckenbildungen finden wir dann als zweite Schicht, wie schon gesagt wurde, meist Geschiebesande. Sie wurden zweifellos subaërisch abgelagert, d. h. sie wanderten von den Seiten herein, nachdem die Becken bis zum Wasserspiegel ausgefüllt waren. Häufig sind vom Rande der Becken her alle Übergänge von echter Grundmoräne über Pseudogrundmoränen zu Geschiebesanden vorhanden. Über dem Hauptteil der Interglaziale, und zwar sowohl der Mergellager der Lüneburger Heide wie der gleich zu besprechenden Kieselgurlager, ist noch in keinem Falle je echter Geschiebemergel gefunden worden. Randlich tritt gelegentlich Geschiebemergel auf; aber in allen Fällen steht nicht ganz fest, ob es sich um anstehenden echten Geschiebemergel handelt oder um umgelagerten.

Was nun die Kieselgurlager anbelangt, so gilt für die Deckschichten ganz dasselbe wie für die Mergellager. Die Kieselgurlager treten, wie die Mergellager, sowohl im Bereich des Warthestadiums wie außerhalb von diesem auf. Die wichtigste Gruppe von Vorkommen innerhalb des Warthestadiums liegt im oberen Luhetal. Hier sind die Deckschichten vielfach nur ganz geringmächtig, besonders wenn die Vorkommen mehr in der Mitte des Tales belegen sind.

Für die Altersverhältnisse der Vorkommen im Luhetal ergibt sich folgendes: Die Kieselgurvorkommen stellen die Ausfüllung einer Seenkette dar, die im oberen Luhetal während des Warthestadiums subglaziär gebildet wurde. Hier war ein Tunneltal vorhanden, das aus zahlreichen, durch Schwellen getrennten, hintereinander liegenden Becken bestand und an der Haupttrandlage des Warthestadiums endete. Das Alter dieses Tunneltals liegt also fest: es ist warthestadial. Es steht weiter fest, daß dies Gebiet nicht nochmal wieder vom Eis bedeckt worden ist. Die Kieselgurvorkommen gehören also eindeutig in die nach dem Warthestadium folgende Interglazialzeit, d. h. in die letzte. Damit stimmen die Pollendiagramme, soweit sie aus dem oberen Luhetal gemacht worden sind, aufs beste überein.

Es ergibt sich aber noch eine weitere wichtige Tatsache: Die Kieselgurvorkommen zeigen sich auch im oberen Luhetal teilweise stark gestört. Einzelne Partien erscheinen gegenüber anderen verschoben. Vielfach sind auch größere Teile zu Sätteln und Mulden aufgestaucht. Da ein Gletscher die Lager nicht mehr überschritten hat, kann das Eis nicht für diese Störungen verantwortlich gemacht werden. Die Ursache muß in anderen Kräften gesucht werden, d. h. vielleicht in Gleitbewegungen während eines noch nicht ganz verfestigten Zustandes; Gleitbewegungen, die meistens zum Teil mit einer ungleichmäßigen Belastung durch die Deckschichten zusammenhängen. Es zeigt sich auch als durchgehende Gesetzmäßigkeit, daß die Störungen um so größer werden, je mächtiger die Deckschichten sind. Für die Altersbestimmung der außerhalb des Warthestadiums liegenden Kieselgurvorkommen ergibt sich aus den eben gemachten Darlegungen, daß die Störungen in diesen Kieselgurlagern nicht als Beweis für eine nochmalige Eisbedeckung angeführt werden können.

Ich komme damit zum Alter der außerhalb des Warthestadiums gelegenen Kieselgurvorkommen. Wenn auch, wie eben gesagt wurde, aus den Stauchungen der Kieselgurlager nicht auf eine nochmalige Eisbedeckung geschlossen werden kann, so darf doch nicht ohne weiteres gesagt werden, eine solche Eisbedeckung habe sicher nicht stattgefunden. Würden die Kieselgurlager außerhalb des Warthestadiums dasselbe Pollendiagramm zeigen, wie die im oberen Luhetal

und wie fast alle bisher untersuchten Süßwassermergel, dann könnten wir mit ziemlicher Sicherheit sagen, daß auch die Kieselgurvorkommen von Oberohe und Munster in die letzte Interglazialzeit (Saale-Weichsel) gehörten. Die Pollendiagramme von Munster und Oberohe sind aber nicht dieselben wie die des oberen Luhetals, sondern weisen wesentliche Unterschiede auf (vgl. die Ausführungen von W. SELLE).

Theoretisch müssen wir mit der Möglichkeit rechnen, daß wir in der Lüneburger Heide Kieselgurbildungen verschiedenen Alters haben können. Ob es in einem See zur Kieselgur- oder Süßwassermergelbildung kam, hing von der Natur der umgebenden Landschaft ab. War diese vorwiegend aus kalkhaltigen Schichten aufgebaut, z. B. aus frischer kalkhaltiger Grundmoräne, so kam es zum Absatz von Mergeln. Waren es aber mehr Sande, so wurden nach Verbrauch der geringen Kalkmengen die kieseligen Gurbildungen abgesetzt. Vorwiegend sandige Umgebung kann sowohl während der Elster-Saale-Interglazialzeit wie in der Saale-Weichsel-Interglazialzeit in der Lüneburger Heide vorhanden gewesen sein.

Alles in allem genommen, sprechen aber die Lagerungsverhältnisse doch eher für ein letztinterglaziales Alter auch der Kieselgurvorkommen von Ohe und Munster, als für eine Zugehörigkeit zur Elster-Saale-Interglazialzeit. Für die Zuordnung dieser Kieselgurvorkommen zu einer besonderen Saale-Warthe-Interglazialzeit liegen keine Anzeichen vor. Es bedarf weiterer Untersuchungen über die merkwürdigen Pollendiagramme von Ohe und Munster, deren genaue stratigraphische Stellung also noch offen bleiben muß.

Ein kurzes Wort noch über die vielfach die Interglazialbildungen unterlagernden Schichten. In mehreren Fällen, so z. B. in Lehringen, fand sich unter dem Süßwassermergel nochmals wieder eine Torfschicht von allerdings geringer Mächtigkeit. Sie liegt heute in der Mitte des Beckens tief unten und findet sich auch mehr oder weniger zusammenhängend an den ehemaligen Ufern des Sees (Abb. 1, Schicht d). Die Torfschicht enthält nach einer vorläufigen Untersuchung von S. SCHNEIDER u. a. *Betula nana*, Birken- und Kiefernholz, dagegen außer Knospenschuppen von *Populus tremula* keine Laubbäume. Die Torfschicht kann in dieser Form nicht abgelagert sein, sondern muß früher annähernd horizontal gelegen haben. Unter dem Torf findet sich Sand und Bänderton. Wir haben hier also ganz ähnliche Ablagerungen, wie sie in klassischer Weise von MEIENDORF beschrieben worden sind (vgl. RUST, GRIPP und SCHÜTRUMPF 1937). In der Hohlform des Sees lag zunächst ein Toteisklotz. Er wurde unter Sand und Schutt begraben. Nur ganz langsam schmolz er ab, und es wurden Bändertone und Sand über ihm abgelagert. Schließlich kam es zu einer geringen Torfbildung an der damaligen Oberfläche. Dann aber begann die interglaziale Wärmezeit zu wirken, und nun taute das begrabene Toteis sehr schnell auf, die Torfschicht sank herunter oder legte sich in Fetzen auf die seitlichen Ufergehänge. Der eigentliche tiefe Rinnensee entstand erst jetzt. Er wurde allmählich mit Süßwassermergel angefüllt, bis das Wasser so seicht war, daß sich die obere Torfschicht bilden konnte.

Ähnliche Bildungen dürften auch bei anderen Interglazialen zu finden sein. Es ist bisher auf diese Dinge verhältnismäßig wenig geachtet worden. Aber auch STOLLER (1910) erwähnt von Neddenerbergen eine Sumpfschicht von der Basis des Mergels. Hier liegt offenbar eine ähnliche Bildung vor wie in Lehringen. Im übrigen reichten die Seen verschieden tief in ältere Ablagerungen

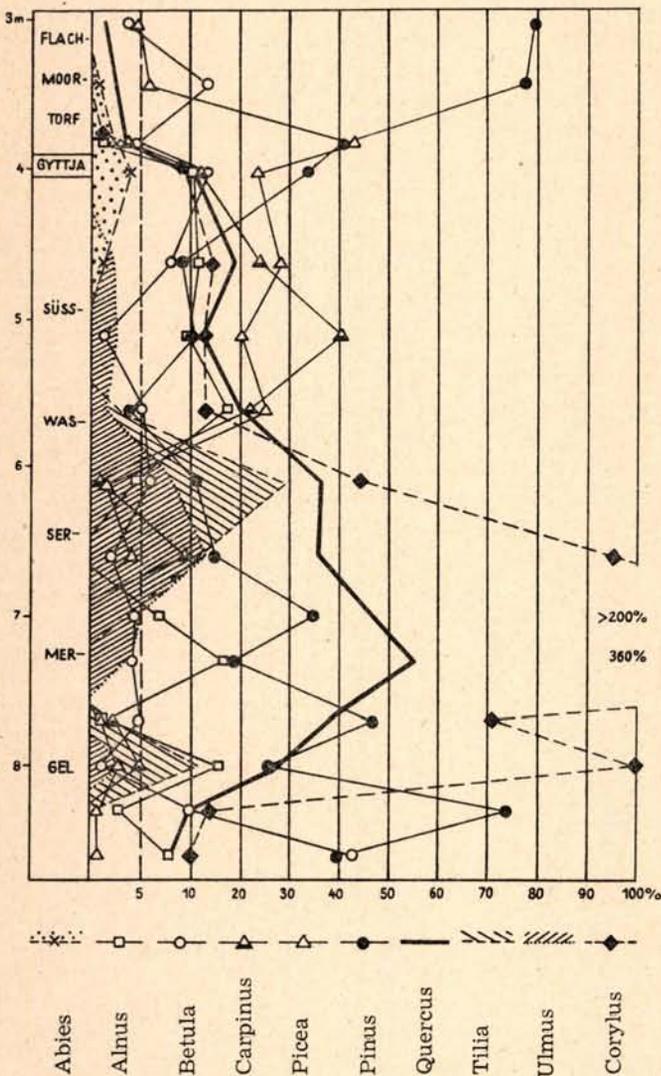


Abb. 2: Abgekürztes Pollendiagramm des interglazialen Süßwassermergels von Godenstedt bei Zeven.

herunter, meist in die sog. Unteren Sande, d. h. Sande, die unter der Saale- bzw. Warthe-Grundmoräne liegen (a der Abb. 1).

Aus der großen Reihe von Einzeluntersuchungen seien im Folgenden einige wenige kurz behandelt. Das von U. REIN bereits 1938 kurz beschriebene Vorkommen von Lehringen hat inzwischen dadurch ein besonderes Interesse erhalten, als dort 1948 im Süßwasser-Mergel das fast vollständige Skelett eines *Elephas antiquus* zusammen mit einer 2½ m langen Stoßlanze aus Eibenholz sowie mit Steinwerkzeugen gefunden wurde. Eine monographische Bearbeitung des Mergellaagers Lehringen mit seinen verschiedenen Funden ist seitens des Landesmuseums Hannover geplant. In diesem Zusammenhange wird U. REIN eine eingehende Behandlung der Vegetationsentwicklung auf Grund neuer Untersuchungen geben.

## 2. Die Vegetationsentwicklung in der Interglazialablagerung von Godenstedt bei Zeven (U. REIN)

Große Ähnlichkeit mit dem 1938 von mir beschriebenen Vorkommen von Lehringen weist sowohl in den Lagerungsverhältnissen als auch in der Vegetationsentwicklung während seiner Ablagerung der Süßwassermergel von Godenstedt bei Zeven auf. Auch in ihm ist der bekannte Wechsel des Klimas und der Vegetation, deren Blütenstaub während der Auffüllung der Senke mit Mergel in diesen hineingeweht wurde, zu erkennen. Unter einer 2 m mächtigen Schicht von Dünen- und Geschiebesanden liegen 2 m Torf, eine dünne Faulschlammsschicht und 4,6 m Süßwassermergel.

Von den 70 untersuchten Proben wurden 16 zur Darstellung der Entwicklung in einem Übersichtsdiagramm (Abb. 2) ausgewählt. In den untersten Proben ist ein Maximum von Kiefer und Birke zu erkennen. Während der Anteil der Birke sehr rasch zurückgeht und erst in den obersten Proben wieder an Bedeutung gewinnt, gibt die Kiefer nur zögernd Raum und hat auch zum Ausgang der Interglazialzeit schon früher wieder ihre Herrschaft angetreten. Zwischen diesen beiden Maxima liegt der Höhepunkt der Eichenmischwaldzeit. Neben dem frühen und raschen Anstieg der Eichenwerte ist gleichzeitig ein großes Maximum der Hasel zu beobachten. Im oberen Abschnitt des Profils klingen beide Arten gemeinsam aus. Die Ulme und die Linde lassen einen ersten Vorstoß und daran anschließend eine Blütezeit erkennen. Die Hainbuche und die Fichte treten fast gleichzeitig und sehr früh auf, sind aber oberhalb der Eichenmischwaldzeit nacheinander die wichtigsten Repräsentanten von Vegetationsgemeinschaften. Zunächst erreicht die Hainbuche nach dem Maximum von Eiche und Linde ihren Höhepunkt in der Verbreitung, und daran anschließend ist die Fichte mit größten Werten vertreten. Gleichzeitig ist die Tanne in Erscheinung getreten, die dann zum Ausgehenden des Interglazials hin verschwindet.

Somit lassen sich in diesem Profil folgende Vegetationsphasen erkennen (von oben nach unten):

- VI. Kiefern-Tannen-Birkenzeit
- V. Fichten-Tannenzeit
- IV. Hainbuchenzeit
- III. Eichenmischwaldzeit
- II. Erlen-Kiefern-Eichenmischwaldzeit mit Haselgipfel
- I. Birken-Kiefernzeit

Das Pollendiagramm läßt eine weitgehende Übereinstimmung der Vegetationsentwicklung mit der von weiteren bekannten letztinterglazialen Ablagerungen erkennen. Das Mergellager von Godenstedt liegt auf Ablagerungen der Saaleeiszeit und ist offensichtlich nicht mehr von einem jüngeren Eisvorstoß überfahren worden. Bei den hangenden Sanden handelt es sich, abgesehen von den Dünen, wahrscheinlich um periglazial abgelagerte Geschiebesande.

Wenngleich die Vegetationsentwicklung in den Ablagerungen von Godenstedt identisch zu sein scheint mit derjenigen, die aus dem unmittelbar vor der Weichseleiszeit liegenden Interglazial bekannt ist, so bedarf es nach wie vor der Klärung, ob in gleich alten interglazialen Ablagerungen die im Pollendiagramm erkennbare Vegetationsentwicklung immer gleichartig sein wird und ob in verschiedenen alten Ablagerungen die Entwicklung verschieden sein muß. Das Wechselspiel von Großklima und ökologischer Standortbedingung in Auswirkung auf die Vegetation scheint mir für die Zwischeneiszeiten noch nicht so hinreichend geklärt zu sein, als daß eine interglaziale Bildung bei ungeklärten Lagerungsverhältnissen in jedem Fall allein aufgrund des Pollendiagramms stratigraphisch eingeordnet werden kann. In diesem Sinne müssen auch die Unterschiede zwischen Lehringen (kleiner Haselgipfel und sehr spätes Eichenmaximum) und Godenstedt erneut untersucht werden. Eine Klärung kann nur von stratigraphisch gesicherten Profilen her erfolgen.

### 3. Zusammenfassende Betrachtungen über die Vegetationsentwicklung bei den verschiedenen Interglazialvorkommen (W. SELLE)

Von Honerdingen, das durch C. A. WEBER (1896) bekannt geworden ist, wurden bereits zwei Pollendiagramme veröffentlicht, die an Aufschlüssen der

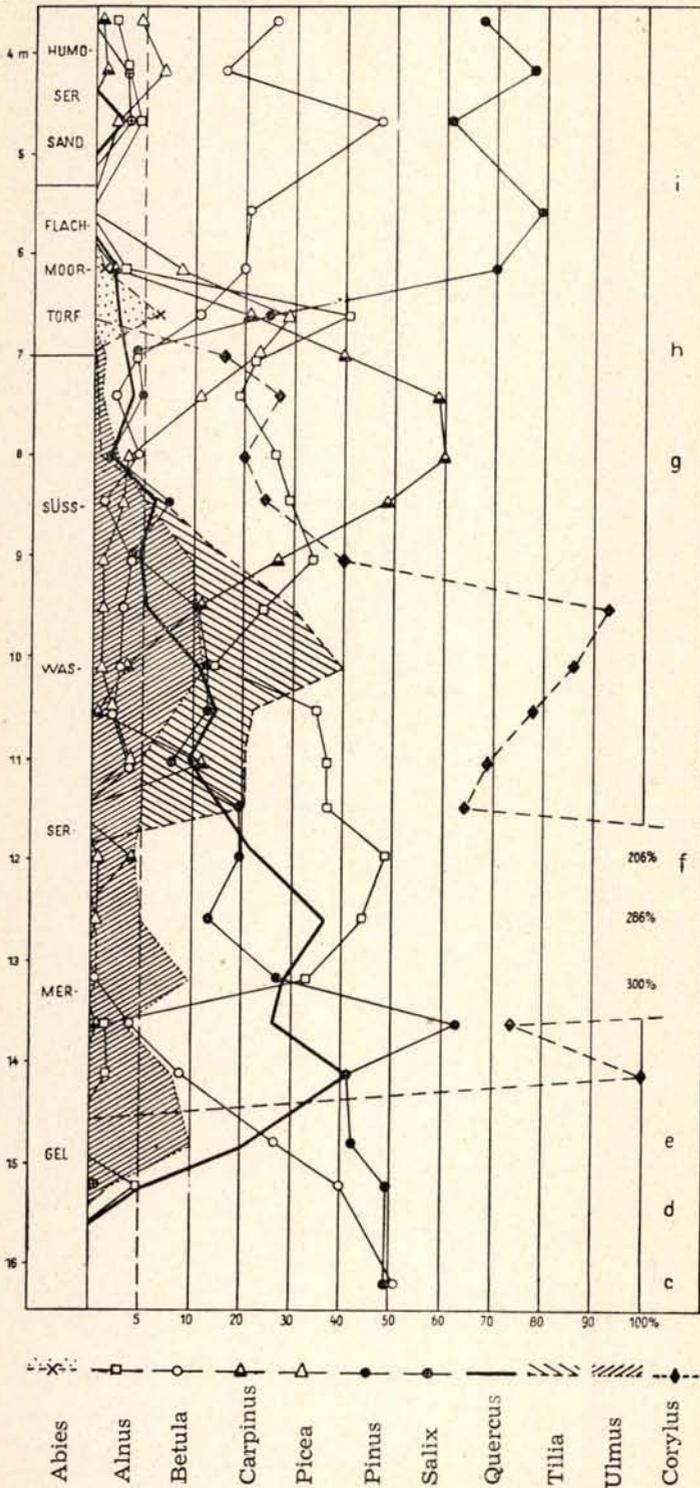


Abb. 3: Abgekürztes Pollendiagramm von Honerdingen III.

stilliegenden Grube gewonnen waren. Es ist daher erklärlich, daß nur die obere Hälfte des Interglazials erfaßt wurde (SELLE 1941). Um die gesamte Klima- und Vegetationsentwicklung zu bekommen, wurde eine Kernbohrung niedergebracht, durch die wir alle Schichten untersuchen konnten. Die große Mächtigkeit des Süßwassermergels gestattete es uns, eine eingehende Analyse durchzuführen, so daß es möglich war, diese Warmzeit gut zu erforschen. Leider sind die arktischen und subarktischen Zeiten, die sicherlich die Interglaziale wie die Nacheiszeit einleiteten, nicht erfaßt worden. Die Profile beginnen in der Regel mit einer Birkenzeit, in der bereits einige wärme liebende Bäume vorhanden waren. Sie kann daher mit der Birkenzeit der Nacheiszeit parallelisiert werden, die auch hier der eigentlichen Warmzeit vorausging. In der folgenden Aufstellung bedeuten die kleinen eingeklammerten Buchstaben die Zonengliederung von JESSEN und

MILTHERS (1928), während die römischen Ziffern unsere Einteilung wiedergeben, die infolge der eingehenderen Untersuchungen weiter differenziert werden mußten. Aus diesem Grunde war es nicht zweckmäßig, an der Gliederung von JESSEN und MILTHERS festzuhalten (vergl. die stark vereinfachte Abb. 3, die nicht alle Einzelheiten hervortreten läßt).

- III (c): Birkenzeit: *Betula*-Pollen herrschen vor; Kiefer daneben stärker vertreten; wärmeliebende Bäume sporadisch vorhanden; *Picea*-Pollen vereinzelt; die Werte der NBP (Kräuterpollen) deuten auf einen fast geschlossenen Baumbestand; beginnende Wärmezeit, Klima kontinental.
- IV (d): Kiefern-Birkenzeit: *Betula* und *Pinus* in der Regel gleich, *Pinus* jedoch des öfteren dominierend; Eiche und Ulme wandern ein; *Picea*-Pollen sporadisch; NBP deuten auf geschlossene Wälder; Klima warm-kontinental.
- V (e): Kiefern-EMW-Zeit: Kiefernkurve dominierend; Eiche gewinnt rasch an Bedeutung und hat mit etwa 40% ihr erstes Maximum; Ulmenkurve durchgehend vorhanden, 10% aber nicht übersteigend; *Alnus*-Pollen vereinzelt; empirische Pollengrenze von *Corylus* am Ende dieses, waldgeschichtlichen Zeitabschnittes; *Betula*-Kurve stark sinkend, ihre Werte liegen durchschnittlich zwischen 10 und 20%; Klima warm-kontinental.
- VIa (f): Kiefern-EMW-Haselzeit: Haselkurve rasch ansteigend, ihre Werte liegen zwar hoch, aber gewöhnlich noch unter 100%; zweites Maximum der Eiche um 40%; Kiefer etwas abnehmend; Birke verliert weiter; *Ulmus* behält ihre Werte; Linde gering vertreten; Erlenkurve wird zusammenhängend; *Picea*-Pollen vereinzelt; Klima warm mit langsam wachsender atlantischer Tönung.
- VIb (f): EMW-Haselzeit: Die Haselkurve erreicht mit über 300% ihre höchsten Werte; die Eiche hat ihr drittes Maximum am Ende dieses Abschnittes, ihre Kulmination liegt jedoch etwas tiefer als vorher; die Ulmenkurve sinkt etwas; die Linde erhält ihre empirische Pollengrenze; Hainbuche und Fichte sporadisch vertreten; die Erlenwerte steigen an und erreichen mit ca. 50% ihren höchsten Stand; Kiefernkurve fällt weiter; Klima warm-atlantisch.
- VIc (f): Linden-Haselzeit: Haselkurve sinkt unter 100%, bleibt aber noch dominierend; Linde kulminiert mit ca. 40%; Ulme erreicht mit gut 10% ebenfalls ihre höchsten Werte; Eiche verliert an Bedeutung; die abnehmende Tendenz der Kiefer ist weiter vorhanden; Hainbuche und Fichte wandern ein; die Erlenkuve liegt etwas tiefer als zur EMW-Haselzeit; Birke weiterhin gering beteiligt; Höhepunkt der Wärmezeit, feucht-warm.
- VIIa (g): Hainbuchenzeit: Spontane Ausbreitung der Hainbuche, ihre Kulmination befindet sich bei ca. 60%; Hasel- und Lindenkurve nehmen stark ab; Eichen- und Ulmenwerte im Durchschnitt unter 10%; die Erle hat einen ähnlichen Stand wie zur Linden-Haselzeit; die Kiefer erreicht ihre geringste Beteiligung; Fichte gewinnt an Bedeutung; Klima kühl-atlantisch.
- VIIb (g): Hainbuchen-Fichtenzeit: Fichte steigert ihre Werte, während die Hainbuchenkurve sinkt. Die Pollenbilder dieses Zeitabschnittes, wie auch die von VIIa und VIII sind oft durch die Torfe stark gestört. Die Hainbuchenwerte treten in den Süßwassermergeln gut in Erscheinung, in den Torfen dagegen kann die Fichte bereits während

der Zone VIIa stark überrepräsentiert werden. Sie stockte in den Bruchwaldmooren, wodurch ihr Pollenniederschlag das Diagramm stark beeinflusst.

- VIII (h): **Fichtenzeit**: Die Mergelablagerungen klingen in diesem Zeitabschnitt aus und werden von Torfen abgelöst. Wie bereits erwähnt, beginnen die Bruchwaldbildungen zum Teil schon in der Hainbuchenzeit. Die Süßwassermergel spiegeln ebenfalls die Klimaänderungen wider, so daß bereits an den Ablagerungen die waldgeschichtlichen Zeiten deutlich in Erscheinung treten, so sind z. B. die Kalkgyttjen der Hainbuchenzeit dunkel gefärbt. Wo die Mergelablagerungen spät ausklingen, tritt die Fichtenzeit nur kurz in Erscheinung, während in den Torfen die Fichte sehr hohe Werte erreicht, die sicherlich die Beteiligung von *Picea* stark überbetonen.
- Die Tanne wandert ein, und die wärmeliebende Flora nimmt langsam ab. Erlenkurve sinkt; Eiche unter 10%; Ulme und Linde verlieren ihre zusammenhängende Kurve; Klima kühl-atlantisch.
- IX (h): **Fichten-Kiefern-Tannenzeit**: Tanne kulminiert mit ca. 10%; Fichtenkurve sinkt; Kiefernwerte steigen schnell an und werden dominierend; Birke gewinnt; Eiche unter 10%; Ulme und Linde sporadisch; Hainbuche nur einige Prozente; Erlenkurve oft unter 10%; Klima montan, kühle Sommer, aber verhältnismäßig milde Winter.
- X (i): **Kiefernzeit**: Kiefer dominierend; Eiche und Erle verlieren ihre zusammenhängende Kurve; Birke steigert weiter ihre Werte; Hainbuche sporadisch; *Salix* gering vertreten; Fichte in der Regel unter 10%; NBP nehmen zu und zeigen die Auflockerung der Wälder an (subarktische Steppe); Klima subarktisch.

Charakteristisch für diese Interglazialzeit sind die scharf abgegrenzten waldgeschichtlichen Phasen, in denen in der Regel die betreffenden Bäume sich spontan ausbreiten. Es folgen so aufeinander vom Anfang bis zum Ende der Warmzeit: Birke, Kiefer, Eiche, Hasel, Linde, Hainbuche, Fichte und Kiefer. Die Süßwassermergel verändern sich in ihrer Zusammensetzung (Farbe, Gewicht, Bestandteile) und Mächtigkeit mit den Waldphasen. Besonders auffallend ist der Wechsel mit dem Beginn der Hainbuchenzeit, die teilweise die Torfbildung einleitet. Mit der Fichtenzeit kommt die Ablagerung des Süßwassermergels zum Erliegen. Die Torfe, die auf die Kalkgyttjen folgen, ändern wiederum ihre Zusammensetzung mit den waldgeschichtlichen Zeiten. Waren es anfangs Flachmoor- und Bruchwaldbildungen, so folgen ihnen mit der Fichten-Kiefern-Tannenzeit, bzw. der Kiefernzeit meso- bis oligotrophe Ablagerungen, die z. T. immer stärker mit Sand durchsetzt werden. Das Klima prägt sich nicht nur in der Florenzusammensetzung aus, sondern ist auch bestimmend für die Ablagerungen in den Becken.

Ein weiterer gemeinsamer Zug ist ihr Auftreten in Talniederungen; so liegt Godenstedt im Talgebiet der Oste, Neddenaverbergen-Lehringen im Lehrde-Tal, Mengebostel und Honerdingen im Böhme-Tal und die Kieselgur-Vorkommen von Schwindebeck, Grevenhof, Steinbeck, Hützel und Hützel-Bispingen, die ebenfalls die oben beschriebene Waldentwicklung haben, im Luhe-Tal. Ihre Becken dürften demnach Ausstrudlungen in Schmelzwasserrinnen, also subglaziärer Entstehung sein (SELLE 1947).

Eine ähnliche Waldentwicklung weisen die Pollendiagramme auf, die JESSEN und MILTHES (1928) als Brörup-Typ bezeichnet haben, und die sie ebenfalls in die letzte Interglazialzeit stellen. In Nordwestdeutschland haben Godenstedt,

Lehringen (REIN 1938), Mengebostel (SELLE in Woldstedt 1942), Nedden-Averbergen, Örrel, Lauenburg (SCHÜTRUMPF 1937) und Römstedt (JESSEN und MILTHERS 1928) dieselben waldgeschichtlichen Phasen, und aus Schleswig-Holstein, Ostdeutschland und Polen sind Oldenbüttel (HECK 1932), Rinnersdorf (STARK, FIRBAS und OVERBECK 1932), Elbinger Yoldienton, Dzbanki (PIECH 1932), Poniemun (DYAKOWSKA 1936) und Samostrzelniki (TRELA 1935) in die gleiche Zeit einzureihen, so daß es unter der nötigen Vorsicht möglich ist, einige regionale Unterschiede herauszuschälen. Linde und Tanne weisen z. B. allem Anschein nach ein Ostwestgefälle auf, wie aus der folgenden Aufstellung hervorgeht:

	Linde	Tanne
Godenstedt	28%	9%
Nedden-Averbergen	32%	
Honerdingen	40%	8%
Rinnersdorf	63%	42%
Poniemun	56%	
Dzbanki		90%

Die geringe Beteiligung der Tanne bei Oldenbüttel (8%) und in dem Elbinger Yoldienton (3%) ist vermutlich auf die Ausdehnung des Eem-Meeres zurückzuführen, wodurch der atlantische Einfluß bis nach Ostpreußen reichte, während das Binnenland Ostdeutschlands und Polens ein kontinentales Klima besaß. Selbstverständlich bedürfen diese Schlüsse noch weiterer Untersuchungen, bevor sie als gesichert angesehen werden können.

Viel ungenauer sind bislang unsere Kenntnisse über die älteren Interglaziale. Da sie der Erdoberfläche nicht so nahe liegen, wie das bei den jüngeren Interglazialvorkommen der Fall ist, kann es nicht anders erwartet werden. Über die Kieselgurlager von Münster (Abb. 4) und Ober-Ohe gehen die Ansichten stark auseinander, was beweist, daß wir im Augenblick nicht in der Lage sind, sie eindeutig in die pleistozäne Schichtenfolge einzugliedern. GISTL (1928) hat umfangreiche Pollenanalysen von der Neu-Oher Kieselgur ausgeführt, nach denen er folgende Waldphasen aufstellte (von unten nach oben):

1. Kiefern-Birkenzeit
2. Kiefern-Haselzeit (Hasel 38%)
3. Hainbuchenzeit (Hainbuche 19%)
4. Fichtenzeit (Fichte 22%)
5. Kiefernzeit.

Die Kiefern-Birkenzeit am Anfang der Ablagerungen und die Kiefernzeit im Hangenden zeigen, daß das gesamte Interglazial erfaßt ist. Wenn wir von diesen beiden Waldphasen absehen, können wir feststellen, daß das Pollendiagramm eine große Gleichförmigkeit aufweist. Kiefer und Erle sind dominierend, wodurch die anderen Baumpollenwerte stark zurückgedrängt erscheinen. Eine weitere charakteristische Erscheinung ist die durchgehende Beteiligung der Fichte und Hainbuche, wenn wir von der Birke und den EMW-Bildnern absehen, die auch im Honerdingen Typ fast während des gesamten Interglazials auftreten. Allerdings weisen sie hier eine differenzierte Beteiligung auf, die der EMW bei Neu-Ohe vermissen läßt. Die aufeinanderfolgenden Kulminationen von Hasel, Hainbuche und Fichte, die zwar außer der Hasel nur schwach sind, lassen vermuten, daß die Profile nicht durch Rutschungen getrübt sind, wie sie z. B. im Kieselgurlager von Grevenhof im Luhetale nachgewiesen werden konnten. Die plastischen Kieselgursedimente geraten bei einer steilen Beckenwand leicht ins Gleiten, so daß diese Möglichkeit bei der Beurteilung von Kieselgurprofilen zur Vorsicht mahnt.

Die Bänderung der Gur bei Ober-Ohe und Munster ließ die Möglichkeit zu, die Zeitdauer des Interglazials zu errechnen. Beide Läger haben ergeben, daß die Warmzeit etwa 10—12 000 Jahre umfaßte (vergl. GIESENHAGEN 1926). Bislang wurde angenommen, daß die dunklen Sedimente im Winter zum Absatz kamen, während die helleren ein Niederschlag des Sommers seien. Beide zusammen umspannen einen Jahreszyklus, wie es auch bei den Warven der Fall ist. Bei den Sedimenten der Eisstauseen mußten die dunklen Streifen im Winter entstehen, da im Sommer durch die größere Schmelztätigkeit der Gletscher hellere Absätze sich bildeten. In einem See sind die Verhältnisse auf die Tätigkeit der Organismen zurückzuführen, die im Sommer ihr größtes Optimum haben, wodurch die sommerlichen Niederschläge im See durch größere Mengen von organischen Resten eine dunkle Färbung erhalten. Im Winter dagegen gedeihen die Diatomeen gut, deren absinkende Panzer hell sind. Auch die Ansichten über die grüne, braune und weiße Gur bedürfen einer eingehenden Nachprüfung.

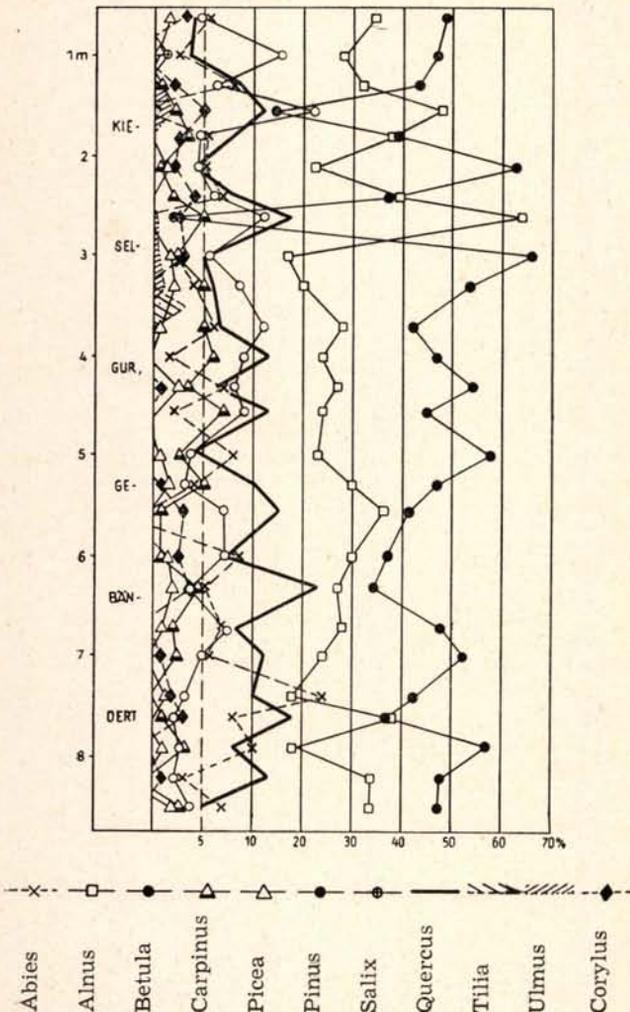


Abb. 4: Abgekürztes Pollendiagramm von Munster I.

Wie bereits oben angeführt wurde, sind die Ablagerungen der letzten Warmzeit klimatisch bedingt. Ähnlich werden die verschiedenen Gurfärbungen die

Entwicklungsphasen des Interglazials repräsentieren. Die weiße Gur ist vermutlich nicht sekundär durch Auslaugung der dunklen Bestandteile gebildet, sondern ist der Niederschlag einer kalten Zeit, in der außer den Diatomeen wenig andere Organismen gedeihen konnten (vergl. DEWALL 1929, GISTL 1928 und SOERGEL 1937).

Da GISTL die Tannennpollen nicht von denen der Fichte getrennt gezählt hat, waren neue Untersuchungen notwendig, die zu dem überraschenden Ergebnis führten, daß die Fichte neben der Tanne nur eine geringe Beteiligung besaß. Dadurch erhalten die Pollendiagramme von Munster (Abb. 4) und

Ober-Ohe eine große Ähnlichkeit mit der Kiefern-Fichten-Tannenzeit des Honerdingertypus, so daß der Schluß nahe lag, beide zu parallelisieren. Die lange Zeitdauer des Interglazials schließt diese Annahme aber aus. Klieken zeigt ein ähnliches Pollenbild wie Munster und Ober-Ohe, so daß infolge der weiten Verbreitung lokale Trübungen unwahrscheinlich sind. Mit den Diagrammen der Paludinen-Schichten (HECK 1930), von Angerburg (KRAUSE und GROSS 1941) und Olszewice (TRELA 1929) haben sie das durchgehende Vorkommen des Tannenspollens gemeinsam. Da diese Diagramme aber eine größere waldgeschichtliche Differenzierung besitzen, stehen einer Parallelisierung große Bedenken entgegen.

Eine hohe Fichtenfrequenz in der ersten Hälfte der Warmzeit weisen ebenfalls die Ablagerungen von Ummendorf auf (SELLE 1941), deren Einordnung in die Elster-Saale-Interglazialzeit durch die geologischen Verhältnisse gesichert erscheint. Eichenberg, Northeim (HECK 1929), Zweidorf (WOLDSTEDT 1930) und Helgoland (FIRBAS 1928) haben eine gewisse Ähnlichkeit mit Ummendorf. Das Fehlen der Tannen in diesen Pollendiagrammen läßt sich vielleicht aus ihrer westlichen Lage erklären. Wegen der großen Probenabstände können gesicherte Schlüsse nicht gezogen werden, so daß wir es vorläufig mit diesen Hinweisen bewenden lassen müssen.

#### Schrifttum

- DEWALL, W. V.: Geologisch-biologische Studie über die Kieselgur lager der Lüneburger Heide. — Jb. preuß. geol. L.-A. 49, 1929.
- DYAKOWSKA, J.: Interglacial in Poniemun near Grodno (Poln. mit engl. Zusfsg.). — Polska Akad. Umiejtn., Starunia Nr. 14. Krakau 1936.
- FIRBAS, F.: Über die Flora und das interglaziale Alter des Helgoländer Süßwassertöcks. — Senkenbergiana, 10, 1928.
- GIESENHAGEN, K.: Kieselgur als Zeitmaß für eine Interglazialzeit. — Z. f. Gletscherkd. 14, 1926.
- GISTL, R.: Die letzte Interglazialzeit der Lüneburger Heide, pollenanalytisch betrachtet. — Bot. Archiv 21, 1928.
- HECK, H. L.: Pollenanalytische Untersuchungen altdiluvialer Tone und Torfe von Northeim und Eichenberg im Flußgebiet der Leine. — Jb. preuß. geol. L.-A. 49, II, 1929. — Zur Fossilführung der Berliner Paludinen-Schichten, ihre Beschaffenheit und Verbreitung. — Z. deutsch. geol. Ges. 82, 1930. — Die Eem- und ihre begleitenden Junginterglazial-Ablagerungen bei Oldenbüttel in Holstein. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 140. Berlin 1932.
- JESSEN, K. und MILTHERS, V.: Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest Germany. — Danm. Geol. Undersög., II. Raekke, Nr. 48. Kopenhagen 1928.
- KRAUSE, P. G. und GROSS, H.: Das Interglazial von Angerburg nebst Bemerkungen über einige andere ostpreußische Interglaziale. — Jb. Reichsst. f. Bodenforschg. 60, 1941.
- PIECH, K.: Das Interglazial in Szczercow (östlich von Wielun, Wojewodschaft Lodz). — Rocznik Polsk. Tow. Geol. 8, II, 1932.
- REIN, U.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Lehringen. — Z. deutsch. geol. Ges. 90, 1938.
- RUST, GRIPP, SCHÜTRUMPF: Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Meiendorf. — Neumünster 1937.
- SCHÜTRUMPF, R.: Das Interglazialprofil von Lauenburg a. d. Elbe (Kuhgrund II) im Lichte der Pollenanalyse. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 16, 1937.
- SELLE, W.: Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie der nordwestdeutschen Interglaziale. — Jb. Reichsst. f. Bodenforschg. 60, 1941. — Interglaziale Süßwassermergel- und Kieselgur-Vorkommen in Niedersachsen. — N. Arch. f. Landes- und Volkskd. von Niedersachsen, H. 3, 1947.
- SOERGEL, W.: Die Vereisungskurve. — Berlin 1937.
- STARK, P., FIRBAS, F. und OVERBECK, F.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Rinersdorf in der östl. Mark Brandenburg. — Abh. Nat. Ver. Bremen 28, 1932.

- STOLLER, J.: Geologisch-agronomische Karte der Gegend östlich von Verden a. d. Aller nebst Erläut. — Pr. geol. Landesanst. Berlin 1910.
- TRELA, J.: Interglacial in Samostrzelniki bei Grodno in Polen. — Polska Akad. Umiej., Starunia Nr. 9, Krakau 1935. — Pollen Analysis of the interglacial formations in Olszewice. — Spraw. Kom. Fizjogr. Pol. Akad. Um. 64, Krakau 1929.
- WEBER, C. A.: Über die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium. — Abh. Nat. Ver. Bremen 13, 1896.
- WOLDSTEDT, P.: Über ein Interglazial bei Zweidorf (Braunschweig). Mit einem Beitrag von K. VON BÜLOW. — Z. deutsch. geol. Ges. 82, 1930. — Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland und über die Stellung des Warthe-Stadiums in der norddeutschen Eiszeitgliederung. — Ber. Reichsamt f. Bodenforsch. Wien 1942. — Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen. — Z. deutsch. geol. Ges. 99, 1949.

## Das Interglazial von Wallensen im Hils

Glaziale Umlagerungen interglazialer Moore

Von Paul W. Thomson-Liblar. Mit 3 Abb.

Die Hilsmulde dürfte vielleicht das schönste geologische Modell im nordwestdeutschen Raume sein. Ihre geologische Bedeutung ist aber damit nicht erschöpft. Salztektonisch bedingte Senkungserscheinungen haben hier Schichtenfolgen aus verschiedenen Abschnitten des Tertiärs und Quartärs, z. T. übereinander, in wundervoller Form erhalten.

Hier befindet sich das bekannte Braunkohlenlager von Wallensen, über dessen Alter bis jetzt keine Klarheit herrschte. Der umgelagerte sekundäre Pollen dieser Braunkohle spielt in der Hangendschichte des Interglazials eine Rolle. Ich habe hier 2 Profile, gegen 70 Einzelproben, untersucht. Außer allen im Quartär auftretenden Pollenformen, auch dem von *Fagus*, der im Interglazial fehlt, *Ilex*, cf. *Hedera* u. a. tritt hier der Pollen typischer tertiärer Arten und Gattungen auf. Der *Pinus* cf. *haploxylo-*Pollen ist häufiger als der von *Pinus silvestris*. Nicht selten sind große pinusartige Pollenkörner, die vielleicht der Gattung *Keteleeria* angehören dürften, neben den von *Abies* und *Picea* vorhanden. Kleine nur 70  $\mu$  große Piceapollenkörner dürften von der *Picea omorica* oder einer nahe verwandten Art stammen. Sehr häufig, oft vorherrschend ist der Pollen der Gattung *Tsuga*, sowohl der vom *Tsuga canadensis*-, wie der vom *Tsuga heterophylla*-Typus. Im ganzen lassen sich 4 *Tsuga*-formen unterscheiden. Ich habe hier Frequenzen bis 48% beobachtet. Die *Tsuga*-arten dürften neben den Fichten und Tannen zu den häufigsten Waldbäumen dieser Zeit gehört haben. Der sehr charakteristische Pollen von *Sciadopitys* ist sehr verbreitet, wie auch der vom Sequoiatypus, der wohl durch lokale Bestände bedingt (Holzfunde, bestimmt von R. KRÄUSEL) in einzelnen Proben in Massen auftreten kann. Als Pollenlieferant könnte hier auch die Gattung *Cryptomeria* in Betracht gezogen werden. Dasselbe gilt auch für unglügelte, glatte Coniferenpollenkörner, die von Taxodiaceen, wie *Taxodium* u. a., und von Cupressineen, wie *Thuja*, *Chamaecyparis* u. a. herrühren dürften. Von tertiären Laubbäumen tritt hier der Nysapollen in mindestens 2 Formen in einzelnen Proben mit Frequenzen von 25% und mehr auf, die wohl durch Lokalbestände bedingt sind. Regelmäßig ist auch der Pollen von *Liquidambar* anzutreffen. Dasselbe gilt auch für *Carya* und besonders für *Pterocarya*, während der von *Juglans* sehr selten ist. Nur ganz zerstreut sind Pollenformen von *Castanea* u. a. anzutreffen. Die typischen miozänen Leitformen fehlen praktisch.

Wir haben es hier mit derselben Pollenzusammensetzung zu tun, wie sie in den Kohlenflözen im Hangenden des Limonitsandsteins im Verbinde der unteren Kaolinsande anzutreffen ist (THOMSON 1949). Das Braunkohlenlager von Wallensen im Liegenden des Interglazials dürfte somit dem Pliozän angehören und der Reuver-Stufe entsprechen oder vielleicht etwas älter sein.

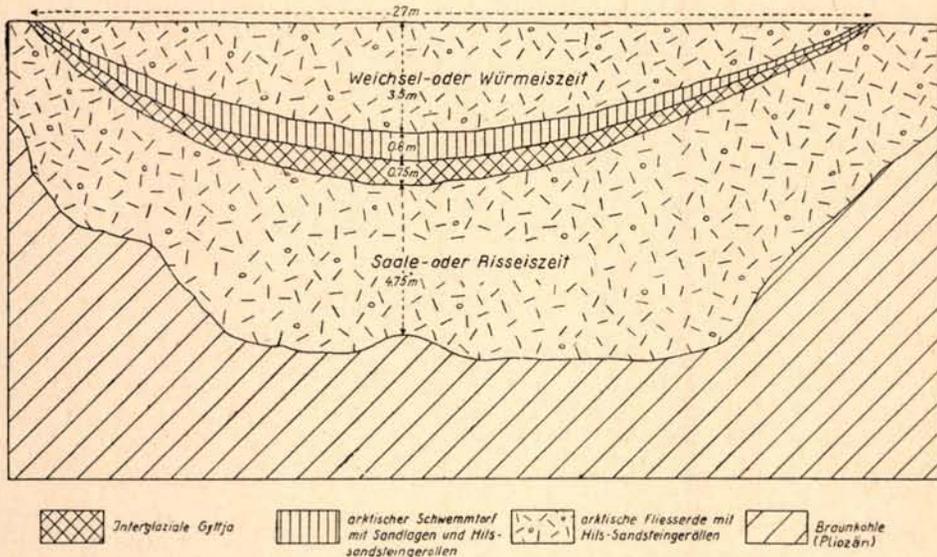


Abb. 1: Schematische Skizze der Lagerungsverhältnisse des Interglazials von Wallensen.

Im Hangenden dieser pliozänen Braunkohle sind nun seit langem die Ablagerungen eines Interglazials bekannt (MENZEL 1903). Leider hat sich durch den fortgesetzten Abbau das Profil soweit verändert, daß eine unmittelbare Verbindung des heutigen Profils mit dem von MENZEL beschriebenen nicht mehr möglich ist. Im Zusammenhang mit den Untersuchungen des Braunkohlenlagers habe ich diesen Aufschluß im Jahre 1947 besucht, das erste Mal zusammen mit P. WOLDSTEDT. Dabei habe ich eine Serie von zusammenhängenden Schlitzproben alle 5 cm im unteren autochthonen Teil und alle 10 cm im oberen allochthonen Teil des Interglazials entnommen, die dem Diagramm Nr. III (Abb. 3) zugrunde liegen. H. GROSS hat im Herbst 1946 eine Probenserie eingesammelt, die ich ebenfalls bearbeitet habe (Diagramm Nr. I, Abb. 2). Zähltablette Nr. II sind die untersten von H. VON GAERTNER mitgebrachten Proben. Alle 3 Profile stammen von der Nordostwand des Aufschlusses. Durch den fortgesetzten Abbau ist es aber bedingt, daß sie nicht genau von ein und derselben Stelle entnommen sind. Wie wir später sehen werden, dürfte das Profil Nr. III dem Ufer näher gelegen haben, als das Profil Nr. I. Hier sind Schichtenlücken (durch Erosion bedingt) und Umlagerungen von Uferbildungen (Schwemmtorf), die im Profil Nr. I fehlen, zu erkennen. Solche Erscheinungen sind an den Ostuferrändern von Seen für Gebiete mit vorherrschenden Westwinden sehr bezeichnend.

Aus beiden Diagrammen geht eindeutig hervor, daß wir es mit dem letzten Interglazial — Reiß-Würm (Saale-Weichsel) — zu tun haben. Sowohl im Hangenden wie im Liegenden des Interglazials sind „moränenartige“ Bildungen vorhanden (vgl. Abb. 1). Es sind das in Lehm eingebettete Brocken des Hils-

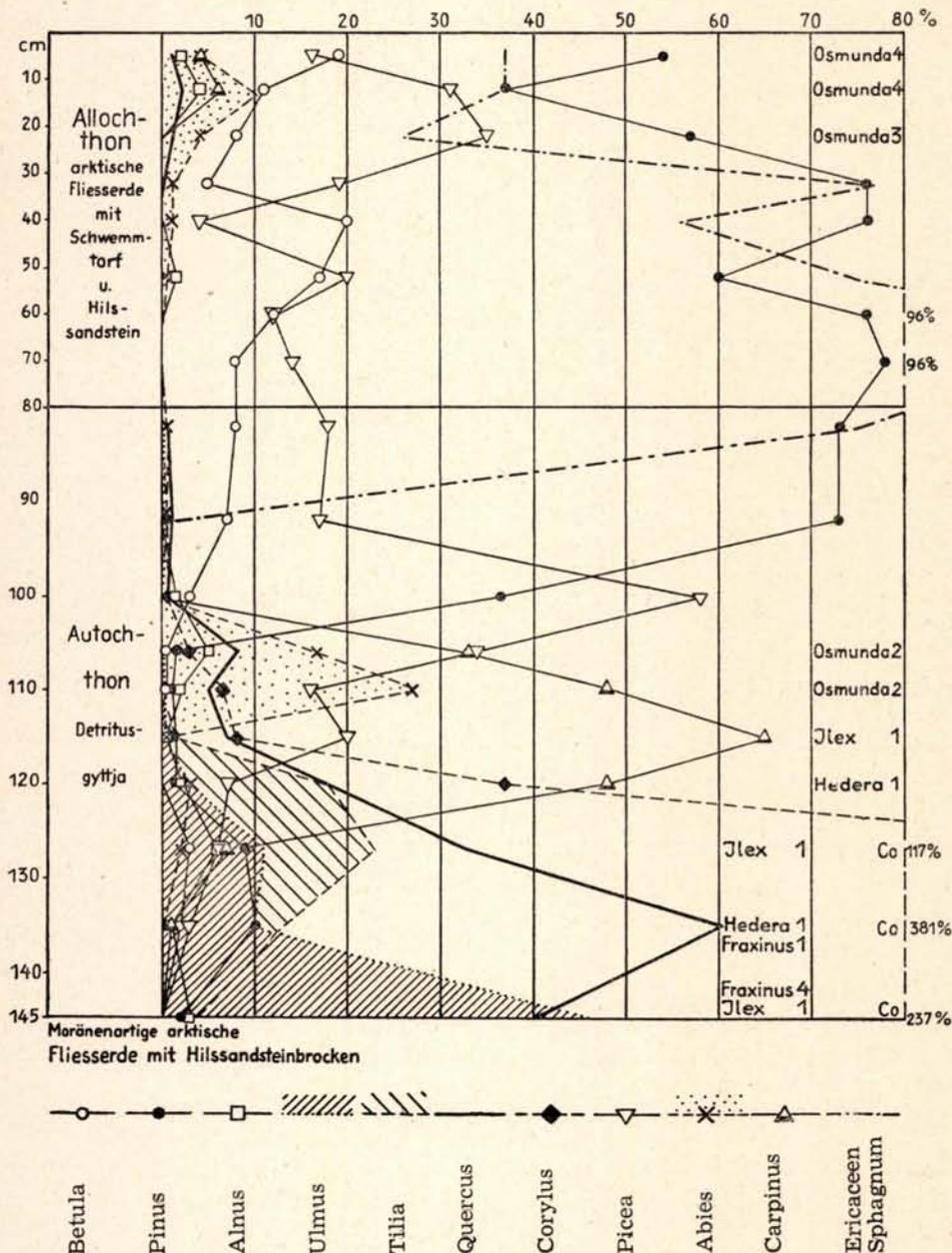


Abb. 2: Pollendiagramm I des Interglazials von Wallensen.

	Betula	Pinus	Alnus	Ulmus	Tilia	Quercus	Fraxinus	Corylus	Picea	Abies	Carpinus	Sphagnum	Ericaceen
Basis	5	20	3	27	11	32	2	232	Spur	—	—	—	—
+ 30 cm	2	8	0,5	28	2	58	2	506	Spur	—	—	—	—

Zähltable Nr. II des Interglazials von Wallensen.

steins, die nur als Schuttstrom von S her gekommen sein können. Nordisches Material und Feuersteine fehlen hier. Der hangende Teil dürfte demnach eine Fließerdebildung der Würm- oder Weichseleiszeit darstellen, der liegende der Riß- oder Saaleeiszeit (im erweiterten Sinne, das Warthestadium mit einbezogen) angehören.

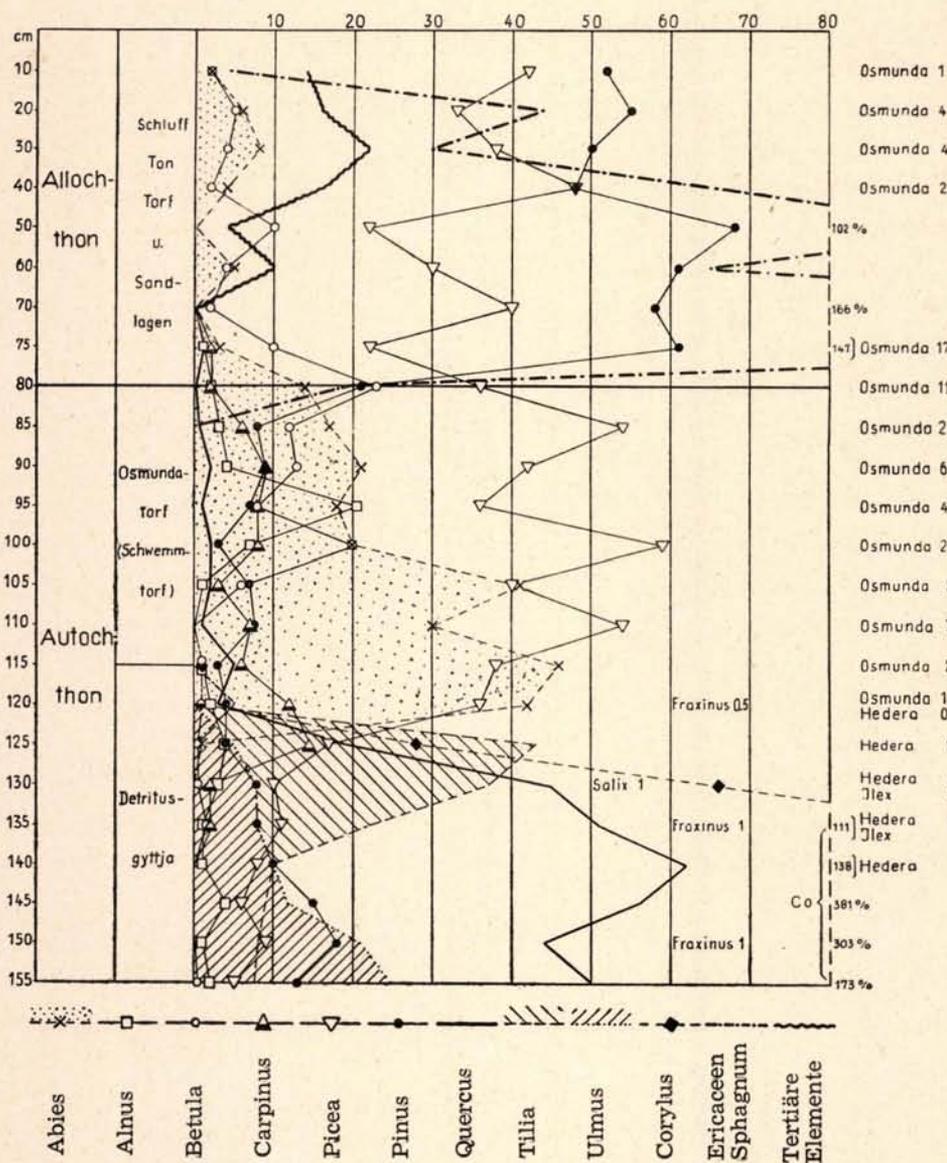


Abb. 3: Pollendiagramm III des Interglazials von Wallensen.

Im Diagramm Nr. III ist in der Kurve des tertiären Pollens nur der eindeutig bestimmte aufgenommen worden. Ein Teil des Pinus-, Picea- und Abiespollens, wie auch des durch Korrosion unkenntlichen Pollens dürfte ebenfalls aus dem Tertiär stammen.

Die wirkliche Menge des tertiären Pollens ist wesentlich größer, sie dürfte mindestens das Doppelte betragen.

Weiter im N des Grubenaufschlusses tritt echte Grundmoräne mit nordischem Material und Feuersteinen im Hangenden der Braunkohle zutage. Die Frage, ob diese Grundmoräne noch der Riß- oder Saaleeiszeit angehört, oder schon der Mindel- oder Elstereiszeit, kann nur durch Geschiebeuntersuchungen, die noch nicht gemacht sind, entschieden werden.

Im Jahre 1947 konnte man vom Südrande der Grube aus an der Nord- und Ostwand im Abraume der Braunkohle die Ablagerungen von 2—3 Eiszeiten, ein interglaziales und ein spät- und postglaziales Moor- und Seeprofil mit einer schönen Allerödgyttja überblicken. Das allerödzeitliche Alter des unteren Gyttjalagers im spät- und postglazialen Profil südlich des interglazialen habe ich pollenanalytisch feststellen können. F. FIRBAS hat hier bei einem späteren Besuch die für die westdeutschen Allerödbildungen bezeichnenden Tuffschichten gefunden.

Die Interglazialablagerungen im Abraume der Kohle sind im unteren, mehr oder weniger autochthonen Teil im Diagramm Nr. I (Abb. 2) und im Diagramm Nr. III (Abb. 3) bis zum Abiesgipfel in beiden Profilen eine Detritusgyttja, die in den untersten Schichten stärker tonhaltig ist. Bis zum Carpinusgipfel stimmen beide Diagramme völlig überein. Sie beginnen, wie auch das Profil Nr. II, von dem nur die untersten Schichten vorliegen, mit einer Eichenmischwaldphase, in der die Eiche als Waldbaum vorherrscht und die Ulme reichlich vertreten ist. Der Haselpollen erreicht hier Frequenzen von über 300%. Es handelt sich um den älteren oder genau genommen den mittleren Abschnitt der Wärmezeit des letzten Interglazials. F. FIRBAS hat in diesen Schichten auch die sehr bezeichnenden Samen der Gattung *Brasenia* festgestellt (F. FIRBAS, schriftl. Mitt.). Die unteren vor- und frühwärmezeitlichen Schichten scheinen überall zu fehlen. Die Absenkungserscheinungen, die zur Bildung des Seebeckens geführt haben, haben erst während der Wärmezeit die nötigen Beträge erreicht. Als Ursache könnte eine durch Verschwinden des rißeiszeitlichen Bodenfrostes bedingte Salzauslaugung oder Abwanderung in Betracht gezogen werden.

Der charakteristische Lindengipfel am Ende der Wärmezeit ist auch in beiden Diagrammen gut ausgebildet. Sehr bezeichnend ist für diesen Abschnitt das Auftreten großer Tiliapollenkörner, die wohl *Tilia platyphyllos* angehören dürften. In beiden Profilen tritt hier der sehr charakteristische Pollen von *Ilex* auf. Gleichzeitig tritt eine Pollenform auf, die mit großer Wahrscheinlichkeit der Gattung *Hedera* angehört. Das gleichzeitige Auftreten von *Ilex*, *Tilia* cf. *platyphyllos* und *Hedera* dürften einen guten Klimaindikator für diesen Abschnitt der Wärmezeit darstellen. (Nach F. FIRBAS — mündl. Mitt. — ist der Pollen der Gattung *Lysimachia* dem von *Hedera* ähnlich.) Die übrigen Nichtbaumpollen sind im wärmezeitlichen Abschnitt dieses Diagramms von nebensächlicher Bedeutung. Neben dem Auftreten von *Nymphaea*, *Nuphar*, cf. *Potamogeton* und Farnsporen (meist ohne Exospor, wohl *Aspidium thelypteris*) ist hier in 150 cm ein Pollenkorn cf. *Succisa* notiert worden.

Im Profil Nr. I folgt nun der typische Carpinusgipfel, der in dieser Interglazialzeit sogar noch in Estland nachzuweisen ist (THOMSON 1941). In dem sicher ufernäheren Profil Nr. III sind diese Schichten z. T. abgetragen worden. Es könnte sich hier um eine durch Schwankungen des Seespiegels bedingte Abtragung handeln. Wir hätten es also dann im Abschnitt des Carpinusgipfels im Profil Nr. III mit einer Erosionsdiskordanz im Kleinen zu tun.

Der Abiesgipfel ist wieder im Profil Nr. III stärker entwickelt. Hier dürfte eine Uferbildung oder umgelagerter Schwemmtorf vorliegen, der massenhaft Sporen von *Osmunda* und Farntracheiden enthält (Osmundatorf). Es wäre denk-

bar, daß diese Bildung durch Umlagerung von Ufertorfen bei einem Seespiegelanstieg entstanden sein könnte. Dadurch ist der Abiesgipfel im Profil Nr. III unverhältnismäßig in die Länge gezogen.

Außer der Osmundaspore treten hier noch Polypodiaceensporen und Sphagnusporen in geringen Mengen auf. Hier habe ich auch Pollenkörner von cf. *Viburnum* und cf. *Ribes* notiert. Große (ca. 80  $\mu$ ), stark gefaltete Pollenkörner könnten vielleicht der Gattung *Larix* angehören, wenn auch eine exakte Bestimmung nicht möglich ist. Dieser Osmunda-Schwemmtorf im Profil Nr. III ist trotz der hier vorhandenen Umlagerungserscheinungen doch eine mehr oder weniger autochthone Bildung.

Von 80 cm an beginnt in beiden Profilen nach oben hin eine ausgesprochene allochthone Serie. Schluffe und Tone mit Schwemmtorf wechseln hier mit Sandlagen ab, größere oder kleinere Brocken des Hils sandsteins treten auf. In den untersten 10 cm ist noch Material von Osmundatorf mit Abiespollen vorhanden, dann folgt in beiden Profilen eine Schichtenfolge, die in großen Mengen Hochmoorelemente enthält. Besonders im Profil Nr. I sind hier viel Sphagnumblätter und *Eriophorum vaginatum*-Scheidenepidermen vorhanden. In beiden Profilen tritt der Ericaceenpollen zusammen mit Sphagnusporen in großen Mengen auf (siehe die in beiden Diagrammen übereinstimmende Kurve der Ericaceenpollentetraden und Sphagnusporen als Summe). Unter den Ericaceen spielt *Calluna* eine große Rolle. Von den Waldbäumen erreicht die Kiefer ihr Maximum (wohl aus Waldhochmooren und Hochmoorrändern umgelagert). Wir haben es hier mit einer Sedimentation zu tun, die zusammen mit dem Abbau der in der Wärme- und besonders Nachwärmezeit entstandenen Moore unter arktischen Klimabedingungen mit gleichzeitiger Bildung von Palsen oder Torfhügeln entstanden ist.

Weiter nach oben zu sinkt in beiden Profilen die Pinuskurve und die der Sphagnusporen und Ericaceenpollentetraden. *Picea* und *Abies* beginnen eine größere Rolle zu spielen. Osmundasporen und gelegentlich *Carpinus* und *Quercus* treten auf. Die Abtragung fördert jetzt Material auf tieferen Torfschichten der durch arktisches Klima zerstörten Moore zutage. Gleichzeitig beginnt auch der umgelagerte tertiäre (pliozäne) Pollen in größeren Mengen zu erscheinen. Im Diagramm Nr. III ist eine Kurve des eindeutig aus dem liegenden Pliozän aufgearbeiteten Pollens eingezeichnet worden, wie *Liquidambar*, *Nyssa*, *Carya*, *Pterocarya*, cf. *Rhus*, *Pinus haploxylon*, *Sequoia*, cf. *Taxodium* (*Pol. hiatus*), *Tsuga* cf. *heterophylla* und *Tsuga canadensis*, *Sciadopitys* u. a. Ein großer Teil der Pinus-, Picea- und Abiespollenkörner, wie auch die schlecht erhaltenen und nicht näher bestimmten dürften hier ebenfalls aus dem Tertiär stammen. So dürfte die Gesamtsumme des tertiären Pollens viel größer sein, als die in der Kurve dargestellte, die nur die Summe eindeutig tertiärer Elemente enthält. Gramineen, Cyperaceen, Umbelliferen, Compositen u. a. Pollenkörner, Farnsporen und Lycopodiumsporen kommen in der allochthonen Serie gelegentlich vor. Sie spielen aber eine unwesentliche Rolle.

Diese Pollenführung kann, wenn man den tertiären Pollen nicht kennt und das Sediment nicht berücksichtigt, leicht ein zweites Wärmemaximum vortäuschen und dürfte oft als solches gewertet worden sein (JESSEN und MILTHERS, 1928).

Im Interglazial von Ringen bei Dorpat, Estland (Rõngu bei Tartu) hat K. ORVIKU 1939 ein eigenartiges Sediment beschrieben, das aus Gytjtägerollen, die die Größe einer Nuß erreichen können, und Schwemmtorf besteht. Ich habe darin sowohl Hochmoor- wie Niedermoorelemente festgestellt und nachweisen können, daß die Gytjtägerolle aus einer ält. Schicht stammen (THOMSON, 1941).

Dieser umgelagerte allochthone Torf erreicht hier eine Mächtigkeit, die das autochthone Interglazial um ein Mehrfaches übertrifft. Ich bin mir damals über die Entstehung dieser Bildungen nicht im klaren gewesen. Es handelt sich hier ebenfalls um eine arktische Zerstörung wärme- und nachwärmezeitlicher Moore, wohl verbunden mit Palsenbildungen, wie ich sie nun im Hils nachweisen kann. Wenn diese Zerstörung, die mit der Bildung von Torfhügeln oder Palsen verbunden ist; tiefere Schichten in einem späteren Stadium ergreift, so wird im Sediment durch Auftreten von umgelagerten wärmezeitlichen und nachwärmezeitlichen Pollen, auch von Samen wie *Brasenia* u. a., ein zweites Wärmemaximum vorgetäuscht. P. WOLDSTEDT (1949) hat darauf schon hingewiesen. Für das Interglazial von Wallensen im Hils dürfte der Beweis für diese Erscheinung erbracht worden sein. Heute erleben wir in der Arktis nur den Abbau der in der postglazialen Wärmezeit entstandenen geringmächtigen Moore mit der Bildung von 5 und mehr Meter hohen Torfhügeln oder Palsen, wie im zentralen Lappland. Am Ende eines Interglazials muß dieses Phänomen von ganz wesentlich größerem Ausmaße gewesen sein, da hier die arktische Umlagerung mächtige Torflager erfaßte. Diese Umlagerung dürfte z. T. in Form von Mullwehen stattgefunden haben.

#### Literaturverzeichnis

1. IVERSEN, I.: Sekundäre Pollen als Fehlerquelle. Verh. III. Int. Quartär. Konf. Wien (1936) S. 225. 1938.
2. JESSEN, K. und MILTHERS, V.: Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh water deposits in Jutland and Northwest Germany. — Danm. Geol. Unders. II. 48. 1928.
3. MENZEL, H.: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südl. Hannover. Die Interglazialschichten von Wallensen in der Hilsmulde. — Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt. 24. 1903.
4. ORVIKU, K.: Mitteilungen über das Interglazial von Ringen-Rõngu (estnisch). — Esti Loodus. Nr. 1. Dorpat-Tartu. 1939.
5. THOMSON, P. W.: Die Klima- und Waldentwicklung des von K. ORVIKU entdeckten Interglazials von Ringen beim Dorpat. — Z. deutsch. geol. Ges. 93. 1941.
6. — Beitrag zur Mikropaläontologie und Waldgeschichte des Neogens von Niedersachsen und Schleswig-Holstein. — N. Jahrb. f. Min. etc. Monatshefte. Abt. B. 1949. 1948.
7. WOLDSTEDT, P.: Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialvorkommen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. — Z. deutsch. geol. Ges. 99. 1949.

Manusk. eingegangen Ende 1947.

## Über den heutigen Stand der Pollenuntersuchungen als Hilfsmittel der Quartärforschung

Von F. Firbas, Göttingen

Die Bedeutung der Pollenuntersuchungen für die Quartärforschung beruht im wesentlichen auf drei Umständen: Sie sind zunächst der zur Zeit wichtigste Weg für die Rekonstruktion der vergangenen Vegetation, die für den Botaniker der Gegenstand seiner Bemühungen ist, für andere Wissenschaften aber ein wichtiges Stück der Landschaft, z. B. ein Stück der Umwelt des urgeschichtlichen Menschen. Die weitgehende Abhängigkeit der Pflanzendecke vom Klima bringt es weiter mit sich, daß jede vegetationsgeschichtliche Untersuchung eine klima-

geschichtliche Auswertung nahe legt. Und schließlich hat sich die pleistozäne und holozäne Vegetationsentwicklung als so reich gegliedert herausgestellt, daß die Zuordnung irgendwelcher Funde zu ihren einzelnen Abschnitten eine relative Altersbestimmung ermöglicht, die vor allem dort nützlich werden kann, wo andere Datierungswege versagen. Der folgende Bericht, der keinerlei Vollständigkeit erstrebt und erstreben kann und sich im wesentlichen auf die europäische Spät- und Nacheiszeit beschränken muß, ist nach diesen drei Gesichtspunkten gegliedert.

In der Rekonstruktion der Vegetation stand lange Zeit im Vordergrund die spät- und postglaziale Geschichte der Wälder im extramediterranen Europa. Da es sich hierbei nur um die Erfassung weniger Gattungen mit meist sehr gut kenntlichem und sicher bestimmbareren Pollen handelt, waren in verhältnismäßig kurzer Zeit bedeutende Erfolge möglich. So stehen uns heute in Mitteleuropa Pollendiagramme aus weit über 1000 Seen und Mooren zur Verfügung, deren Ergebnisse sich statistisch verarbeiten und kartographisch (als „Pollenniederschlagskarten“) darstellen lassen. Sie vermitteln ein z. T. schon sehr eingehendes Bild von der Zusammensetzung und Gliederung der Wälder während der einzelnen größeren Abschnitte der Spät- und Nacheiszeit, von denen sich etwa 10 recht gut abgrenzen lassen (1). Während der letzten Jahre sind außer in Nord- und Mitteleuropa besonders auf den britischen Inseln erfolgreiche waldgeschichtliche Arbeiten durchgeführt worden (2), und daneben erfahren wir nunmehr auch Näheres über die Waldgeschichte Frankreichs, dem dank seiner geographischen Lage für das Verständnis der nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung eine besondere Schlüsselstellung zukommt, das aber bisher in dieser Beziehung noch sehr wenig erschlossen war. Die wichtigste Frage, die man hier stellen möchte — nämlich nach dem Verlauf und der Zusammensetzung der glazialen Waldgrenze — läßt sich allerdings vorläufig immer noch nicht beantworten (3). Über die in Rußland erzielten neueren Fortschritte ist Verf. leider noch kaum unterrichtet.

Wir stehen aber heute in einer Periode eines systematischen Ausbaus der Pollenuntersuchungen, der weit über ihre Anwendung in der jüngeren Waldgeschichte hinausgeht und die Erfassung des Gesamtpollengehalts der Ablagerungen zum Ziel hat. Dieser Ausbau vollzieht sich auf drei Wegen:

Erstens in der zunehmenden Anwendung von Pollenuntersuchungen im Vorpleistozän, besonders im Tertiär. Darüber ist hier nicht zu berichten (4).

Zweitens in der zunehmenden Anwendung der Pollenanalyse in anderen Florengebieten. Neben einer großen Zahl von Untersuchungen der nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung in den Vereinigten Staaten und in Kanada verfügen wir z. B. über solche aus Feuerland und Neuseeland und neuerdings vor allem über umfassend begründete Pollenuntersuchungen an den Gebirgsmooren der Regenwaldstufe der Hawaiischen Inseln. Doch kann auch darauf hier nicht näher eingegangen werden (5).

Drittens handelt es sich im glazialen und postglazialen Mitteleuropa um den Ausbau der Bestimmung der sogenannten Nichtbaumpollen, worunter man alle Pollenkörner außer den bekannten Gehölzpollen versteht. Die Nichtbaumpollen haben zunächst Beachtung gefunden, weil sich aus ihrem Mengenverhältnis zu den Baumpollen Schlüsse auf den Grad der Waldbedeckung einer Landschaft ziehen lassen. Auf diese Weise wurde es möglich, in den Pollendiagrammen den Zeitpunkt der ersten Wiederbewaldung zu erfassen und waldlose Glazial- und Spätglazialfloren aufzufinden, die sich bisher dem Nachweis entzogen hatten, z. B. auch solche in den heute wärmsten Landstrichen des innerböhmisches Elb-

tals. Auf Grund dieser Untersuchungen wissen wir heute mit Sicherheit, daß Mitteleuropa zwischen den Alpen und dem nordischen Inlandeis während der letzten Eiszeit so gut wie vollständig waldlos gewesen sein muß (6).

Aber schon 1931 versuchten OVERBECK und SCHMITZ durch eine qualitative Analyse der Nichtbaumpollen auch die Geschichte anderer Pflanzengesellschaften aufzudecken, nämlich der nordwestdeutschen Zwergstrauchheiden und der die Küste begleitenden Halophytengesellschaften. Einige Jahre später gelang der pollenanalytische Nachweis des Getreidebaus, und durch diesen und die Bestimmung des Pollens einiger den Menschen begleitender Unkräuter, vor allem der Wegerich-(*Plantago*-)Arten, spiegelt sich heute auch die Geschichte der menschlichen Siedlungen, so weit sie mit Ackerbau verbunden waren, in den Pollendiagrammen wider (7). Das hat in Landschaften, die erst in bekannter, historischer Zeit besiedelt worden sind, Bedeutung für die Datierung der Diagramme. Es gestattet weiter, die Veränderungen der Vegetation unter dem Einfluß der Besiedlung zu verfolgen und ist schließlich auch verwendbar für die Klärung der älteren Siedlungsgeschichte selbst. So ließ sich erstmals im Untereichsfeld, später im Federseegebiet eine mehrfache Diskontinuität der mit Ackerbau verbundenen Besiedlung nachweisen (8).

Heute wendet sich nun das Interesse bei der Untersuchung der Nichtbaumpollen vor allem der näheren Bestimmung der Glazialvegetation zu, besonders dem Anteil, den „Tundra“ und „Steppe“ an ihr nahmen. Seit A. NEHRING's berühmten Untersuchungen (1875 ff.) kennt man allgemein die Steppenkomponente der glazialen Fauna, schon vorher war aus den zerstückelten Verbreitungsgebieten von Steppenpflanzen auf eine frühere Steppenzeit geschlossen worden. Das Vorkommen von Steppenpflanzenkolonien in den Zentralalpentälern lehrte, daß wenigstens ein Abschnitt dieser Steppenzeit postglazial (i. w. S.) sein muß. Aber in merkwürdigem Gegensatz zur Fauna blieb der paläontologische Nachweis glazialer Steppenpflanzen auffällig bescheiden, wenn auch Funde wie jene von *Crambe tataria* bei Przemysl und neuerdings von *Alyssum saxatile* (*Arduini*) bei Tarnow, also in galizischen Glazialflore, von besonderem Interesse sind (9). Nun haben aber IVERSEN und WELTEN fast gleichzeitig zeigen können, daß *Helianthemum cf. alpestre*, eine Leitart trockener subalpiner Matten, an der waldlosen Vegetation des älteren Spätglazials einen besonders hohen Anteil hatte, und ein noch viel besserer Zeiger für eine Trockenheit fordernde und in diesem Fall wohl steppenähnliche Vegetation ist das reichliche Vorkommen des lange Zeit mit *Salix* verwechsellten *Artemisia*-Pollens, der z. B. am Bodensee bis 19% des Gesamtpollens ausmachen kann (10). Allerdings kommt *Artemisia campestris* ssp. *borealis* auch in der arktischen Tundra vor. Aber nach den bisherigen Analysen, die aus dem Verbreitungsgebiet der *A. borealis* stammen, ist die Häufigkeit des *Artemisia*-Pollens dort verschwindend gering (unter 1%) und mit der glazialen, bzw. spätglazialen in Mitteleuropa nicht zu vergleichen (11). So dürfen wir erwarten, daß sich unser Bild von der eiszeitlichen Pflanzendecke im Laufe der nächsten Jahre wesentlich bereichern wird.

Der dem Gebiet Fernstehende mag sich freilich wundern, daß der pollenanalytische Nachweis vegetationsgeschichtlich so wichtiger Pflanzen erst so spät und nur schrittweise gelingt. Die Ursache hierfür liegt darin, daß die Morphologie und Systematik der Pollen- und Sporenformen ein sehr schwieriges Gebiet ist, das lange Zeit nicht die genügende Beachtung fand. Immer noch fehlt uns eine vollständige und kritische europäische Pollenflora. Sie kann nur auf Grund sorgfältiger Monographien im Laufe der Zeit ausgebaut werden; übereilte „Bestimmungsbücher“ sind wertlos. Doch belebt sich das Interesse an der Pollen-

systematik zusehends, nicht zuletzt dank der unermüdlichen Tätigkeit G. E. ERDMAN'S (12). Schweden hat vor kurzem in Bromma (Stockholm) auch ein eigenes Institut für Pollenforschung (Palynologie) gegründet. Außerdem wird von IVERSEN, TROELS-SMITH, FAEGRI u. a. in Dänemark und Norwegen auf diesem Gebiet intensiv gearbeitet. Von den Fortschritten der qualitativen Pollenanalyse darf man wohl auch weitere Aufschlüsse über den Ausklang der pliozänen Flora in den Interglazialen und damit neue Anhaltspunkte für deren Altersstellung erwarten.

Wenden wir uns nun kurz dem Nachweis von Klimaänderungen zu, so haben sich innerhalb des Zeitraums vom letzten Eishochstand der Würmeiszeit (Pommersches Stadium) bis zur Gegenwart zwei große Wärmeschwankungen herausgestellt: das spätglaziale Alleröd-Interstadial und die postglaziale Wärmezeit.

Zu einer Übersicht über die spätglazialen Verschiebungen der Waldgrenze und die ihnen zugrunde liegenden wahrscheinlichen Temperaturveränderungen, die an anderer Stelle gegeben wurde (13), sei hier nur ergänzend hinzugefügt, daß G. DUBOIS auch über einen wahrscheinlichen Nachweis der Allerödschwankung im französischen Zentralplateau, an zwei Stellen in 950 und 1100 m Höhe im Massiv von Cantal, berichten konnte. Es ist bezeichnend, daß die hier dem Alleröd zugeordneten Schichten schon erhebliche Mengen von Eichenpollen enthalten, der später wieder verschwindet. Weiter konnte W. PENNINGTON in Mittelengland in dem See von Windermere, der am Fuß der bis 978 m ansteigenden Cambrian Mountains liegt, ein Spätglazialprofil aufdecken, in dem die Allerödschwankung durch Grobdetritusgyttjen, die jüngere Dryaszeit aber nochmals durch Bändertone, Zeugen einer neuerlichen Vergletscherung des Gebirges, vertreten ist. Sie umfassen nach vorläufiger Zählung etwa 400—500 Jahresschichten. Das stützt die übliche Zuordnung zu dem Eisstand an den Salpausselkä (14). Hatten sich subarktische Birken- und Kiefernwälder während der Allerödzeit bis ins Ostseegebiet ausgebreitet, so muß der nachfolgende Klimarückschlag der jüngeren Tundrenzeit den geschlossenen Wald wieder weit nach Süden zurückgedrängt haben. Er scheint sich als solcher nur in den wärmsten Tiefenlagen der Mittelgebirgslandschaften erhalten zu haben wie im Oberrheinischen Tiefland, in Innerböhmen u. a. Weite Landschaften Mitteleuropas wurden waldlos oder zu einer Art „Waldtundra“. Die alpine Waldgrenze sank wieder um einige 100 m auf Höhenlagen von 800—1100 m unter ihrem heutigen Stand herab.

Festigt sich unser Wissen von den spätglazialen Klimaschwankungen erst jetzt, so ist die postglaziale Wärmezeit seit langem erwiesen und anerkannt. Trotzdem knüpfen sich auch an sie noch mancherlei Fragen. Sie betreffen ihre nähere klimatische Charakteristik, die genauere Bestimmung ihres Anfangs, ihres Verlaufs und ihres Endes. Hier kann darauf nicht näher eingegangen werden. An anderer Stelle wurde z. B. gezeigt, daß der seit langem erschlossene höhere Stand der Waldgrenze im Riesengebirge, mit dem eine Bedeckung der Kammregion bis oberhalb 1500 m, sehr wahrscheinlich mit subalpinem Buchengehölz, verbunden war, nicht — wie bisher angenommen — nur bis in den Beginn des Subatlantikums, sondern bis in die erste Zeit der deutschen Kolonisation angedauert hat, nämlich mindestens bis ins 14. Jahrhundert. Erst im Laufe des 15. und 16. Jahrhunderts kann der Übergang zu der heutigen (nach Abwägung wirtschaftlicher Einflüsse als natürlich anzusehenden) Lage erfolgt sein. Das steht in guter Übereinstimmung z. B. zu dem, was wir über die historischen Gletscherstände in den Alpen wissen (15). Besteht also zwischen dem bekannten Temperaturverlauf des Spätglazials und der Strahlungskurve ein

auffälliger Gegensatz (13), so paßt der Nachweis eines allmählichen Ausklangs der postglazialen Wärmezeit auch noch in der sogenannten „Nachwärmezeit“ recht gut zu der während der letzten Jahrtausende weiter fortschreitenden Strahlungsabnahme.

Einen groß angelegten und umfassend begründeten Überblick über die Bedeutung der Pollenuntersuchungen für die Klimageschichte der Erde hat 1944 L. v. POST gegeben. Sein Grundgedanke ist der Nachweis der „Revertenz“, wie sie sich in allen bisher untersuchten Vegetations- und Klimagebieten der Erde aus den auffälligen regionalen Parallelen im Kurvenverlauf der Pollendiagramme ergibt: Im letzten, etwa 2—3 Jahrtausende umfassenden Abschnitt der Klimageschichte der Erde (III) läßt sich in der Vegetationsentwicklung und damit offenbar auch im Klima eine neuerliche Annäherung an die Zustände erkennen, die im frühen Postglazial (I) bestanden haben. Dazwischen liegt ein mehrere Jahrtausende umfassender mittlerer Abschnitt (II), der uns als „postglaziale Wärmezeit“ mit einer Polwärtsverschiebung der gemäßigten Waldgürtel um etwa 5 Breitengrade bekannt ist, in anderen Klimagebieten aber auch durch Verschiebungen der Niederschlagsverhältnisse zum Ausdruck kommen kann. So herrschte in den untersuchten höheren Lagen der Hawaiischen Inseln während I eine trockene subalpine Vegetation, während II montaner Regenwald. Während III macht sich neuerlich die Ausbreitung einer zwar etwas anders gearbeteten, aber deutlich trockeneren subalpinen Vegetation geltend. Ähnliches gilt für Neuseeland. Es muß betont werden, daß die Vegetations- und wohl auch die Klimaverhältnisse in den meisten Gebieten während III andere waren als während I, aber eine gewisse Annäherung, eine „Revertenz“ ist trotzdem, vor allem im Vergleich zu II, unverkennbar. Diese Gedanken v. POST's werden die Forschung in den nächsten Jahren sicher noch mehr bestimmen, als sie das schon bisher taten. Es eröffnet sich jetzt durch die Untersuchungen in verschiedenen Klimagebieten der Erde die Möglichkeit, Einblick in jene Änderungen im Zirkulationssystem der Atmosphäre zu gewinnen, die den postglazialen Klimaverlauf in den verschiedenen Gebieten zwar jeweils anders, aber doch entsprechend und in enger ursächlicher Verknüpfung bestimmt haben.

Zur Frage der Altersbestimmung mit Hilfe von Pollenuntersuchungen sei nochmals wiederholt, daß die Pollendiagramme der meisten mitteleuropäischen Landschaften im Laufe des Spät- und Postglazials die Unterscheidung von 8—10 Abschnitten möglich machen, die durch ihre Pollenführung so gut gekennzeichnet sind, daß eine sichere Zuweisung von Funden unbekanntem Alters zu ihnen, wenn nicht schon auf Grund einzelner Pollenspektren, so doch auf Grund längerer Diagrammausschnitte möglich wird. Darüber hinaus zu gehen, ist hingegen schwierig. Es sei an einer einfachen Überlegung gezeigt. Die Zeit seit dem frühpostglazialen Haselmaximum bis zur Gegenwart beträgt etwa 8000 Jahre, d. h. 80 Jahrhunderte. Um durchgehend mit einer Genauigkeit von einem Jahrhundert datieren zu können, müßten wir also in den Pollendiagrammen diesen Zeitraum in 80 Abschnitte teilen und jeden einzelnen dieser Abschnitte von den Nachbarabschnitten unterscheiden können. Jeder Blick auf ein Pollendiagramm mit seinen methodisch bedingten Zufallsschwankungen lehrt, daß dies auch für längere Zeitabschnitte, z. B. von 200—300 Jahren, in der Regel nicht möglich sein wird. Nur zu gewissen Zeiten, etwa während der Erstausbreitung der Buche oder dort, wo in jungbesiedelten Gebieten die Getreidekurve mit der bekannten historischen Siedlungsgeschichte verknüpft werden kann, liegen die Dinge etwas günstiger. Aber Altersunterschiede von nur einem oder einigen wenigen Jahrhunderten können darüber entscheiden, ob ein Fund z. B.

noch ins Neolithikum oder schon in die Bronzezeit zu stellen ist. Die Vorsicht und Kritik, die hier unbedingt notwendig ist, ist nicht immer geübt worden und wird es auch heute noch nicht in allen Fällen. So erfreulich es daher für den Vegetationsgeschichtler ist, wenn er anderen Wissenschaften, besonders der Urgeschichte, nützlich sein kann, so besteht heute zweifellos die Gefahr, daß die Mittel, die ihm zur Verfügung stehen und die bei kritischer Verwendung sicherlich wichtige Datierungen möglich machen, überschätzt werden.

Um so größer ist freilich auch der Anreiz, eine Verfeinerung der Altersbestimmungen zu erstreben. Sie wird heute auf vierfache Weise verfolgt:

Erstens durch den Nachweis kleinerer Klimaschwankungen und ihre sichere Verknüpfung von Landschaft zu Landschaft. Hier stehen neben den Vorgängen, die in untergeordneten, aber gesetzmäßigen und von den methodischen Schwankungen abtrennbaren Verschiebungen des Pollengehalts zum Ausdruck kommen, jene Änderungen der Feuchtigkeitsverhältnisse zur Verfügung, die das Wachstum der Moore beeinflußt haben. In Südschweden hat die wichtigsten GRANLUND in seinem System der Rekurrenzflächen (Zersetzungskontakte des Hochmoortorfs) erfaßt, von denen die dritte dem klassischen Grenzhorizont C. A. WEBER's entspricht (16). Es ist eine wichtige, aber nur durch sehr eingehende monographische Untersuchungen lösbare Aufgabe, den Geltungsbereich der durch die Rekurrenzflächen angezeigten Klimaveränderungen in Europa zu bestimmen. Aus Dänemark und England liegen z. B. neue positive Beiträge hierzu vor (17). Die von OVERBECK und SCHNEIDER eingeführte regelmäßige Anwendung kolorimetrischer Untersuchungen zur Bestimmung der Humifizierung des Torfes dürfte auf dem Wege zu einer größeren Exaktheit auf diesem Gebiete noch von besonderem Nutzen werden (18).

Ein weiterer Weg zum Ausbau pollenanalytischer Altersbestimmungen ist die Auswertung der hie und da vorhandenen Jahresschichtung pollenführender Ablagerungen. Er ist schon 1925 von GIESENHAGEN an dem interglazialen Kieselgurfolger von Neu-Ohe begangen worden. SANDEGREN und später FROMM haben die für die Chronologie des Postglazials entscheidenden gebänderten Sedimente des Ragundasees und Ängermanelfs pollenanalytisch untersucht, und neben Funden in der Kieler Förhrde (TAPFER) liegt ein eingehender Versuch aus dem Faulenseemoos im Gebiet des Thuner Sees durch WELTEN vor (19). Von den sicher datierten Diagrammen FROMM's abgesehen, steckt dieses Verfahren aber noch in den Anfängen. Dies gilt noch mehr von einem dritten, nämlich einer Verknüpfung der Pollendiagramme mit der Jahrringchronologie, die seit einer Reihe von Jahren für Deutschland durch Br. HUBER ausgebaut wird (20). Allen diesen Möglichkeiten ist eines gemeinsam: daß nur ein sehr großer Aufwand an Zeit und Arbeitskraft und nur peinlichste, unvor-eingenommene Genauigkeit und Geduld zum Ziele führen können. Von der Datierung der Interglaziale auf Grund ihrer Pollendiagramme soll hier nicht die Rede sein. P. WOLDSTEDT hat mit seinen Mitarbeitern gerade bei der Hannover-schen Tagung hierfür verschiedene neue überzeugende Beispiele beigebracht. Schließlich ist vor kurzem auch noch die Aussicht hinzugekommen, Torfe und sonstige organische Reste mit Hilfe ihres Gehalts an radioaktivem Kohlenstoff ( $C^{14}$ ) datieren zu können (21).

Die Pollenforschung mochte in den Jahren, in denen sie sich fast ganz mit der postglazialen Waldgeschichte beschäftigt hat, dem Fernstehenden fertig und ein-förmig erscheinen. Tatsächlich ist ein ständiger methodischer Ausbau vor sich gegangen, der ihr Anwendungsgebiet wesentlich erweitert hat, noch lange nicht abgeschlossen ist und daher weitere Erfolge verspricht.

## Schriftennachweis

- (1) FIRBAS, F., Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Jena 1949.
- (2) Besonders von H. GODWIN und seinen Schülern sowie in Irland von Kn. JESSEN und G. F. MITCHELL, vgl. die Sammelreferate von F. FIRBAS in Naturwissenschaften, 31, 1943, 69—72 (für Nordeuropa) und a. gl. O. 34, 1947, 252—256 (für die Britischen Inseln), weiter Proc. Roy. Irish Acad. 52/B, Nr. 6, 1949.
- (3) DUBOIS, G., Vegetatio 1, 1948, 43—50; LEMÉE, G., Ann. Biol., 24, 1948, 49—75, und FIRBAS in Fortschritte der Botanik, 12, 1949.
- (4) Vgl. z. B. THIERGART, F., Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung, Stuttgart 1940, und die dort besprochenen Arbeiten. Seit mehreren Jahren hat P. W. THOMSON auf diesem Gebiet erfolgreich gearbeitet, vgl. verschiedene Arbeiten in Geol. Jahrb. (Hannover), 65, 1950 und in Paläontographica, 90/B, 1950; außerdem KIRCHHEIMER, POTONIE, RUDOLPH u. a.
- (5) POST L. v., The prospect for pollen analysis in the study of the earth's climatic history. New Phytologist, 45, 1946, 193—217 (Übersetzung aus Ymer 1944); SELLING, O. H., B. P. Bishop Museum Spec. Publ. 39, Honolulu (Hawaii), 1948, 1—154.
- (6) FIRBAS, F., Naturwissenschaften, 27, 1939, 81—89, 104—108.
- (7) OVERBECK, F. und SCHMITZ, H., Mitt. Provinzialst. f. Naturdenkmalpfl. Hannover, 3, 1931, 1—179; FIRBAS, F., Zeitschr. f. Botanik, 31, 1937, 447—478; IVERSEN, J., Danm. Geol. Unders. København, II/66, 1941, 7—68.
- (8) STEINBERG, K., Hercynia (Halle), 3, 1944, 529—587; MÜLLER, I., Planta 35, 1947, 70—87.
- (9) KULCZYNSKI, St., Acta Soc. Bot. Polon., 9, 1932; KLIMASZEWSKI, M. und SZAFER, Wl., Starunia (Krakow), 19, 1945, 1—34.
- (10) IVERSEN, J., Geol. Fören. Förh. Stockholm, 66, 1944, 774—776; WELTEN, M., Veröff. d. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 21, 1944, 1—201; FIRBAS, F., Biol. Zbl., 67, 1948, 17—22; ERDTMAN, G. E., Svensk. Bot. Tidskr., 40, 1946, 293—304.
- (11) DEGERBOL, L. und IVERSEN, J., Danmarks Geol. Unders. København, II/73, 1945, 1—62; WENNER, C. G., Geografiska Annaler, 1947, 1—241.
- (12) ERDTMAN, G. E., An Introduction to Pollen Analysis, Waltham, Mass. 1943, 1—239, und verschiedene Beiträge in Botan. Notiser (Lund) 1944—1946 FAEGRI, Kn., a. J. IVERSEN, Text-book of modern pollenanalysis. Copenhagen 1950.
- (13) FIRBAS, F., Naturwissenschaften, 34, 1947, 114—118.
- (14) DUBOIS, G., & C., C.R.S. de la Soc. Géol. de France, 1944, 46—48 und 61—62; PENNINGTON, W., Phil. Transact. Royal Soc. London, B/596, 233, 1947, 137—175.
- (15) FIRBAS, F., und LOSERT, H., Planta 36, 1949, 478—506.
- (16) GRANLUND, E., Sverig. Geol. Undersökn. Arsbok, 26, 1932, 1—193.
- (17) JESSEN, K., Acta Archaeol. København, 16, 1—3, 1945, 67—91; HARDY, E. M., New Phytologist, 38, 1939, 364—396.
- (18) OVERBECK, Fr., Planta, 35, 1947, 1—56.
- (19) FROMM, E., Geol. Fören. Förhandl. Stockholm, 60, 1938, 365—381; TAPFER, E., Geol. d. Meere und Binnengewässer, 4, 1940, 113—244; WELTEN, M., s. u. (10).
- (20) HUBER, Br., Mitt. d. Akad. d. Dtsch. Forstwissensch., 1, 1941, 110—125.
- (21) LIBBY u. a. in Science, 109, 1949.

# Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet

(Mitteilungen aus dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden)

von ERNST SCHÖNHALS, Wiesbaden

Mit 7 Abbildungen

## Inhalt

- I. Einleitung
- II. Beobachtungen an fossilen Böden
  1. Rhein-Maingebiet
  2. Niederhessische Senke
  3. Böhmen und Mähren
  4. Weitere Vorkommen fossiler Böden
- III. Boden und Klima während der jungpleistozänen Verwitterungszeiten
- IV. Zusammenfassung
- V. Schriftenverzeichnis

## I. Einleitung

Für die Gliederung des Pleistozäns spielen bekanntlich die Bildungen der wärmeren Zeitabschnitte wie Torf, Kieselgur, Mergel, Kalk und marine Sedimente eine besondere Rolle. Leider finden sich diese meist auch räumlich begrenzten Ablagerungen in dem eisfreien Gebiet recht selten, so daß uns hier nur geringes Beobachtungsmaterial für die Charakterisierung jener wärmeren Epochen zur Verfügung steht.

Umso wertvoller sind daher die erhalten gebliebenen Verwitterungsdecken, die auf den pleistozänen Ablagerungen in verschiedener Mächtigkeit und Ausbildung entstanden. Selbstverständlich verfielen auch diese vorzeitlichen Böden auf großen Flächen der Abtragung, so daß wir meist nur noch Verwitterungszeugnisse des jüngeren Pleistozäns finden und auch diese nur an solchen Stellen, wo günstige Erhaltungsbedingungen vorhanden waren. Eine der wichtigsten Voraussetzungen für die Überlieferung begrabener Böden war die baldige Bedeckung mit neuem Gesteinsmaterial, ohne daß bei diesem Vorgang der Boden selbst zerstört wurde. Diese Voraussetzung war in erster Linie dort gegeben, wo der leichte Lößtaubden Boden unter sich begrub und so vor Abtragung schützte. Die Lößgebiete sind daher zum Studium der fossilen Böden des Pleistozäns besonders geeignet. Der Wert der auf den Lößen erhaltenen Verwitterungsdecken für vergleichende regionale Untersuchungen wird noch dadurch erhöht, daß das Bodenmuttergestein praktisch überall das gleiche ist; wesentliche Faktoren der Bodenbildung, wie die petrographische und chemische Zusammensetzung des Ausgangsgesteins, seine Korngrößenzusammensetzung und Struktur sind infolgedessen als konstant anzusehen, so daß im jeweiligen Bodentyp im wesentlichen der Einfluß des Klimas und der Geländegestaltung zum Ausdruck kommt. Die Einwirkungen des Reliefs können jedoch in den meisten Fällen noch durch den Verlauf der alten Landoberfläche erfaßt werden, so daß der Charakter des Klimas aus dem Bodenprofil zu ersehen ist.

Eine weitere Voraussetzung für die bodenkundliche und klimatische Auswertung der Beobachtungen ist die Datierung der Verwitterungsdecken, weshalb eine stratigraphische Gliederung der Deckschichten durchgeführt werden muß.

Die Untersuchungen, über die im folgenden berichtet wird, wurden in dem engeren Rhein-Maingebiet, in der nördlichen hessischen Senke sowie in Böhmen und Mähren anlässlich der in diesen Gebieten ausgeführten Bodenkartierung vorgenommen. Sie betrafen zunächst die geologische Gliederung und Datierung der jeweiligen Schichten und außerdem die bodenkundlichen Eigenschaften der eingeschalteten Verwitterungsdecken. Wie bei der Untersuchung der rezenten

Böden, so wurde auch bei den fossilen eine genaue Horizontbeschreibung vorgenommen und auf alle für die Erkennung der einzelnen Bodenformen wichtigen Eigenschaften geachtet.

Im Rahmen dieser Veröffentlichung ist jedoch nur eine kurze Erläuterung der wichtigsten Profile möglich; Einzelheiten über die Ausbildung der Schichten und Bodenprofile können daher nicht mitgeteilt werden.

Die Grundlage aller Erörterungen bildet das gesamte Pleistozänprofil, weshalb es auch als Ausgangspunkt der folgenden Betrachtungen dienen soll.

## II. Beobachtungen an fossilen Böden

### 1. Rhein-Maingebiet (vgl. hierzu die Arbeiten von SCHÖNHALS 1950, 1951).

Wir wenden uns zunächst einigen Profilen aus dem Rheingau zu, jenem fruchtbaren Gebiet, das sich zwischen dem Südabhang des Taunus und dem Rhein erstreckt. An großen SW-NO streichenden Verwerfungen sind hier die Ablagerungen des Mittel- und Oberoligozäns und des Untermiozäns staffelförmig abgesunken, um südlich des Rheins zum rheinhessischen Plateau wieder anzusteigen. Durch diese schon alt angelegten Störungen wird das heutige Landschaftsbild in seinen Grundzügen bestimmt, das schließlich im Pleistozän durch die Bildung verschiedener Terrassen und die Anwehung des Lößes sein jetziges Aussehen erhalten hat.

Man kann im Rheingau neben den jungtertiären Stufen, die sich am Gebirgsrand nach Westen hin bis unterhalb Bingen verfolgen lassen, 3 pleistozäne Terrassengruppen unterscheiden. Einmal die nur noch in kleinen Resten erhaltene Hauptterrasse in 200—260 m ü. NN., dann die obere und mittlere Mittelterrasse in etwa 120—180 m ü. NN und schließlich die in 90—100 m ü. NN sich hinziehende unterste Stufe der Mittelterrasse (Talwegterrasse), auf der die wichtigsten Siedlungen entlang des Rheins liegen. Die Niederterrasse, etwa 85 m ü. NN gelegen, ist nur an wenigen Stellen ausgebildet, so z. B. auf dem Eltville gegenüberliegenden Rheinufer. Mit Ausnahme der Niederterrasse werden die höheren Terrassenflächen von Löß bedeckt, besonders die Talwegterrasse. Die obere Mittelterrasse wird wie GERTH (1909) und MORDZIOL (1910) zwischen Schierstein und Höchst beobachtet, von älterem Löß überlagert, der eine bis 1,5 m mächtige Verlehmungsdecke trägt, die sich durch „eine typische Vegetations- oder Humusdecke mit stellenweise nicht selten vorkommenden, zu Kohle umgewandelten Pflanzenresten“ auszeichnet. Mächtigkeit und Ausbildung dieser Verwitterungsdecke erinnerten MORDZIOL an den älteren Löß des Niederrheins und an das klassische Lößprofil von Achenheim bei Straßburg. In den von GERTH und MORDZIOL erwähnten Aufschlüssen ist der ältere Löß mit dem darauf erhaltenen Boden nicht mehr zu beobachten. Im Sommer 1947 fand ich jedoch in dem von Erbach nach Eichberg hinaufführenden Hohlweg älteren Löß mit einer etwa 1 m starken Verwitterungsdecke; die alte Landoberfläche liegt in dem ersten Aufschluß bei km 0,7 ca. 122,5 m ü. NN, beim zweiten Aufschluß unmittelbar hinter dem Landhaus Marienhöhe ca. 139,5 m ü. NN. Die Schichtenfolge im Hohlweg ist aus Abb. 1 zu ersehen.

Wie die Ergebnisse der Korngrößenanalyse zeigen, handelt es sich bei dem begrabenen Boden um typischen Löß, dessen Verwitterungsdecke nach den Profilbeobachtungen und chemischen Untersuchungen als degradierte Schwarzerde bezeichnet werden muß. Unter dem etwa 60 cm mächtigen, kaffeebraunen, schwach humosen A-Horizont folgt mit allmählichem Übergang ein gleichmäßig brauner, feinsandiger bis kräftiger Lehm, der etwa 40 cm mächtig wird (B-Horizont). Der Gesamthumusgehalt im A-Horizont, wahrscheinlich nur noch ein Rest des ehemals vorhandenen, beträgt 0,65 %; bei dem stärker degradierten Profil

bei km 0,7 wurde er nur noch zu 0,3 % ermittelt.<sup>1)</sup> Der Kalkgehalt im A-Horizont beträgt 3,5 %, im braunen B-Horizont nur noch 2,2 %. Die pH-Werte (in KCl gemessen) liegen im A-Horizont (3 Proben) alle bei 7,6, im B-Horizont bei 7,4. Stärkere Verlagerungen der Sesquioxide haben nicht stattgefunden. Nur im B-Horizont ist eine schwache Anreicherung von  $Al_2O_3$  festzustellen, bei dem stärker degradierten Profil auch von  $Fe_2O_3$ .

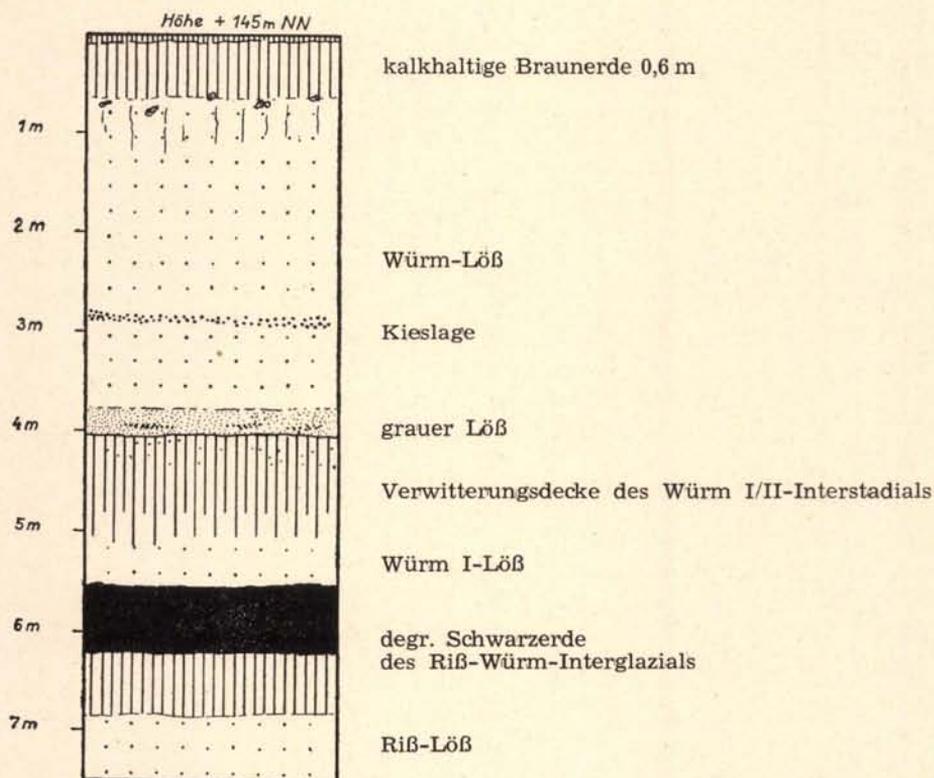


Abb. 1: Schichtenfolge und fossile Verwitterungsdecken am Landhaus Marienhöhe im Hohlweg von Erbach nach Eichberg.

Insgesamt kann aus den Untersuchungen auf eine geringe Durchfeuchtung während der Bildungszeit des Bodens geschlossen werden, so daß eine Anreicherung der Humusstoffe in dem an Basen gesättigten Boden stattfinden konnte. Da sich dieser fossile Boden in seinem Profilaufbau und Chemismus grundsätzlich nicht von den in unseren Steppengebieten der Nacheiszeit gebildeten und später degradierten Böden unterscheidet, kann diese fossile Verwitterungsdecke wohl als verbrauchte oder degradierte Schwarzerde bezeichnet werden. Als Bildungszeit kommt die zwischen der Riß- und Würm-Vereisung gelegene Würmezeit in Frage, die — wie unten noch dargelegt wird — auch in anderen Gebieten durch Schwarzerden charakterisiert ist.

Ein weiteres Schwarzerdevorkommen fand Herr Dr. PINKOW, Wiesbaden, unmittelbar nördlich von Geisenheim in einer Baugrube unter 4,5 m mächtigem

<sup>1)</sup> In einem älteren begrabenen Schwarzerdeprofil in Mähren fand PELIŠEK (1938) einen Humusgehalt von 0,4 %, in einer jüngeren fossilen Schwarzerde dagegen 1,8%.

jüngeren Löß. Die etwa 70 cm starke Schwarzerde wies keine auffälligen Degradationsmerkmale auf.

Während über dem fossilen Boden des Profils bei km 0,7 zunächst ein 2,5 m mächtiger, mit Feinsand und Kies wechsellagernder Löß folgt, der ziemlich unvermittelt in reinen Löß übergeht, wird in dem Aufschluß unmittelbar hinter Marienhöhe der ältere Löß von einem ersten jüngeren Löß bedeckt, der 1 m tief verwittert ist. Er gliedert sich in einen 60 cm starken dunkelbraunen, noch kalkhaltigen Lehm und einen hellbraunen, kalkhaltigen, feinsandigen Lehm von 40 cm; hierunter folgen noch 20 cm Löß. Bei dem gleichmäßig verteilten Kalkgehalt handelt es sich nicht um von oben zugeführten Kalk, sondern um den Rest des ehemals vorhandenen. Da die darunterliegende letztinterglaziale Schwarzerde unmittelbar nach ihrer Bildung zugedeckt wurde, dürfte der verlehnte Löß zu Beginn des Würm-Glazials abgelagert worden sein. Wäre die Überdeckung mit Löß nicht bald erfolgt, so würde die Schwarzerde sehr wahrscheinlich abgetragen oder stärker degradiert worden sein. Die Lagerungsverhältnisse sprechen daher für eine Eingruppierung des über der Schwarzerde liegenden Lößes in das

Würm I-Glazial; die Verlehmung wäre dann dem Würm I/II-Interstadial zuzuweisen. Bodentypologisch gehört die Verwitterungsdecke zu der Gruppe der Braunerden, und zwar wegen des noch vorhandenen Kalkgehalts zu den noch nicht voll entwickelten.

Bei dem über der Verlehmungszone folgenden 45 cm starken, hellgrauen Mehlsand handelt es sich wahrscheinlich um verwehte feinkörnige Sande aus den ganz in der Nähe anstehenden Süßwasserschichten des Cyrenenmergels; die vereinzelt vorkommenden Feinkieseinlagerungen dürften auf das am Hang abfließende Niederschlagswasser zurückzuführen sein.

Der 3,8 m mächtige hangende Löß wird etwa 3 m unter der Oberfläche durch ein 5-8 cm starkes Kiesband, das schwach nach S einfällt, zweigeteilt. Es markiert vermutlich eine Abtragungsfläche, so daß der heute als einheitlich erscheinende Lößkomplex unter Umständen 2 verschiedenaltige Löße darstellt (Würm II und Würm III).

Daß der jüngere Löß im Rheingau vielfach einen dreiteiligen Aufbau besitzt, zeigt u. a. das in Abb. 2 wiedergegebene Lößprofil.

In der Ziegelei Klüter liegt auf der teilweise von Fließerden bedeckten oberen Stufe der unteren Mittelterrasse eine etwa 6 m mächtige Lößdecke, die bei nähe-

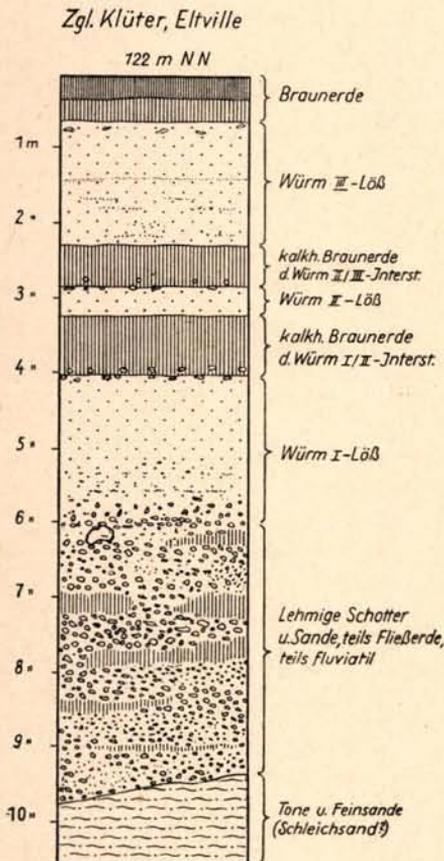


Abb. 2: Gliederung des Pleistozäns in der Ziegelei Klüter. (Das in 1,5 m Tiefe eingelagerte dunkle Band ist durch eine feine Punktierung angedeutet).

rer Untersuchung eine Dreiteilung erkennen läßt. Der untere Löß von gelblich-grauer Farbe trägt eine 0,8 m mächtige, braune Verlehmungsdecke, die im gesamten Horizont zahlreiche nadelstichgroße, schwärzlichbraune Flecken aufweist. Der noch nachweisbare gleichmäßig verteilte Kalkgehalt und Schalenreste von Tertiärfossilien beweisen, daß keine vollständige Verlehmung stattgefunden hat. Auch die nur Walnußgröße erreichenden Lößkindel im untersten Teil der Verlehmungszone sprechen für eine weniger intensive Verwitterung. Der Lehm ist z. T. von leuchtend rostbraunen Flecken durchsetzt, besonders im unteren Teil, wo der Lehm auch eine etwas tonigere Beschaffenheit hat.

Über diesem ersten Würm-Löß mit seiner nicht restlos entkalkten Boden- decke lagert ein zweiter, geringmächtiger, der wiederum eine braune Verwitte- rungsdecke trägt. Sie ist nur 0,5 m mächtig, ebenfalls noch kalkhaltig und weist nur einzelne rostbraune Flecken auf. Daß auch hier eine Verwitterung an Ort und Stelle stattgefunden hat, geht aus den im unteren Teil der Verlehmungszone vorkommenden kleinen Lößkindeln und den Kalküberzügen im dazugehörigen Löß hervor.

Der dritte Würm-Löß wird etwas über 2 m mächtig; von besonderer Wichtig- keit ist ein in 1,5 m Tiefe eingelagertes, 2—3 cm starkes, dunkelgraues Band, das auch noch an anderen Stellen des Rheingaus gefunden wurde. Von der Ziegelei Klüter wird es bereits von MICHELS (1931) erwähnt und mit vulkanischer Asche in Verbindung gebracht.

Ähnliche dunkle Bänder kommen auch im Löß des Limburger Beckens vor, und zwar am Mensfelder Kopf (Bl. Limburg), in der Ziegelei Eufinger, Elz, nord- westlich von Limburg und im Kerkerbachtal auf Bl. Hadamar. (Diese Vorkom- men lernte ich durch Herrn Prof. MICHELS anläßlich einer Fahrt durch das Limburger Becken Anfang Nov. 1950 kennen).

W. HESS (1909) erwähnt schon das 2—3 cm starke dunkle Bändchen aus dem Löß des Limburger Beckens und teilt mit, daß es sich nach einer Untersuchung von Prof. Dr. BRUHNS um vulkanisches Material handelt, das im wesentlichen aus Sanidin und Augit besteht. Von mir veranlaßt und noch nicht abgeschlos- sene mineralogische Untersuchungen an Material aus dem Rheingau (durch Herrn Dr. von STEINWEHR vom Inst. für Mineralogie und Petrographie der Universität Mainz, Direktor: Prof. Dr. BAIER) und aus dem Limburger Becken (durch Herrn Dr. habil. HENTSCHEL vom Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden) konnten bisher keine Beweise für eine vulkanische Entstehung er- bringen.<sup>2)</sup> Doch ist eine andere Entstehung kaum möglich, da die im Material des Limburger Beckens zahlreich vorhandenen Augite auf eine andere Weise wohl nicht erklärt werden können. Die ziemlich gleichmäßige Verteilung der Augite in dem dünnen Schichtchen innerhalb des kalkhaltigen Lößes deutet da- rauf hin, daß der Löß und das dunkle Material gleichzeitig angeweht wurden. Nähere Untersuchungen an allen bekannt gewordenen Vorkommen geben viel- leicht Aufschluß über Natur und Herkunft der dunklen Einlagerung, die insofern eine besondere Bedeutung erlangt, als sie einen sicheren Leithorizont für den jüngsten Würm-Löß darstellt, denn das Bändchen liegt in der Zie- gelei Klüter über den beiden Verlehmungszonen des Würm I/II- und des Würm II/III-Interstadials.

Nicht weit von diesem Aufschluß entfernt konnte in der Albus-Hohl ein zwei- tes Mal die Dreigliedrigkeit des jüngeren Lößes nachgewiesen werden. Auch hier lagert der Würm I-Löß auf der unteren Mittelterrasse. Die etwa 40 cm starke

<sup>2)</sup> Den genannten Herren sei für ihre bereitwillige Mitarbeit auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

Verwitterungsdecke ist zusammen mit dem Löß der Abtragung teilweise zum Opfer gefallen. Es folgt über der die Erosionsfläche bedeckenden Fließerde der 0,5 bis 1 m mächtige Würm II-Löß, ebenfalls mit einer Verwitterungsdecke von etwa 0,5 m. Der braune Lehm besitzt noch einen schwachen primären Karbonatgehalt und außerdem von oben zugeführten Kalk in Form von Pseudomyzel. Die an der Basis der Verlehmungszonen und in den liegenden Lößen vorkommenden Lößkindel beweisen, daß es sich um echte Verwitterungsbildungen vom Typ der Braunerde und nicht etwa um umgelagerten Lößlehm handelt. Der 3 m mächtige Würm III-Löß wird durch das für den Rheingau typische Braunerdeprofil abgeschlossen.

Weitere würminterstadiale Verwitterungsdecken wurden in der näheren Umgebung von Wiesbaden beobachtet, so in der Ziegelei bei der Wahlmühle (Straßenkreuzung Wiesbaden-Schierstein und Dotzheim-Biebrich) und in den beiden Ziegeleien an der Straße Wiesbaden-Erbenheim. Mächtigkeit und Ausbildung zeigen nur geringe Unterschiede. Die Verlehmungszonen sind nicht stärker als 0,7 m, von hell- bis dunkelbrauner Farbe und zuweilen mit rostfarbigen Eisenhydroxydflecken. Der primäre Kalkgehalt ist meist noch nachzuweisen. Verdichtungen oder Verlagerungen von Eisen-Humus-Solen, die auf eine geringere Basensättigung oder Podsolierung hinweisen würden, wurden nicht beobachtet. Die erhaltenen Böden können daher ebenfalls den Braunerden zugewiesen werden.

Auch aus den ausgedehnten Lößgebieten des Vortaunus und der Wetterau sind fossile Verwitterungsdecken bekannt geworden, und zwar über 3 m mächtige humose Verlehmungszonen auf älterem Löß (Sossenheim, Münzenberg) und bis etwa 1 m starke braune Verlehmungsdecken im jüngeren Löß. Bisher konnten in diesen Gebieten nur einzelne Profile flüchtig besichtigt werden; nähere Untersuchungen sollen noch durchgeführt werden.

Das Profil von Münzenberg in der Wetterau wurde bereits 1910 von HARRASSOWITZ beschrieben und später chemisch untersucht. Der unter dem 3,5 m mächtigen, 1 m tief verlehmteten jüngeren Löß begrabene Boden gliedert sich nach HARRASSOWITZ (1930, S. 262) wie folgt:

1. Humusreicher Lehm, Schwarzerde	1—1,5 m
2. Grauerde	0,5 m
3. Älterer Lehm mit vereinzelt Geröllen, oben stärker gebräunt	2,5 m
4. Älterer Löß, dunkelgelb, ungeschichtet, mit großen Lößkindeln	3,0 m

Die Horizonte 1 und 2 sind vollkommen frei von Kalziumkarbonat und weitgehend an Basen verarmt; den stärksten Verlust an Basen hat die „Grauerde“ erlitten, die „einen ausgesprochen sandigen Eindruck macht.“ Nach den Untersuchungen von HARRASSOWITZ möchte ich annehmen, daß es sich ursprünglich um eine Schwarzerde handelte, die später nach einer Klimaverschlechterung unter der Einwirkung einer Waldvegetation stark degradiert bzw. podsoliert wurde.

Eine sichere Altersfestlegung dieses Profils kann nicht erfolgen; doch spricht die tiefreichende und intensive Verwitterung für eine lang andauernde Wärmezeit mit Klimaschwankungen, d. h. für ein Interglazial. Obgleich die stark degradierte Schwarzerde in der unmittelbaren Nachbarschaft z. T. abgetragen wurde, muß die Bedeckung mit jüngerem Löß bald erfolgt sein, so daß mit großer Wahrscheinlichkeit als Bildungszeit das letzte Interglazial (Riß-Würm) angesehen werden kann.

Einen ähnlichen morphologischen Aufbau besitzt das unter jüngerem Löß erhaltene Bodenprofil in der Lehmgrube am Südausgang von Berstadt (7 km in südöstlicher Richtung gelegen). Der A<sub>1</sub>-Horizont ist etwa 70 cm, der graubraune

A<sub>2</sub>-Horizont 30 cm und der rötlichbraune B-Horizont 60 cm mächtig. (Über die noch nicht abgeschlossenen Feld- und Laboratoriumsuntersuchungen dieses Profils wird später berichtet werden).

Ganz andere Bodentypen wie die bisher aus dem Rheingau und der Wetterau besprochenen kommen im Usinger Becken, also am NO-Ende des Taunus vor. Hier sind in der Ziegelei Jack, Usingen, auf den beiden unteren verlagerten Lößlehmen 2 extrem gleiartige Böden erhalten, während auf dem jüngsten Lößlehm eine Braunerde entwickelt ist. Da sich das Ausgangsmaterial bei allen 3 Lößlehm nicht unterscheidet und außerdem die Hangneigung der beiden vorzeitlichen Landoberflächen die gleiche war wie die der rezenten, kann der vertikale Bodentypenwechsel nur klimatisch bedingt sein, und zwar deuten die beiden fossilen, extrem gleiartigen Böden im Gegensatz zu der rezenten Braunerde auf zwei feuchtere und kühlere Klimaphasen hin.

Der gleiche Bodentypenwechsel ist auch an mehreren Stellen am Südwest- und Nordostrand des Vogelsbergs zu beobachten. In allen Fällen kommt auf Grund der geologischen Lagerungsverhältnisse für die eingeschalteten Verwitterungsdecken ein wärmeiszeitliches Alter in Betracht. Weitere Einzelheiten können in diesem Zusammenhang nicht mitgeteilt werden, weshalb auf die entsprechende Arbeit verwiesen wird (SCHÖNHALS 1951).

Auch in R h e i n h e s s e n sind in den meist mächtigen Lößdecken alte Böden erhalten geblieben; so wurde bereits 1917 von HOHENSTEIN (1920) in der Ziegelei SCHNELL am Bahnhof Sprendlingen (Bahnstrecke Alzey-Bingen) eine begrabene kalkhaltige Schwarzerde gefunden und beschrieben; später erfolgte durch SCHNELL (1928) eine eingehende chemische Untersuchung des gesamten Lößprofils. Eine Degradation der Schwarzerde konnte nicht festgestellt werden; nach den Angaben von HOHENSTEIN wird „der obere begrabene Schwarzerdehorizont“ 0,3—1,75 m mächtig. Unter dieser Schwarzerde folgt zunächst der dazugehörige Löß von 0,3—1,0 m Mächtigkeit und dann ein „unterer begrabener Schwarzerdehorizont“, der 0,5—0,6 m mächtig wird und sich an einer tieferen Stelle der Grube mit dem oberen Schwarzerdehorizont vereinigt. Vermutlich ist dieses Ineinanderlaufen der beiden Schwarzerdehorizonte durch eine Erosionsdiskordanz bedingt.

Zwei weitere begrabene Böden sah ich im April 1949 anlässlich der Exkursion der Geologischen Vereinigung in der Nähe von Alzey. Dort war auf dem tiefsten Löß ein Bodenprofil erhalten, das nach Meinung aller anwesenden Bodenkundler als degradierte Schwarzerde bezeichnet werden muß (Krotowinen). Hierüber folgt ein umgelagerter Löß mit einem zweiten fossilen Bodenprofil, dessen typologischer Charakter noch nicht eindeutig bestimmt werden konnte (degradierte Schwarzerde oder Braunerde). Ein zweiter jüngerer Löß schließt das Profil ab.

Über die Datierung dieser begrabenen Böden und ihren speziellen Profilaufbau kann erst nach Durchführung weiterer Untersuchungen Näheres ausgesagt werden.

## 2. Niederhessische Senke

Bereits im Jahre 1934 fand ich in der Lehmgrube am Friedhof von Holzhausen bei Homberg a. d. Efze unter einem 1,3 m mächtigen, verlehnten jüngeren Löß und einer 0,6 m mächtigen Fließerde einen Boden, der eine deutliche Horizontgliederung aufwies (SCHÖNHALS 1945). Der 0,5 m starke, schwartzbraune, humose A-Horizont geht allmählich in einen leicht zerreiblichen, hellgrauen Feinsand von 0,4 m über. Unter diesem durch Farbe, Bodenart und Struktur als Auswaschungszone (A<sub>2</sub>) gekennzeichneten Horizont folgt der 2,5 m starke dunkelbraune Anreicherungshorizont mit auffallender Marmorierung und zahlreichen

kleinen schwärzlichen Konkretionen. Der liegende ältere Löß, 1,4 m mächtig, ist noch kalkhaltig und enthält zahlreiche kleine Lößkindel. Dieser stark podsolierte Boden mit Anzeichen von Staunässe wurde einer würminterstadialen Verwitterungsphase zugewiesen, wobei noch bemerkt werden muß, daß die tiefreichende Verwitterung von über 3 m im wesentlichen durch die Tallage bedingt ist, denn eine bedeutend schwächere und andersartige Verwitterung lassen demgegenüber die interstadialen Verwitterungsdecken im jüngeren Löß der Gegend Fritzlar—Gudensberg erkennen, die ich im Herbst 1946 untersuchte.

Zunächst sei darauf hingewiesen, daß der jüngere Löß in dem nördlich der breiten Ederniederung gelegenen Gebiet erheblich größere Mächtigkeiten erreicht als in der Umgebung von Homberg. Die bis über 6 m anschwellende Lößdecke wird nach den bisherigen Beobachtungen nur von einem fossilen Boden in einen jüngeren Löß 1 und jüngeren Löß 2 gegliedert. Da jedoch in fast allen Aufschlüssen das Liegende des Lößes nicht ansteht, ist es nicht ausgeschlossen, daß auch noch ein tieferer, der Beobachtung zur Zeit nicht zugänglicher Löß mit seiner Verwitterungsdecke existiert. Die interstadialen Verlehmungszonen, die ich bei Kirchberg, Lohne, Wehren-Nord (Blatt Fritzlar) und Gudensberg auf dem gleichnamigen Blatt beobachten konnte, werden 0,3—0,8 m mächtig; sie haben meist eine hellbraune Farbe und sind alle noch kalkhaltig. Der Gehalt an kohlen-saurem Kalk unterscheidet sich nur wenig von dem des Lößes. Während dieser 10—17%  $\text{CaCO}_3$  aufweist, liegen die Kalkgehalte bei den Verlehmungszonen zwischen 10 und 13%.

Auch im nördlichen Eichsfeld hatte der bei Bilshausen von SELZER (1936) beobachtete Verlehmungshorizont eine ähnliche Mächtigkeit (0,4 m).

### 3. Böhmen und Mähren

Diese beiden für den Quartärgeologen und Urgeschichtler überaus interessanten Gebiete bergen in ihren ausgedehnten und mächtigen Lößdecken an zahlreichen Orten begrabene Böden, deren Untersuchung zu wichtigen Ergebnissen führte. Während wir in den bisher erläuterten Profilen die Verwitterungsdecken des Riß-Würm-Interglazials und der beiden Würm-Interstadiale an ein und derselben Stelle nicht übereinanderliegend fanden, konnte diese normale Lagerung im böhmisch-mährischen Raum beobachtet werden<sup>3)</sup>. In der vorliegenden Arbeit können nur die stratigraphisch und paläopedologisch wichtigsten Profile abgebildet und erläutert werden.

Betrachten wir zunächst 3 Profile aus der Umgebung von Prag und Königgrätz (Abb. 3, 4 und 5). Nach den Untersuchungen von ZARUBA-PFEFFERMANN (1942, 1943) werden die Schotterdecken der Weinberger (Mindel I) und Dewitzer (Prä-Riß) Terrasse in den Seltzer Ziegeleien (Abb. 3) von über 10 m mächtigen Lößes überlagert. Insgesamt konnten 6 Löße unterschieden werden; die 3 älteren, nach ZARUBA-PFEFFERMANN der Riß-Eiszeit zugehörig, werden jeweils von degradierten Schwarzerden abgeschlossen, während die 3 Würm-Löße durch 2 etwa 0,4 m starke braune Verwitterungszonen und mitunter durch Fließerden unterbrochen sind, die auch in weiteren Aufschlüssen bei Prag vorkommen. Die braunen Verwitterungsdecken im jüngeren Löß werden von ZARUBA-PFEFFERMANN als Reste alter Braunerden angesehen. Zahlreiche bis 1,8 m lange und 0,4—0,7 m breite Eiskeile, die mit

<sup>3)</sup> Die Ergebnisse meiner Untersuchungen waren in der Arbeit „Über die Stratigraphie der jüngeren Diluvialablagerungen Nord- und Mittelböhmens und ihre fossilen Verwitterungsdecken“ niedergelegt und im Druck. Durch die Kriegsverhältnisse konnte die Abhandlung jedoch nicht erscheinen.

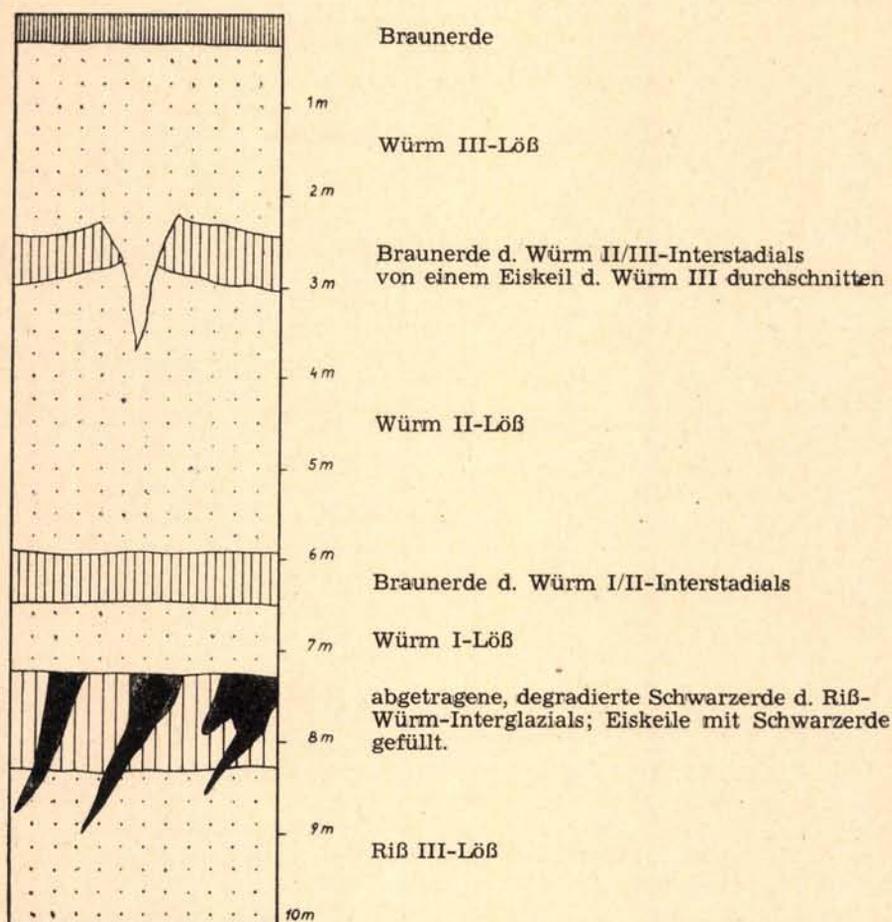


Abb. 3: Gliederung des Pleistozäns in der Ziegelei Seltz bei Prag. Ausschnitt aus einer Zeichnung von ZARUBA-PFEFFERMANN (1943).

Schwarzerde oder Löß gefüllt sind, durchschneiden die begrabenen Böden, besonders die Bodendecken des Riß II- und des Riß III-Lößes.

Ähnliche Deckschichtenprofile konnten in der Umgebung von Königgrätz beobachtet werden. In der Ziegelei Komarek bei Freihöfen (Abb. 4) wird die jüngste Riß-Terrasse der Elbe von einem etwa 60 cm mächtigen feinsandigen Lehm von schwärzlichbrauner Farbe bedeckt. Der stark humose, milde Lehm besitzt eine feinplattige Struktur und ist vollkommen entkalkt. Alle Eigenschaften weisen also auf eine schwach degradierte Schwarzerde hin; Grundwassereinflüsse sind nicht zu erkennen. Über dieser im Riß-Würm-Interglazial gebildeten Verwitterungsdecke folgt ein 7 m mächtiger Lößkomplex, der durch 2 Verlehmungszonen in 3 Lößdecken unterteilt werden kann. Das würmeiszeitliche Alter der über der Schwarzerde liegenden Lößdecken wird durch Aurignacien-Funde bestätigt, die sich im Museum von Königgrätz befinden (SNAJDR 1909).

Die beiden entkalkten interstadialen Verwitterungsdecken, 1,8 und 1,2 m mächtig, haben hell- bis dunkelbraune Farbe und säulig-vieleckige Struktur; sie

gehören somit zu den Braunerden mit tiefreichender Verlehmung. Der geringe Kalkgehalt in Form von Pseudomyzel und Überzügen stammt aus dem hangenden Löß.

Einen vortrefflichen Einblick in den Aufbau der pleistozänen Hochfläche vermittelt eine fast 10 m tiefe Ausschachtung westlich Plotischt (Abb. 5). Hier liegen die Schotter und Kiese der jüngsten Riß-Terrasse 8,5 m unter der Oberfläche (239,5 m ü. NN). Der darüber folgende 1,5 m mächtige Lehm dürfte als umgelagerter Lößlehm zu deuten sein (Fließerde). Auf diesem auch jetzt noch schwach kalkhaltigen Material entstand im Riß-Würm-Interglazial eine Schwarzerde, die fast vollständig entkalkt ist und in zahlreichen Eiskeilen steckt; diese entstanden während der folgenden kälteren Phase, in welcher auch der tiefste Würm-Löß angeweht wurde. Die Verwitterungsdecke des Würm I-Lößes ist 1,2 m mächtig, von brauner Farbe und nur noch schwach kalkhaltig (1,3‰). Der dazugehörige liegende Löß hat demgegenüber einen Kalkgehalt von 9,5‰. Im höheren 4,4 m mächtigen Löß nimmt der Kalkgehalt zu; so beträgt er im unteren Teil 11,2‰ und noch weiter oben 16‰. Eine zweite interstadiale Verwitterungsdecke, die in einem benachbarten Aufschluß zu beobachten war, ist hier nicht vorhanden, so daß an dieser Stelle mit ihrer Abtragung gerechnet werden muß.

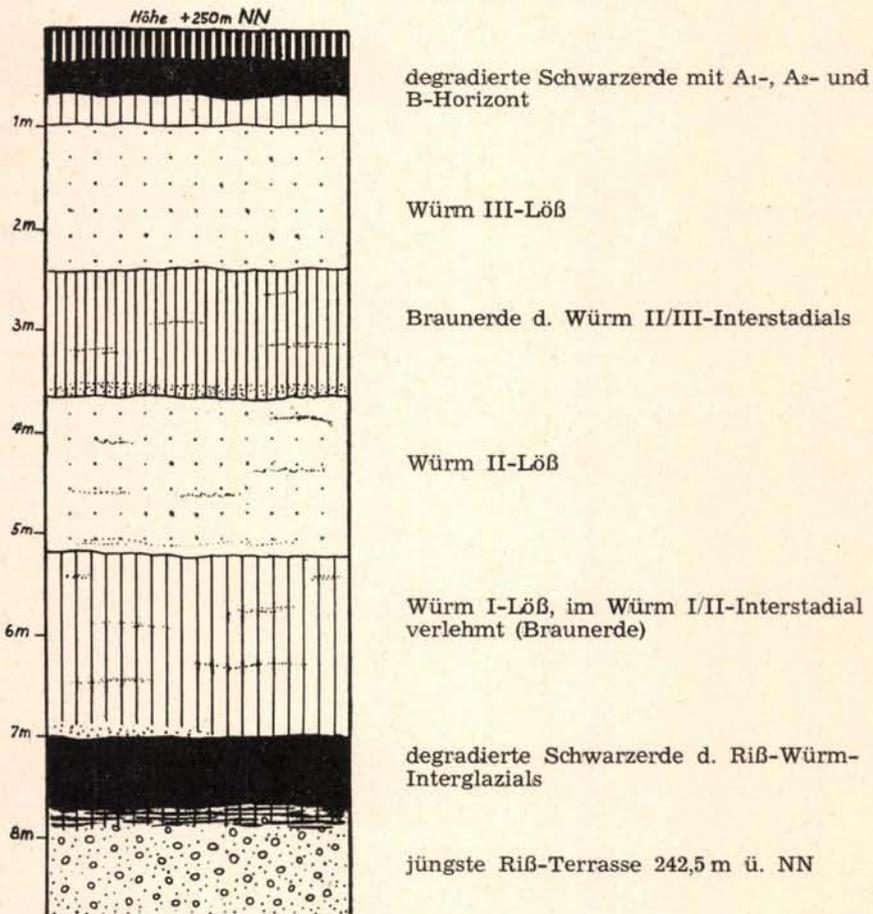


Abb. 4: Schichtenfolge und fossile Böden in der Ziegelei Komarek.

Während wir in den bisher besprochenen Profilen Schwarzerden und Braunerden kennengelernt haben, begegnen wir in den folgenden Aufschlüssen auch Podsolprofilen, die die beiden Würm-Interstadiale in dem 70 bis 80 km weiter westlich gelegenen Gebiet um Böhmisches-Brod und Jungbunzlau charakterisieren.

In der Ziegelei Klima südwestlich Böhmisches-Brod können insgesamt 4 Löße unterschieden werden. Sehr wahrscheinlich gehört der unterste, der sich durch eine wesentlich stärkere Verlehmung von den jüngeren Lößen unterscheidet, zur vorletzten Eiszeit. Die Lößbildung im Würm I begann zunächst mit einer Anwehung von Flugsand, der fein geschichtet ist und der Neigung der Oberfläche entsprechend nach N einfällt. Der Flugsand geht ziemlich unvermittelt in hell-

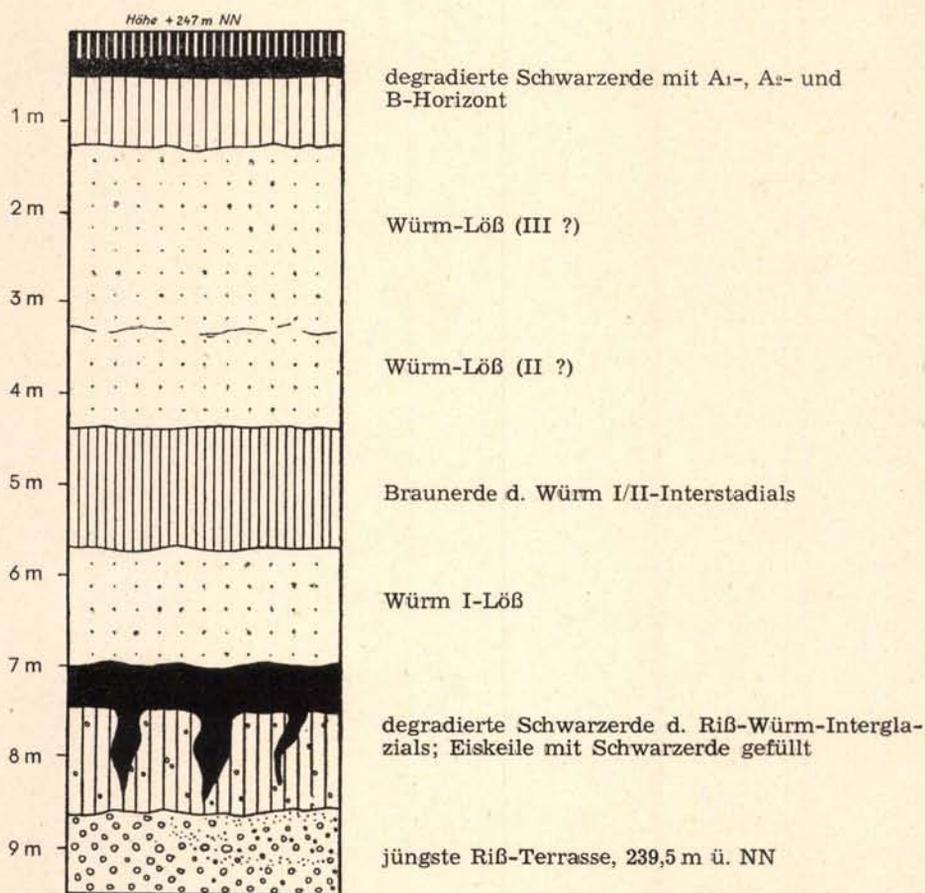


Abb. 5: Schichtenfolge und fossile Böden an der Baustelle westlich Plotischt.

gelben Löß über, dessen im Würm I/II-Interstadial entstandene Verwitterungsdecke noch vollkommen erhalten ist. Es handelt sich um ein ausgeprägtes Podsolprofil mit A<sub>1</sub>-, A<sub>2</sub>- und B-Horizont, das den später noch zu besprechenden Profilen ähnelt. Unter dem 30 cm starken dunkelgraubraunen Lößlehm des A<sub>1</sub>-Horizontes folgt ein 40 cm starker hellgrauer, stark feinsandiger Auswaschungshorizont und unter diesem der braune, 1 m mächtige Einwaschungshorizont mit Verdichtungen und schaligen Eisenhydroxyd-Verkittungen.

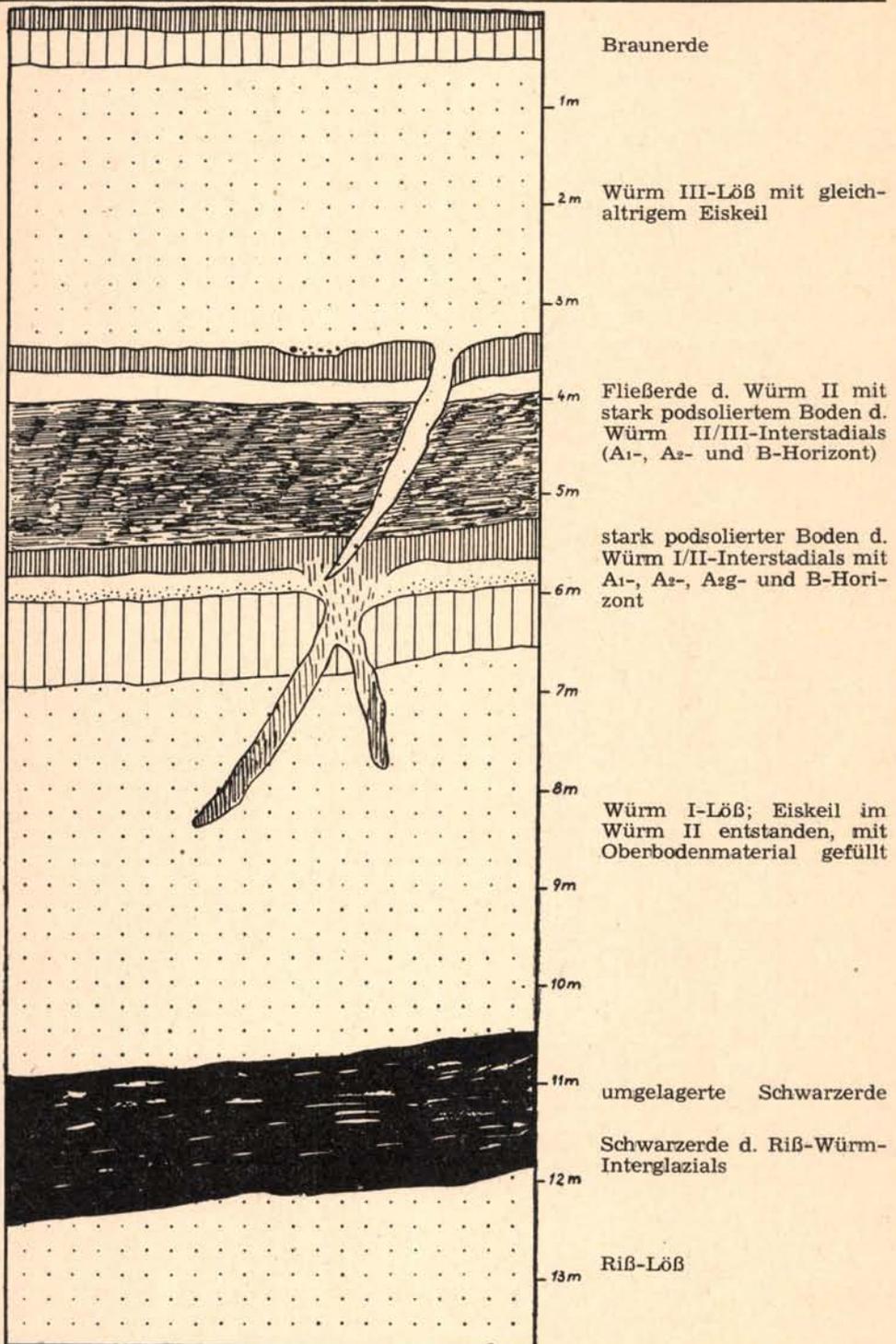


Abb. 6: Das Pleistozän und die fossilen Böden in der Ziegelei Hegel, Horka a. d. Iser.

Das Podsolprofil wird von Eiskeilen durchschnitten, die bis in den kalkhaltigen Löß reichen und mit Material des humosen A<sub>1</sub>-Horizontes gefüllt sind. Auf dieser von Frostkeilen durchzogenen Oberfläche kam der Würm II-Löß zur Ablagerung, der jedoch in dem nächsten Interstadial vollständig verlehmt (1,3 m). Die größte Mächtigkeit erlangt der Würm III-Löß mit einem rezenten Verlehmungshorizont von 0,6 m (verbraunte Schwarzerde).

Ein noch vollständigeres Bild des Jungpleistozäns und seiner Verwitterungsdecken bietet die Abbauwand der Ziegelei J. Hegel in Horka a. d. Iser, südlich von Jungbunzlau (Abb. 6). Auf dem tiefsten Löß ist hier wiederum eine Schwarzerde entwickelt, von der jedoch nur der obere, 0,8 m starke, schwach umgelagerte Teil beobachtet werden konnte (Schwarzerde mit Lößschmitzen). Den Mitteilungen des Ziegeleibesitzers und einer Photographie, die auch die früher aufgeschlossenen tieferen Schichten erkennen ließ, war jedoch zu entnehmen, daß die Schwarzerde noch tiefer reicht und einen älteren Löß bedeckt. Nach N hin fehlt die Schwarzerde infolge Abtragung, so daß der Würm I-Löß ohne die letztinterglaziale Verwitterungsdecke auf älterem Löß liegt. Die Schwarzerde dürfte wie in der Ziegelei Komarek und an der Baustelle westlich Plotischt im Riß-Würm-Interglazial entstanden sein. Diese Altersbestimmung wird durch die in dem Würm I-Löß und in der Fließerde ausgebildeten Frostspalten gestützt, denn jede Frostspalte entspricht einer Kaltzeit, so daß sowohl durch die 3 selbständigen Ablagerungen (Löß-Fließerde-Löß) als auch durch die verschiedenaltigen Frostspalten und die beiden gleichgearteten Verwitterungszonen auf 3 Kaltzeiten nach der Schwarzerdebildung geschlossen werden kann.

Das Deckschichtenprofil mit den eingeschalteten Böden gliedert sich wie folgt:

A	0 — 0,20 m	0,20 m	graubrauner, humoser Lößlehm, unten etwas heller.
(B)	— 0,50 m	0,30 m	brauner Lößlehm, säulig, vieleckig brechend.
C	— 3,30 m	2,80 m	hellgelber Löß, im N bis 6 m mächtig.
A <sub>1</sub>	— 3,50 m	0,20 m	graubrauner, schwach humoser, feinsandiger Lehm, schichtig-blättrige Struktur; teilweise mächtiger, stellenweise abgetragen, an den Erosionsstellen Kies und Sand.
A <sub>2</sub>	— 3,85 m	0,35 m	hellgrauer, gebleichter, feinsandiger und sandiger Lehm, unten grauweiße Bleichflecken.
B <sub>1</sub>	— 5,35 m	1,50 m	brauner, feinsandiger und sandiger, geschichteter Lehm, fest verbacken, säulig, vieleckig brechend, auf den Bruchflächen dunkelbraune Überzüge von Eisen-Humus-Gelen.
B <sub>e</sub>	— 5,45 m	0,10 m	gelbbrauner, feinsandiger Lehm.
A <sub>1</sub>	— 5,65 m	0,20 m	graubrauner, humoser Lößlehm, in feuchtem Zustand schwärzlichbraun.
A <sub>2</sub>	— 5,75 m	0,10 m	hellgrauer, gebleichter Lößlehm.
A <sub>2g</sub>	— 5,85 m	0,10 m	grauweißer Lößlehm mit Eisenhydroxyd-Konkretionen.
B	— 6,85 m	1,00 m	brauner Lößlehm, säulig, vieleckig brechend, im mittleren Teil schwarzbraune Humuseinschlammungen.
C	— 10,55 m	3,70 m	gelber Löß, stark kalkhaltig, z. T. mit weißen Kalkbändern.
	— 11,35 m	0,80 m	Schwarzerde mit 1—2 cm starken Lößschmitzen; darunter folgt Löß.

Wie aus der Beschreibung hervorgeht, stellen die beiden über der Schwarzerde liegenden Böden der Würm-Interstadiale Podsolprofile dar, und zwar ist die Podsolierung des oberen begrabenen Bodens stärker als die des unteren, was wohl auf den geringeren Kalk- bzw. Basengehalt der Fließerde zurückzuführen

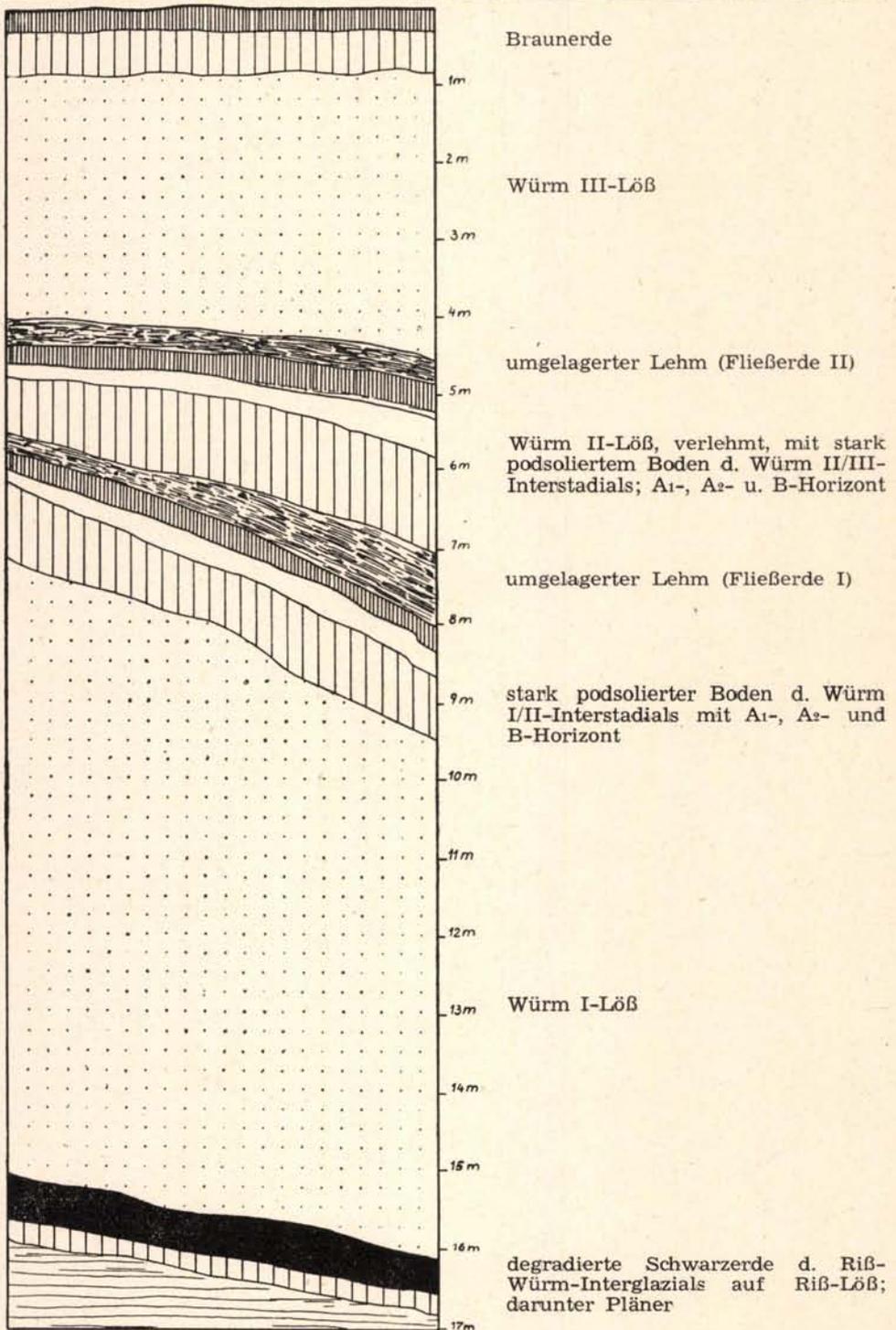


Abb. 7: Löße, Fließerden und fossile Böden in der Ziegelei bei Kropatsch-Wrutitz.

ist. Ausgeprägte Bleichhorizonte und Anreicherungen von durchgeschlämmten Eisen-Huminsäuregelen im B-Horizont lassen den bereits fortgeschrittenen Podsolierungsgrad erkennen.

Aus den Eisenhydroxydkonkretionen in den unteren 10 cm des A<sub>2</sub>-Horizontes des tiefsten Podsolprofils geht hervor, daß der B-Horizont durch zugewanderte kolloidale Substanzen eine Verdichtung erfahren hat, wodurch eine zeitweilige Staunässe verursacht wurde (gleiartig).

Grundsätzlich den gleichen bodenkundlichen Aufbau besitzt das Pleistozänprofil in der Ziegelei westlich Kropatsch-Wrutitz (Bl. Melnik, Sekt. 4; vgl. Abb. 7). Der etwa 16 m hohe Aufschluß liegt am Nordrand des Struhatal, das in SW-NO-Richtung das südöstliche Blattgebiet durchzieht. Unmittelbar am westlichen Dorfrand mündet ein kleines von NW kommendes Tälchen, das die zwischen Kropatsch-Wrutitz und Wtelno gelegene etwa 260 m hohe Lößfläche von der in westlicher Richtung sich anschließenden 245 m hohen Kreideebene trennt. Am Westrand dieser schon alt angelegten Erosionsrinne blieben verschiedenaltige Löße erhalten, und zwar kann man über dem festen Kreidepläner 4 Löße unterscheiden, die alle noch ihre vollständige Verwitterungsdecke besitzen. Der tiefste, nur knapp 1 m mächtige Löß dürfte schon im Riß-Glazial entstanden sein, die darüber folgenden im Würm. Auf dem ältesten Löß ist eine 0,6 m mächtige entkalkte Schwarzerde ausgebildet, die einen braunen B-Horizont aufweist. Über dem milden, humosen Lehm folgt der 6—9 m mächtige Würm I-Löß mit einem ausgeprägten Podsolprofil. Der 25 cm starke humose A-Horizont unterscheidet sich deutlich von dem 15—20 cm mächtigen grauen A<sub>2</sub>-Horizont (Bleichhorizont). Der dunkelbraune, etwa 0,8 m starke B-Horizont ist säulig-vieleckig abgesondert. Auf diesem im Würm I/II-Interstadial entstandenen Podsolprofil wurde ein braun und grau gestreifter Lehm (25—50 cm) abgelagert, der hangaufwärts schwächer wird. Wahrscheinlich handelt es sich um die am höheren Hang abgetragene Verwitterungsdecke des liegenden Lößes. Die Zuführung des Materials erfolgte nach der Entstehung des Bodenprofils und vor der Anwehung des hangenden Lößes, also zu Beginn des Würm II-Glazials (Fließerde I). Wie auf dem Würm I-Löß, so entstand auch auf diesem Löß im zweiten Würm-Interstadial ein podsolierter Boden. Die Podsolierung dieses zweiten Profils ist auch hier stärker als die des tieferen begrabenen Bodens. Dieses unversehrt erhaltene Bodenprofil wurde wie das tiefere von einem graubraunen und braun gebänderten, etwa 30 cm starken Lehm bedeckt, der wohl ebenfalls als die umgelagerte Verwitterungsdecke des liegenden Lößes anzusehen ist (Fließerde II). Über dem Lehm folgt der bis zu 4,5 m mächtige dritte und jüngste Würm-Löß mit einer typischen Braunerde, wie sie heute nördlich Kropatsch-Wrutitz angetroffen wird.

Betrachten wir diesen Aufschluß noch einmal in seiner Gesamtheit, so stellen wir fest, daß hier nur Ablagerung und Verwitterung aufeinander folgten; Anzeichen einer Abtragung sind nicht vorhanden. Die Verwitterung der beiden mittleren Bodenprofile war intensiv, aber nicht tiefreichend. Das gleiche konnte in der Ziegelei Klima beobachtet werden, wo dem bis zu 40 cm betragenden Bleichhorizont nur ein etwa 1 m mächtiger B-Horizont entspricht. Vergleicht man hiermit rezente Lößböden mit einem ähnlichen Podsolierungsgrad, so ergibt sich, daß diese um ein Vielfaches tiefer verlehmt bzw. entkalkt sind. Auch schon schwach podsolierte Lößböden haben i. a. wesentlich stärkere B-Horizonte.

Die Unterschiede werden besonders bei einer Gegenüberstellung der fossilen Podsolprofile und der rezenten Braunerde deutlich: die Braunerde nördlich Wrutitz ist im allgemeinen bis zu einer Tiefe von 1 m entkalkt, das untere Podsolprofil aber nur 1,3 m und das obere etwa 1,9 m.

Weitere fossile Schwarzerden fand ŽEBERA in Nordwestböhmen in der Umgebung von Raudnitz a. d. Elbe. Er weist diese Schwarzerden ebenfalls dem letzten Interglazial zu (briefl. Mitt.).

Böden, die auf Staunässe hinweisen, sind nur von 2 Stellen bekannt geworden. So liegt in der Ziegelei Schultz bei Stěžer (5 km westlich von Königgrätz) unter dem jüngsten Würm-Löß ein begrabener Boden mit einem 50—60 cm mächtigen grauweißen Ag-Horizont von plattiger Struktur und einem etwa 1,3 m mächtigen stark rost- und graufleckigen Bg-Horizont. Die Rekonstruktion der alten Landoberfläche ergab, daß es sich um eine kleine, flache Mulde handelte, die im Anschluß an die Bodenbildung durch Schwemmlehm und Fließerdei wieder zugefüllt wurde. Auf der neu entstandenen ebenen Landoberfläche kam anschließend der Würm III-Löß zur Ablagerung. Aus der Beschaffenheit des fossilen Bodens, insbesondere aus den im Ag-Horizont gleichmäßig verteilten kleinen Konkretionen, kann geschlossen werden, daß der Boden während der längsten Zeit des Jahres vernäßt und nur kurze Zeit trocken war. Die Staunässe ist in erster Linie auf die Muldenlage zurückzuführen. Da sich nun aber die postglaziale Braunerde in ebenem Gelände bildete, kann der fossile gleiartige Boden wegen des Wechsels eines bodenbildenden Hauptfaktors bei der klimatischen Auswertung nicht verwandt werden.

Nur selten sind im mittelböhmischen Bergland die pleistozänen Ablagerungen so gut aufgeschlossen wie in der Ziegelei Steiner bei Beneschau, wo auf den insgesamt 6 m mächtigen, z. T. aus Lößmaterial bestehenden Gehängelehmen 3 fossile gleiartige Böden erhalten sind, während die postglaziale Verwitterungsdecke als Braunerde mittlerer Sättigung ausgebildet ist. Die fossilen gleiartigen Böden ähneln sehr stark den hessischen, jedoch mit dem Unterschied, daß bei Beneschau keine scharf begrenzten basalen Konkretionsbänkchen im Ag-Horizont vorkommen. Immerhin ist auch hier die Aufeinanderfolge von 3 gleiartigen Böden stärkerer Ausprägung und der Abschluß des Pleistozänprofils durch eine Braunerde recht bemerkenswert.

Auch aus Mähren, das auf größeren Flächen rezente Steppenböden aufweist, sind fossile Schwarzerden bekannt geworden. Genauere Untersuchungen an Profilen aus Mittelmähren führte PELIŠEK (1938, 1939, 1940) aus. Westlich von Brünn, bei Wischau und im Schwarzawatal fand PELIŠEK 2 begrabene Schwarzerden, die 3 Lößkomplexe voneinander trennen. Die untere stärker degradierte Schwarzerde mit einem 0,8—1,0 m starken rostbraunen B-Horizont wird 1—1,5 m mächtig, die obere schwächer degradierte dagegen nur etwa 0,7 m. Als Entstehungszeiten werden von PELIŠEK zwei Interglaziale angesehen.

Aus der östlichen Wischauer Senke beschreibt STEJSKAL (1941) zwei übereinanderliegende fossile Schwarzerden auf Löß, die ebenfalls degradiert sind und einen braunen B-Horizont aufweisen. — Im Sommer 1943 fand ŽEBERA (1943) in einem Aufschluß bei Brünn 9 verschiedenaltige Löße mit ihren Verwitterungsdecken. Auch hier gehört die Schwarzerde dem Rib-Würm-Interglazial an, während die beiden Würm-Interstadiale durch Braunerden charakterisiert sind.

In Südmähren beobachtete ZOTZ (1939) im Jahre 1936 in der Ziegelei bei Unter-Wisternitz im oberen Teil des jüngeren Lößes „eine dunkle rötlichbraune Zone“, die über der rostroten „Göttweiger“ Verlehmungszone liegt. Auch bei dem Dorf Moravany im unteren Waagtal (Slowakei) kommen im jüngeren Löß Verlehmungszonen von 1 bis 1,5 m Mächtigkeit vor (ZOTZ 1939).

#### 4. Weitere Vorkommen fossiler Böden

Mehrere Schwarzerdevorkommen sind aus Mitteleuropa bekannt geworden. Bei dem Bau der Eisenbahn Querfurt—Vitzenburg im Jahre 1903 konnte WEISSERMEL (1930) an verschiedenen Stellen begrabene Schwarzerden von 0,5 bis 1 m Mächtigkeit unter jüngerem Löß feststellen. HOHENSTEIN (1920) erwähnt eine 0,6 bis 1 m mächtige Schwarzerde von Großengottern zwischen Langensalza und Mühlhausen. Der begrabene Boden liegt unter 4 m mächtigem Löß und hat einen Humusgehalt von 2%. In dem benachbarten Heroldshausen war unter 5 m mächtigem Löß eine 0,75—1,0 m starke Schwarzerde aufgeschlossen. Weitere begrabene Schwarzerden beobachtete HOHENSTEIN zwischen Weisselfels und Zeitz und bei Rottelsdorf im Mansfeldischen. SOERGEL (1924) beschreibt 2 fossile Schwarzerden (degradiert) auf 2 älteren Lößen von Oßmannstedt in Thüringen. In diesem Zusammenhang sei auch das Pleistozänprofil von Wickerstedt erwähnt (SOERGEL 1939); hier liegt auf dem verlehnten Ilm-Auemergel eine Keuper-Fließerde, die eine humose Verwitterungsdecke trägt. Diese bedeckt jedoch nur noch stellenweise die im Riß II-Glazial entstandene Fließerde, war aber, wie aus den mit humosem Material gefüllten Eiskeilen hervorgeht, ehemals auf der gesamten Fließerde vorhanden. Nach den Beobachtungen von SOERGEL möchte ich annehmen, daß es sich bei dieser humosen Verwitterungsdecke, die eine Durchschnittsmächtigkeit von 1,2 m erreicht, um einen Boden von Schwarzerde- oder Rendzinacharakter handelte. Als Bildungszeit nimmt SOERGEL das Riß-Würm-Interglazial an.

Gleiartige Böden beobachtete MÜCKENHAUSEN am Rodder Berg bei Mehlem und bei Muffendorf in der Nähe von Godesberg. An beiden Stellen wird der entkalkte, stark ausgeprägte gleiartige Lößboden von jüngerem kalkhaltigem Löß bedeckt. (Für die Mitteilung dieser Beobachtungen sei Herrn Dozent Dr. MÜCKENHAUSEN bestens gedankt).

#### III. Boden und Klima während der jungpleistozänen Verwitterungszeiten

Wir wollen nun abschließend die mitgeteilten Beobachtungen noch einer kurzen vergleichenden Gesamtbetrachtung unterziehen. Von wesentlicher Bedeutung sind natürlich die auf den einzelnen Ablagerungen entwickelten Bodentypen und die Verlehmungstiefen. Vergleichen wir zunächst einmal die interglazialen und interstadialen Verwitterungsdecken miteinander, so stellt man erwartungsgemäß beträchtliche Unterschiede fest.

Die Verlehmung der interglazialen Böden reicht über 3 m tief, die der interstadialen bleibt meistens unter 2 m. Dabei ist zu bemerken, daß die in Nordböhmen vorkommenden, weniger als 1 m betragenden interglazialen Verwitterungstiefen durch die geringe primäre Mächtigkeit des Bodenausgangsgesteins und durch nachträgliche Erosion bedingt sind. Weniger tiefe Verwitterungen und schwächere Entkalkungen der interglazialen Böden finden sich an verschiedenen Stellen in Rheinhessen, im Rheingau und in Mitteleuropa. In diesen Gebieten ist die Schwarzerde und ihr brauner Degradationssaum meist noch kalkhaltig, sofern der letztere überhaupt ausgebildet ist. Auch in Nordböhmen erreicht die Degradation mitunter einen schwächeren Grad. Bemerkenswert ist demgegenüber die starke Degradierung der Schwarzerde von Münzenberg und Berstadt in der Wetterau und von Oßmannstedt in Thüringen.

Die Verwitterungsdecken des letzten Interglazials können daher hinsichtlich der Bodenform in die folgenden 3 Gruppen zusammengefaßt werden:

1. Kalkhaltige Schwarzerden, z. T. mit kalkhaltigem, braunem B-Horizont (schwach degradiert).
2. Entkalkte Schwarzerden mit kalkfreiem, braunem B-Horizont verschiedener Mächtigkeit (mäßig bis stark degradierte Schwarzerden).
3. Stark degradierte bzw. podsolierte Schwarzerden.

Die Schwarzerden der Gruppe 1 sind nach den bisher durchgeführten Untersuchungen auf gewisse Gebiete Rheinhessens, des Rheingaus und Mitteldeutschlands beschränkt, während die mäßig bis stark degradierten im Vortaunus (südliche Wetterau) und vor allem in den böhmisch-mährischen Lößgebieten vorkommen. Die stark degradierten bzw. podsolierten Schwarzerden wurden nur bei Münzenberg und Berstadt in der nördlichen Wetterau sowie bei Obmannstedt beobachtet.

Die letztinterglazialen Schwarzerden liegen also in etwa denselben Gebieten wie die postglazialen; doch ist zu bemerken, daß die rezente Schwarzerde in Rheinhessen nur kleinere Flächen einnimmt und im Rheingau nur ganz vereinzelt und auf kleinsten Arealen vorkommt. Hier sind die Braunerde und in Rheinhessen der unentwickelte, helle und humusarme Lößboden die verbreitetsten Bodentypen. Ob die Schwarzerde während des letzten Interglazials in diesen beiden Gebieten eine größere Ausdehnung besaß, kann auf Grund der z. Zt. bekannten fossilen Vorkommen nicht gesagt werden; im Rheingau und Vortaunus scheint dies jedoch der Fall gewesen zu sein. — Auch die stark degradierten Schwarzerden von Münzenberg und Berstadt liegen in einem Gebiet mit rezenter Schwarzerdevorkommen, die allerdings nicht die auf der Bodenkarte des Deutschen Reiches eingezeichneten großen Flächen einnehmen (STREMME 1936).

Eine größere Ausdehnung als heute scheint die interglaziale Schwarzerde in Nordböhmen gehabt zu haben, denn hier ist beispielsweise in der Gegend südwestlich Jungbunzlau heute die Braunerde der verbreitetste Bodentyp.

Auch bei den interstadialen Verwitterungsdecken können eine Anzahl Bodentypen unterschieden werden und zwar die folgenden 5 Gruppen:

1. Kalkhaltige, wenig und flach verlehmt Böden; Tonaufbau gehemmt; unentwickelte Böden.
2. Schwach kalkhaltige, tiefer verlehmt Böden (bis 0,8 m); nicht voll entwickelte Braunerden.
3. Kalkfreie, tief verlehmt Böden (über 1 m); Braunerden.
4. Podsolierte Böden.
5. Gleiartige Böden.

In der regionalen Verteilung dieser Bodentypen bestehen gewisse Unterschiede. Die erste Gruppe findet sich besonders in Niederhessen, vereinzelt auch im Rhein-Maingebiet; doch ist hier die zweite Gruppe bei weitem die häufigste. Mitunter treten auch in diesem Gebiet bei etwa gleichbleibender Verlehmungstiefe kalkfreie Profile auf, die als Übergangsstadien zur dritten Gruppe aufzufassen sind. Diese hat in den böhmisch-mährischen Lößgebieten ihre Hauptverbreitung. Die Podsolprofile wurden nur in der mittleren böhmischen Elbelandschaft und bei Homberg in Niederhessen beobachtet.

Neben diesen regionalen Unterschieden spielt die bereits skizzierte allgemeine Verteilung der Schwarzerde-Typen eine besondere Rolle, weil aus ihr wichtige Schlüsse hinsichtlich des Klimas gezogen werden können.

Die Schwarzerde gilt allgemein als der das Steppenklima charakterisierende Bodentyp, der sich durch eine Anreicherung echter, mit Basen gesättigter Humusstoffe auszeichnet (vor allem Ca und Mg). Dieser unter geringer Durchfeuch-

tung gebildete humose Boden mit seinem optimalen Bodenleben verliert, wenn er unter den Einfluß einer stärkeren Durchfeuchtung bzw. einer Waldvegetation gerät, seine günstigen chemisch-biologischen Eigenschaften, was sich an einer Abnahme der Basensättigung und Verbraunung bemerkbar macht. Bei weiterem Absinken der Basensättigung können die sich anhäufenden Humusstoffe auf der an tonigen Bestandteilen armen und ihrer edlen Humussäuren durch mikrobiellen Abbau beraubten Schwarzerde nicht mehr normal zersetzt werden, so daß saure Auflagedecken entstehen. Eine verstärkte Degradation, die unter Umständen recht schnell eintreten und schließlich zur Podsolierung führen kann, ist die Folge.

Nach diesen in den jetzigen Schwarzerdegebieten gewonnenen Erkenntnissen zu urteilen, bestanden daher während des letzten Interglazials in Rheinhessen, im Rheingau, im Thüringer Becken und in den Lößgebieten östlich und südöstlich des Harzes bis in die Gegend Zeitz-Weißenfels optimale Bedingungen für die Bildung und Erhaltung der Schwarzerde. Während in diesen Gebieten keine oder nur eine schwache Degradation stattfand, das Klima also im gesamten Interglazial einen mehr oder weniger kontinentalen Charakter behielt, ist in den übrigen Schwarzerdegebieten und in den Randzonen der zuvor genannten Landschaften durchweg eine stärkere Degradation zu verzeichnen, was auf das Vordringen des Waldes während der feuchteren Phase des Interglazials zurückzuführen sein dürfte.

Genau wie heute waren demnach auch im letzten Interglazial Rheinhessen, die zentrale Thüringer Mulde und die Magdeburg-Halle'sche Börde die trockensten deutschen Landschaften. Die hier und in den anderen erwähnten Gebieten erhaltenen fossilen Schwarzerden deuten wegen der schwachen oder fehlenden Degradation sogar darauf hin, daß das Klima des letzten Interglazials günstiger war als das der Nacheiszeit, was ja auch zahlreiche pollenanalytische Untersuchungen ergeben haben (vgl. die Ausführungen von BÜDEL 1950, S. 439).

Die Verbreitung der interstadialen Bodentypen ist ebenso wie die regionale Verteilung der Schwarzerdetypen des letzten Interglazials klimatisch bedingt. Wie aus anderen Beobachtungen geschlossen werden kann, war das Klima der Interstadiale kühler und feuchter als das der echten Interglazialzeiten (vgl. WOLDSTEDT 1947), was auch in allen bisher bekannt gewordenen vertikalen Bodentypen-Sukzessionen klar zum Ausdruck kommt. Selbstverständlich wies das Klima der jeweiligen Verwitterungszeiten genau wie heute Unterschiede auf, so daß in der gleichen Verwitterungszeit nicht überall dieselben Bodentypen entstanden, selbst wenn das Ausgangsmaterial das gleiche war; denn der Bodentyp ist nicht nur vom Gestein, sondern auch von der Vegetation, dem Einfluß des Wassers und der Geländeform abhängig. Es entstanden daher zur gleichen Zeit voneinander abweichende Bodentypen, wie an dem Wechsel der interstadialen Bodentypen zu erkennen ist, z. B. im Rheingau Braunerden, im Usinger Becken und am Rand des Vogelsbergs gleiartige Böden, in Nordhessen Braunerden, in Nordböhmen Podsole und Braunerden. Aus diesem Grunde ist es auch nicht möglich, ein und derselben Zeit nur einen bestimmten Bodentyp zuzuweisen.

Wenn in der vorliegenden Untersuchung aus dem letzten Interglazial nur Schwarzerden und ihre Degradationsformen erwähnt werden, so darf dadurch nicht der Eindruck entstehen, daß das letzte Interglazial ganz allgemein durch Schwarzerden charakterisiert sei (vgl. BÜDEL 1950, S. 447, Anm. 2). Es wurden

ja bisher lediglich die i. a. tiefer liegenden und trockeneren Lößgebiete untersucht, so daß von vorneherein auch für das letzte Interglazial andere Bodentypen kaum zu erwarten waren. In den feuchteren und meist höher gelegenen Randgebieten, wo die Erhaltungsbedingungen allerdings ungünstiger waren, werden im Interglazial aller Wahrscheinlichkeit nach keine Schwarzerden, sondern weniger humose, basenärmere und z. T. auch podsolierte oder gleiartige Böden entstanden sein.

Um den erdgeschichtlichen Klimaverlauf eines bestimmten Ortes aufzeigen zu können, darf nur von der vertikalen Bodentypensukzession ausgegangen werden, wobei die jeweils wirksam gewesenen bodenbildenden Faktoren zu berücksichtigen sind. Nur die unter gleichen oder ähnlichen Bedingungen entstandenen gleichaltrigen Bodentypen können zu einer regionalen klimatischen Auswertung herangezogen werden, was am besten an Hand von Bodenkarten der einzelnen Verwitterungszeiten erreicht wird. An diese Aufgabe kann jedoch erst herangegangen werden, wenn genügend Untersuchungsergebnisse vorliegen.

#### IV. Zusammenfassung

Die Untersuchung fossiler Böden in einigen Landschaften des eisfreien Gebietes hat ergeben, daß die verschiedenen Verwitterungszeiten des jüngeren Pleistozäns durch bestimmte Bodentypen charakterisiert sind. So bildeten sich während des Rib-Würm-Interglazials im engeren Rhein-Maingebiet, in Mitteldeutschland, in Nordböhmen und Mähren Schwarzerden, die in folgende Bodenformen unterteilt werden können:

1. Kalkhaltige Schwarzerden mit normalen A/C-Profilen.
2. Degradierete Schwarzerden mit A/B/C-Profilen.
3. Podsolierte Schwarzerden mit A<sub>1</sub>/A<sub>2</sub>/B/C-Profilen.

Die regionale Verteilung dieser Typen und die daraus abzuleitenden allgemeinen Klimaverhältnisse werden erläutert.

Während der Würm-Interstadialzeiten entstanden folgende Bodentypen:

1. Kalkhaltige, wenig und flach verlehnte Böden; unentwickelte Böden.
2. Schwach kalkhaltige, stärker und tiefer verlehnte Böden (bis 0,8 m); nicht voll entwickelte Braunerden.
3. Kalkfreie, über 1 m tief verlehnte Böden; Braunerden.
4. Podsolierte und
5. Gleiartige Böden.

In der Verbreitung dieser Bodentypen lassen sich bestimmte Unterschiede feststellen, die ebenfalls auf die Einwirkungen des Klimas zurückgeführt werden.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß es möglich ist, mit Hilfe der Bodentypen-Sukzessionen den Klimaverlauf der betreffenden Gebiete während des jüngeren Pleistozäns in seinen Grundzügen zu erfassen. Hiermit erlangen die fossilen Böden für die gesamte Eiszeitforschung und die Paläoklimatologie eine erhöhte Bedeutung, weshalb sie besondere Aufmerksamkeit verdienen. Um jedoch Bodenkarten der einzelnen Verwitterungszeiten entwerfen zu können, die die beste Grundlage für eine regionale klimatische Auswertung darstellen, sind noch weitere Beobachtungen in den behandelten und in den übrigen Gebieten notwendig, wozu diese Arbeit einige Anregungen geben möchte.

**Anmerkung:** In der anschließenden Diskussion machte Herr Dr. MÜCKENHAUSEN (Geol. Landesamt für Nordrhein-Westfalen, Krefeld) auf die Schwierigkeiten bei der Ansprache des Bodentyps fossiler Verwitterungsdecken aufmerksam. So könne beispielsweise von dem bodenkundlich weniger geschulten Beobachter ein verschwemmter Lößlehm leicht mit einer braunen Verlehmungszone verwechselt werden; nicht jeder dunkle Boden sei eine Schwarzerde. Bei der Bestimmung des Karbonatgehalts müsse man Vorsicht walten lassen, denn der Kalkgehalt könne auch aus hangenden Lössen zugewandert sein.

#### V. Schriftenverzeichnis

- BÜDEL, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit.-Naturwissensch. 37, S. 438—449, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1950.
- GERTH, H.: Über die Gliederung des Lösses auf den Terrassen am Taunusrand zwischen Höchst und Wiesbaden. — Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. Jg. 1909, S. 45—49, Bonn 1909.
- HARRASSOWITZ, H.: Fossile Verwitterungsdecken. — Handbuch der Bodenlehre 4, S. 225—305, Berlin 1930.
- HESS, W.: Über die vulkanische Asche im Diluvium des Limburger Beckens. — Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. Jg. 1909, S. 8—9, Bonn 1909.
- HOHENSTEIN, V.: Die Löß- und Schwarzerdeböden Rheinhessens. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F. 9, S. 74—97, Stuttgart 1920.
- MEYER, H. L. F. (HARRASSOWITZ): Einige Lößprofile der Wetterau. — Ber. oberhess. Ges. Nat. und Heilkde. N. F. 3, S. 88—94, Gießen 1910.
- MICHELS, FR.: Erl. geol. K. v. Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Bl. Eltville—Heidenfahrt, 79 S., Berlin 1931.
- MORDZIOL, C.: Über den Nachweis von älterem Löß bei Wiesbaden. — Jb. Nass. Ver. Naturk. 63, S. 257—262, Wiesbaden 1910.
- PELIŠEK, J.: Příspěvek k studiu diluviálních půd ve stredomoravských spraších. (Ein Beitrag zum Studium der Diluvialböden in mährischen Lössen). — Práce Moravské přírodovědecké společnosti 11, F. 106, Brünn 1938.
- PELIŠEK, J.: Diluviální nory („krotoviny“) v pohřbených černozemích od Vyškova na Moravě. (Diluviale „Krotowinen“ in den begrabenen Schwarzerden von Mähren). — Příroda 32, Brünn 1939.
- PELIŠEK, J.: Černozemě pohřbené (diluviální) ve spraších od Vyškova. (Begrabene diluviale Schwarzerden in den Lössen von Wischau, Mähren). — Sborník Klubu přírodovědeckého v Brně 22, Brünn 1940.
- PELIŠEK, J.: Studie diluviálních půd (ve spraších) a diluviálního podnebí v oblasti svrateckého úvalu na Moravě. (Studie über die diluvialen Böden in Lössen und das diluviale Klima im Gebiet des Schwarzwaltals in Mähren). — Práce Moravské přírodovědecké společnosti 12, F. 112, Brünn 1940.
- SCHNELL, A.: Chemische Untersuchungen über den Löß von Sprendlingen (Rheinhessen). — Diss., Gießen 1928.
- SCHÖNHALS, E.: Über verschiedenaltige Löße und ihre fossilen Verwitterungsdecken bei Homberg a. d. Efze (Bez. Kassel). — Ber. Reichsamt Bodenforschung, Jg. 1944, S. 111—119, Wien 1945.
- SCHÖNHALS, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. — Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch. VI. F., S. 244—259, Wiesbaden 1950.
- SCHÖNHALS, E.: Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsbergs. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. VI. F., S. 160 bis 183; 4 Taf., Wiesbaden 1951.
- SELZER, G.: Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. — Geol. Rdsch. 27, S. 275—293, Stuttgart 1936.
- SNAJDR, L.: Die vorgeschichtlichen Denkmäler menschlicher Tätigkeit im böhmischen Elbetal. — Pravěk 5, Kojetein i. d. Hanna 1909.
- SOERGEL, W.: Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters. — 78 S., 6 Taf., Jena 1924.
- SOERGEL, W.: Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. — Fortschr. Geol. Pal. 12, H. 39, 292 S., Berlin 1939.
- STEJSKAL, J.: Pokryvné útvary ve východní části vyškovského úvalu. Mit deutscher Zusammenfassung: Bedeckungsablagerungen im östlichen Teil der Wischauer Senke. — Mitt. Amt Bodenf. Böhmen und Mähren 17, S. 158—165, Prag 1941.
- STREMMER, H.: Die Böden des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig. — Petermanns Mitt. Erg. H. 226, 74 S., 14 Taf., Gotha 1936.

- WEISSERMEL, W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teils der subherzynen Mulde und ihrer nordöstlichen Nachbargebiete. — Abh. pr. geol. L. A. N. F. H. 125, 93 S., 4 Taf., Berlin 1930.
- WOLDSTEDT, P.: Die Strahlungskurve von Milankovitch und die Zahl der Eis- und Zwischeneiszeiten. — Geol. Rdsch. 35, S. 23—25, Stuttgart 1947.
- ZARUBA-PFEFFERMANN, Q.: Längsprofil durch die Moldauterrassen zwischen Kamnik und Weltrus. — Mitt. Tschech. Akad. Wiss. Jg. 52, Nr. 9, S. 1—36, Prag 1942.
- ZARUBA-PFEFFERMANN, Q.: Periglaziale Erscheinungen in der Umgebung von Prag. — Mitt. Tschech. Akad. Wiss. Jg. 53, Nr. 15, S. 1—33, Prag 1943.
- ZEBERA, K.: Devět sprašových pokryvů fosilními půdními s typy pod "Novou horou" na lišenském katastru u Brna. (Neun Lößdecken mit ihren fossilen Bodentypen am Abhang des „Neuen Berg“ in der Gemarkung Lösch bei Brünn). — Příroda 36, Brünn 1943.
- ZOTZ, L. F. & VLK, W.: Das Paläolithikum des unteren Waagtales. — Quartär 2, S. 65—101, Berlin 1939.
- ZOTZ, L. F.: Wiederauflebende Urgeschichtsforschung im fränkischen Jura. — Kosmos 44, S. 54—58, Stuttgart 1948.

## Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen im nördlichen Niedersachsen

Von Konrad Richter, Hannover, Amt für Bodenforschung. Mit 5 Abb.

In der norddeutschen, morphologisch sehr mannigfaltigen Jungmoränenlandschaft liegen die Sedimente der letzten Eiszeit im allgemeinen noch ziemlich unverändert am ursprünglichen Ablagerungsort. Das Altmoränengebiet muß früher ein ähnlich bewegtes Relief gehabt haben. Heute ist es sehr stark eingeebnet. GRIPP wies besonders darauf hin. Es wären daher im nördlichen Niedersachsen eine große Menge von Umlagerungssedimenten zu erwarten, sozusagen eine Landschaft, die im Schutt ertrunken ist. Wir müßten auch zu derselben Auffassung kommen, wenn wir uns aus dem mitteldeutschen, beziehungsweise süd-deutschen nicht vereist gewesenen Gebiet in die norddeutsche Altmoränenlandschaft begeben, denn im nicht vereist gewesenen Gebiet liegt nach den Untersuchungen von BÜDEL, GALLWITZ, KESSLER, SOERGEL, K. SCHMID, TROLL und vielen anderen eine Menge periglazialer Ablagerungen, oft nach Art von Pseudomoränen vor, die Ähnliches im Altmoränengebiet erwarten ließen. Auf den geologischen Spezialkarten 1 : 25 000 des Altmoränengebietes im nördlichen Niedersachsen, etwa auf den Blättern um Bremen, ist nichts dergleichen eingetragen. Wir fragen uns: sind wirklich außer den Talsanden und holozänen Sedimenten keine älteren Umlagerungen vorhanden?

DEWERS (1941) schreibt zu dieser Frage sehr kraß: „Ganz allgemein kann gesagt werden, daß am Fuße von Hängen, wo man eigentlich eine Anhäufung von Fließerden vorfinden müßte, meist unter einer dünnen, durch die Pflanzenwurzeln entschichteten Decke sofort geschichtete Bildungen anstehen. Zum mindesten müssen also die anderen Transportmittel, fließendes Wasser und Wind, zur restlosen Entfernung aller Fließerdeanhäufungen ausgereicht haben.“ An anderen Stellen derselben Arbeit finden sich indes auch zahlreiche Hinweise auf periglaziale Umlagerungen. Die sehr negative Stellungnahme von DEWERS ist aus der mitteldeutschen Perspektive überraschend, und wir fragen: sind vielleicht manche Periglazialsedimente so schwer indentifizierbar, daß sie bisher nicht als solche erkannt wurden? Immerhin haben alle bisher im Altmoränengebiet kartierenden Geologen übereinstimmend berichtet, daß die Abgrenzung z. B. der

Talsande wegen der jüngeren Umlagerungen und Überlagerungen außerordentlich schwierig sei.

Bei eigenen Kartierungsarbeiten im Hümmling fiel mir als erstes auf, daß der dortige Geschiebelehm, abgesehen von der Entkalkung, stellenweise ein anderes Aussehen hatte als jener der Jungmoränengebiete. An solchen Punkten war der Geschiebelehm sandiger und vor allem stark horizontalstreifig. Diese Streifen verliefen völlig horizontal, während ähnliche im Jungmoränengebiet meist mehr oder weniger wellig und unruhig, zumindest nicht so außerordentlich horizontal lagen. Derartige Vorkommen fanden sich nie mitten auf der Hochfläche, sondern nur randlich, beziehungsweise am Rande von Senken. Dabei war eine Geländeneigung gegenüber der Hochfläche noch kaum erkennbar und betrug nur etwa 2—5°.

Andererseits wurde der Geschiebelehm in solcher Plateaurandlage oft sandiger, kiesiger, ging in kryoturbate Kiespakete und schließlich weiter senkenabwärts in eine Steinsohle über, die nur aus einer einzigen Steinlage bestand. Am befremdlichsten waren wohl Aufschlüsse, in denen ein kaum anehmiger, schichtungsloser, mittel- bis grobkörniger Sand scheinbar regellos verteilt Diluvialgeschiebe enthielt, oder wo in einem schichtungslosen Sand mehrere völlig horizontale Steinlagen sohlenförmig in einigen Dezimeter Abstand übereinander auftraten.

Sieht man von seltenen Aufschlüssen mit mehreren übereinander liegenden Steinsohlen ab, so ist eine oberste, meist unter 20 bis 40 cm Flugsandhaut begrabene Steinsohle im gesamten Altmoränengebiet des nördlichen Niedersachsen außerordentlich weit verbreitet. Bei der Übersichtsaufnahme des Blattes Neu-Arenberg im Hümmling wurde sie soweit wir möglich mitkartiert. Es ergab sich, daß sie die NO—SW verlaufenden langen Geschiebelehmücken in bis zu mehrere Kilometer breitem Saum umzog. Dabei war die Steinsohle in der Nähe des Geschiebelehms, also noch ziemlich auf der Höhe der Rücken, mehrere Dezimeter mächtig, nahm dann hangabwärts an Dicke ab und bestand weiterhin nur aus einer einzigen Steinlage. Es kann sich also nicht einfach um das örtliche Relikt eines Geschiebelehmes handeln, dessen feinere Komponenten fortgeschlämmt wurden, sondern die Ausdünnung hangabwärts bei meist sehr geringer Neigung von nur 2 bis 5° weist auf seitlichen Transport hin. Diese Annahme konnte durch Einregelungsmessungen gestützt werden. An mehreren Stellen, wo die Steinsohle nur aus einer einzigen Steinlage bestand, wurden zunächst je 50 Längsachsen der Steine in ihrer Richtung eingemessen. Dabei ergaben sich z. T. überraschend deutliche Maxima der Einregelung. Am auffälligsten waren diese Verhältnisse an einer flachen Kuppe NO von Lorup. Hier war die Einregelung schon ohne Mes-

sungen meist sehr klar erkennbar (Abb. 1). Das Maximum ist außerordentlich spitz. Es zeigte sich, daß die Längsachsen radial um die Kuppe angeordnet waren. Später wurde auch in dickeren Steinsohlen stets eine deutliche Einregelung festgestellt, was nach DÜCKER's Untersuchungen (1933, Tafel 29, Fig. 1) auch durchaus zu erwarten war. Im allgemeinen fielen die Einregelungsmaxima umso breiter aus, je flacher die Hangneigung war. In mächtigeren Steinsoh-

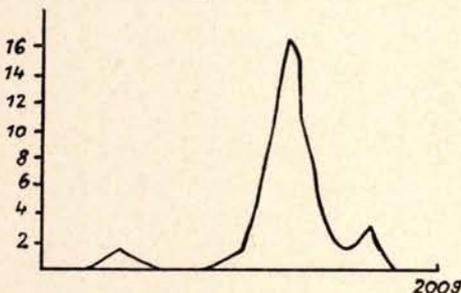


Abb. 1. Einregelungsdiagramm aus einer Steinsohle unter Flugsandhaut. Südfuß einer flachen Kuppe NO Lorup (Hümmling).

len mit deutlichen Brodelerscheinungen wurden meist keine Messungen durchgeführt, da hier nur Serienmessungen ein klares Bild ergeben.

DEWERS (1941) schreibt zur Frage der Steinsohlenbildung: „Die regionale Verbreitung der Steinsohle über allen zutage ausgehenden sandigen Bildungen in NW-Deutschland bis hinein in den westlichen Teil der Lüneburger Heide und die zahlreich in dieser Steinsohle vorkommenden Windkanter beweisen, daß es wenigstens eine, möglicherweise auch mehrere Perioden verstärkter Einwirkung des Windes auf die oberen Bodenschichten gegeben hat. Diese Zeit kann wegen der dann lückenlosen Vegetationsdecke nicht zwischeneiszeitlich gewesen sein, sondern muß in eine glaziale Periode verlegt werden.“ Trotz eifrigen Suchens habe ich in typischen Steinsohlen des Hümmling, der Wildeshausen-Syker Geest und des Kreises Winsen a. d. Luhe nicht einen einzigen Windkanter gefunden, was umso mehr überraschte, als die Steinsohlen meist unter einer Flugsandhaut begraben lagen. Windkanter fanden sich dagegen zahlreich in den Ausblasungspflastern von Dünengebieten. Damit will ich die Angaben von DEWERS und DÜCKER keineswegs anzweifeln. Die Bedeutung des Windes bei der Bildung von Steinsohlen scheint mir danach aber doch im allgemeinen geringer gewesen zu sein, als aus dem Zitat herausgelesen werden könnte.

DÜCKER (1933) hat sich eingehender mit dieser Frage beschäftigt. Nach ihm kann „die Entstehung der Steinsohle nicht durch einfache Deflation erfolgt sein. Die  $\pm$  streifenartige Anordnung der Geschiebe ließ erkennen, daß das gesamte Steinsohlenmaterial von in der Nähe befindlichen Moränenkuppen in brodelnder Bewegung hangabwärts wanderte und gleichzeitig einer starken Deflationswirkung unterworfen war.“ Da die Ausbildung der Windkanter immerhin einige Zeit der Ruhelage vor der Verbrodelung erfordert, wäre ich eher geneigt, den Vorgang in zwei Phasen zu zerlegen, in eine trockene, kalte, mit vorherrschender Windwirkung und eine feuchtere der Fließerde- bzw. Steinsohlenbildung. Die Windkanterbildung müßte voran gegangen, ja vielleicht schon an die Schlußphase einer vorhergehenden Kaltzeit zu setzen sein. Natürlich können sich an

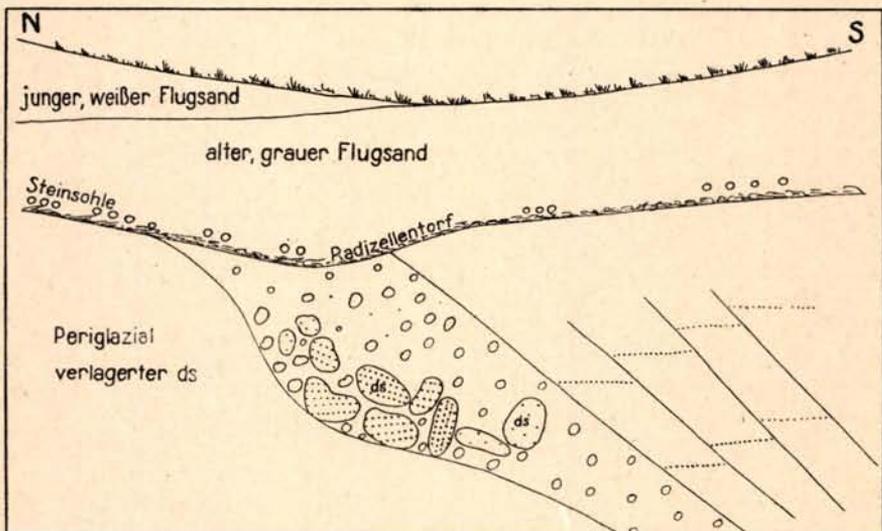


Abb. 2: Steinsohle, die über einer Frostspalte etwas abgesackt ist. Am Fuß des Schwarzen Berges in Gehlenberg (Meßtischblatt Neuareenberg).

der Oberfläche der Steinsohle auch noch Windkanter in einer dritten Phase gebildet haben. Letzteres wird durch die Untersuchungen SIMON's (1937) wahrscheinlich, der in Fortsetzung einiger Beobachtungen von DÜCKER (1933) Windkanterbildung noch bis zum Rand des jüngeren Frankfurter Stadiums feststellte. Die Phase des Erdfließens dürfte jeweils eine feuchtere, die der Windkanterbildung eine trockenere gewesen sein.

Gewisse Hinweise auf den Klimacharakter zur Zeit der Steinsohlenbildung vermögen vielleicht die Aufschlußverhältnisse vom Schwarzen Berg bei Gehlenberg (Meßtischblatt Neuaerenberg) gestatten (Abb. 2). Die Steinsohle geht hier über eine Frostspalte hinweg. Letztere ist dadurch besonders interessant, daß in ihr außer Diluvialkies eine große Menge bis zu kopfgroßer Sandgerölle liegt. In ihnen ist die ursprüngliche Schichtung noch erhalten und steht jetzt in einzelnen Geröllen senkrecht. Derartige „Sandgerölle“ können nur in gefrorenem Zustande in die Spalte gestürzt sein. Über dieser Spalte ist die Steinsohle etwas nach unten durchgebogen. Das dürfte durch späteres Zusammensacken der Frostspaltenfüllung bedingt sein. Wahrscheinlich enthielt sie außer dem Schutt von Kies und Sandgeröllen noch Eiszement, das erst nach Überlagerung durch die Steinsohle ausschmolz und das Nachsacken der letzteren verursachte. Demgemäß müßte die Steinsohlenbildung über Dauerfrostboden erfolgt sein. Bemerkenswert ist in dem Profil noch eine bis maximal 10 cm mächtige torfige Lage direkt unter der Steinsohle. Herr Prof. THOMSON war so freundlich, eine Probe hiervon sowie gleichartige von anderen Stellen pollenanalytisch durchzusehen. Im vorliegenden Falle handelt es sich um einen Radizellentorf mit Pollen einer Tundrenvegetation. In gleichartigen Proben war es stets ebenfalls Radizellentorf, aber fast jedesmal mit anderem, z. T. ausgesprochen wärmezeitlichem Pollenbestand. Bei Schorlingbostel (NO Bremen) war ferner eine Steinsohle aufgeschlossen, die von einem derartigen Radizellentorf gekreuzt wurde, und in anderen Fällen war eine solche Kreuzung nicht direkt aufgeschlossen, aber zu vermuten. Es handelt sich also wahrscheinlich um eine Wurzelverfilzung an der Oberkante des bodenkundlichen Illuvialhorizontes. Diese verortete Oberkante fällt sehr oft mit der Steinsohle zusammen. Die Pollen in diesem Wurzelfilz dürften demgemäß sekundär verschlämmt sein. So ist ihre verschiedenartige Beteiligung an solchen Wurzelfilzen, die echten Torfen sehr ähnlich sehen können, verständlich. Jedenfalls sagen sie wenig über das Alter der überlagernden Steinsohle aus, höchstens insofern, als die Steinsohle im vorliegenden Falle mindestens älter sein muß als die jüngste hier möglich gewesene Tundrenvegetation.

Schon DEWERS (1941) wies darauf hin, daß derartige Steinsohlen bis in die Lüneburger Heide hinein vorkommen. In den Böden des Warthe-Stadiums, z. B. im Kreise Harburg, sind sie weit verbreitet. Dagegen habe ich sichere, regional verbreitete Steinsohlen des vorgenannten Typus nicht mehr im Gebiet der Weichselvereisung gefunden. Auch die Darstellungen von DÜCKER (1933) dürften zu dieser Auffassung passen. Sollte sich diese Beobachtung weiterhin bestätigen, so wäre die oberste weitverbreitete Steinsohle als periglaziales Äquivalent der Weichselvereisung zu deuten, wozu voriges Ergebnis, also älter als die jüngste Tundrenvegetation, gut passen würde. Dabei scheint die Steinsohle in erster Linie ein Produkt der Tjåle-Solifluktion im Sinne TROLL's (1944) zu sein.

Die Bildung klarer, voll entwickelter „Brodeltöpfe“ mit kiesigem Material, wie sie in der Übergangszone von echtem Geschiebelehm zu Steinsohlen im Bereich der saaleeiszeitlich abgelagerten Böden oft auftreten, scheint dagegen nicht bis auf die Böden des Warthe-Stadiums herauf zu reichen. Jedenfalls habe

ich die diesbezügliche, auf der Tagung der deutschen Quartärvereinigung, Hannover 1948, mitgeteilte Beobachtung von L. HECK bisher auch bestätigt gefunden. Schwach entwickelte „Brodel“-Erscheinungen sind indes noch im Gebiet des Jungmoränengebietes zu beobachten.

Die Steinsohlenbildungszeit dürfte nach dem Vorgesagten in erster Linie die Weichseleiszeit im damals periglazialen Altmoränengebiet sein, die Brodelbildungen, z. B. in der Wurzelzone der Steinsohlen, dagegen im Wesentlichen warthe-stadial auf saaleeiszeitlichen Böden. Bei weiterer Bestätigung dieser Beobachtungen hätten wir somit zwei wichtige chronologische Indikatoren im nord-deutschen Altmoränengebiet.

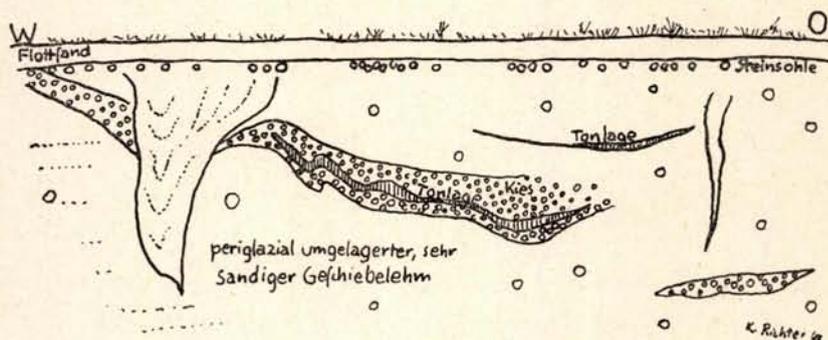


Abb. 3: Sandgrube NW Wachendorf (Meßtischblatt Riede). Periglazial umgelagerter, an Ton und Kristallin verarmter Geschiebelehm mit Frostspalten unter Steinsohle und Flottsand. Der „Geschiebelehm“ geht nach W in schwach geschichteten, steinfreien Sand über.

Vielleicht sind auch die Frostspalten im nördlichen Niedersachsen chronologisch auswertbar. Die sekundär schräg gestellte Frostspalte unter der Steinsohle von Abb. 2 mag selbst schon in Fließerdesanden liegen. Während das hier nicht sicher entscheidbar ist, muß aber Abb. 3 in diesem Sinne gedeutet werden. In Wickenhausen (Meßtischblatt Bassum) beobachtete ich eine kleinere Frostspalte unter periglazialen Umlagerungen. Alle diese Beispiele stammen aus einem Gebiet, wo saaleeiszeitliche Glazialablagerungen im allgemeinen die Oberfläche der Landschaft bilden. Im Bereich des Warthe-Stadiums habe ich bisher Frostspalten nur unter periglazialen Umlagerungen gesehen, sodaß sich hiermit auch eine Gliederungsmöglichkeit ergeben könnte, falls die Beobachtungen des Verfassers durch weitere, gleichartige ergänzt werden.

Nach diesen Ergebnissen schien es notwendig, die Bildungsweise des vorerwähnten, stark horizontal gestreiften Geschiebelehms in der Übergangszone von normalem Geschiebelehm zum Steinsohlensaum näher zu untersuchen. Besonders gute Lösungsmöglichkeiten mochte ein Geschiebelehmaufschluß SO von Syke bei Harmissen bieten. Er lag am Rande der Geesthochfläche zu einer Senke. Die obersten 1,6 m des Geschiebelehmes waren stark horizontal geschichtet, die unteren 1,5 m hatten das Aussehen eines normalen Geschiebelehmes. Einregelungsmessungen der Geschiebe ergaben im unteren Teil ein gutes Maximum in Richtung der vermuteten Bewegungsrichtung des saaleeiszeitlichen Nordseegletschers (Abb. 4, gestrichelt), wie aus der Längserstreckung benachbarter Rinnentäler und Oser zu erschließen war. Diese Richtung stimmt mit anderen Einregelungsmaxima in Geschiebelehmaufschlüssen der Hochfläche überein. Die

Messungen im oberen, horizontalstreifigen „Geschiebelehm“ ergaben dagegen ein doppeltes Maximum (Abb. 4, ausgezogen), wobei das kleinere dem vorgenannten entspricht, während das größere mehr in NS-Richtung verschoben ist. Letzteres entspricht der örtlichen größten Neigung des flachen Hanges, der hier durch postsaaleiszeitliche Erosion geschaffen sein dürfte. Weitere derartige Messungen im nördlichen Niedersachsen von Meppen bis Winsen an der Luhe ergaben, daß die Einregelung der Geschiebe in einem normal aussehenden Geschiebelehm fast stets mit der vermutlichen Eisbewegungsrichtung identisch war. Die Einregelung im stark horizontal gebänderten „Geschiebelehm“ erwies sich stets als gleichsinnig mit der lokalen Gehängeneigung. Das spricht für eine sekundäre Umlagerung des horizontal gebänderten „Geschiebelehmes“.

Die Unterkante des normal aussehenden Geschiebelehmes unterliegt im Bereich zwischen Meppen und dem Wesertalrand im allgemeinen nur langsamen regionalen Schwankungen der Höhenlage über NN. Eine Ausnahme hiervon machen wieder die gebänderten Geschiebelehme, die oft viele Meter tiefer auftreten, als örtlich die Unterkante des Geschiebelehmes zu erwarten wäre. Sehr viele derartige Vorkommen sind am Südrand der Lesumer Geest nördlich Bremen zu beobachten. Aber auch an den Talrändern innerhalb der dortigen Geesthochfläche kommen derartige Verhältnisse vor. Ein typisches Beispiel ist SW von Brundorf. Der Geschiebelehm bildet hier die Hochfläche, während die Täler in den „Lauenburger Ton“ eingeschnitten sind. An der genannten Stelle findet sich plötzlich eine große Sandgrube in einer Höhenlage über NN, wo gemäß den Verhältnissen der Nachbarschaft „Lauenburger Ton“ zu erwarten wäre. Der Sand dieser Grube ist schwach anlehmig und enthält scheinbar regellos verteilte Geschiebe wie ein Geschiebelehm. Außerdem treten in dem über acht Meter tiefen Aufschluß zahlreiche horizontale Bänder auf, wie in dem vorgenannten gebänderten „Geschiebelehm“, nur in etwas größerem Abstand. Bei näherer Betrachtung muß man zu dem Schluß kommen, daß es sich um ein gleichartiges, nur noch etwas tonärmeres Sediment handelt. Das ganze Vorkommen macht den Eindruck einer aus geschiebeführendem, anlehmigem Sand bestehenden Pseudogletscherzunge, die vom Plateaurand über den „Lauenburger Ton“ bis zur Talsohle hinab reicht. In diesem von S nach N ziehenden Pseudogletscher stellen die horizontalen Sandbänder die Scherflächen dar. Auch aus dieser Perspektive erweist sich der horizontal gebänderte „Geschiebelehm“ als ein späteres Umlagerungsprodukt.

Dieses letztgenannte Vorkommen von „Pseudogeschiebelehm“ zeigte bereits ohne nähere Untersuchung eine auffällige Verarmung an kristallinen Geschieben zugunsten z. B. einer relativen Anreicherung an Feuerstein. Bei den Diluvialstudien im Bereich zwischen Meppen und Winsen a. d. Luhe wurden ca. zweihundert Geschiebeaufsammlungen von je ca. 150 Stück gemacht. Aufgelesen

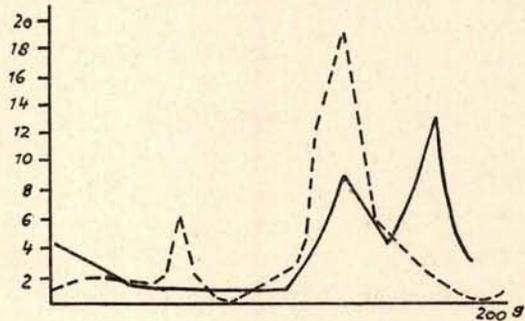


Abb. 4: Einregelungsdiagramme der Steine im Geschiebelehm SO von Harmissen (Meßtischblatt Vilsen). Gestrichelt = Messungen im tieferen Teil der Aufschlußwand; ausgezogen = Messungen im horizontal gebänderten und wahrscheinlich periglazial umgelagerten Geschiebelehm des oberen Teiles der Aufschlußwand.

wurde aus kleiner Fläche jeder Stein in der Größe zwischen etwas mehr als Erbsen- und etwas kleiner als Hühnereigröße. Gleichartige Aufsammlungen waren schon früher vom Verfasser in größerer Zahl im Jungmoränengebiet gemacht worden. Dort erfolgte die Aufsammlung zunächst in Form der Probenentnahme nach der dänischen Steinzählungsmethode, da hierbei am besten der subjektive Fehler ausgeschaltet wird. Erst nach einiger Übung und mehrfachen Kontrollversuchen wurde zu dem vorgenannten vereinfachten Verfahren übergegangen. Bei der Durchsicht der Auszählungen zeigte sich, daß in den Aufsammlungen aus horizontal gebändertem „Geschiebelehm“ der Quotient aus Quarzgeröllen durch Gesamtmenge der kristallinen Gerölle fast stets erheblich größer war als aus normalem Geschiebelehm. Offenbar hatte eine starke Verarmung in Kristallin stattgefunden. Bereits bei früheren Aufsammlungen im Jungmoränengebiet war der vorgenannte Quarzkoeffizient jeweils ausgerechnet worden in der Hoffnung, aus besonderen Quarzanreicherungen etwa Rückschlüsse auf in der Nachbarschaft anstehendes Jungtertiär machen zu können. In dieser Hinsicht wurde kein positives Resultat erzielt. Die Koeffizienten blieben im Gegenteil sowohl aus Geschiebemergel, wie Diluvialkies, wie Ackeraufsammlungen sowie aus umgelagertem Strandkies überraschend gleichartig. Eine Anzahl Durchschnittszahlen sind in nachstehender Tabelle wiedergegeben. Dabei ist Q/K der Quarzkoeffizient, d. h. das Verhältnis von Quarzgeröllen zur Gesamtmenge der kristallinen Geschiebe und F/K der Feuersteinkoeffizient, d. h. das Verhältnis von Feuersteingeschieben zur Gesamtmenge der kristallinen Geschiebe:

Geschiebelehm oder Geschiebemergel	Q/K	F/K	Diluvialkies, Ackeraufsammlungen und Strandkies	Q/K	F/K
Weichsel-Vereisung					
Ostpommern (Stolper Gegend)	0,056	0,0	Ostpommern (Stolper Gegend)	0,059	0,0
Mittelpommern (bei Stettin)	0,05	0,04	Mittelpommern (bei Stettin)	0,05	0,04
nördliches Jütland	0,07	2,0	nördliches Jütland	0,074	3,0
südliches Jütland (Altmoränengebiet)	—	—	südliches Jütland (Altmoränengebiet)	0,69	6,2
Warthe-Stadium					
Kreis Winsen a. d. Luhe	0,059	0,34	Kreis Winsen a. d. Luhe	0,19	0,77
Saale-Vereisung					
Großblatt 1 : 100 000			Großblatt 1 : 100 000		
Cloppenbg.-Bremen	0,07	0,67	Cloppenbg.-Bremen	0,17	0,81
Hannover-Garbsen (Einzelwert)	0,07	0,4	Hannover-Engelbostel-Ost (Einzelwert)	0,13	0,5

Es zeigt sich, daß der Quarzkoeffizient des Jungmoränengebietes im Geschiebemergel nur unwesentlich geringer ist als in seinen Umlagerungsprodukten. Dagegen ist der Quarzkoeffizient sowohl im Bereich des Warthe-Stadiums, wie im Bereich oberflächlich verbreiteter Ablagerungen der Saale-Vereisung in den Umlagerungssedimenten wesentlich höher als im Ausgangsmaterial. Auch dieses Ergebnis könnte übrigens darauf hinweisen, daß das Warthe-Stadium zur Saale- und nicht zur Weichsel-Vereisung zu stellen ist; besonders, wenn mehr Material aus dem Bereich des Frankfurter und Brandenburger Stadiums mit herangezogen wird.

Die stärksten Quarzanreicherungen finden sich in den oft mehrfach umgelagerten Ausblasungspflastern der Dünengebiete des Hümmlings. Dafür einige Beispiele:

	Q/K	F/K
Lorup, Ostrand	0,5	2,5
Lorup, Oster-Tannen	0,5	2,0
Gehlenberg	0,6	4,0
NO Lorup	1,0	1,2
S Haß-Berg (Bl. Neuarenberg)	2,0	?

Der Quarzkoeffizient ist auf das zehnfache und gelegentlich noch weit höher angestiegen. Sowohl in dieser wie in der vorhergehenden Tabelle ist der Feuersteinkoeffizient nicht in dem gleichen starken Maße vergrößert. Allerdings ist die Feuersteinführung auch des Ausgangsgeschiebemergels sehr viel ungleichmäßiger, lokal bedingter als beim Quarz.

Einige Beispiele von horizontal gebändertem und niveaumäßig zu tief liegendem „Geschiebelehm“ zeigen zumeist eine deutliche Mittelstellung zwischen den vorstehenden extremen Quarzwerten und dem Ausgangsgeschiebelehm, beziehungsweise auch seinen gleichaltrigen Diluvialsanden:

	Q/K	F/K
nördl. Wildeshausen	0,19	0,9
Vierde	0,23	1,0
Undeloh (Kr. Winsen/Luhe)	0,23	1,1
Wickenhausen b. Bassum	0,25	2,0
Wollah (Lesumer Geest)	0,4	0,8

Selbst schon im Wildeshausener Beispiel ist die Erhöhung recht beachtlich. Sonst beträgt sie das 3- bis fast 6fache. Sie ist vor allem auch wesentlich höher als bei Diluvial-Sanden und -Kiesen, wobei fließende Übergänge selten sind und die Erhöhung der Quarzmenge statistisch mit deutlichem Sprung sichtbar wird. Eine geringe Erhöhung des Quarzkoeffizienten muß in stark verwittertem Geschiebelehm auch schon ohne Umlagerung eintreten, wenn einige kristalline Geschiebe völlig zersetzt sind. Sprunghaftes Ansteigen erfolgt aber erst bei Umlagerung.

Eine ähnliche Quarz- und Flintanreicherung fanden auch KAY und PEARCE (1920) in den interglazialen Gumbotilbildungen Nordamerikas. Die dortigen Prozentwerte sind nicht absolut vergleichbar. Versuchsweise umgerechnet, ergeben sie folgende Zahlen:

	Q/K	F/K
Nebraskan Gumbotil	1,8	1,0
Kansan Gumbotil	4,0	2,5
Kansan Till, entkalkt und oxydiert	0,3	0,3
Kansan Till, nicht entkalkt aber oxydiert	0,15	0,2
Illinois Gumbotil	21,5	26,0
Illinois Till, entkalkt und oxydiert	0,85	1,1

Die Anreicherung ist hier noch intensiver, doch sind die Verhältnisse des Kansan einigermaßen vergleichbar. Die Erhöhung des Quarzkoeffizienten ist zweifellos durch Verwitterungsvorgänge des interglazialen Klimas bedingt. Da in arktischem Klima die chemischen Verwitterungsvorgänge zumeist verhältnismäßig gering sind, dürfte die Quarzanreicherung bei uns auch interglazial erfolgt sein. Die Fließerdebildung mit Scherflächen wäre dagegen in interglazialem Klima schwer verständlich. Wir müssen deshalb annehmen, daß

zur Interglazialzeit nach der Saale-Vereisung die obersten Bodenschichten stark chemisch zersetzt wurden. In einer späteren Periglazialzeit, etwa zur Zeit der Weichsel-Vereisung, entwickelten sich dann über Tjåle Fließerden, die natürlich gerade diesen verwitterten Bodenteil hangabwärts verfrachteten.

Ob die Verfrachtung in jedem Falle mit Sicherheit als Fließerde zu deuten ist, dürfte nicht immer klar zu entscheiden sein. In einzelnen Fällen bei Wildeshausen und Bassum fanden sich schwach anlehmgige Sande mit scheinbar regellos verteilten Geschieben ohne horizontale Scherflächen. Ähnlich aussehende Bildungen habe ich bereits 1927 im Brunn-Zahdener Höhenzug bei Stettin als postglaziale Verschlämmungen deuten können, die dort erst nach Beginn des Ackerbaus mit dem jährlichen Aufreißen der Vegetationsdecke durch den Pflug möglich wurden. Das Aussehen dieses Pseudogeschiebelehmes erinnert durchaus an vorbeschriebene Bildungen ohne Scherflächen (z. B. Wildeshausen). Immerhin gehört zu ihrer Bildungsmöglichkeit das Fehlen einer Vegetationsdecke, die auf natürlichem Wege eben doch durch arktisches Klima verursacht ist. Die genannten niedersächsischen Vorkommen sind so mächtig und lassen darunter nirgends begrabene Böden erkennen, so daß die Deutung als Fließerde zutreffend dürfte.

Mit der vorstehend dargestellten Methodik, also in erster Linie Einregelungsmessungen und Auszählung des Quarzkoeffizienten in geschiebelehmartigen Bildungen zu tiefer Niveaulage dürfte es in vielen Fällen möglich sein, die Geschichte der Altmoränenlandschaft verständlicher als bisher zu entschleiern. Insbesondere bekommen wir damit brauchbare Unterlagen, die Altersstellung zahlreicher Interglazialvorkommen widerspruchslöser zu deuten.

Wir können damit die nachstehende Forderung von DEWERS (1941) erfüllen: „Die älteren Autoren waren zudem über die Bedeutung des Erdfließens noch nicht unterrichtet und konnten daher die Möglichkeit, einen Teil der steinführenden, ungeschichteten Bildungen als Fließerden zu deuten, noch nicht in Betracht ziehen. Die älteren Angaben von dünnen Decken sandigen Geschiebelehms im Hangenden interglazialer Torfe oder Mergel benötigen alle eine sorgfältige Nachprüfung.“ WOLDSTEDT hat 1942 sowie auf der Tagung der deutschen Quartärvereinigung 1948 außerdem mehrfach darauf hingewiesen, daß die meisten Interglazialvorkommen in alten Schmelzwasserrinnen liegen und daß sich die fraglichen Geschiebelehmbildungen stets nur am Rande der Interglazialvorkommen, nie aber über ihrem Zentrum finden. Die geschiebelehmartigen Bildungen können aber stellenweise eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen und sehen einem echten Geschiebelehm so ähnlich, daß eine Entscheidung gegen die Geschiebelehmnatur zunächst sehr schwer fällt. Als Beispiel sei die nordöstlichste Grube der Ober-Oher Kieselgurwerke K.G. Bruno Westermann angeführt. Im Ostende der Abbauwand tritt ein ca. 3 m mächtiger „Geschiebelehm“ auf, der im unteren Teil stark horizontal gebändert und geflasht ist. Nach W zu geht er ohne scharfe Grenze in Diluvialsand über. Dieser Wechsel erfolgt gerade über einer gurhaltigen Beckensandauffaltung. Der unterlagernde Diluvialsand legt sich auf die Auffaltung scheinbar störungslos auf. Man gewinnt den Eindruck, daß die Auffaltung älter sei als der eben genannte Diluvialsand und der „Geschiebelehm“. Einregelungsmessungen in letzterem ergaben drei verschiedene Richtungsgruppen. Am Ostende entspricht die oberste mit 90° ungefähr der allgemeinen, sehr geringen Gehängeneigung. Das könnte hier durchaus die Richtung eines Gletschervorstoßes gewesen sein. Etwas weiter westwärts,

am Ende des „Geschiebelehm“, ist die Einregelung mit  $10^\circ$  ungefähr senkrecht dazu. Der unterste, flaserige „Geschiebelehm“ hat eine Einregelungsrichtung von  $70^\circ$ . Dieser starke Wechsel spricht für sehr lokal bedingte Verhältnisse mit dadurch stark wechselnden Reibungsverhältnissen der ehemals bewegten Massen. Sie scheinen mir am ehesten bei Ausfüllung einer kleinen Senke durch Fließerde erklärbar. Die Lokalsenke war durch die vorerwähnte Auffaltung des mit Gur verunreinigten Beckensandes gegeben. Über ihr fand die kompaktere Fließerde, von O hangabwärts kommend, ihr Ende, wobei mit der terminal größeren Reibung hier die Umregelung in rollende Bewegung der mitgeführten Geschiebe erfolgte, wie ich das früher a. a. O. prinzipiell begründete. Ähnlich dürfte auch die Richtung im gefaserten Teil des „Geschiebelehm“ deutbar sein. Eine sichere Entscheidung über die Natur des „Geschiebelehm“ ist aber mit Einregelungsmessungen an dieser Stelle nicht zu treffen. Andererseits ist der „Geschiebelehm“ sehr sandig, beziehungsweise tonarm. Der Quarzkoeffizient ist 0,1, also schon zu hoch für normalen Geschiebelehm, der etwa 0,07 haben müßte. In dem obersten, geschiebehaltigen Sand steigt der Quarzkoeffizient sogar auf 0,28. Dies ist aber eine kaum mehr als Geschiebelehmrelikt anzusprechende Bildung, in der ich in 0,60 m einen idealen Windkanter fand. Sie geht in die Steinsohlen über, die in der westlicheren Hauptgrube 0,25 als Quarzkoeffizienten haben und jenseits vom Westrand dieser Grube wieder etwas höheren Tongehalt führen, aber als Quarzkoeffizient sogar 0,4 erreichen.

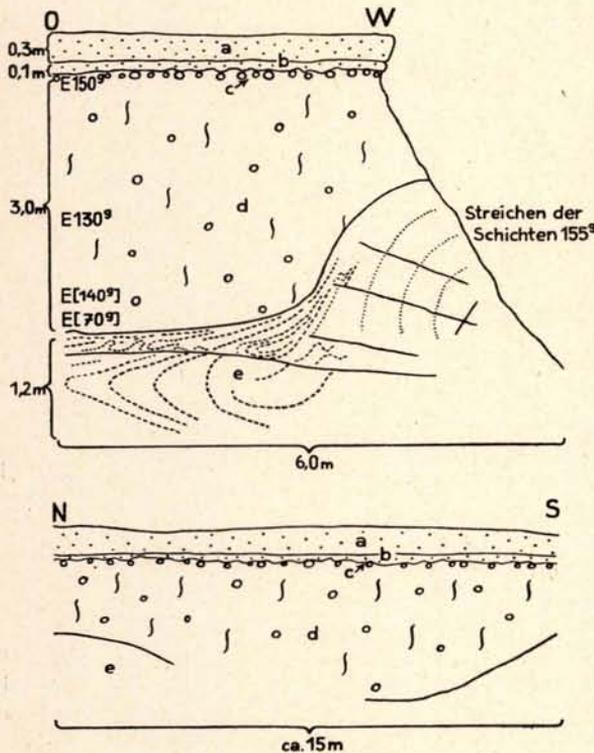


Abb. 5. Neu-Ohe, südöstlichste Grubenecke 1948. E =  $130^\circ$  = Einregelungsrichtung der Geschiebe.

Ähnliche Verhältnisse sind auch in der südöstlichen Grubenecke von Neu-Ohe anzutreffen (Abb. 5). Hier liegt der „Geschiebelehm“ noch deutlich in einer ca. 15 m breiten Rinne. Wieder scheint es so, als ob die Auffaltung des liegenden Diluvialsandes älter sei als der „Geschiebelehm“. Ein echter Eisvorstoß müßte hier von O nach W gehend die Auffaltung abgeschert haben. Ein so steiles Aufsteigen der Unterkante eines echten Geschiebelehm von O nach W an der Diluvialsandfalte ist nicht sehr wahrscheinlich, selbst wenn letztere gefroren war. Wieder stellen wir einen Wechsel der Einregelungsrichtung vom Liegenden zum Hangenden fest. Erst mit der Steinsohle ist gleichfalls die Übereinstimmung der lokalen stärksten Hangneigung mit der Einregelungsrichtung erreicht. Abermals erklimmt der Quarz-

koeffizient mit 0,19 einen Wert, der für einen normalen Geschiebelehm zu hoch ist. Wiederum scheint es sich nur um die Ausfüllung einer vorgebildeten Geländedelle durch Fließerde zu handeln.

Die Entstehungsweise dieser Dellen vor Störungen wäre noch kurz zu diskutieren. Im allgemeinen werden die Schichtenauffaltungen der Kieselgurlager auf Eisdruck zurückgeführt (z. B. CARLÉ 1939), obwohl das z. B. bei Munster-Breloh von jeher auf Schwierigkeiten stieß. Prinzipiell gäbe es eine ganze Anzahl von Erklärungsmöglichkeiten, wie z. B.: 1.) Tektonik, die aber am unwahrscheinlichsten ist, da die Störungen nicht in die Tiefe fortsetzen; 2.) subaquatische Rutschungen, gegen die zumeist auch der vorerwähnte Einwand gemacht werden kann; 3.) Frostaufbruch zwischen perenner Tjäle und Winterfrostdecke; 4.) Eis-schub, wobei die entgegengesetzte Vergenz der Störungen an den beiden Talflanken nicht nur hier, sondern auch im oberen Luhetal z. B. bei Schwindebeck nicht recht ins Bild paßt und von CARLÉ vernachlässigt wird; 5.) Druck durch periglaziale Pseudomoränen, wobei man doch in häufigerem Maße eine Überlagerung durch letztere erwarten müßte und 6.) durch ungleiche Belastung, wie bei Dammschüttungen auf Moor, wofür gelegentlich das an Auffaltungen teilweise Auskeilen der Decksande bei gleichzeitiger Steilaufrichtung der letzteren an die Falten sprechen könnte.

Will man die Deckschichten von Ober- und Neu-Ohe als echte Glazialbildungen auffassen, so ist die Zahl der befremdlichen Punkte recht hoch. Es ist z. B. befremdlich, wenn auch im Einzelfalle durchaus möglich, daß:

- 1.) die Störungen z. T. an gegenüberliegenden Talrändern entgegengesetzte Vergenz haben;
- 2.) die Deckschichten nur randlich geschiebelehmartige Bildungen führen;
- 3.) die Rinnenmitte die stärksten Deckschichten ohne Geschiebelehmreste hat, obwohl die eventuelle Eisbewegung bei Ohe  $\pm$  senkrecht zur Rinne anzunehmen wäre und so eher in der Mitte ein besonders mächtiger Geschiebelehm zu erwarten gewesen wäre;
- 4.) die Auffaltungen in der Senkenmitte am stärksten sind, d. h. auch tiefere Schichten mit erfassen, die randlich ungestört sind;
- 5.) die fraglichen Moränenreste die Störungskuppen oben meist nicht abgeschert haben;
- 6.) die fraglichen Moränenreste im Gegenteil gerade in Dellen davor liegen;
- 7.) die fragliche Moräne selbst im günstigsten Falle zu sandig ist;
- 8.) die fragliche Moräne seitlich in Sand übergeht;
- 9.) die fragliche Moräne ihre Einregelungsrichtung vom Liegenden zum Hangenden sehr lokal ändert;
- 10.) die fragliche Moräne horizontalschichtig ohne nennenswerte Wellen und Störungen ist;
- 11.) die fragliche Moräne im Hangenden in noch sandigeres Material mit umgelagertem Windkanter übergeht;
- 12.) die fragliche Moräne selbst im günstigsten Falle zu hohen Quarzkoeffizienten hat.

Zwölf Punkte, die jeder allein nicht stichhaltig wären, dürften in ihrer Summierung doch nicht zufällig sein. Ich möchte sie als Indizienbeweis für die periglaziale Natur der sogenannten Deckmoräne ansehen.

Betrachtet man 0,07 als Standardwert des Quarzkoeffizienten für normalen Geschiebelehm, so fallen sämtliche Werte von geschiebelehmartigen Bildungen über Kieselgur wesentlich höher aus:

Ober-Ohe, westlich der Hauptgrube . . . . .	0,4
Ober-Ohe, östlichste Grube, oberster Teil . . . . .	0,28
Ober-Ohe, östlichste Grube, Ende des Gesch.-Lehms . . . . .	0,26
Ober-Ohe, östlichste Grube, tieferer Teil . . . . .	0,1
Neu-Ohe, Südostecke . . . . .	0,19
Wiechel . . . . .	0,7

Die Auswertung des Quarzkoeffizienten ist umso wichtiger, als sie auch in Profilen möglich ist, wo die Mehrzahl der vorgenannten 12 Punkte nicht belegbar ist. Da mit der auszählbaren Korngröße bis auf Erbsendurchmesser herunter gegangen werden kann, ist der Quarzkoeffizient die einzige Möglichkeit, auch erbohrte geschiebelehmartige Sedimente als Pseudogeschiebelehme deuten zu können.

Wir haben mit den dargestellten Methoden somit ein Hilfsmittel bei der Kartierung, um durch Einregelungsmessungen und Auszählen der Quarzkoeffizienten periglazial umgelagerte Geschiebelehme als solche zu entlarven und so unsere Kartendarstellungen wesentlich zu ergänzen. Außerdem erhalten wir einen Anhaltspunkt mehr bei der Altersbeurteilung von Interglazialablagerungen, die uns dringend davor warnt, die Überlagerung eines Interglazials durch scheinbaren Geschiebelehm als Tatsache der Eisüberfahung zu deuten.

Es wäre auch denkbar, mit Hilfe des Quarzkoeffizienten Beiträge zum oft umstrittenen Alter von Talsanden zu liefern. Bei Hanstedt, Kr. Winsen a. d. Luhe konnten in vier Talsandaufschlüssen z. B. hohe Quarzkoeffizienten von 0,22 und 0,5 in 2,0, beziehungsweise 1,5 m Tiefe, sowie 0,3 und 0,4 nach Schmalenfelde zu in 1,0 m Tiefe festgestellt werden, während der benachbarte Hang in den warthe-stadialen Ablagerungen 0,07 und 0,03 zeigte. Man könnte also auf eine chemisch stark wirksame Verwitterungsperiode zwischen Ablagerung der warthe-stadialen Bildungen und der Sedimentation der Talsande schließen. Die Talsande müßten demnach hier weichseleiszeitlich sein. Allerdings spielt der  $\pm$  längere Transportweg auch eine quarzanreichernde Rolle, wie aus den beiden einzigen Punkten höherer Quarzkoeffizienten im Jungmoränengebiet Ostpommerns hervorzugehen scheint. Im vorliegenden Falle dürfte der Transportweg aus der Gesamtsituation nur gering zu veranschlagen sein. Entsprechende Auszählungen wurden auch in der „Vorgeest“ südlich von Bremen gemacht; doch erscheinen die Verhältnisse hier komplizierter und bedürfen einer genaueren Untersuchung. Überhaupt ist eine Einzeluntersuchung nicht absolut entscheidend, da auch in echten Geschiebelehmen lokale Schwankungen und Verwitterungseinflüsse auftreten und die Werte ebenso in den übrigen untersuchten Sedimenten stark streuen können.

Auch zur Entscheidung über die Verwendbarkeit gut ausgebildeter, kiesiger Brodeltaschen und Eiskeilspalten in oder nur unter Periglazialablagerungen zum Zwecke der Abgrenzung des Warthe-Stadiums sind noch weitere Beobachtungen erforderlich.

## Literaturnachweis

- CARLÉ, W.: Die Lagerungsstörungen in den Kieselgurgruben von Ohe (Lüneburger Heide). — Abh. Nat.-Ver. Bremen, 31, 1939.
- DEWERS, F.: Diluvium (in „Das Känozoikum in Niedersachsen“). — Geol. u. Lagerst. Niedersachsens 3. Teil, Oldenburg i. O. 1941.
- DÜCKER, A.: Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. — Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt, 54, 1933.
- KAY, G. F. und PEARCE, J. N.: The origin of Gumbotil. — Journ. of Geology, 28, 1920.
- RICHTER, K.: Stratigr. u. Entwicklungsgesch. mittelpomm. Tertiärhöhen. — Abh. u. Ber. Pomm. Natf. Ges. 1927.
- SIMON, W. G.: Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein. — Mitt. d. geogr. Ges. Lübeck, 39, 1937.
- TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion u. Frostklimate der Erde. — Geol. Rundschau, 34, 1944.
- WOLDSTEDT, P.: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. — Ber. Reichsamtes f. Bodenf. Wien, 1942.

## Die geologische und archäologische Stellung des altpaläolithischen Fundplatzes Markkleeberg bei Leipzig

Von Rudolf G r a h m a n n, Bielefeld. Mit 3 Abb.

Die im Jahre 1895 durch den Leipziger Geologen FRANZ ETZOLD (1918) entdeckte und seither fast ununterbrochen ausgebeutete altpaläolithische Fundstätte Markkleeberg bei Leipzig ist die am längsten bekannte und noch immer die reichste ihrer Art in Deutschland. Sie fand ihre erste Bearbeitung durch K. H. JACOB (FRIESEN), der im Jahre 1910 die von ETZOLD nicht bekannt gegebene Fundstelle nochmals entdeckte, und durch C. GÄBERT (JACOB (FRIESEN) und GÄBERT, 1914). JACOB (FRIESEN) unterschied unter dem Einfluß französischer Prähistoriker nach Art und Technik drei archäologische Stufen, deren älteste er für oberes Acheuléen oder unteres Mousterien hielt, deren jüngste er dagegen als Hochmousterien mit Anklängen an Aurignacien ansah. Der Geologe C. GÄBERT kam zu dem Schluß, daß die Fundschicht in die zweite Hälfte oder eher an das Ende des vorletzten Interglazials zu stellen sei. Da es sich erwies, daß das französische Mousterien allgemein dem Ende des letzten Interglazials und dem Beginn des Würmglazials angehört, ergab sich für Markkleeberg ein Widerspruch zwischen archäologischer und geologischer Altersbestimmung; K. BRAUNE (1929 und 1933) sprach von einer Problematik der Fundstelle.

Es erschien daher nötig, Fundstelle und Funde einer erneuten Bearbeitung zu unterwerfen. Geologisch kam dieser zugute, daß mittlerweile die Gliederung der pleistozänen Ablagerungen Sachsens bis ins Einzelne durchgeführt war (GRAHMANN 1925 und 1934); und archäologisch einerseits der Ausbau des Gliederungssystems hauptsächlich durch H. BREUIL, andererseits das Anwachsen des Markkleeberger Fundstoffes. Dieser war allerdings in einer Menge öffentlicher und privater Sammlungen zerstreut. Er wurde in den Jahren 1936 bis 1940 aufgespürt und karteimäßig festgehalten. Es wurden dabei mehr als 3000 Stücke erfaßt, davon die weitaus meisten von Markkleeberg selbst, ein kleiner Teil von benachbarten gleichartigen Fundstellen. Auf Grund dieses für eine altpaläolithische Fundstätte in Deutschland beispielloser reichen Fundstoffes

konnte dessen archäologische Stellung viel genauer und sicherer erfaßt werden als vorher.

Eine im Dezember 1944 abgeschlossene Monographie behandelt erschöpfend sowohl die geologische wie die archäologische Stellung des Fundplatzes, unterstützt durch 15 Textabbildungen und 131 Tafeln, auf denen mehr als 500 Stücke in je mehreren Ansichten abgebildet werden. Das erste Manuskript ging bei dem Verlag während der Besetzung am Ende des Krieges verloren. Ein neues Manuskript wurde im Sommer 1947 vom Urbanverlag, Freiburg i.Br., angenommen. Es ist zu hoffen, daß die Arbeit im Jahre 1951 erscheinen wird. Die folgenden Ausführungen können sich nur auf das wichtigste beschränken, und zwar auch nur auf die Fundstätte Markkleeberg allein. Für die ebenfalls wichtigen gleichartigen Fundplätze bei Leipzig ebenso wie für die als Grundlage des gesamten deutschen Altpaläolithikums dienenden Abbildungen der größtenteils hervorragend schönen Werkstücke muß auf die Monographie selbst verwiesen werden.

In der Umgebung von Leipzig sind mit Sicherheit drei Eiszeiten festzustellen, doch hat nur in der Mindel- und in der Rißeiszeit das nordische Inlandeis das Gebiet überschritten. Die Schichtfolgen dieser beiden Glaziale entsprechen einander. Sie beginnen jeweils mit Flußschottern, die 6 bis 15 m mächtig sind. Auf ihnen liegt, in der mindelglazialen Schichtfolge fast ausnahmslos, in der rißglazialen hier und da, ein Bänderton als Absatz des Staubeckens, das sich jeweils vor dem Eisrande auf dem gegenhängigen Talboden bildete und vom Eise bei seinem Vordringen nach Süden talaufwärts geschoben wurde. Das Stauwasser entlastete das Inlandeis dabei so, daß es häufig fast schwerelos über den fetten Ton hinwegglitt, ohne ihn zu stauchen. Auf ihm lagerte sich dann die Grundmoräne ab. Sie wird hier und da von Schmelzwasserkiesen und Sanden bedeckt.

Die Flußschotter der beiden älteren Eiszeiten unterscheiden sich durch ihren Geschiebegehalt. Die Mindelschotter führen ausschließlich einheimische Gerölle aus dem südlichen Einzugsgebiet der Flüsse, die Rißschotter dazu auch nordische Geschiebe, die aus zerstörten Mindelmoränen stammen. Da die Mindelvereisung die größte Ausdehnung hatte und sehr mächtige Ablagerungen hinterließ, so sind nordische Geschiebe, insbesondere Feuersteine, in den rißglazialen Schottern meist recht reichlich vertreten.

In der Würmeiszeit wurden ebenfalls Schotter abgelagert, außerdem auch der Löß angeweht. Die Südgrenze des echten mächtigen Lößes liegt 20 km südlich von Markkleeberg, doch ist ihr ein etwa 30 km breiter Saum von stratigraphisch gleich zu bewertendem höchstens 1 m mächtigen Sandlöß oder Flugsand überall nordwärts vorgelagert (R. GRAHMANN, 1932).

Die Markkleeberger Fundstücke finden sich in rißglazialen Schottern der Pleiße, eines rechten Nebenflusses der Weißen Elster. Das hier durch einige Kiesgruben aufgeschlossene Profil zeigt zu oberst eine 0,4 m starke Decke von Sandlöß als alleinigen Vertreter des Würmglazials. An seiner Basis liegt immer eine dichte Steinsohle aus vorwiegend nordischen Geschieben, die zum großen Teile Windschliff aufweisen. Es handelt sich um den Rest der im letzten Interglazial abgetragenen einstigen Grundmoräne des Rißglazials, die südlich von Leipzig sonst bis zu 2 m stark ist und auch in den Markkleeberger sowie benachbarten Gruben fetzenweise unter dem Löß noch erhalten ist. Ein Bänderton ist in Markkleeberg nicht zu beobachten. Vielmehr liegen unter der Steinsohle waagrecht geschichtete Flußsande, etwa 1 m stark, die nach unten in sandigen Flußkies übergehen. Diese Sande und Kiese sind eine völlig einheitliche Bildung,

die der rißglazialen Aufschotterung im Pleißetale entspricht und hier, nahe dem Uferrande der Schotterterrasse, insgesamt 4 m mächtig ist. Die oberen Sande sind meistens kryoturpat verwulstet, und zwar bereits im Rißglazial, mitunter auch etwas glaziär gestaucht. Selten ist auch eine würmglaziale Verbrodelung zu bemerken, an der also, vor Beginn der Lößanwehung, auch die Steinsohle teilgenommen hat. Sand und Kies sind im letzten Interglazial verwittert und verlehmt, daher braun und ziemlich standfest. An ihrer Basis liegen große Geschiebe aus der Mindelmoräne. Das Liegende bilden miozäne Süßwassersande.

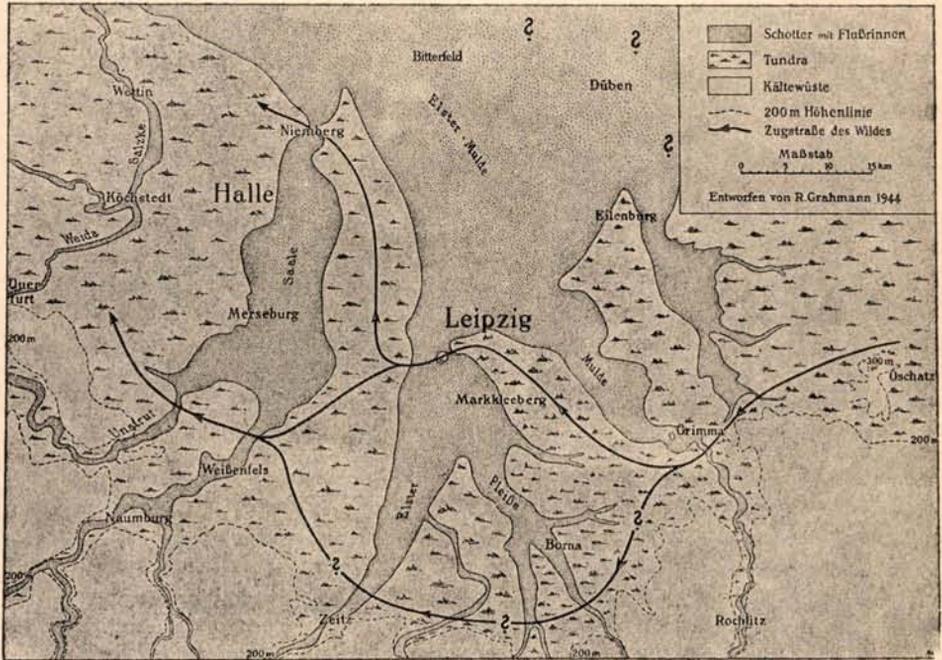


Abb. 1: Rißglaziale Schotterflächen und Landschaftsformen bei Leipzig.

Die Stellung der Markkleeberger Pleißeschotter als rißglazial ist unzweifelhaft. Sie ergibt sich auch aus dem Terrassenlängsprofil, aus dem Zusammenhange der Terrasse mit den gleichalten Terrassen der Nachbarflüsse Mulde und Elster, die bei Leipzig sich zu einer sehr weiten Schotterfläche vereinigen, aus der Fauna, und, wenigstens klimatisch, auch aus der Flora. Die weiten, im Hochglazial wahrscheinlich völlig sterilen Schotterflächen schrieben dem schweifenden Wilde und damit seinem Jäger die Bahn vor, wie Abb. 1 zeigt. Diese läßt auch erkennen, daß im Westen von Leipzig eine Enge im Schotterzuge der Elster offenbar dem Wilde als bevorzugter Übergang diente, woraus sich die Anwesenheit des Menschen und die Häufung paläolithischer Funde am Ostrande der Schotterebene südlich von Leipzig erklärt.

Die Schotter haben an vielen Stellen, so auch in Markkleeberg, *Elephas primigenius*, *E. trogontherii*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Rangifer arcticus* geliefert, also eine durchaus glaziale Fauna, die durch den im Riß aussterbenden *Elephas trogontherii* auch zeitlich bestimmt ist. Eine bei Böhlen, 8 km südwestlich von Markkleeberg, dem Pleißeschotter eingeschaltete Tonbank führte die Reste einer echten Tundrensumpfflora, von Holzgewächsen nur dünne Zweige kleinwü-

siger Weiden und an Pollen nur äußerst selten Kiefer, Birke und Weide, die entweder kleinen Tundrenformen angehören oder auch von Ferne eingeweht sein können (R. GRAHMANN 1924). Jedenfalls erweist sich durch diese Flora eine waldfreie, tundraartige Landschaft schon bald nach Beginn der Aufschotterung.

Die Werkstücke finden sich im Markkleeberger Pleißeschotter regellos eingestreut und werden beim Abbau des Kieses gefunden. Wohl ist von manchen Sammlern die Beobachtung gemacht worden, daß diese oder jene Schicht zeitweise ergiebiger war. Es konnte aber trotz allen Bemühungen niemals eine archäologisch faßbare Abfolge festgestellt werden. Vielmehr finden sich Stücke der verschiedensten Formen, Arten und Erhaltungszustände sowohl im unteren wie im oberen Teile des Kieses, seltener in den hangenden Sanden. Das ist nach der Natur der Lagerstätte nicht zu verwundern. Die rißglazialen Pleißeschotter umfassen, geologisch gesprochen, eine kurze Zeitspanne, vielleicht ein Jahrzehntausend. Und der Werkbestand ist die Hinterlassenschaft schweifender Horden, die in zeitlichen Abständen von Jahrhunderten, vielleicht Jahrtausenden, am Ufer der Pleiße rasteten, jagten und ihre Werkzeuge schlugen. Sie entstammten möglicherweise verschiedenen Kulturkreisen, und was uns von ihnen in Markkleeberg erhalten blieb, ist sonach ein zeitlicher Querschnitt durch die Kulturen des frühen Rißglazials, also archäologisch anders zu bewerten, als der Werkbestand eines nur kurze Zeit besiedelten Wohnplatzes.

Von den rund 3000 Fundstücken bestehen nur vier aus alttertiärem Süßwasserquarzit, alle anderen aus baltischem Feuerstein verschiedener Art. Die weitaus meisten dieser Werkstücke zeigen denselben Erhaltungszustand wie die jetzigen als Gerölle in dem Schotter vorkommenden Feuersteine, d. h. sie sind im allgemeinen gebräunt. Dies gilt für ungerollte und scharfe Stücke ebenso, wie für gescheuerte oder abgerollte. Alle diese Werkstücke sind zweifellos gleich alt wie der Schotter. Sie sind offenbar kurz nach ihrer Verfertigung in diesen geraten und bei dem Aufschotterungsvorgange bald eingebettet worden. Die Rollung ist absolut kein Gradmesser für das Alter, wie man das leider immer noch hier und da lesen kann, sondern sie zeigt zunächst lediglich an, daß ein Stück längere Zeit im Flusse verfrachtet worden ist. Das kann ein Stück, das südlich, also flußoberhalb von Markkleeberg, während der Aufschotterungszeit geschlagen wurde, recht gut sein, es ist dann doch ebenso alt wie ein scharfes, in Markkleeberg geschlagenes.

Es gibt unter den Fundstücken jedoch auch solche von einem durchaus abweichenden Erhaltungszustande. Sie sind meistens stark abgerollt und haben eine dicke weiße, porzellanartige Rinde. Diese Werkstücke sind zweifellos älter als die oben genannten. Sie wurden wahrscheinlich in der dem Rißglazial vorausgehenden Warmzeit am Flusse geschlagen, wo man den Feuerstein als Rohstoff aufblas, gerieten bald nach der Verfertigung in den Fluß, wurden von diesem verfrachtet und dabei abgerollt, bis sie, am Gleithange einer Flußschlinge aufs Trockene geworfen, hier unter dem Einflusse von Luft und Niederschlägen tief weißlich patinierten. Erst viel später, als der Fluß sein Bett durch Aufschotterung wieder erhöhte, gelangten sie abermals in dieses, wurden mitunter von neuem bestoßen und gerollt und erlitten später im Grundwasser manchmal auch eine mehr oder minder tiefe Braunfärbung ihrer Porzellanpatina.

Die zuletzt genannten, höchstwahrscheinlich prärißischen Werkstücke machen im Markkleeberger Fundstoffe nur 2% aus. Gerollte rißglaziale Stücke sind mit 31% vertreten, ungerollte mit 67%. Es wurden also auch flußoberhalb von Markkleeberg Werkstücke geschlagen, in Markkleeberg selbst aber weitaus am meisten.

Der Franzose COUTIER hat an Feuersteinen Versuche über die Schlagtechnik im Paläolithikum angestellt, die erlauben, einen Fundstoff zu gliedern. Darüber wird in der oben erwähnten Monographie ausführlich berichtet. Hier kann nur soviel gesagt werden, daß das Abschlagen der Werkstücke vom rohen Feuerstein oder von einem vorbereiteten Kern entweder Stein gegen Stein erfolgte (harter Schlag) oder mit Holz, Knochen, vielleicht auch weicherem Gestein (weicher Schlag). Der harte Schlag ist in grober Weise durch Anschlagen gegen einen Amboß während des Abbeville und Clacton, in feiner Weise mit einem Klopstein im Acheul angewendet worden. Er erzeugt stets einen Schlagkegel mit anschließender mehr oder minder kräftiger Schlagzweibel. Bei weichem Schlag entsteht kein Schlagkegel, auch der Schlagbuckel ist meistens nicht sehr ausgeprägt, er zeigt nahe der Schlagstelle fast immer eine kleine Aussplitterung. Diese Technik führt zu längeren oder dünneren Abschlägen als der harte Schlag. Sie ist bezeichnend für das Levallois, in dem harter Schlag nur selten angewendet worden ist. Ähnliche Ergebnisse werden bei Anwendung eines Holz- oder Knochenmeißels erzielt, einer Technik, die wohl besonders im Jungpaläolithikum üblich war, aber wahrscheinlich mitunter auch schon in Markkleeberg angewendet worden ist. Das Levallois unterscheidet sich von den anderen Kulturen und Techniken dadurch, daß die Schlagfläche an dem meistens schildkrötenförmigen Kern (tortoise core) durch einige Retuschen rechtwinklig zugerichtet wird, die dann auf der Basis des Abschlages sogenannte Fazetten bilden. Doch ist dies nicht bei allen Stücken des Levallois der Fall. Die Technik des Levallois ist später auch in anderen Kulturkreisen angewendet worden, beispielsweise häufig im Moustier.

Unter den Markkleeberger Stücken des vorletzten Interglazials sind 78% mit hartem Schlag und nur 22% mit weichem Schlag bei einflächiger Basis hergestellt. Dagegen zeigt der rißglaziale Fundstoff nur 34% mit hartem Schlag, aber 42% mit weichem Schlag auf einflächiger Basis und 24% mit weichem Schlag auf fazettierter Basis. Daraus spricht ein entschiedener Fortschritt in der Herstellung langer und dünner Abschläge, also in der Richtung auf Klingenerzeugung.

Eine solche anteilmäßige Betrachtung der Technik scheint für alle altpaläolithischen Fundplätze wichtig. Die Ergebnisse lassen sich anschaulich in einem gleichseitigen Dreieck darstellen, das grundsätzlich dem in der Petrographie üblichen Osann'schen Dreieck entspricht. In einem Dreieck, wie die Abb. 2 es zeigt, würde der Punkt unten rechts 100% Stücke mit hartem Schlag, also ein reines Clacton bedeuten, wogegen die Spitze des Dreiecks einem natürlich nur theoretischen Levallois mit 100% fazettierten Schlagflächen ent-

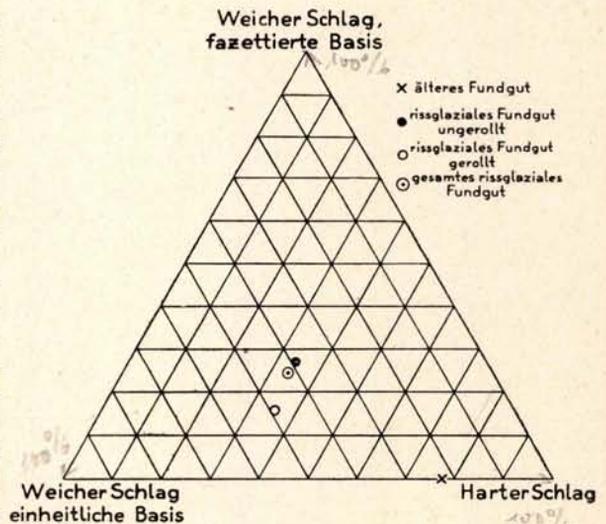


Abb. 2: Anteil der Schlagweisen im Fundgute von Markkleeberg.

sprechen würde. Die Punkte für die älteren und die rißglazialen Markkleeberger Stücke zeigen deren Stellung gegenüber den genannten reinen Kulturen.

Über die in Markkleeberg übliche Nacharbeit kann hier nur soviel gesagt werden, daß die weitaus meisten Stücke eine künstliche Schartung der Arbeitskanten, oder Schneiden aufweisen. Mitunter ist sie wechselseitig als Säugung, mitunter so dicht, daß sie als einfache Retusche in einem Arbeitsgang bezeichnet werden kann. Vollretusche in mehreren Arbeitsstufen ist ziemlich selten, doch sind dabei sehr vollkommene Stücke, wie schon Abbildungen in der Monographie von JACOB und GÄBERT (1914) beweisen. Auch Wegretuschierung der Schlagzwiebel, Ausschlagen von Buchten, Zuarbeitungen zu Spitzen, Zinken und Nasen sind vertreten.

Wie aus den verschiedenen Ausführungen bereits hervorgeht, überwiegen in dem Markkleeberger Werkbestande die aus Abschlägen verschiedener Technik hergestellten Werkstücke durchaus. Ihnen gegenüber spielen aus dem Kern geschlagene Stücke eine völlig untergeordnete Rolle. Es kann hier nicht eine ins Einzelne gehende Darstellung und Beurteilung der Werkzeugtypen und -arten gegeben werden. Dafür wird auf die im Druck befindliche Monographie verwiesen. Zum Verständnis der archäologischen Schlußfolgerungen sei über den Werkbestand nur das folgende gesagt:

Es sind in Markkleeberg zu unterscheiden:

1. Kerne; als solche werden alle Feuersteinstücke angesehen, von denen Abschläge gewonnen worden sind. Meistens werden die Kernsteine durch vorbeischiebende Schläge hergerichtet. Bei der Technik des Levallois ist dies immer der Fall. In Markkleeberg sind festzustellen Diskuskern, Schildkerne, Walzen- oder Prismenkerne, Spindelkerne. Der Anteil der Kerne am Gesamtfundstoff ist gering. Er macht nur knapp 3% der rißglazialen Fundstücke aus, was möglicherweise darauf zurückzuführen ist, daß die meisten Sammler die Kernsteine in dem an groben Feuersteinen reichen Schottern nicht beachtet haben.
2. Grobgeräte; sie sind fast ausschließlich mit hartem Schlag gewonnen, meistens wohl am Amboß in Clactonteknik und weisen dann die entsprechenden Merkmale auf, große einflächige Basis, kräftigen aus einem Schlagkegel entspringenden Schlagbuckel, offenen Schlagwinkel von meistens 110° bis 120°, mitunter bis 135°. Manche der häufig handgroßen, ja bis zu mehr als 3 kg schweren, groben Abschläge lassen eine gewollte Formgebung nicht erkennen, doch beweist die künstliche Schartung der Schneiden ihre Benutzung als Werkzeug. Die meisten Grobgeräte jedoch haben beabsichtigte Formen, die immer wiederkehren, aber wegen ihrer dicken klobigen Gestalt unter den üblichen Werkzeugformen nicht unterzubringen sind. Die Grobgeräte machen 8% des gesamten rißglazialen Werkstückbestandes von Markkleeberg aus; im älteren Fundgut sind sie mit 15% vertreten.
3. Klinsen und Klinsenabschläge spielen in Markkleeberg die Hauptrolle. Im rißglazialen Werkbestande sind sie mit fast 59% führend; dasselbe gilt für den älteren Fundstoff, in dem sie mit fast 55% vertreten sind. Die Klinsen sind in verschiedenen Arbeitsweisen hergestellt worden. Einerseits gibt es Übergänge zu den Grobgeräten, andererseits durch Anwendung des Meißelschlages Anklänge an das Jungpaläolithikum. Recht häufig ist die Technik des Levallois. Die längsten Klinsen erreichen mehr als 14 cm Länge, die meisten sind 5 bis 6 cm lang. Das Verhältnis von Breite zu Länge kann kleiner sein als 1:4; im Durchschnitt liegt es bei 1:2. Die meisten Klinsen zeigen künstliche Schartung, auch Säugung. Einschneidig und zweiseitig retuschierte

Klingen sind recht selten. Außer ihnen sind zu erwähnen Klingen mit seitlicher Bucht, Klingen mit Querschneide, mit Bohrer Spitze und Schrägendklingen, die anscheinend als Vorläufer der jungpaläolithischen Stichel anzusehen sind.

4. **Breitabschläge** sind mindestens so breit wie lang, meistens breiter. Sie treten in runden, ovalen und viereckigen Formen auf und bilden rund  $5\frac{1}{2}\%$  des rißglazialen Bestandes. Levalloistechnik ist bei ihnen häufig zu erkennen.

5. **Spitzen**; in dieser Gruppe sind, wie bei den Klingen, alle Arbeitsweisen vertreten. Dickspitzen schließen an ähnliche Formen der Grobgeräte an. Außerdem werden unterschieden Klingenspitzen, Fünfeckspitzen, beide häufig nach der Arbeitsweise des Levallois hergestellt, ferner viel seltener Spitzen mit Seitenbucht, ein- und zweischneidig retuschierte Spitzen und, besonders bemerkenswert, sehr selten Stielspitzen. Die Spitzen bilden insgesamt fast  $12\%$  der rißglazialen Werkstücke, fast  $15\%$  der älteren.

6. **Schaber** sind nur solche Stücke genannt worden, die bei entsprechender Form die durchgehende Retuschierung, seltener geschlossene Schartung mindestens einer Schneide aufweisen. Nach dieser strengen Begriffsbestimmung ist die Zahl der Schaber in Markkleeberg nicht sehr groß. Sie machen nur etwa  $5\%$  unter den rißglazialen Werkstücken aus, sind aber zum Teil von schönster Arbeit. Einige weisen Rasten für den Daumen oder für eine Schäftung auf.

7. **Kratzer** mit meist steil retuschierter Arbeitskante sind in verschiedenen Formen als Kiel-, Stirn-, Hohl- und Buchtkratzer vertreten. Wie manche Schaber zeigen sie keinen Schlagteil, sei es, daß dieser abgetrennt wurde, oder daß es sich um natürliche Feuersteinscherben handelt. Die Kratzer sind allgemein größer als die des Jungpaläolithikums. Unter den rißglazialen Werkstücken von Markkleeberg machen sie fast  $8\%$  aus.

8. **Bohrer, Nasen, Zacken, Gerätearten**, die im Jungpaläolithikum eine große Rolle spielen, sind auch im Altpaläolithikum bereits vertreten, allerdings meistens in größeren Formen. In Markkleeberg sind sie, wie die Kratzer, meistens ohne Schlagteil und bilden etwa  $2\%$  des gesamten rißglazialen Werkzeugbestandes.

9. **Doppelseiter**; einen zerbrochenen, ursprünglich wahrscheinlich mandelförmigen Faustkeil von Markkleeberg hat bereits JACOB (FRIESEN) (1914) abgebildet. Einen weiteren gab später F. WIEGERS bekannt. Beide Stücke sind ziemlich die besten ihrer Art von Markkleeberg. Was sonst an Doppelseitern dort gefunden worden ist, zeigt meistens eine ungeschickte Bearbeitung und beweist, daß die Verfertiger kaum geübt waren, solche Stücke zu schlagen. Diese sind vorwiegend aus Abschlägen hergestellt worden. Unter den rißglazialen Werkzeugen finden sich nur 13, im älteren Fundgute nur ein Doppelseiter.

Der gesamte Werkbestand von Markkleeberg, insbesondere der geringe Anteil von Doppelseitern, beweist einwandfrei, daß es sich sowohl bei dem älteren als auch bei dem rißglazialen Fundgute um Abschlagkulturen handelt. Es werden unter diesen, meist recht willkürlich, reine Abschlagkulturen, Handspitzenkulturen, Breit- und Schmalklingenkulturen, Schaberkulturen und ähnliche unterschieden. Eine solche Zuordnung kann aber nicht allein aus den Bearbeitungsweisen und Arten der Geräte hergeleitet werden, sondern muß auch die Mengenanteile beachten. Dieser bei Beurteilung jungpaläolithischer oder mesolithischer Fundplätze meistens beachtete Grundsatz hat bei uns für das Altpaläolithikum noch keine Anwendung gefunden. Die Fülle des Markkleeberger Fundgutes aber erlaubte, wie wir sahen, eine solche Statistik. Sie zeigte, daß man in erster Linie von einer Klingenkultur sprechen kann, ob schmal oder breit,

hängt natürlich von der Begriffsbestimmung ab. Die in Druck befindliche Monographie bringt Längen-Breiten-Streubilder.

Außer den Klingen sind in Markkleeberg jedoch auch andere Werkzeuggruppen vertreten, die bei der Beurteilung mit berücksichtigt werden sollten. Läßt man die urtümlichen Grobgeräte beiseite, so lassen sich die übrigen Formen zwanglos in drei Hauptgruppen einteilen, nämlich einerseits die Klingen und Breitabschläge, dann die Spitzen, und schließlich die Schaber, Kratzer, Bohrer und Doppelseiter gemeinsam. Die Geräte dieser letzten Gruppe sind immer retuschiert, die der anderen meistens nicht. Die Doppelseiter können hier mit einbezogen werden, weil sie überwiegend aus Abschlägen hergestellt sind und ihre Zahl kaum ins Gewicht fällt. Wo sie jedoch zahlreich auftreten und aus dem Ganzen hergestellt wurden, bleiben sie bei einer solchen Betrachtungsweise besser außer Ansatz.

Die auf diese drei Gruppen beschränkte Aufteilung des rißglazialen Werkbestandes ergibt für die Klingen 70%, für die Spitzen 13% und für die letzte

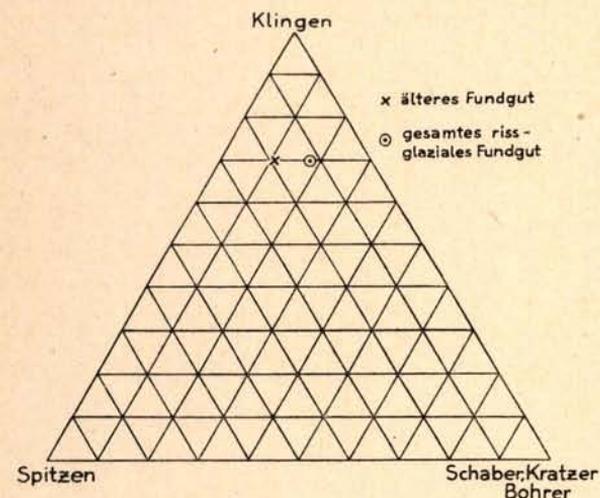


Abb. 3: Anteil der wichtigsten Gerätegruppen im Fundgute von Markkleeberg.

Gruppe 17%. Unter den nur 36 in Betracht kommenden älteren Stücken bilden die Klingen ebenfalls 70%. Spitzen sind mit 19%, Schaber mit 11% vertreten. Schlüsse lassen sich aus diesem geringfügigen Unterschied nicht ziehen, zumal feinretuschierte Stücke, wie etwa Kratzer und Zacken bei der meistens starken Abrollung der älteren Stücke nicht erkannt werden und daher unterbewertet bleiben. Die Stellung der Geräteanteile im gleichseitigen Dreieck ist in Abb. 3 zu erkennen.

Bei der Beantwortung der Frage, welcher archäologischen Stufe die Funde von Markkleeberg zuzuordnen seien, muß an die eingangs schon ausgesprochene Tatsache erinnert werden, daß wir es hier, wie bei allen Schotterfundplätzen, nicht mit der Hinterlassenschaft eines einzigen Wohnplatzes zu tun haben, sondern mit dem etwa ein Jahrzehntausend umfassenden Querschnitt der dinglichen Kulturen jener Zeit. Es kann also sehr wohl möglich sein, in dem Fundgute ein Gemenge mehrerer Kulturen zu sehen, die, geologisch gesprochen, gleichzeitig in Mitteldeutschland vertreten waren. Die verschiedenen Arbeitsweisen, die großen Unterschiede etwa zwischen den Grobgeräten und den sehr fein gearbeiteten Spitzen und sonstigen retuschierten Stücken machen diese Annahme sogar wahrscheinlich.

Es war schon vorn darauf hingedeutet worden, daß die Markkleeberger Grobgeräte überwiegend die Schlagmerkmale des Clacton aufweisen. Aber auch ihre Formen entsprechen zum Teil denen von Clacton on Sea und anderen reinen Clactonfundplätzen. Außer den Grobgeräten können auch manche Dick-

spitzen und eine Reihe plumper Klingen zum Clacton gerechnet werden, sodaß dessen Anteil am rißglazialen Fundgute mit etwa 10% zu bewerten ist.

Die Stücke mit fazettierten Schlagflächen müssen alle dem Levallois zugerechnet werden, aber nicht nur sie, sondern fast alle mit weichem Schläge gewonnenen Abschlüge, zumal sie meistens die für das Levallois übliche, beim Herrichten der Schild- und Walzenkerne entstehende Oberflächenbehandlung zeigen. Auch an den klassischen Fundplätzen des Levallois in Nordfrankreich tragen nicht alle Abschlüge retuschierte Basisflächen. Es errechnet sich so für unseren rißglazialen Fundstoff ein Mindestanteil des Levallois von 60%.

Der Rest von rund 30% ist archäologisch am schwersten zu fassen. Technisch zeigt er entweder die Merkmale des Acheuls, nämlich den Abschlag mit einem harten Stein (was bis zur Jungsteinzeit geübt wurde); oder es fehlt ein Schlagteil überhaupt. Dies ist aber bei den gleichen Werkzeugformen des französischen Acheul häufig auch der Fall. Unter dieser Gruppe finden sich die meisten gut retuschierten Stücke des gesamten Fundgutes. Wenn man berücksichtigt, daß im französischen Altvallois retuschierte Stücke kaum vertreten sind und erst, zweifellos unter dem Einfluß des Acheuls, im jüngeren Levallois erscheinen, so hat man doch den Eindruck, daß auch in Markkleeberg sowohl die Schlagtechnik wie die Vorliebe für Retuschierung, schließlich das Auftreten wenn auch meistens ungeschickt geschlagener Doppelseiter auf Einfluß des Acheuls zurückzuführen sind.

Der ältere Markkleeberger Fundstoff ist wegen seines meist schlechten Erhaltungszustandes auf diese Weise schwer zu beurteilen. Der Anteil des Acheuleinflusses mag ebenfalls 30% betragen. Clacton und primitives Levallois mögen etwa zu gleichen Teilen vertreten sein. Stücke mit fazettierten Basen sind zwar aus Markkleeberg nicht bekannt, jedoch von einem in der Nähe gelegenen völlig gleichartigen Fundplatze.

Als Ganzes schält sich nunmehr für die Fundstätte Markkleeberg heraus, daß hier aus dem Rißglazial wie aus der vorhergehenden Warmzeit Gemenge des Clacton, des Levallois und des Acheul vorliegen. Zu Beginn der Rißeiszeit ging in Mitteleuropa die Entwicklung des Altpaläolithikums dahin, anstelle der im Clacton üblichen, auf dem Amboß geschlagenen klobigen Grobgeräte bessere und feinere mit Knochen gehauene Werkzeuge zu schaffen, was mehr und mehr eine sorgfältige Herrichtung des Kernes und der Schlagfläche erforderte. So entwickelte sich aus der Abschlagkultur des Clacton die erste Klingenkultur des älteren Levallois. Zu diesem reinen Entwicklungsgange gesellte sich von außen her eine Beimengung oder ein Einfluß des Acheuls, in dem eine geschickte Schlagweise mit dem Klopstein und meistens sorgfältige Retuschierung üblich waren. Man kann also sagen, der rißglaziale Fundstoff von Markkleeberg ist ein klingenreiches unteres Levallois mit Resten von Clacton und einem Einschlag von mittlerem Acheul.

Der ältere Fundstoff zeigt so viele Ähnlichkeit mit dem rißglazialen, daß er als dessen unmittelbarer Vorläufer angesehen werden muß. Die Schlagweise des Levallois wurde erst von wenigen angewandt, der Anteil des Acheul beruht vermutlich zum Teil auf Beimengung. Trotz dem einschneidenden Klimawechsel bei Beginn der Rißeiszeit lassen sich in Markkleeberg keine kulturellen Verschiebungen feststellen, die auf Ab- oder Zuwanderungen hinweisen. Vielmehr scheint es, daß auch in der Mindel-Riß-Warmzeit Mitteleuropa im Wesentlichen von Horden durchstreift wurde, die der großen Gruppe der Abschlagkulturen angehörten, wogegen die Vertreter der afrikanisch-westeuropäischen

Faustkeilkulturen nur vereinzelt und selten nach dem Osten vorstießen. Sie waren warmen Klimaten angepaßt und konnten offenbar kalte kontinentale Winter ebensowenig ertragen, wie das Flußpferd, dessen interglaziale Ostgrenze im allgemeinen mit der der geschlossenen Faustkeilkulturen zusammenfällt. Eine Ausnahme bilden eigentlich nur die ziemlich reichlichen zusammen mit echten Levalloisabschlägen auftretenden Zweiseiter der südlichen Umgebung von Hannover; doch ist deren Alter leider geologisch nicht sicher festzustellen; typologisch scheinen sie zum Teil jünger als Riß zu sein.

Daß umgekehrt besonders in Kaltzeiten Vertreter der östlichen Abschlagkulturen nach Westen vorstießen, sodaß in Frankreich und England Verzahnungen der beiden großen Kulturkreise erfolgten, ist nach Lage der Dinge als durchaus selbstverständlich anzusehen. Dabei kam es in England und in Belgien während des beginnenden Rißglazials zu Verschmelzungen oder Vermengungen, die als Early Mousterian und als Mesvinien gewisse Ähnlichkeiten mit Markkleeberg aufweisen. Eine Wiederholung desselben Vorganges zu Beginn des Riß-Würmglazials hatte dann das echte Mousterien zur Folge. Aus der Ähnlichkeit dieses Ablaufes folgt die Ähnlichkeit der Ergebnisse und damit der Erklärung, warum früher die Markkleeberger Funde, ebenso wie die südenglischen der Rißzeit, als Moustierstufe angesprochen worden sind.

Vieles konnte im Rahmen eines Vortrages nur gestreift werden. Für weitere Ausführungen und besonders für die das deutsche Altpaläolithikum erschöpfend erfassenden Abbildungen muß auf die demnächst erscheinende Monographie hingewiesen werden.

#### Erwähnte Schriften

- BRAUNE, K.: Das Problem der Paläolithen von Markkleeberg bei Leipzig. — Sber. naturforsch. Ges. Leipzig, 53/55, 1929. — Zur Problematik der paläolithischen Fundstätte Markkleeberg. — Mannus 25, 1933.
- ETZOLD, F.: Beiträge zur Kenntnis der Steinzeit bei Leipzig und bei Merseburg. — Sber. naturforsch. Ges. Leipzig 43/44, 1918.
- GRAHMANN, R.: Über pflanzenführende Diluvialtone in Nordwestsachsen. — Z. dtsh. geol. Ges. 76. 1924. — Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. — Abh. Math. Phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss. 39, Nr. 4, 1925. — Der Löß in Europa. Mitt. Ges. Erdkde. Leipzig, 1932. — \*) L'âge géologique de l'industrie paléolithique de Markkleeberg. — L'Anthropologie 45, Paris 1935. — Grundriß der Quartärgeologie Sachsens, in FRENZEL — RADIG — RECHE: Grundriß der Vorgeschichte Sachsens. — Leipzig 1934. — \*) Die altpaläolithische Fundstätte Markkleeberg und weitere gleichartige Fundplätze bei Leipzig. Geologisch-archäologische Monographie mit 15 Abb. im Text und 131 Tafeln. — Im Druck.
- JACOB, K. H. \*) und GÄBERT, C.: Die altsteinzeitliche Fundstelle Markkleeberg bei Leipzig. — Veröff. Städt. Mus. f. Völkerkde. zu Leipzig, Heft 5, Leipzig 1914.

\*) Die mit einem \*) gekennzeichneten Arbeiten bringen Abbildungen Markkleeberger Werkstücke.

## Das Vorkommen des Magdalénien im nordwest-europäischen Flachland

Von Hermann Schwabedissen, Schleswig/Kiel. Mit 4 Abb.

Auf Grund der Feststellungen von G. SCHWANTES und durch die bedeutenden Ausgrabungen ALFRED RUST's in der Nähe von Hamburg wurde endgültig bewiesen, daß das nördliche Deutschland im späten Eiszeitalter von Menschen bewohnt war. Die Funde vom Alsterufer bei Wellingsbüttel, von Meienedorf und von Stellmoor zeigten ein derart selbständiges Gepräge, daß man sie als „Hamburger Stufe“ zusammenschloß. Die Eigenständigkeit dieser Fundgruppe wurde durch eine Zusammenstellung ähnlicher Funde aus ganz Nordwestdeutschland erhärtet (SCHWABEDISSEN 1937). Entsprechendes gilt auch für die von SCHWANTES aufgestellte und durch RUST bei Stellmoor moorarchäologisch erschlossene Stufe von Ahrensburg. Doch von allen diesen bemerkenswerten Funden und Entdeckungen soll hier nicht die Rede sein, vielmehr von einer Fundgruppe ganz anderer Art, die mit dem klassischen Magdalénien des Westens in Zusammenhang steht. Es ist nämlich nicht möglich, die Stufen von Hamburg und Ahrensburg dem Magdalénien zuzuordnen. Man kann auch keine dieser Gruppen als Untergruppe oder als Lokalfazies des Magdalénien betrachten. Noch weniger glücklich wäre es, „Magdalénien“ als Zeitbegriff zu fassen. Die Bezeichnung „Magdalénien“ ist ein Kulturbegriff und umschließt jene Gruppe von Funden, die in La Madeleine und an ähnlich bezeichnenden Höhlen- und Freilandstationen Frankreichs, Belgiens, West-, Mittel- und Süddeutschlands und der Schweiz gefunden worden sind. Das aber, was in Meienedorf oder Stellmoor ausgegraben oder auf den Oberflächenstationen der Hamburger Gruppe in Nordwestdeutschland und neuerdings in reichem Maße auch in Holland zu Tage trat, entspricht dem nicht. SCHWANTES und RUST haben die Hamburger Gruppe zum Südosten in Beziehung gesetzt, eine These, der sich die Mehrzahl der Forscher heute angeschlossen hat. Solche Beziehungen deuten sich im Flintgerät an, zeigen sich vor allem aber in der Kunst. Diese im Osten bzw. Südosten wurzelnde Hamburger Gruppe hat sich besonders in Nordwestdeutschland und Holland zu einem geschlossenen, wohl verschiedene Zeitstufen umfassenden Formenkreis entwickelt, den man als „Hamburger Kultur“ selbständig neben das „Magdalénien“ stellen kann. Das Magdalénien aber war bisher in Nordwestdeutschland nicht erschlossen. Eine Verbreitungskarte des Magdalénien von HERBERT KÜHN beispielsweise (H. KÜHN 1929, Anhang Karte 6) läßt den gesamten Norden und Nordwesten fundleer. Seit etwa 1936 stellten sich in Nordwestdeutschland und Holland jedoch immer mehr Fundplätze ein, die nicht mit Hamburg und Ahrensburg vergleichbar waren und die allem Anschein nach zum Teil spätpaläolithisches Alter besaßen. Die Funde wurden von uns als „Federmessergruppe“ gekennzeichnet und mit dem Magdalénien Mittel- und Süddeutschlands verglichen. Inzwischen ist das Material weiter stark angewachsen, so daß eine zusammenfassende monographische Darstellung notwendig wurde, die demnächst in Druck gehen soll. Die hier gemachten Ausführungen sind als kurzer Abriß der darin erzielten Ergebnisse zu werten. Leider sind bisher vorwiegend Oberflächenstationen bekannt. Deswegen ist eine genaue zeitliche und kulturelle Zuordnung nicht leicht. Ein eingehender Vergleich mit gesicherten Fundplätzen des Südens und Westens aber läßt uns die „Federmessergruppe“ als Magdalénien ansprechen.

Die Hamburger Kultur wird, was die Flintwerkzeuge angeht, vor allem durch sogenannte Kerbspitzen und Zinken charakterisiert. Unter den letz-

teren sind Doppelzinken besonders bezeichnend. Der Werkzeugbestand dieser Kultur ist von Holstein bis Holland staunenswert gleichartig. Das verdeutlichen Stationen des Hamburger Raumes, aus Oldenburg und aus dem nördlichen Holland.

Dem gegenüber wird das Magdalénien des nordwesteuropäischen Flachlandes in erster Linie durch „Federmesser“ bzw. „Gravettespitzen“ und durch „Messer mit abgedrücktem Rücken“ gekennzeichnet. Die Federmesser oder Gravettespitzen sind kleine Klingen, deren eine Seitenkante bogenförmig (Abb. 2, 1—7) oder mehr gerade retuschiert ist, und zwar derart, daß oben eine Spitze entsteht, die entweder in Verlängerung einer Seitenkante (Abb. 2, 5—7) oder aber auf der Mittelachse des Stückes (Abb. 1, 1—3) liegt. Gelegentlich ist auch die Basis bearbeitet, und zwar schräg, gerade oder konkav. Die „Messer mit abgedrücktem Rücken“ werden in gleicher Weise aus kleinen Klingen durch Retuschieren einer Seitenkante hergestellt, jedoch ohne daß eine Spitze angestrebt wird (Abb. 1, 8—10).

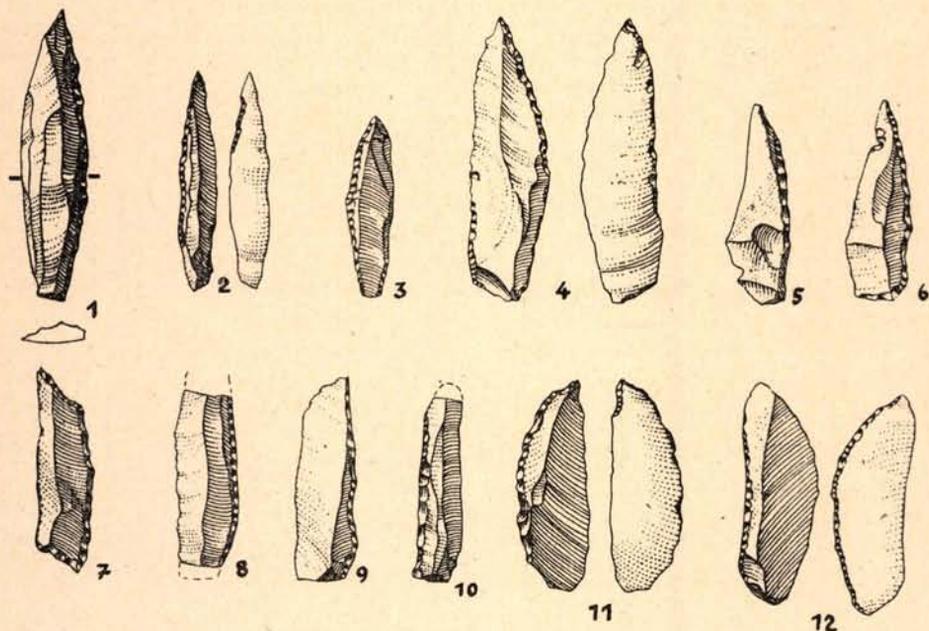


Abb. 1: Flintwerkzeuge des Magdalénien von Wustrow a. d. Jeetzel (Niedersachsen). 5/6 nat. Gr.

Hier seien typische Geräte des Fundplatzes Wustrow a. d. Jeetzel aus dem Osten des hier behandelten Raumes und solche vom Fundplatz Donkerbroek im nördlichen Holland aus dem Westteil des besprochenen Gebietes abgebildet. Die Abbildungen lassen weitestgehende Übereinstimmung der Werkzeugformen beider Stationen erkennen. Die großen Federmesser mit gewölbter Seitenkante finden sich auf beiden Plätzen (Abb. 1, 4, Abb. 2, 1—4) ebenso solche kleinerer Form (Abb. 1, 5—6 und Abb. 2, 8—13). Auch in Einzelheiten wie der Kerbe am oberen Ende der Federmesser Abb. 1, 6 und Abb. 2, 8 sind bemerkenswerte Übereinstimmungen vorhanden. Ebenso treten uns die Messer mit abgedrücktem Rücken in Wustrow und in Donkerbroek in gleicher Ausführung wie gleich zahlreich entgegen. Von ähnlichem Gepräge sind die Stationen des

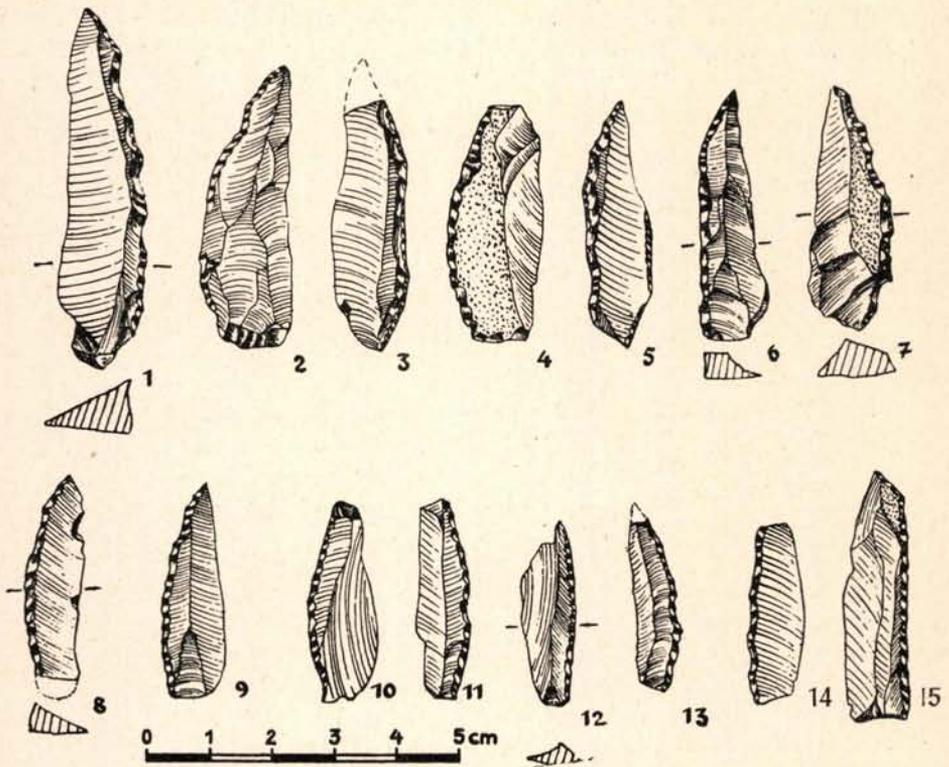


Abb. 2: Flintwerkzeuge des Magdalénien von Donkerbroek (Nordholland). 5/6 nat. Gr.

gesamten nordwesteuropäischen Flachlandes, die heute in großer Zahl vorliegen und einen zusammenhängenden Verbreitungskreis erkennen lassen.

Bei aller Einheitlichkeit im Großen treten uns bei genauerer Analyse doch auch Abweichungen entgegen. Es handelt sich um einzelne Unterschiede, Faziesunterschiede, wie sie von Station zu Station immer vorkommen. Sodann schließen sich gewisse Fundplätze auch zu Gruppen zusammen. Das Auftreten solcher Gruppen kann zeitlich oder kulturell bedingt sein, d. h. diese verkörpern eine besondere Zeitstufe oder aber sie stellen die Artefakhinterlassenschaft gleicher oder nahe verwandter Bevölkerungsgruppen dar. Auf eine solche Gruppe treffen wir in Holland und Nordbelgien. Sie sei im Einvernehmen mit der holländischen Forschung (A. BOHMERS, 1947) als *Tjonger-Gruppe*<sup>1)</sup> bezeichnet. Eine weitere Gruppe wird durch die oben näher charakterisierten Fundplätze von Wustrow, und Donkerbroek, vor allem aber durch Stationen bei Rissen nördlich Hamburg gekennzeichnet, so daß diese am besten als *Rissener Gruppe* benannt wird.

Endlich hebt sich aus der Fundmenge eine dritte Gruppe sehr deutlich heraus, die *Gruppe von Wehlen*. Sie wurde schon im vorigen Jahrhundert durch den Kunstmaler EUGEN BRACHT auf einem Platz im nördlichen Teil der Lüneburger Heide erfaßt.

<sup>1)</sup> Nach dem kleinen Fließchen Tjonger, das in die Zuider-See mündet.

### Vergleich mit dem Magdalénien

#### Tjonger Gruppe

Der Formenbestand der nordbelgisch/holländischen Stationen weist wohl die allgemeinen Züge der „Federmessergruppe“ auf, enthält jedoch eine Menge von Besonderheiten. Es treten sehr große und breite Federmesser und unter den Messern mit abgedrückter Kante häufig solche mit einmal oder zweifach geknickten Rücken auf. Der doppelte Knick des Rückens führt zu Formen von annähernd trapezförmigem Umriß. Solche Typen finden wir in Höhlen- und Freilandstationen der britischen Inseln wieder. Die englischen Höhlen aber haben zu diesem Flintgerätyp auch das wichtige Knochen- und Geweihmaterial geliefert. Von besonderer Bedeutung sind die Harpunen. Sie entsprechen völlig den aus klassischen Magdalénienstationen des Westens geborgenen Formen, wie dies auch von Nähnadeln und anderen Dingen gilt. Außerdem liegt aus der Robin Hood's Cave eine Wildpferdzeichnung vor, die in der spätpaläolithischen Kunst des französischen Magdalénien ihre Analogien hat. Bei der hier herangezogenen Fundgruppe der britischen Inseln handelt es sich um das sogenannte „Creswellien“. Das Creswellien stellt nicht etwa eine Mischung zwischen Magdalénien und Hamburger Kultur dar, wie dies auf Grund der unsicheren Fundverhältnisse der Höhle „Mother Grundy's Parlour“ in den Creswell Craggs gelegentlich angenommen wurde, sondern ein Magdalénien mit gewissen Besonderheiten, das D. A. E. GARROD als solches erkannt und unter der Bezeichnung „Creswellien“ herausgestellt hat. Die engen Beziehungen zwischen unserer Tjonger-Gruppe und dem Creswellien werden verständlich, wenn man sich der Tatsache erinnert, daß im Eiszeitalter eine feste Landverbindung zwischen dem Kontinent und den britischen Inseln von heute bestand.

#### Rissener Gruppe

Die Gruppe von Rissen ist an Hand der Fundplätze Wustrow und Donkerbroek zur Genüge charakterisiert. Wesentlich ist das Vorkommen zahlreicher, oft sehr schlanker Federmesser und vieler meist mittelgroßer bis kleiner Messer mit abgedrücktem Rücken. Wie wir die Tjonger-Gruppe an gesicherte Höhlenstationen angeschlossen haben, so seien auch für die Gruppe von Rissen entsprechende Parallelen herangezogen. Wir finden solche u. a. in Südwestdeutschland und im Rheinland. Abb. 3 bringt die bezeichnendsten Geräte von der klassischen Station Andernach am Rhein. Die vorherrschenden Federmesser mit gewölbter Seitenkante finden sich auch in Nordwestdeutschland und in Holland (vgl. Abb. 1 und 2). Das gleiche gilt für kurze, breitere Formen (Abb. 1, 5 und Abb. 2, 2), und für die Messer mit abgedrücktem Rücken. Bemerkenswert sind „Halbmondformen“ (Abb. 3, 6—8), wie sie in gleicher Ausprägung in Wustrow belegt sind (Abb. 1, 11—12). Außer diesen Flintgerätförmern treten in Andernach aber auch Harpunen auf (Abb. 3, 11 und 13) sowie Nähnadeln (Abb. 3, 12). Beides sind charakteristische Typen des Magdalénien. So findet sich der Fundplatz vom Martinsberg bei Andernach dann auch in allen Übersichtswerken als klassisches Beispiel des Magdalénien aufgeführt. Allerdings ist dem Flintmaterial bisher wenig Beachtung geschenkt worden. Die Feuersteinwerkzeuge von Andernach sind ihrerseits wieder mit denen südwestdeutscher Magdalénienstationen wie der Burkhardtshöhle oder dem Probstfels verwandt. Die Rissener Gruppe des Flachlandmagdalénien läßt aber nicht nur Beziehungen nach Südwestdeutschland und ins Rheinland erkennen, sondern vereinzelt auch nach Mitteldeutschland.

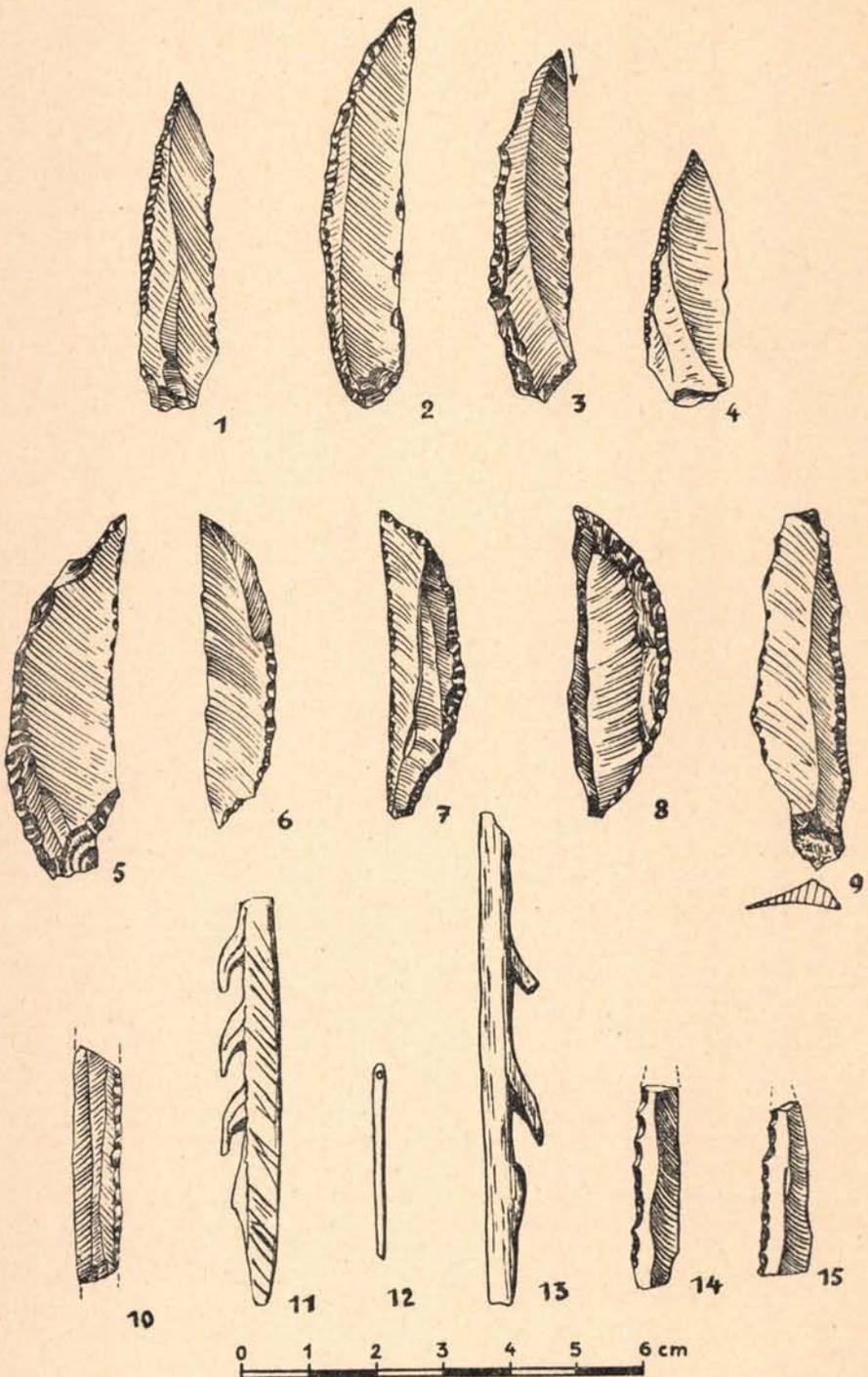


Abb. 3. Werkzeuge des Magdalénien vom Martinsberg bei Andernach a. Rhein. <sup>9/10</sup>

## Wehlener Gruppe

Die Fundgruppe von Wehlen zeichnet sich durch sehr viele eigene Züge aus. Sie wird durch Federmesser z. T. altertümlicher Art, durch Messer mit abgedrücktem Rücken, durch Bogenstichel und ähnliche Formen sowie durch gestielte Klingenkratzer mit umlaufender Randretusche charakterisiert. Ihre Verbreitung erstreckt sich bisher auf Niedersachsen, die Altmark und auf das Gebiet hart nördlich der unteren Elbe. Auch für die Wehlener Gruppe gibt es allgemeine Vergleichsmöglichkeiten im Verbreitungsbereich des Magdalénien. Völlige Entsprechungen fehlen allerdings noch. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Formengruppe innerhalb der Federmesserzivilisation eine etwas abweichende zeitliche Stellung einnimmt.

### Die Frage der Zeitstellung <sup>2)</sup>

Eine wesentliche Voraussetzung für den Vergleich von Fundgruppen und Kulturen miteinander ist die der zeitlichen Einstufung. Diese Frage bereitete zunächst außerordentliche Schwierigkeiten, da keine chronologischen Festpunkte vorlagen und man nur auf typologische Erwägungen angewiesen war, für die zudem das Vergleichsmaterial erst erschlossen werden mußte. Auf Grund solcher vergleichenden Betrachtungen glaubten wir die Federmessergruppe 1939 als „ausklingendes oder nachklingendes Magdalénien“ ansehen zu können. (SCHWABEDISSEN 1939 und 1944). Bei weiteren Überlegungen bildete die Ahrensburger Gruppe den Ausgangspunkt. In dieser Periode, also in der jüngeren Dryaszeit, mußten — so meinte ich damals — Träger der Federmesserzivilisation im Norden anwesend sein, vermutlich aber auch schon früher, „ein gut Stück in das Eiszeitalter zurück“ (SCHWABEDISSEN 1944). Inzwischen sind wir einen Schritt weitergekommen. Heute liegt auch ein stratigraphischer Anhaltspunkt für die Datierung vor.

### Ausgrabung Rissen

Im Sommer des Jahres 1948 konnte von uns in Rissen, nordwestlich Hamburg, ein Fundplatz untersucht werden, an dem eine geschlossene Magdalénien-schicht, durch einen 1,20 m mächtigen sterilen Dünensand-Horizont getrennt, von typischen Funden der Ahrensburger Stufe überlagert wurde. Abb. 4 gibt den Schichtenaufbau wieder (SCHWABEDISSEN 1949 a). Als Ergebnis der Rissener Grabung können wir verbuchen: Das Magdalénien Rissener Prägung ist älter als Ahrensburg.

Die weitere Frage ist nun, um wieviel Rissen und damit ein Teil des Flachlandmagdalénien älter ist und mit welcher der Stufen des westlichen Magdalénien dieses gleichgesetzt werden kann.

Unter den Flintwerkzeugen des Magdalénien von Rissen findet sich eine klassische Lyngby-Spitze. Solche groben Stielspitzen treten auch auf anderen Magdalénienplätzen des nordwestdeutschen Flachlandes und im oberen Magdalénien Frankreichs auf. Ein nicht völlig eindeutiges Stück ist ferner am Martinsberg b. Andernach belegt. Die Lyngby-Spitzen wurden neuerdings in großer Zahl durch TH. MATHIASSEN (1946) in der seeländischen Moorstation von Bromme ergraben. Bromme gehört nach der Pollenanalyse von JOH. IVERSEN (1946) in die Alleröd-Zeit. Auch die Fauna weist mit der Vorherrschaft von Elch bei vereinzelt Vorkommen von Ren auf eine wärmere Zeit. Dies Grabungsergebnis gehört neben der Ausgrabung endeiszeitlicher Zeltfundamente durch

<sup>2)</sup> Vgl. hierzu auch die Ausführungen von H. GROSS über „Die moorgeologische Datierung des jüngeren Magdalénien in Deutschland“ in diesem Jahrbuche.

A. RUST zu den beachtenswertesten Resultaten der urgeschichtlichen Forschung der letzten Jahre. Lyngby-Spitzen und Rengeweiheile waren bisher als Lyngby-Zivilisation zusammengefaßt und in einen Abschnitt kurz nach Ahrensburg, also nach der jüngeren Dryaszeit, eingeordnet worden. Eine Nachuntersuchung IVERSEN's verwies die Flintschicht von Nörre-Lyngby in die jüngere Dryaszeit. Und nach dem Befund von Bromme, wo keine Rengeweiheile auftreten<sup>3)</sup>, wird die Lyngby-Frage überraschend in ein anderes Licht gerückt. Fundplätze von Bromme-Charakter finden sich außer auf den dänischen Inseln auf der kimbri-

schischen Halbinsel bis nach Holstein. Vielleicht war diese Kultur, wie RUST (1944) einmal angedeutet hat, auch im damals bestehenden Nordseefestland verbreitet, so daß ihr Einfluß nicht nur über die Elbe nach Süden, sondern auch in den westeuropäischen Raum des Magdalénien hineinreichte. So mag sich das Auftreten von großen Stielspitzen im Magdalénien von Rissen und anderen Stationen Nordwestdeutschlands, aber auch in Holland, England und Frankreich erklären. Möglicherweise ist damit auch der Hinweis auf ein annähernd allerödzeitliches Alter von Rissen und verwandten Fundplätzen gegeben. Im Emsland fand sich unmittelbar im Anschluß an eine Magdalénien-siedlung eine Holzkohle- und Sandschicht im Moor, die nach der Pollenanalyse in die Allerödzeit gehören soll. Endlich erwähnt RUST einen Fundplatz an der Bornwisch b. Ahrensburg mit Flintgeräten vom Wehlener Typ, in dessen Nähe eine allerödzeitliche Kulturschicht im Moor angetroffen wurde. Somit verdichten sich die Hinweise auf ein etwa allerödzeitliches Alter zumindest eines Teiles des nordwestdeutschen Magdalénien.

In dieser Beziehung ist sodann die Station Andernach von Bedeutung, deren Flintgerät weiter oben mit den Hinterlassenschaften nordwestdeutscher Magdalénienfundplätze verglichen wurde. Der Lagerplatz am Martinsberg ist von einer 4 m mächtigen Bimssandschicht überdeckt, die aus Ausbrüchen der Eifelvulkane, und zwar des Laacher Kessels sowie einiger Ausbruchstellen in dessen nächster Umgebung stammen. Die Deckschicht läßt sich in zwei Abschnitte gliedern, den unteren hellen und den oberen dunklen Bims, die zwei verschiedenen, aber zeitlich nicht weit auseinanderliegenden Ausbruchperioden anzugehören

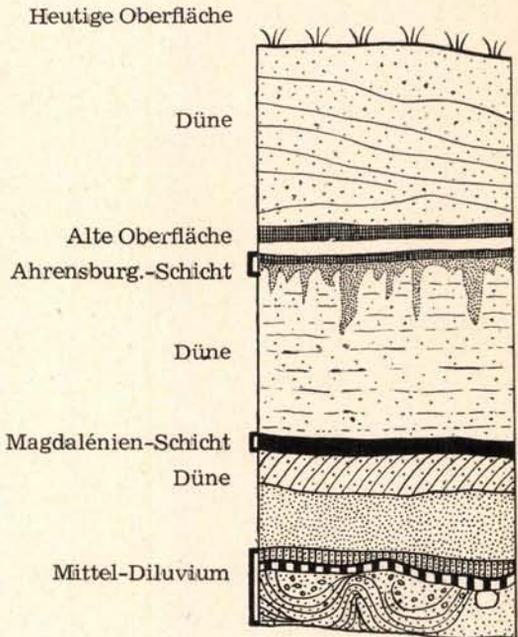


Abb. 4. Schichtenfolge am Fundplatz 14 bei Rissen unweit Hamburg.

<sup>3)</sup> Es muß allerdings bemerkt werden, daß die Erhaltungsbedingungen für Knochen- und Geweihmaterial in Bromme sehr ungünstig waren.

scheinen. Die Funde, unter denen sich viel Knochen- und Geweihmaterial befindet, lagen nach ANDREE (1939, S. 28) „in und auf der verlehnten Oberfläche des Lößes“. Die Angaben der einzelnen Bearbeiter und Autoren sind jedoch nicht einheitlich. Während SCHAAFHAUSEN als Fundschicht den tonigen Verwitterungslehm des liegenden Nephelinbasaltes angibt, glaubt sein Mitausgräber KOENEN, daß die Funde im Löß lagen. KOKEN (SCHMIDT 1912, S. 205 f) nimmt entgegen SCHAAFHAUSEN's Meinung an, „daß die Fundschicht mit ihren Magdalénienformen in den Komplex des jüngeren Lößes gehört“. WIEGERS (1928, S. 89 f.) spricht sich nach vorübergehendem Schwanken auf Grund von Untersuchungen durch MORDZIOL wie schon 1909 ebenfalls für Löß aus. Dem gegenüber meint A. GÜNTHER (1924, S. 50), das Magdalénien am Martinsberg sei „postlössisch“. Wir dürfen aus den verschiedenen Darstellungen wohl soviel entnehmen, daß die Funde von Andernach keinesfalls tief im Löß, sondern, wenn nicht alle oder teilweise auf diesem, so lediglich in der obersten, verlehnten Zone des jüngeren Lößes gelegen haben. Dabei kann der Lagerplatz der Magdalénienjäger aber in jedem Falle auf dem Löß bestanden haben, denn die Erfahrungen der Wohnplatzforschung lehren, daß vom Siedlungsniveau aus fast immer Eintiefungen in den Untergrund erfolgt und damit auch Artefakte tiefer in den Boden geraten sind. Es ist nach den örtlichen Verhältnissen am Martinsberg auch nicht ausgeschlossen, daß die Funde im Schwemmlöß lagen, wie H. GROSS (in diesem Jahrbuch) hervorhebt. In der Annahme einer unmittelbaren Überlagerung der Fundschicht durch Bimssande — d. h. zur Zeit der Besiedlung oder kurz darauf — stimmen die meisten Autoren überein.

Man war schon immer geneigt, die Deckschichten einem wärmeren Abschnitt der Spät- oder Postglazialzeit zuzuschreiben. Nun wurde anlässlich dieser ersten Nachkriegstagung der Quartärvereinigung das Profil von Wallensen im südlichen Hannover gezeigt, das ähnlich wie ein solches im Eichsfeld (STEINBERG 1944) mitten im Allerödhorizont eine stärkere Schicht vulkanischer Asche aufweist.<sup>4)</sup> Nach Untersuchungen von J. FRECHEN (Mineralogisches Institut der Universität Bonn), der die vulkanische Schicht von Wallensen petrographisch mit den Bimsablagerungen von Andernach verglichen hat, stimmt jene in ihrer Zusammensetzung und nach dem Verhältnis von dunklen zu hellen Mineralien mit den oberen Andernacher Schichten aus dunklem Bims überein. FRECHEN gelangte ferner zu der Feststellung, daß die gesamte Deckschicht von Andernach ohne größere zeitliche Zwischenräume verhältnismäßig schnell abgelagert wurde.

Abgesehen von den sich hier andeutenden Möglichkeiten eines über weitere Räume reichenden Leithorizontes vulkanischen Ursprungs ergibt sich, daß die Andernacher Deckschichten zumindest in ihrem obersten Teil, mittellaterzeit-

<sup>4)</sup> Die Schicht vulkanischer Asche im Untereichsfeld wurde 1936 von K. STEINBERG gefunden. Ihre nähere Untersuchung durch W. AHRENS ergab eine Herkunft aus dem Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel (vgl. AHRENS und STEINBERG 1943, STEINBERG 1944). In dem von P. W. THOMSON entdeckten Allerödprofil von Wallensen im Hils wurde diese Schicht vulkanischer Asche, ebenfalls mitten im Alleröd, von F. FIRBAS wiedergefunden. Solche vulkanischen Aschen hat z. B. V. AUER 1933 in den Mooren Feuerlands als weiträumige Leithorizonte verwenden können. Unabhängig von STEINBERG und etwa gleichzeitig mit ihm hat auch K. FAEGRI 1939/40 im Alleröd Südwestnorwegens eine Schicht vulkanischer Asche gefunden. Herr Professor FAEGRI-Bergen war so freundlich, mir einige Aschenproben aus diesem Horizont (Fundst. Eigbakken) zur Verfügung zu stellen. Deren sedimentpetrographische Untersuchung durch J. FRECHEN ergab, daß keine Übereinstimmung mit dem Aschematerial von Wallensen und von Andernach besteht. Herr FRECHEN vermutet, daß die Asche des allerödzeitlichen Horizontes in Eigbakken von Ausbrüchen isländischer Vulkane herrührt. — R. SCHÜTRUMPF konnte eine Ascheschicht allerdings späterer Zeit in einem Moore im Grunewald bei Berlin feststellen. (Mündliche Mitteilung).

lich sind. Das Magdalénien von Andernach gehört damit spätestens in die mittlere Allerödperiode oder aber in einen früheren Zeitabschnitt. Als frühester Zeitabschnitt der Andernacher Magdalénienbesiedlung kommt die allerletzte Phase der Lößentstehung in Betracht. Die Lößbildung wird heute durchweg in die kälteren Perioden der Eisvorstöße verlegt. Somit wäre die Lößablagerung hier möglicherweise während des Bühlvorstoßes (=Langelandvorstoß im Norden) der letzten Vereisung vor sich gegangen und die Verlehmung in den anschließenden wärmeren Abschnitten bis zum ersten Ausbruch der Eifelvulkane erfolgt. Unter den vom Martinsberg vorliegenden faunistischen Überresten machen Wildpferd und Ren den Hauptanteil aus, aber auch der Edelhirsch ist gut vertreten; daneben findet sich u. a. Eisfuchs, Wolf, Luchs, Schneehase, Eichhörnchen. Die Fauna deutet also auf ein schon milderes Klima mit gewissem Waldbestand. An eine baumlose Tundrensteppe wie etwa der älteren Dryaszeit (=SCHÜTRUMPF's Pollenzone I) ist nicht zu denken. Das deckt sich mit folgenden Feststellungen FRECHEN's: „Das Neuwieder Becken war damals an zahlreichen Stellen mit hohem Gebüsch, zum Teil auch mit Bäumen bestanden. Die Spuren finden sich noch allenthalben im Bims, besonders in Niedermendig, bei Kruft und bei Andernach, wo die ehemaligen Stämme und Äste durch späteres Wegfaulen Hohlräume im Bims hinterlassen haben, an deren Wänden ab und zu Rindenreste kleben, die allerdings kaum bestimmbar sind. Stellenweise muß das Gebüsch recht dicht gewesen sein“<sup>5)</sup>. Demnach kann schon eher an die nächste, die subarktische Birken-Kiefern-Phase (= SCHÜTRUMPF's Pollenzone II), während der die Einwanderung der Bäume erfolgte, oder an die beginnende Wärmeschwankung der Allerödzeit (= SCHÜTRUMPF's Pollenzone III) gedacht werden. Ob für die mittlere Allerödzeit noch eine Faunenzusammensetzung wie die von Andernach in Betracht kommt, läßt sich wohl nicht entscheiden. Was die Vegetationsstufen und Tierweltzonen angeht, so muß für das Rheingebiet gegenüber Norddeutschland oder dem Alpenvorland natürlich mit Verschiebungen gerechnet werden.

Bezüglich der archäologischen Hinterlassenschaften der Station Andernach spricht R. R. SCHMIDT von einem Hoch- bis Spätmagdalénien, ANDREE von einem nicht ganz echten Spätmagdalénien, WIEGERS einfach von oberem Magdalénien. Wahrscheinlich dürfte ein Spätmagdalénien älterer Prägung vorliegen. Nach den typologischen Vergleichen und pollenanalytischen Hinweisen haben wir im nordwestdeutschen Flachland vorwiegend ein Magdalénien jüngerer Art vor uns. Mit der moorarchäologischen Erfassung der einzelnen Stufen und Fundgruppen wird wohl bald zu rechnen sein. Dann lassen sich auch die Vergleiche verfeinern und wir dürften in die Lage versetzt werden, die oberen Horizonte des französischen Magdalénien vegetationsgeschichtlich und geologisch zu fixieren, was bisher nicht möglich war. Heute scheint schon kein Zweifel mehr darüber zu bestehen, daß zumindest ein Teil des Spätmagdalénien des Westens in die Alleröd-Zeit fällt.

Um nochmal zu den Ergebnissen von Rissen zurückzukehren, so ließ sich dort feststellen, daß der Magdalénienhorizont und mit ihm ein Teil des nordwestdeutsch/holländischen Flachlandmagdalénien älter als Ahrensburg ist und nach den angestellten Vergleichen ein spätes Magdalénien verkörpern dürfte, vegetationsgeschichtlich somit früher als die jüngere Dryaszeit datiert werden muß. Über das zeitliche Verhältnis des Rissener Magdalénien zur Hamburger Kultur liegt bislang nichts Sicheres vor. Die Untersuchungen von Meiendorf und Stell-

<sup>5)</sup> Briefliche Mitteilung von Herrn Privatdozent Dr. J. FRECHEN, für die ich bestens danke.

moor verweisen Hamburg in die ältere Dryaszeit, also in eine Periode baumloser Tundra, der eine Tierwelt mit vorherrschendem Ren, ohne Elch, Luchs, Biber, Wildschwein, Eichhörnchen oder sonstigen Waldbewohnern entspricht. Danach dürften diese Plätze wohl sicher früher als die der Rissener Magdalénien-Gruppe anzusetzen sein, eventuell auch noch ein wenig früher als Andernach. Soweit archäologische Vergleichsmöglichkeiten gegeben sind, möchte man die Hamburger Kultur der in Meiendorf und Stellmoor vorliegenden Art zeitlich am ehesten mit einem späten Mittelmagdalénien parallelisieren. RUST spricht von der Zeit „zwischen mittlerem und spätem Magdalénien“. Wahrscheinlich kann darüber hinaus aber mit einem Hamburg jüngerer Prägung (SCHWABEDISSEN 1937, 1949 b) noch während der einen oder anderen Entwicklungsphasen des Spätmagdalénien gerechnet werden. Ob indessen die Träger einer späten Hamburger Kultur während der Zeit der stärkeren Magdalénienbesiedlung im nordwestdeutschen Raume lebten, läßt sich im Augenblick nicht beweisen. Es müssen auch einige norddeutsche Magdalénienstationen von etwas älterem Habitus im Auge gehalten werden, die zeitlich neben einem jüngeren Hamburg einhergegangen sein könnten, doch reicht das bisher vorliegende Flintgerät für endgültige Schlüsse nicht aus. Primäre Vermischungen Hamburger Werkzeugformen mit Gerättypen des Magdalénien sind bisher an keinem Fundplatz des Flachlandes nachzuweisen<sup>6)</sup>. Gerade die Hamburger Kultur tritt auf sämtlichen Stationen sowohl Nordwestdeutschlands, als auch Hollands vollkommen rein auf. Alle diese Fragen sind im einzelnen nur mit Hilfe neuer moorarchäologischer Untersuchungen, die uns Knochen- und Geweihmaterial sowie pollenanalytische Anhaltspunkte liefern, genauer zu beantworten. Was die Fortdauer der Magdalénienbesiedlung Nordwestdeutschlands angeht, so dürfen wir deren Kontinuität bis in die Ahrensburger Zeit, also bis in die jüngere Dryaszeit, ohne weiteres annehmen. Hier liegen mehrfach Vermischungen von Ahrensburger Formen und Magdalénientypen vor, so etwa im Hohlen Stein bei Lippstadt, auf der Eißelheide bei Gifhorn und RUST meldete neuerdings solche vom Borneck bei Ahrensburg (RUST 1948, S. 36).

Für die Besiedlung des nordwesteuropäischen Flachlandes durch Träger des Magdalénien dürfen wir nach den bis jetzt vorliegenden Hinweisen vor allem etwa die Zeit der Alleröd-Wärmeschwankung und des folgenden Kälterückschlages der jüngeren Dryaszeit annehmen. Die Masse des vorhandenen Fundmaterials legt nahe, daß in dem Zeitraum nach der älteren Dryasperiode bis zum Alleröd einschließlich, archäologisch gesprochen im Verlauf des Spätmagdalénien, im Süden und Westen eine Loslösung von Bevölkerungsteilen erfolgte, die auf breiter Front in das nordwesteuropäische Flachland vordrangen, und zwar vom westlichen Europa in Richtung Holland/Nordseefestland, vom südwestdeutsch/rheinischen Gebiet nach Nordwestdeutschland und vom mitteldeutschen Raum in Richtung östliches Niedersachsen/Mark Brandenburg.

#### Abgrenzung von älterer und mittlerer Steinzeit

Es bleibt uns noch die Erörterung eines letzten Problems. Die Ahrensburger Stufe wurde nach der bisher üblichen Einteilung an den Beginn der mittleren Steinzeit gestellt. Somit wäre zu klären, wieweit das Flachlandmagdalénien zum Paläolithikum bzw. zum Mesolithikum gerechnet werden muß, d. h. es erhebt sich erneut die Frage nach dem Schnitt zwischen älterer und mittlerer Steinzeit. Die Beibehaltung der bisherigen Gliederung, für die wir uns früher eingesetzt haben, würde eine Teilung der Magdalénienzivilisation des Nordens

<sup>6)</sup> Abgesehen vom Fundplatz Grande, der aber mehrere Siedlungshorizonte umfaßt.

in eine paläolithische und eine mesolithische Gruppe bedeuten. Das west- und mitteleuropäische Magdalénien aber wird nach allgemeiner Gepflogenheit ganz zum Paläolithikum gezählt. Wenn man diesem Brauch auch bei uns folgen wollte, müßte man Ahrensburg in die ältere Steinzeit setzen. Liegen für solch eine Zuordnung ausreichende Gründe vor?

SCHWANTES hat seinerzeit in sehr sinnvoller Weise „das Beil als Scheide zwischen Paläolithikum und Mesolithikum“ eingesetzt. Die ältere Beilform sah SCHWANTES im Rengeweißbeil, das damals mit den großen Flintspitzen in der Lyngby-Stufe als der ersten Stufe des Mesolithikums zusammengeschlossen wurde. Ahrensburg wurde von SCHWANTES in die ältere Steinzeit verwiesen. Erst nach dem Auffinden der Rengeweißbeile bei der RUST'schen Ausgrabung der Ahrensburger Station von Stellmoor wurde es im Norden üblich, dieses an den Beginn des Mesolithikums zu stellen. Nach dem Untersuchungsbefund von Bromme, das mit seinen großen Flintspitzen in die Allerödzeit — also noch vor Ahrensburg — gehört, zeigt sich uns heute auch die Lyngby-Frage in anderem Lichte.

Besinnen wir uns auf den Kern des alten von SCHWANTES für die Abgrenzung von Paläolithikum und Mesolithikum herausgestellten Gesichtspunktes, so ergibt sich von selbst die Lösung der gestellten Frage. SCHWANTES glaubte, daß die Rengeweißhäxte mit Tülle über das Einsetzen von Flintstücken zur Erfindung des zweiteiligen Beiles, des Beiles mit Steinschneide, geführt hätten, welches dann den Siegeszug des für die Menschheit so wichtigen Instrumentes einleitete. Die steinerne Beilklinge ist es also, deren Entwicklung wir in ungebrochener Linie durch das ganze Mesolithikum und Neolithikum verfolgen können. Ob man die Rengeweißhaxt als beilartiges Instrument anzusehen geneigt sein mag oder nicht, in der bewußt zugerichteten Beilklinge aus Feuerstein haben wir auf alle Fälle ein einwandfrei erkennbares, nicht anzuzweifelndes Faktum. Vielleicht hat sich unter dem Einfluß der Rengeweiß„beile“ oder mit diesen die Idee des Beiles schon in spätpaläolithischer Zeit herausgebildet, aber deutlich hervor tritt das Beil als solches erst mit dem Flintbeil. Und dies finden wir zum erstenmal in der Ahrensburg folgenden Pinnberg-Stufe. Hier haben wir demnach im Sinne von SCHWANTES den eindeutigen Beginn des Mesolithikums. Ebenso sind auch Wirtschaft und Lebensweise der Ahrensburger Rentierjäger ausgesprochen paläolithisch. Dem gegenüber setzte seit der Pinnberg-Stufe, neben der allgemeinen Veränderung der wirtschaftlichen Grundlagen, nicht zuletzt als Auswirkung der Kenntnis des Beiles für Zwecke der Holzbearbeitung, eine immer stärkere Bindung an den Boden, eine fortgesetzt zunehmende Seßhaftigkeit ein.

Da auch die Umwelt, in die hinein der Mensch gestellt ist, eine Rolle spielt und für die Kultur mitbestimmend sein kann, also Landschaft, Klima, Tier- und Pflanzenwelt, so gilt es hinsichtlich obiger Frage auch einen Blick zu werfen auf die übrigen Bereiche der Quartärforschung.

Geologisch ist nach der Zeit der Ahrensburger Stufe der in Mittelschweden liegende Gletscherrand wieder im Zurückweichen begriffen, wir stehen am Anfang des Finiglazials und zugleich auch des Postglazials. Klimatologisch ist der letzte, größere Kälterückschlag überwunden. Mit dem beginnenden Praeboreal setzt eine stetig zunehmende Erwärmung ein. Bemerkenswert ist auch die Entwicklung der Pflanzen- und Tierwelt. Nach der Lichtung der Wälder in der jüngeren Tundrenzeit beginnt der Wald mehr Fuß zu fassen, zuerst mehr Birken-, dann z. T. dichte Kiefernwälder. Entsprechend verhält es sich auch mit der Tierwelt. In Stellmoor waren die kalten Arten noch bei weitem vorherrschend; an

Jahres- zahlen (vor Chr. Geb.)	Kulturgruppen			Klima	Flora	Fauna	Geologie		Pollen- zonen Schürumpf 1937	Wald- stufen Firbas 1949
	Mesolithikum						Postglazial	Finiglazial		
7000	Duvensee	Mullerup		trocken-warm (Boreal)	Haselhaine	Waldtiere (Rothirsch, Reh usw.)	Postglazial	Bipartition	VI	V
8000	Pinnberg (früheste Kernbeile)	Klosterlund		Erwärmung (Praeboreal)	Birkenwälder	?			Finiglazial	V
9000	Ahrensburg	↑ Spät- Magdalénien (in Norddeutschland)	Lyngby	Kälterückschlag	Parktundra (Jüngste Dryaszeit)	Ren, (Elch) u. s. w.	↑	Mittelschw.- halt (Gschnitz-Stadium)	IV	III
10000	?	?	Bromme	Wärme- schwankung (Alleröd)	Lichte Wälder b) Kiefern a) Birken	Elch, Ren u. s. w.			III	II b II a
11000	Hamburg	?				?	↓	Gotiglazial	II	I b
12000	jüngeres	?		subarktisch	Parktundra mit Birken, Kiefern					
13000	?	?			Einwanderung der Waldbäume					
14000	älteres					Ren, Wildpferd, Vielfraß	Spätglazial	Langeland- Vorstoß (Bühl-Stadium)	I	I a
15000	Hamburg			subarktisch	Tundra (ältere Dryaszeit)	Lemming u. s. w.				

Abgrenzung von Älterer und Mittlerer Steinzeit

Danziglazial

erster Stelle stand das Ren. Im Praeboreal dürften sich mehr und mehr Waldbewohner eingestellt haben. Leider kennen wir die Einzelheiten der Fauna dieser Periode für den Norden noch nicht genug. Im anschließenden Boreal treten u. a. wärmeliebende Waldbewohner wie Rothirsch, Wildschwein, Ur und Reh sehr stark hervor. So zeigt sich, daß auch im Hinblick auf die übrigen Zweige der Quartärforschung — jedenfalls nach dem heutigen Stand unserer Erkenntnis — der Schnitt zwischen älterer und mittlerer Steinzeit nirgends besser gelegt werden könnte, als zwischen Ahrensburg und Pinnberg-Stufe, wobei die kultur-morphologischen Gesichtspunkte den Ausschlag geben. Die Grenze zwischen Paläolithikum und Mesolithikum würde damit gleichzeitig auch mit der Grenze zwischen Spät- und Postglazial zusammenfallen. Alles dies soll durch die Tabelle auf S. 163 nochmal verdeutlicht werden. A. RUST hatte sich schon früher einmal für die Einordnung von Ahrensburg in das Paläolithikum ausgesprochen. Wir gehen bei dieser Annahme nicht nur einig mit der Urgeschichtswissenschaft des Westens hinsichtlich der Einstufung des Magdalénien, sondern ebenso etwa mit der dänischen Forschung, die nicht nur Bromme, sondern auch Ahrensburg dem Paläolithikum zuteilt (THERKEL MATHIASSEN).

### Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Anschluß an die hier angestellten Erörterungen kommen wir zu folgenden Ergebnissen:

1. Neben Hamburger Kultur und Ahrensburger Gruppe, die nach Werkzeugformen und Herkunft eine durchaus selbständige Stellung einnehmen, läßt sich im nordwesteuropäischen Flachland eine weitere Fundgruppe nachweisen, die dem westeuropäisch-mitteuropäischen Magdalénien anzuschließen ist.
2. Innerhalb des nordwesteuropäischen Flachlandmagdalénien lassen sich außer Mischungen verschiedener Art bisher drei größere Gruppen unterscheiden. Es sind die dem Creswellien nahestehende Tjonger-Gruppe in Nordbelgien und Holland sowie die Gruppen von Rissen und Wehlen in Nordwestdeutschland.
3. Archäologisch handelt es sich in erster Linie um spätes Magdalénien, dessen genaue Gliederung von weiteren moorarchäologischen Untersuchungen erwartet werden muß. Die Mehrzahl der Fundplätze dürfte jünger sein als die ältere Hamburger Kultur, jedoch früher als Ahrensburg. Ein Teil der Funde reicht zumindest in die Ahrensburger Zeit hinein. Vegetationsgeschichtlich scheint die Fundgruppe vor allem in die Alleröd-Schwankung, zum Teil vielleicht noch in wenig ältere Abschnitte und ferner in die jüngere Dryaszeit, hineinzugehören.
4. Die Beziehungen der magdalénienartigen Flachlandzivilisation gehen nach Westeuropa, nach Westdeutschland und in den mitteldeutschen Raum. Dort kam es nicht zu einem Erlöschen des Magdalénien, sondern aus diesen Gebieten haben sich im Spätmagdalénien Bevölkerungsteile losgelöst, die auf breiter Front in das Flachland eindrangten.
5. Das Flachlandmagdalénien bildet eine wesentliche Grundlage für spätere Kulturen des Nordwestens und Nordens. Ein bedeutsamer Weg ging über das ehemalige Nordseefestland in Richtung Jütland, dänische Inseln, Westschweden, wo es im Mesolithikum zur Bildung einer besonderen Zone (Kolsterlund-Maglelose-Gruppe) innerhalb des nordischen Kernbeilkreises kam. Anthropologisch wurden für diese Gebiete schon immer Beziehungen zur westeuropäischen Cro-Magnon-Gruppe angenommen, für die hiermit die archäologischen Grundlagen vorhanden sind.

Während das Material und die ausführliche Begründung für die hier gezogenen Folgerungen demnächst in einer Monographie vorliegen dürften, stellen sich uns im Anschluß an die gewonnenen Ergebnisse neue Aufgaben, die vor allem in der moorarchäologischen Erschließung der einzelnen Fundplätze und -gruppen bestehen. Nur durch die Kenntnis der Knochen- und Geweihgeräte, sowie vor allem der Fauna und Flora kommen wir zur endgültigen archäologischen und chronologischen Erfassung und Gliederung unseres Flachlandmagdaléniens. Die Beschreitung dieses Weges ist aber über unseren Raum hinaus von Bedeutung, denn wenn wir heute schon Anhaltspunkte gewinnen konnten für eine vegetationsgeschichtliche Einordnung der oberen Höhlenhorizonte oder einzelner Freilandstationen etwa Frankreichs oder Süddeutschlands, so würden wir dann die Voraussetzung haben für eine sehr genaue Einstufung. Diese Aufgaben können aber nur in Gemeinschaft mit den übrigen Fachgebieten der Quartärforschung gelöst werden. Das, was das Quartär von den andern geologischen Zeitaltern unterscheidet, ist sicher nicht zuletzt das Erscheinen unserer eigenen Gattung, das Auftreten des Menschen am Beginn des Eiszeitalters. Darum ist die Erforschung der frühesten Geschichte des Menschen ein sehr wesentlicher Inhalt einer selbständigen Quartärforschung und eine Aufgabe, die nicht nur der Urgeschichtswissenschaft, sondern der Quartärforschung in ihrer Gesamtheit gestellt ist.

#### Schrifttum

- ANDREE, JUL.: Der eiszeitliche Mensch in Deutschland und seine Kulturen. — Stuttgart 1939.
- BOHMERS, A.: Jong-Palaeolithicum en Vroeg-Mesoliticum. — Gedenkboek A.E. van Giffen. 1947
- FAEGRI, KN.: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen II. — Bergens Mus. Arbok 1939—40, Naturw. Reihe Nr. 7.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. — Jena 1949.
- GROSS, H.: Die moorgeologische Datierung des jüngeren Magdalénien in Deutschland. — In diesem Jahrbuch.
- GÜNTHER, A.: Vulkantätigkeit und Eiszeit im östlichen Eifelvorland zwischen Mosel und Vinxtbach. — Die Eiszeit 1, 1924.
- IVERSEN, JOH.: Geologisk Datering af en seneglacial Boplads ved Bromme. — Aarbøger 1946.
- KÜHN, HERBERT: Kunst und Kultur der Vorzeit Europas, Paläolithikum. — 1929.
- MATHIASSEN, TH.: En seneglacial Boplads ved Bromme. — Aarbøger 1946.
- RUST, A.: Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. — Neumünster 1943. — Über die endglaziale Kulturentwicklung im rechtseibischen Nordwesteuropa. — Offa 6/7, 1944. — Jungpaläolithische Wohnanlagen bei Hamburg. — Hammaburg 1, 1948.
- SCHMIDT, R. R.: Die diluviale Vorzeit Deutschlands. — 1912.
- SCHÜTRUMPF, R.: Die pollenanalytische Untersuchung der Renntierjägerfundstätte Stellmoor. — Jn: RUST, Stellmoor. 1943.
- SCHWABEDISSSEN, H.: Die Hamburger Stufe in Nordwestdeutschland. — Offa 2, 1937. — Zur Entstehung des nordischen Kreises. — Forsch. u. Fortschr. 15, 1939. — Eine neue magdalénienartige Kulturgruppe im nordwesteuropäischen Flachland. — Forsch. u. Fortschr. 20, 1944. — Hamburg-Rissen ein wichtiger Fundplatz der früheren Menschheitsgeschichte. — Hammaburg 2, 1949 (a). — Die Bedeutung der Moorarchäologie für die Urgeschichtsforschung. Offa 8, 1949 (b).
- SCHWANTES, G.: Das Beil als Scheide zwischen Paläolithikum und Neolithikum. — Arch. f. Anthrop., N.F. 20, 1923. — Nordisches Paläolithikum und Mesolithikum. — Fostchr. des Museums f. Völkerkunde in Hamburg. 1928. — Vorgeschichte von Schleswig-Holstein. — Neumünster 1934 ff.
- STEINBERG, K.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Unter-eichsfeldes. — Hercynia 3, 1944.
- WIEGERS, F.: Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß. — Prähist. Zeitschr. 1, 1909. — Diluviale Vorgeschichte des Menschen. — Stuttgart 1939.

## Die moorgeologische Datierung des jüngeren Magdalénien in Deutschland

Von Hugo Gross, z. Zt. Bamberg

Das Problem der exakten geologischen Datierung des typischen westlichen und südlichen Magdalénien hat viele Prähistoriker und Geologen beschäftigt; man ist aber nicht über eine annähernde Einstufung in die relative glazial-geologische Zeitskala hinausgekommen. P. WOLDSTEDT (1929, S. 226 und 313) hat das Magdalénien in das Daniglazial (zu dem er auch den Langeland-Vorstoß und seine Abschmelzphase rechnete) vom Pommerschen Stadium an, in den Alpen vom Zürichstadium an, S. 292 aber genauer in die Zeit des Langeland-Vorstoßes (=Bühl-Stadium in den Alpen) gestellt. 1935 (S. 286) datiert derselbe Autor das Magdalénien „in Norddeutschland etwa während des Pommerschen Stadiums, im alpinen Gebiet während des Zürich-Stadiums“ und bemerkt, daß es in Norddeutschland noch keine Anhaltspunkte für die Datierung von Anfang und Ende des Magdalénien gebe. In der Schweiz ist nach H.-G. BANDI (1947, S. 44, 54) in der Hauptsache nur die jüngere Phase des Magdalénien (15 000 bis 10 000 vor Chr.) vertreten, die in die Zeit einer Schneegrenzendepression von maximal 300 m fallen soll (diese Zahl wurde aber früher von PENCK und BRÜCKNER für das beträchtlich spätere Daun-Stadium angegeben!).

Bisher war noch für keine Station des typischen Magdalénien in West- und Süddeutschland eine genaue Einordnung in die geochronologische Zeitskala gelungen. Jetzt haben das aber die in den letzten Jahren erzielten Fortschritte der Moorgeologie ermöglicht.

Bald nach der Entdeckung von Kulturschichten der Hamburger Kultur am Grunde von Flachmooren bei Meiendorf und Stellmoor in Holstein durch A. RUST, dessen Grabungen auch eine exakte pollenanalytische Untersuchung dieser Moorprofile durch R. SCHÜTRUMPF ermöglichten, wurden im westlichen Norddeutschland (wie in Holland und Nordbelgien) andere steinzeitliche Fundplätze entdeckt, deren Kulturhinterlassenschaft nach H. SCHWABEDISSEN (1944) eine andere geschlossene Kulturgruppe repräsentiert, welche er „Federmesser-Gruppe“ genannt hat; dazu gehören z. B. die Fundplätze Grande (A. RUST 1943), Bornwisch (A. RUST 1948) und Rissen (H. SCHWABEDISSEN 1949) bei Hamburg. Im Gegensatz zu der Hamburger und Ahrensburger Kultur, deren Ursprung im Osten angenommen wird, weist die Federmesser-Gruppe nach dem Westen und Süden und ist jetzt von H. SCHWABEDISSEN (1949) auf Grund der Grabungsergebnisse in Rissen (1948) als spätes Magdalénien erkannt worden, das älter ist als die Ahrensburger Stufe (der jüngeren Dryas-Zeit), da im Dünenprofil von Rissen die Magdalénien-Kulturschicht (mit Spuren einer Sommerhütte) 1–1,20 m unter einer Kulturschicht der Ahrensburger Stufe festgestellt wurde. An der Bornwisch bei Ahrensburg fand A. RUST (1948) eine Kulturschicht (mit Winterbehausung) der Federmesser-Gruppe und in der Alleröd-Schicht des nahe gelegenen Teiches 2 Kulturschichten derselben Kultur. H. SCHWABEDISSEN (1949) vermutet richtig, daß der Aufenthalt der Magdalénien-Leute in der Hamburger Gegend und damit im nordwestdeutschen Flachland „auf ein wärmeres Klima etwa der Alleröd-Zeit“ hinweise und hebt hervor, daß sich hier „zum ersten Male die Möglichkeit einer Parallelisierung des westlichen Magdalénien mit einer der Kulturgruppen des Nordens“ bietet.

Daher ist jetzt die Frage der genauen zeitlichen Einordnung auch des westlichen und südlichen Magdalénien aktuell. Bisher gibt es noch kein Pollendia-

gramm, das eine solche Kulturschicht erfaßt hat. Ich habe aber bereits 1946 einige Fachleute auf eine Datierungsmöglichkeit hingewiesen, die ich nach dem Verlust meiner wissenschaftlichen Akten infolge des letzten Krieges erst jetzt verfolgen konnte.

Im Neuwieder Becken am Rhein lag am Martinsberg bei Andernach eine 1883 von H. SCHAAFFHAUSEN (1888) ausgegrabene Magdalénien-Station unter einer ca. 4 m mächtigen Bimssandschicht mit Tuffsanddecke, die vulkanischen Ausbrüchen der Laacher Gegend entstammen (A. GÜNTHER 1924, S. 50 ff.). Knochen und Geräte aus Rengeweiß und Knochen nebst über 300 Artefakten aus Stein lagen nach J. ANDREE (1939, S. 545) in und auf dem verlehmtten Löß, der einen älteren Lavastrom bedeckte und die bis ca. 1 m tiefen Lücken, zwischen den Lavablöcken ausfüllte, nach H. SCHAAFFHAUSEN (1888, S. 8, S. 22 ff.) aber alle in dieser Lehmschicht von ihrer Oberfläche an. Dieser seit Beginn der Besiedelung eingewehte oder eingeschwemmte Löß ist verlehmt und etwas humos, zeigt also deutliche Spuren chemischer Verwitterung. Die Knochen und Artefakte aus Rengeweiß und Knochen waren zum Teil durch die Verwitterung angegriffen; leider sind die Funde damals nicht schichtenweise getrennt worden. Es ist anzunehmen, daß sie vor der Bedeckung mit Bimssand nicht lange in diesem Boden gelegen haben können, daß also zwischen der letzten Besiedelung und dem Bimssandauswurf kein nennenswerter zeitlicher Abstand liegen kann; andernfalls wäre der Wohnplatz vor dem Bimssandauswurf höchst wahrscheinlich mit Schwemmlehm vom Martinsberg oder mit einer Humusschicht bedeckt worden. Nach R. R. SCHMIDT (Prähist. Zeitschr. 1, 1909, S. 343—346) war diese Station vom Hoch- bis zum Spät-Magdalénien bewohnt; J. ANDREE (1939, S. 545—546) meinte, daß hier eine echte Spätstufe der jüngeren Klingenkultur nicht vorzuliegen scheine, da die feine Mikrolithik aus dem Ende dieser Kultur fehle.

Die Fauna der Fundstelle weist nach H. SCHAAFFHAUSEN (1888, S. 30) auf (nach der Häufigkeit geordnet): *Equus caballus fossilis*, *Rangifer tarandus*, *Bos primigenius*, *Vulpes lagopus*, *Cervus elaphus*, *Arvicola amphibius*, *Mustela vulgaris*, *Mus musculus*, *Lagopus albus*, *Canis lupus*, *Lepus variabilis*, *Felis lynx*, *Sciurus vulgaris*, *Talpa europaea*, *Strix (brachyotus?)*, *Anas (boschas?)*, *Grus cinerea* oder *Cygnus musicus?*, *Tetrao bonasia*, ferner 2 Schneidezähne von einem 2jährigen Kind und 7 menschliche Rippenstücke (davon 2 an 1 bzw. 2 Enden rundlich zugeschliffen). Die großen dulvivalen Säuger Mammut, Wollhaarnashorn und Moschusochs sind verschwunden, auch der Halsbandlemming und seine Artgenossen fehlen; Rothirsch, Luchs und Eichhörnchen, die an Waldwuchs gewöhnt sind, zeigen, wie schon H. HECK (1925) hervorhob, bereits den Beginn eines wärmer werdenden Klimas an (der Rothirsch trat in Holstein und Dänemark erstmalig in der Alleröd-Zeit auf, wie mir Herr Dr. A. RUST brieflich mitteilte.) Auf größere Wärme und stärkere Niederschläge deutet vor allem die Verlehmung des (jüngeren) Lößes hin, ferner das Vorkommen von Baumresten in der untersten Schicht des Bimssandes an anderen Stellen des Neuwieder Beckens, aus denen man „höchstens auf einen dürftigen und krüppelhaften Baumwuchs“ schließen kann (A. GÜNTHER 1924, S. 55). Im Brohl- und Condertal sind in den Trass- und Tuffablagerungen, deren Zeitstellung und Herkunft dieselben wie beim Bimssand sind, spärliche Tier- und zahlreiche Pflanzenreste gefunden worden. Die älteren botanischen Angaben (von WIRTGEN und JAKOBS), aber auch die neueren von SCHLICKUM und R. POTONIÉ sind, wie aus der sehr sorgfältigen Untersuchung der Pflanzenreste aus den vulkanischen Tuffen der Eifel von R. KRÄUSEL und H. WEYLAND (1942) hervorgeht, für die Datierung

des großen Bimssandauswurfs unbrauchbar, da viele Artbestimmungen falsch waren und ein Teil der Pflanzenreste aus interglazialen Tuffen stammte.

Aus seinen zahlreichen stratigraphischen Untersuchungen zieht A. GÜNTHER (1924, S. 57, 58) den Schluß: „Im großen und ganzen wird man nur mit einem einmaligen, wenn auch mit kurzen Unterbrechungen und stellenweise veränderter Richtung andauernden Bimssandauswurf mit der gleichzeitigen Tuff- und Trassablagerung rechnen müssen, dem dann nach verhältnismäßig kurzer Zeitdauer und als Schluß der ganzen Vulkantätigkeit der graue Tuffsandauswurf folgte“, denn die Oberfläche des weißen Bimssandes zeigt „kaum die Spur einer Verwitterung oder gar Verlehmung“ (oder Humusbildung). Dieselbe Ansicht wird von W. AHRENS (W. AHRENS und K. STEINBERG 1943, S. 26) vertreten: „Einer Serie rasch aufeinanderfolgender Ausbrüche verdanken die weißen Bimssteine, die das Neuwieder Becken erfüllen, ihre Entstehung. Unwesentlich jünger sind die grauen Trachyttuffe; sie entstammen nah benachbarten Ausbruchsstellen im jetzigen Kessel des Laacher Sees“.

Die Bimssandüberschüttung erfolgte nach A. GÜNTHER (1924, S. 51) erst nach der Bildung der diluvialen Niederterrasse, als diese schon eine verlehnte Oberfläche und einen wenn auch dürftigen und krüppelhaften Baumwuchs trug; auf Grund der ihm bekannten botanischen Angaben stellte er den Bimssandauswurf an das Ende des Diluviums in den „Übergang des Daun-Stadiums zum Alluvium (Azilien-Tardenoisien)“, zumal der Bimssand nur von einer Tuffschicht und Dammerde bedeckt ist. R. KRÄUSEL und H. WEYLAND (1942 S. 34—39) halten den Bimsstein-Ausbruch für postglazial, er dürfte nach ihrer Ansicht „wahrscheinlich schon in den Ausgang der Kiefern-Birkenzeit zu verlegen sein“ (d. h. in den Übergang von der Yoldia- zur Ancyclus-Zeit, um 7500 vor Chr.); die grauen Trachyt-Tuffe und grauen Tuffe dürften nach ihrer Ansicht jünger sein „wofür das Auftreten von *Carpinus betulus* spricht“. Dann müßte aber der Tuffandausbruch (im Widerspruch zum stratigraphischen Befund) mehrere tausend Jahre jünger sein als der Bimssandauswurf, denn *Carpinus betulus* ist erst in der zweiten Hälfte der postglazialen Wärmezeit eingewandert. Von den grauen Tuffen sagen R. KRÄUSEL und H. WEYLAND (1942 S. 35): „Fraglich bleibt, ob sie nicht etwa in wesentlich späterer Zeit umgelagert sein könnten, d. h. also, ob die eingeschlossenen Pflanzenreste nicht viel jünger sein könnten als die Tuffe“. Diese Möglichkeit wird zur Gewißheit, wann man bedenkt, daß Blätter von der Weißbuche, aber nicht von der sehr viel häufigeren Rotbuche und Eiche gefunden worden sind; auch die Blätter des Bergahorns (*Acer pseudoplatanus*) dürften in umgelagertem Tuffsand gelegen haben; das schlecht erhaltene „Bergahorn“-Blatt aus den weißen Bimssteintuffen des Brohltals stammt möglicherweise von *Viburnum opulus*, wie auch Herr Prof. Dr. FIRBAS (briefl. Mitteil.) meint.

Daß die oben erwähnten Datierungen nicht ganz richtig sind, geht aus dem Profil vom Wildweiberhausfelsen im Westerwald hervor (H. BEHLEN 1905, H. HECK 1925, S. 111), wo weißer Bimssand von derselben Zeitstellung und Herkunft wie im Neuwieder Becken (auf Felsabwitterung und Lehm mit zum Teil arktischer und subarktischer Fauna: *Myodes torquatus*, *Lagopus albus*, *L. alpinus*, *Rangifer tarandus*, *Vulpes lagopus*) von humosem Lehm überlagert wird, der unten *Lagomys pusillus*, *Lagopus albus* und *Rangifer tarandus* enthält. Diese Fauna des Hangenden der vulkanischen Schichten spricht gegen postglaziales Alter.

Da der Bimssandauswurf aus dem Laacher Gebiet nach A. GÜNTHER (1924, S. 51) einem einheitlichen Vulkanausbruch entstammt, bei dem die Periode des

weißen Bimssandes von der Periode des ihn überlagernden grauen Tuffandes nur durch einen sehr kurzen Zeitraum getrennt sein kann und da dieser Auswurf von außerordentlicher Ausdehnung war (bis 1924 ostwärts bis Marburg nachgewiesen), kann er jetzt exakt moorgeologisch datiert werden: der Tuffsand ist nämlich ostwärts über Göttingen hinaus verweht und als dünne Einlagerung mitten in Allerödsschichten im Eichsfeld (W. AHRENS und K. STEINBERG 1943) östlich und in einem von P. W. THOMSON bei Wallensen nördlich von Göttingen entdeckten Mooraufschluß von F. FIRBAS (laut briefl. Mitteil.) festgestellt worden, und zwar als einzige Einlagerung vulkanischer Herkunft. Der Vulkanausbruch, der die Magdalénien-Station Andernach (und bei Weißenturm sogar einen Menschen nach A. GÜNTHER 1924, S. 53) verschüttet hat, ist also allerödzeitlich (zwischen 9 000 und 10 000 vor Chr.).

Die Fauna der Fundstelle (vor allem das Vorkommen des Rothirsches) und das Fehlen einer Schwemmlehmdecke oder Humusschicht auf der Fundschicht sprechen dafür, daß die Magdalénien-Station noch in der frühen Alleröd-Zeit (sehr wahrscheinlich bis zum Bimssandauswurf) bewohnt war. Der Beginn der Besiedlung, d. h. die Zeitstellung des Hoch-Magdalénien von Andernach, kann schon wegen der damals unvollkommenen Grabungstechnik an dieser Station nicht so gut wie das Ende ermittelt werden; er fällt offenbar in das Ende der Lößablagerungszeit, d. h. in den Endabschnitt der baumlosen Tundrenzeit. Dafür sprechen auch die Befunde von der Magdalénien-Station an der Schussenquelle. Die Moostorfschicht, die hier die Magdalénienfunde enthielt, ist nach dem Ergebnis der pollenanalytischen Untersuchung in der baumlosen Tundrenzeit abgelagert worden (F. FIRBAS 1935); nach R. R. SCHMIDT liegt hier Mittel-Magdalénien vor (vielleicht Übergang zum Spät-Magdalénien), nach G. RIEK Hoch- bis Spät-Magdalénien, nach H.-G. BANDI (1947, S. 21) sogar Magdalénien 6; aber gegen die Datierung „End-Magdalénien“ spricht schon das Fehlen des Rothirsches. Im Hinblick auf die Zeitstellung der Magdalénien-Station von Andernach (zufolge der Typologie und den geologischen Befunden) kann die Fundschicht an der Schussenquelle nur aus dem Schlußabschnitt der baumlosen Tundrenzeit stammen, ebenso wie die Fundschichten der Hamburger Kultur in Meiendorf und Stellmoor nach den Pollendiagrammen von R. SCHÜTRUMPF. Da der Schlußabschnitt der baumlosen Tundrenphase der älteren Dryas-Zeit nach meinen Untersuchungen im nördlichen Ostpreußen früh-gotiglazial ist, können m. E. die Fundschichten der Hamburger Kultur auch nur früh-gotiglazial sein, wie ich es schon vor Jahren behauptet habe<sup>1)</sup>. Von „mittel-würmglazialen“ Alter kann zweifellos keine Rede sein, ebenso wenig von geringer Entfernung des Inlandeisrandes von diesen Renttierjägerlagern<sup>2)</sup> (vergl. die Angabe der maximalen Schneegrenzen-Depression in den Alpen im jüngeren Magdalénien bei H.-G. BANDI 1947 S. 44 und seine Karte). Es kommt natürlich nicht darauf an, ob eine solche spätglaziale Kulturschicht ein paar tausend Jahre älter oder jünger als eine Kulturschicht anderwärts ist, sondern auf eine möglichst

<sup>1)</sup> A. BOHMERS (im Nieuwedrentsche Volksalmanak 1948 S. 103) stellt die Hamburger Kultur I auch in die Zeit zwischen 14 000 und 12 000 vor Chr.

<sup>2)</sup> Der gebänderte, also warwig aussehende Sand im Liegenden dieser Kulturschichten ist kein Beweis dafür, da er Tundra-Pollen enthält, was bisher noch für keine einwandfreie Eisstauseebildung im südlichen Ostsee-Gebiet nachgewiesen werden konnte, und da derartige gebänderte Schichten (mit anderer Fossilführung natürlich) bisweilen noch in der jüngeren Dryas-Zeit abgelagert worden sind (z. B. in Alleröd in Dänemark, mehrfach in Ostpreußen, Lettland und Estland).

zuverlässige glazialgeologische Einstufung. Denn auch diese Kulturschichten der Hamburger Kultur legen offenbar einen wichtigen stratigraphischen und geochronologischen Leithorizont in Norddeutschland fest, den Beginn des Gotiglazials (15 000 vor Chr. nach der letzten Datierung von G. DE GEER), in dessen frühe Abschmelzphase (etwa zwischen 14 000 und 12 000 vor Chr.) diese Kulturschichten aller Wahrscheinlichkeit nach zu stellen sind. Das frühe Gotiglazial ist offenbar eine erste beträchtliche Wärmeschwankung von ähnlicher Bedeutung wie die Alleröd-Schwankung und die finiglaziale Klimabesserung; dafür spricht die geradezu explosionsartige Massenausbreitung der Anodonten, die Tiere eines gemäßigten Klimas sind, seit dem Schlußabschnitt der baumlosen Tundrenzeit im südlichen Ostseegebiet (in Stellmoor unmittelbar über der Kulturschicht der Hamburger Kultur nach A. RUST 1943, S. 46, 47), die Einwanderung und Ausbreitung der ersten Waldbäume sowie die Einwanderung der paläolithischen Renntierjäger in den südlichen Nord- und Ostsee-Raum. H. GAMS läßt mit Recht mit der gotiglazialen Anfangsmoräne (Langeland-Vorstoß) das Spätglazial beginnen. Die genaue glazialgeologische Einstufung der Magdalénien-Station Andernach gestattet die Schlußfolgerung, daß die Einwanderung der norddeutschen Renntierjäger in der zweiten Hälfte des (westlichen) Magdalénien erfolgte.

Es muß also jetzt möglich sein, in Nordwestdeutschland moorgeologisch das Ende des Magdalénien zu datieren. Aber auch in Süd-Deutschland besteht die Möglichkeit, das jüngere Magdalénien moorgeologisch zu datieren, da dort (und in den Alpen) verschiedene Pollendiagramme bis in die ältere Dryas-Zeit (= Abschmelzphase des Bühlstadiums) zurückreichen. An der Schussenquelle war das Hangende des Moostorfs mit den Magdalénien-Funden Kalktuff und darüber Torf.

Aber auch in Frankreich ist die Aussicht vorhanden, daß wenigstens das Ende des dortigen Magdalénien moorgeologisch erfaßt werden kann; G. und C. DUBOIS (Comptes rendus de la Soc. géol. de France V, S. 46—48, und VI, S. 61—63, 1944) fanden im französischen Zentralplateau im Massiv von Cantal in Höhen von 950 und 1100 m 2 Schichten, die sicher allerödzeitlich sind, wie die Verfasser annehmen (neben Birken und Kiefern in den tieferen Lagen auch kräftige Ausbreitung von Eichen in dieser Zeit). Eine Allerödschicht mit Pollen von *Quercus*, *Corylus* und *Alnus* findet sich vielleicht auch in dem von denselben Autoren (Ann. Soc. géol. Nord, Lille, 65, S. 151—158, 1945) untersuchten Moor von Bar am Ostfluß der Argonnen<sup>3)</sup>. „Aus einigen Torfmooren an der Mündung der Somme hat sich BOUCHER DE PERTHES rohbehauene Steinwerkzeuge und Reste vom irischen Riesenhirsch geholt“<sup>4)</sup>. Diese Artefakte dürften in den „Antiquités celtiques et antédiluviennes“ von BOUCHER DE PERTHES, die mir nicht zugänglich sind, abgebildet und für den Prähistoriker archäologisch (Magdalénien?) datierbar sein. Der Riesenhirsch ist in Nordwesteuropa, soweit bekannt, im Spätglazial ausgestorben; eine Torfschicht mit Riesenhirschresten in der Nähe der Somme-Mündung dürfte also allerödzeitlich sein, so daß die erwähnten Artefakte mit großer Wahrscheinlichkeit auch geologisch datiert werden können, wenn sie in derselben Moorschicht wie die Riesenhirschreste gefunden worden sind.

Der Beginn des Magdalénien wird sich so nicht ermitteln lassen, da die (kontinuierlichen) Pollendiagramme, nach der überall in Norddeutschland festge-

<sup>3)</sup> Nach F. FIRBAS „Systematische und genetische Pflanzengeographie“ (Fort-schritte der Botanik 12, 1949). Ich bin Herrn Prof. FIRBAS für die Zusendung der Korrekturbogen dieses Beitrags sehr zu Dank verpflichtet.

<sup>4)</sup> Nach N. JOLY „Der Mensch vor der Zeit der Metalle“, Leipzig 1880, S. 112.

stellten geringen Schichtenmächtigkeit der baumlosen Tundrenzeit zu urteilen, offenbar nicht über das Gotiglazial zurückreichen; bis dahin kann die pollenanalytisch erfassbare Sedimentation nur durch Erdfließen verhindert worden sein. Da die Klimadepression zur Zeit des mittelschwedischen Eisrandgürtels (also in der jüngeren Dryas-Zeit) bis in die Alpen hinein in den Schichtenfolgen und Pollendiagrammen so deutlich erkennbar ist, müßte der Langeland-Vorstoß (= Bildung der gotiglazialen Anfangsmoräne) stratigraphisch und pollenanalytisch erst recht deutlich nachweisbar sein (was aber nicht der Fall ist), wenn in Deutschland die Pollendiagramme über das Gotiglazial hinaus zurückreichen würden.

Das Verdienst, die Möglichkeit entdeckt und bewiesen zu haben, mit Hilfe vulkanischer Schichten exakte geologische Datierungen auszuführen, gebührt V. AUER (vergl. seine zusammenfassende Arbeit von 1948).

#### Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W. und STEINBERG, K. (1943) Jungdiluvialer Tuff im Eichsfeld. — Ber. Reichsamt f. Bodenforschung Jahrg. 1943.
- ANDREE, J. (1939) Der eiszeitliche Mensch in Deutschland. — Stuttgart.
- AUER, V. (1948) Las capas volcánicas como nuevo método de cronología postglazial en Fuego Patagonia. — Gaea (Buenos Aires) 8, S. 311—336.
- BANDI, H.-G. (1947) Die Schweiz in der Rentierzeit. Frauenfeld.
- BEHLEN, H. (1905) Das Alter und die Lagerung des Westerwälder Bimssandes. — Jahrb. d. Nassauischen Vereins f. Naturk. 58, S. 44—51.
- FIRBAS, F. (1935) Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. — Bibliotheca Botanica H. 112.
- GÜNTHER, A. (1924) Vulkantätigkeit und Eiszeit im östlichen Eifelvorland zwischen Mosel und Vinxtbach. — „Die Eiszeit“ 1, S. 46—59.
- HECK, H. (1925) Das rheinische Paläolithikum. — „Die Eiszeit“ 2, S. 96—111.
- KRÄUSEL, R. und WEYLAND, H. (1942) Tertiäre und quartäre Pflanzenreste aus den vulkanischen Tuffen der Eifel. — Abh. senckenberg. naturf. Ges. Nr. 463, S. 1—62.
- RUST, A. (1943) Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. — Neumünster. — (1948) Jungpaläolithische Wohnanlagen bei Hamburg. — „Hammaburg“ 1, S. 33—38.
- SCHAAFFHAUSEN, H. (1888) Die vorgeschichtliche Ansiedlung in Andernach. — Jahrbücher d. Ver. v. Altertumsfreunden im Rheinlande 86, S. 1—41, Bonn.
- SCHWABEDISSEN, H. (1944) Die mittlere Steinzeit im westlichen Norddeutschland. Neumünster. — (1949) Hamburg-Rissen, ein wichtiger Fundplatz der frühen Menschheitsgeschichte. — „Hammaburg“ 2, S. 81—90.
- WOLDSTEDT, P. (1929) Das Eiszeitalter. — Stuttgart. — (1935) Die Beziehungen zwischen den nordischen Vereisungen und den paläolithischen Stationen von Nord- und Mitteldeutschland. — „Mannus“ 27, S. 275—287.

## Australopithecus oder Plesianthropus oder Paranthropus?

Von Hans Weinert, Kiel

Als 1924 bei Taungs im Betschuanaland der Kinderschädel gefunden wurde, dem DART die Bezeichnung *Australopithecus africanus* gab, da zweifelte niemand daran, daß diese Genus-Bezeichnung richtig sei. Denn trotz aller menschlichen Merkmale im Verhältnis von Gehirn- zu Gesichtsschädel und vor allen Dingen trotz des Zahnbogens und Gebisses war die absolute Größe und auch die Form des Schädels so schimpansenähnlich, daß sicher ein Anthropoide und kein Hominide vorlag. Zwar fiel die Größe der ersten Dauermolaren auf, sodaß manche

Autoren an alte Gorillaverwandtschaft dachten, aber wichtige Merkmale wiesen doch auf die Schimpansenbeziehung hin. DART besprach zwar gleich anfangs die Frage, wie der Schädel wohl im erwachsenen Zustand aussehen möge: ob er mehr zur anthropoiden oder zur hominiden Seite auswachsen würde. Beides konnte möglich sein; aber man war doch mehr der Meinung, daß die hominiden Charaktere sich verstärken würden.

Und die weiteren Entdeckungen haben dieser Meinung recht gegeben. Bekanntlich machte BROOM seit 1936 Entdeckungen, die nicht nur heute, sondern überhaupt in der ganzen Geschichte der Palaeoanthropologie wohl das wichtigste sind, was uns je in die Hände gekommen ist. 1856 erregte der Neandertaler-Fund bei Düsseldorf Aufsehen, und 1891 beendete DUBOIS' Entdeckung des Pithecanthropus die alte Frage nach dem missing-link. Aber beide Funde ließen sich einordnen, und spätere Entdeckungen beseitigten alle noch verbliebenen Zweifel. Aber was seit 1936 in Südafrika ausgegraben oder vielmehr aus dem Kalkstein herausgesprengt wurde, machte das Problem noch verwirrter — falls man nicht in dieser Tatsache selbst seine Lösung erblicken will. Denn man weiß jetzt wirklich nicht, ob man die Schädel als anthropoid oder hominid ansehen und damit auf die tierische oder menschliche Seite stellen soll. Das war natürlich ein Resultat, das zur Bestätigung einer Entwicklungsreihe gehört; und es ist das Wichtigste, daß dieses Problem nun wirklich unlösbar vor uns steht.

Obwohl BROOM alle späteren Funde doch zur Australopithecinen-Gruppe stellt — wohin sie zweifellos auch gehören —, so gab er doch den neuen Fundstücken neue Namen. Sie sind als Plesianthropus und Paranthropus bekannt geworden. Hier interessiert wohl vor allen Dingen die Frage der geologischen Einordnung, und sie ist auch mitbestimmend für die Namengebung, denn der Taungsfund wird jetzt als das zeitlich älteste Stück angesehen und an die Grenze vom mittleren zum oberen Pliozän gestellt. Die Plesianthropusgruppe soll mehr in das obere Pliozän gehören und umschließt die Fundstätte von Sterkfontein in Transvaal. Geologisch am jüngsten sind die Paranthropusstücke von Kromdraai und Swartkrans in Transvaal, die in das frühe Pleistozän eingereiht werden.

Nun kann natürlich ein Anthropus (im Sinne von Pithecanthropus = Affenmensch), also immerhin ein Mensch, nicht in eine Pithecus-Gruppe gestellt werden, wobei „Pithecus“ hier im Sinne des wissenschaftlichen Namens des Schimpansen „Anthropopithecus“ gebraucht wird. Also nicht schlechthin „Affe“, sondern „Menschenaffe“ bedeutet. Aber es ist doch möglich! Denn der Australopithecus am Ende des mittleren Miozäns kann sehr wohl ein Pithecus und sein Nachkomme an der Grenze zum Pleistozän oder im frühen Diluvium selbst kann ein Anthropus geworden sein. Es ist ja immer so, daß wir bei einer geologischen Erörterung uns an der Länge der Zeiträume nicht stoßen. Bei den Fossilien selbst haben wir leicht die Neigung, die Zeiten zusammenzuziehen. Bleiben wir aber bei der geologischen Datierung, dann trennen den Paranthropus doch einige oder mindestens eine Million Jahre vom Australopithecus. Also eine Zeit, von der wir uns wirklich keine Begriffe machen können. Es ist dann sehr wohl möglich, daß der Plesianthropus wirklich dicht beim Menschen stand, wie sein Name sagt, daß der Paranthropus im Diluvium bereits am Menschen vorbei gegangen war. Nun soll man natürlich bei all den Fundbezeichnungen in der menschlichen Vorgeschichte nicht die strengen Maße der Nomenklatur oder der wörtlichen Übersetzung anlegen; die Hauptsache ist hier, ob die doppelte Genusbezeichnung innerhalb einer Gruppe wirklich gerechtfertigt ist.

Die geologischen Datierungen sind faunistisch begründet. Wie weit sie berechtigt sind, muß Geologie und Palaeontologie entscheiden. Gerade aus Afrika wird ja mehrfach das lange Überleben altertümlicher Formen gemeldet und ist bis auf den heutigen Tag wirklich bestätigt. Zunächst seien einmal die Funde aus Südafrika genannt, soweit sie uns bisher bekannt geworden sind. Ich habe Herrn Dr. BROOM und Herrn Dr. DART für mehrfache private Benachrichtigungen zu danken.

Es wurden gefunden:

1924 bei Taungs (Betschuanaland) *Australopithecus africanus* (DART) Schädel 4—5jähriges Kind (type). Mittel-Oberpliozän;

1947 ff im Makapansgattal *Australopithecus prometheus* (DART);

1. (a) ein Occiput  
(b) ein Cranio-facial-Fragment  
— beide wahrscheinlich von demselben weiblichen Schädel —
2. (a) ein Mandibulare  
(b) ein linkes Ilium  
(c) ein rechtes Ischium-Fragment  
(d) Calvarium-Fragment  
— alle wahrscheinlich von einem jugendlichen männlichen Fundstück —.
3. (a) einzelne Parietal-Knochen  
(b) natürlicher Gehirnausguß dieser Knochen  
— wahrscheinlich von einem jugendlichen Wesen —.
4. ein Maxillare eines alten weiblichen Wesens vorgeschrittenen Alters.
5. ein Maxillare eines Kindes
6. drei einzelne Zähne.

1936—38 bei Sterkfontein (nördlich von Krugersdorp) *Plesianthropus transvaalensis* (BROOM).

1. S 1 ein fast vollständiger Schädel eines jungen Mannes ohne Mandibulare.
2. S 2 ein gut erhaltenes Maxillare — wahrscheinlich weiblich —.
3. S 3 ein zerbrochener unvollständiger Schädel — wahrscheinlich der eines alten Mannes —.
4. S 4 ein beachtlicher Teil eines Unterkiefers.

Gefunden nach 1947:

5. S 5 ein vollständiger Schädel — wahrscheinlich der einer erwachsenen Frau.
6. S 6 ein sehr unvollständiger Schädel — wahrscheinlich weiblich —.
7. S 7 ein sehr verdrückter aber leidlich vollständiger Schädel.
8. S 8 ein großer Teil der Schädelbasis mit Teilen des Frontale der Parietalia und des Occipitale.
9. ein Mandibulare, obwohl verdrückt doch nahezu vollständig, mit dem größten Teil der Zähne — wahrscheinlich männlich —.
10. Teile der Scapula und das obere Ende eines rechten Humerus.
11. Teile des Beckens und ein Teil des Femur.

1938 bei Kromdraai in Transvaal *Paranthropus robustus* (BROOM). Alter: wahrscheinlich Pleistozän.

Schädel eines wahrscheinlich männlichen Wesens (zertrümmert).

1948 bei Swartkrans (eine Meile von Sterkfontein entfernt) *Paranthropus crassidens* (BROOM). Alter: wahrscheinlich oberes Pliozän.

1. Mandibulare und Zähne.
2. Schädelfragment mit deutlicher Crista sagittalis und einem Gehirnvolumen von 900 ccm.

1949 bei Swartkrans (eine Meile von Sterkfontein entfernt) *Telanthropus capensis*. Alter: wahrscheinlich unteres Pleistozän.

ein Mandibulare (gehört wohl nicht zur Gruppe der Australopithecinen), wird unten noch behandelt.

Die Untersuchungen gehen weiter und werden noch mehr Material liefern. Es ist jetzt überhaupt in Afrika eine glückliche Periode der Entdeckungen auf anthropologisch-paläontologischem Gebiet angebrochen. Das liegt aber nicht etwa am Lande, sondern an der Intensität der Gelehrtenarbeit. Denn das gleiche hatte uns HAUSER in der Dordogne, BLACK und WEIDENREICH bei Chou-Kou-Tien und v. KÖNIGSWALD auf Java schon einmal vorgemacht. Und wir könnten dasselbe auch bei uns in Deutschland haben, wenn wir die Mittel dafür aufbringen würden; denn die paläontologischen Beweise für die Menschwerdung sind noch wichtig genug.

Um Verwechslungen vorzubeugen, seien daher noch andere afrikanische Funde genannt, die in der Tagespresse häufig mit den genannten Entdeckungen durcheinander gebracht werden. Britisch- und Deutsch-Ost-Afrika sind die Fundstätten von miozänen Vor-Schimpanzen, die HOPWOOD als *Proconsul* bezeichnet hatte (nach einem Varietät-Schimpanzen, der „Consul“ hieß). Die ersten Fundstücke bezogen sich auf Unter- und Oberkiefer, die so ähnlich sind, daß sie beinahe aufeinander passen, obwohl sie verschiedenen Individuen angehören. Im Oktober 1948 fand Miss LEAKEY einen wieder hierhin gehörigen Schädel mit ganzem Gesicht und vorderem Schädelteil. Dieser Fund erregte besonderes Aufsehen, weil die Supraorbitalwülste an ihm nicht vorhanden sind, obwohl die Stirn sehr fliehend ist. Als Zeit wird das Miozän angegeben, ohne bisherige noch genauere Datierungen. Es wäre also möglich, daß wir hier Vorfahren des heutigen Schimpanzen hätten, die noch nicht so spezialisiert sind. Daß diese *Proconsuliden* bereits neben Anthropoiden einen Weg zur späteren Hominidenbildung zeigen, ist möglich; aber wir sind nicht in der Lage, im Miozän bereits eine Trennung beider Zweige zu behaupten.

Zum Rhodesia-Menschen vom Brocken Hill und zum Afrikanthropus vom Njarasasee sind auch vielleicht aufklärende Neuentdeckungen hinzugekommen. Ein Unterkiefer, der am 29. 4. 1949, auch bei Swartkrans, gefunden wurde, erhielt den Namen *Telanthropus capensis*. Sicher steht er aber dem Menschen garnicht so fern; die Entdecker ROBINSON und BROOM glauben selbst, daß dieses Stück nicht zur Paranthropus-Gruppe gehört, sondern ein *Pithecanthropus* ist. Dazu paßt, daß ich bei meiner *Africanthropus*-Rekonstruktion einen mutmaßlichen Unterkiefer — von dem ja nichts gefunden wurde — einzeichnete (1936), der völlig dem jetzt gefundenen *Telanthropus*-Kiefer entspricht. Vielleicht hätte das Stück also den alten Namen „*Africanthropus*“ erhalten können. Die Zeit soll bei beiden jünger sein, als die zugehörige Stufe erfordert. Das ist natürlich möglich in dem genannten Sinne, daß Afrika geeignet ist, Relikte längere Zeit lebendig zu erhalten. Aber etwas Neues ist jetzt von dort gemeldet worden: Kieferreste und Zähne, die so groß sind, daß sie zum *Meganthropus* von Java gestellt werden müssen. Der Fund ist ein Stück von der rechten Oberkieferhälfte und enthält beide Prämolaren; es wurde von KOHL-LARSEN auf seiner 2. Expedition 1939 in Ostafrika gefunden und von uns selbst bearbeitet. Da es zur *Meganthropus*-Gruppe von Java paßt, benannte ich es „*Meganthropus*“

*africanus*“ (Ztschr. f. Morphol. u. Anthropol. 1950. Heft 1). Alles das gehört also nicht mit zu den Australopithecinen; zeigt aber, wie reichhaltig Afrika an Summoprimaten (Gorilla-Schimpanse-Mensch) einmal gewesen ist.

Die Bedeutung der Australopithecinen oder des Plesianthropus und Paranthropus für die menschliche Stammesgeschichte liegt in der Tatsache, daß wir sie mit dem besten Willen nicht mehr widerspruchslos einordnen können. Auch die erwachsenen Stücke, welche DART's Mutmaßungen bestätigten, zeigen in Seitenansicht ganz klare Anthropoiden von Schimpansenform; denn eine solche Schnauzenbildung kann man nicht gut als hominid bezeichnen. Umso verblüffender ist es, daß bei diesem Prognathismus sich ein Zahnbogen und ein Gebiß befindet, das einfach nur als hominid eingeordnet werden muß. Die Zahnreihen sind lückenlos geschlossen, haben also kein Diastema vor oder hinter den Eckzähnen; die Eckzähne selbst sind zwar kräftig, überragen aber nicht das Niveau der anderen Zähne. Die Form der Krone ist schon mehr menschlich (hoch und tulpenförmig) und nicht schimpansisch, niedrig und oben zusammengezogen. Auch weitere Einzelheiten des Zahnreliefs zeigen eine große Mischung von anthropoiden und hominiden Charakteren.

Am Gehirnschädel haben wir kein äffisches *Planum nuchale*, sondern es ist mehr gerundet, was allerdings auch bei weiblichen Schimpansen der Fall ist. Aber das Hinterhauptsloch ist soweit nach vorn verlagert, daß man mit Sicherheit auf aufrechten Gang schließen kann. Und das wird bestätigt durch die Skelettfunde.

Ich selbst habe schon immer gesagt, daß wir nach den Schädeln, die wir aus der Stammesreihe der Menschheit kennen, lieber einmal ein Becken sehen möchten. Denn auch der schönste Schimpanse hat ein so äffisches Becken, daß gar keine Verbindung zum Menschen besteht. Das ist natürlich durch die baumbewohnende Lebensweise verständlich. Nun haben wir von Sterkfontein ein sehr schön erhaltenes Becken, das zum Plesianthropus gestellt wird. Es zeigt keine Übergangsformen, sondern entspricht dem, was wir aus der ganzen Skeletthaltung kannten. Es ist hominid und ähnelt fast ganz der Form des heutigen Buschmanns. Auch die Reste der oberen Extremitäten deuten auf aufrechten Gang hin, obwohl hier zwischen Schimpanse und Mensch nicht so große Unterschiede vorhanden sind.

Zu allem kommt nun die Lebensweise dieser Australopithecinen hinzu. Sie lebten nicht nur in offenem Gelände und in Höhlen des Kalkgebirges, sondern sie waren auch Jäger und Sammler. Die vielen mitgefundenen und zertrümmerten Pavianschädel müssen als Beutestücke angesehen werden. Und wie bereits gesagt, war auch durch chemische Untersuchung Verkohlungen dieser Knochen erkannt worden. Wir müssen also annehmen, daß der Gebrauch naturgegebenen Feuers nicht mehr unbekannt war. Es sind also viele Argumente vorhanden, die einen Namen auf *Anthropus* rechtfertigen, obwohl die Schädel selbst noch einen menschenäffischen Eindruck machen. Außer BROOM und DART haben verschiedene Autoren zu diesem Problem Stellung genommen; u. a. LE GROS CLARK in Oxford, der die Stücke selbst gesehen hat, HEBERER und SERA. Erinnerung sei auch an LINNÉ, der ja für den Schimpansen den Namen *Homo troglodytes* gab. Ich selbst schlug als Bezeichnung der Stufe vor: *Propithecantropus*. Dann kann man darüber diskutieren, ob ein *Pro-Pithecantropus* schon ein *Pithecantropus* oder noch ein *Anthropopithecus* ist. Und daß diese Diskussion nicht zu einem allseits befriedigendem Ergebnis kommt, liegt an den Fundstücken selbst.

Das ist das Wichtige für unsere Stammesgeschichte.

## Zur Stellung des Neandertalers in der Menschheitsgeschichte

Von Gisela Asmus, Hannover. Mit 1 Abb.

Als FUHLROTT im Jahre 1856 den für eine ganze Menschengruppe nennenden Patenfund im Neandertal hob, entbrannte die allgemein bekannte Polemik um die Frage, ob es einen „Neandertaler“ gegeben habe oder nicht. Der im Laufe der Jahre mehr und mehr angewachsene Fundstoff urgeschichtlicher Menschenfunde konnte schließlich durch sich selbst die unzweifelhafte Existenz eines „Neandertalers“ entscheiden und räumte diesem durch die Reichhaltigkeit der Funde sogar eine recht nachdrückliche Stellung ein. Die Auseinandersetzungen um den Neandertaler fielen ungefähr in die Zeit der damals aufkommenden naturwissenschaftlichen Anschauungen DARWIN'S über die Evolution des Menschen. Und es erscheint heute ganz selbstverständlich, daß zur Stützung dieser Theorie die damals erst kürzlich entdeckten epochemachenden Neandertaler in die neu begründete menschliche Abstammungslehre einbezogen wurden. Ebenso erging es später gehobenen menschlichen Fossilfunden, um die Lehre zu unterbauen und die klaffenden Lücken auszufüllen. Erinnerung sei in diesem Zusammenhange an die planmäßige Suche DUBOIS' nach dem „missing link“, das er entgegen aller Wahrscheinlichkeit in dem *Pithecanthropus erectus* auf Java fand.

Nach und nach wurden aber auch Funde bekannt, die sich nicht ohne weiteres dem damals aufgestellten Schema eingliedern lassen wollten, sondern durch erhebliche Abweichungen im Sinne des Modern-Menschlichen aus der Reihe der bisherigen Altmenschenfunde heraussprangen. Genannt seien der Fund von Steinheim aus einer Wärme-Schwankung der Riß-Vereisung und die einwandfrei mit dem oberen Acheuléen und dem unteren Moustérien Palästinas verknüpften Mount-Carmel-Funde. Angesichts ihrer geologisch und kulturell vor dem westeuropäischen klassischen Neandertaler liegenden Datierung und in Anbetracht des trotz gewisser Primitivität auffallend modernmenschlichen Habitus einiger Skelette muß man den in den letzten Jahren durch immer neu hinzukommende Funde zu einem Komplex gewordenen Begriff „Neandertaler“, der in seiner Vormachtstellung vielfach als Maßstab aller fossilen Menschenfunde überhaupt angelegt wird, einmal überprüfen. Man läuft andernfalls Gefahr, sich den Weg zu einer weiteren exakten Forschung zu verbauen.

Es kann in diesem Rahmen die Fragestellung nach dem recht problematisch gewordenen Komplex „Neandertaler“ nur in den wichtigsten Linien umrissen und die sich ergebende Problemstellung nur angedeutet werden. Aufgrund der vorliegenden Funde kann man heute verschiedene morphologisch voneinander abweichende Gruppen dessen, was im allgemeinen als „Neandertaler“ angesprochen wird, unterscheiden.

Da ist zunächst der aus Westeuropa allgemein bekannte klassische eigentliche Neandertaler aus dem jüngeren, also kalten Moustérien zu nennen, als dessen bester Vertreter der Fund von La Chapelle-aux-Saints anzusehen ist. In die gleiche Gruppe gehören die Funde vom Neandertal, von Spy und Le Moustier, um nur einige zu nennen. Bei diesen Neandertalern handelt es sich um knapp mittelgroße Menschen von plumpem Körper- und Gliedmaßenbau mit faßförmigem Brustkorb, und einem für die geringe Körperhöhe unverhältnismäßig großen und schweren Kopf, an dem ein erheblicher Überaugenwulst wie auch Hinterhauptwulst, eine breite, flache, horizontal wenig gewölbte, fliehende Stirn und der flache Scheitelverlauf auffallen. Die Warzenfortsätze sind klein. Das

Gesicht ist vorkiefrig und zeigt keinen Kinnvorsprung. Die bei den Spy-Funden auftretende Kinnandeutung und die etwas besser gewölbte Stirn finden sich merkwürdigerweise mit einem aus dem Osten kommenden Kultureinfluß verbunden und stellen möglicherweise einen Sonderfall dar (vgl. weiter unten). Die Oberschenkel sind plump und nach vorn durchgebogen.

Als diesem eigentlichen spätmoustérienzeitlichen Neandertaler nahestehend kann man die aus dem letzten Interglazial stammenden Funde von Saccopastore bei Rom sowie andere Funde aus dem Bereich des Mittelmeerraumes anführen, Funde, die SERGI als interglaziale Abart des Neandertalers, die *varietas aniensis*, ansehen möchte. Zu dieser Gruppe zu rechnen wären noch der weibliche Fund von Gibraltar wie einige der Krapina-Funde. Auch die später noch näher zu besprechende Tabun-Frau scheint diesem Kreis nahe zu stehen. Alles in allem ist die Gruppe wohl als interglaziale, formmäßig indifferente und primitive Ausprägung des Neandertalers aufzufassen. WEINERT ist der Ansicht, daß es sich bei diesen Funden um Neandertaler handle, die nur infolge ihres weiblichen Geschlechtes die indifferente und verhältnismäßig primitive Formgebung aufwiesen, sonst aber voll zum Neandertaler gehörten. Es soll aber darauf verwiesen werden, daß von diesen Mittelmeer-Funden Saccopastore und Krapina interglazial sind, Tabun nach Miss GARROD möglicherweise ebenfalls interglazial, während Gibraltar undatierbar ist. Dagegen sind die eigentlichen Neandertaler Westeuropas, mit denen WEINERT die Mittelmeerrunde zusammenstellt, glazial und zwar endmoustérienzeitlich. Innerhalb dieses Zeitraumes, der zwischen den interglazialen Mittelmeer-Funden und den glazialen westeuropäischen Funden liegt, könnte aber durchaus eine Modifizierung der westeuropäischen Funde eingetreten sein, zumal das damals glaziale Westeuropa ganz andere Lebensbedingungen bot als der Mittelmeerraum.

Als eine weitere altpaläolithische Gruppe, die bei frühmoustérienzeitlicher Ansetzung geologisch und kulturell wie auch morphologisch nicht unerheblich von dem abweicht, was landläufig als „Neandertaler“ bezeichnet wird, sind die sog. „Palästina-Funde“ von Tabun und Sukhul aus dem Küstengebirge Mount Carmel zu nennen. Auch der „Galiläa-Fund“ gehört hierher. Die Carmel-Funde stammen aus stratigraphisch verschiedenen Schichten; die älteren sind mit oberem Acheuléen und die jüngeren mit unterem Moustérien verknüpft. Die Begleitfauna der Funde aus dem unteren Moustérien (Tabun C und Sukhul B) werden durch Gazelle, mesopotamischen Damhirsch, *Rhinoceros hemitoechus*, Flußpferd und eine große Art Schildkröte dargestellt, eine Fauna, die nach Miss GARROD's Ansicht für eine interglaziale Ansetzung der Schichten und der darin enthaltenen Menschenfunde spricht. Ob es sich hierbei um ein wirklich interglaziales Vorkommen handelt oder möglicherweise um ein glaziales Auftreten, das durch ein küstennahes wärmeres Klima bedingt wurde, wie RUST es annimmt, sei dahingestellt. Dagegen sind die Acheuléen-Funde (Tabun E) interglazial und werden von Miss GARROD zeitlich mit Weimar-Ehringsdorf parallelisiert. Für uns ist jedoch in erster Linie von Bedeutung, daß die Begleitartefakte der Palästina-Funde dem oberen Acheuléen- bzw. dem unteren Moustérien entsprechen, also einer Zeit angehören, die vor dem klassischen, allgemein bekannten spätmoustérienzeitlichen Neandertaler Westeuropas, „dem Neandertaler“ schlechthin, liegt. Sehr auffallend und bemerkenswert ist weiterhin, daß neben den Geräten, wie sie aus dem Acheuléen und dem unteren Moustérien allgemein bekannt sind, eine Reihe von Artefakten einer ausgesprochenen Klingenkultur vorkommt, von deren einigen Miss GARROD angibt, sie seien von wirklichen Aurignacien-Geräten nicht zu unterscheiden. —

Aufgrund seiner Grabungen im benachbarten Syrien erklärt RUST diese hier ebenfalls und zwar schon im Acheuléen auftretenden Klingen, die, je früher sie auftreten, umso reiner und zahlreicher sind, und die sich nach den jüngeren Schichten zu mehr und mehr verlieren, als ausgesprochenes Prä-Aurignacien.

Zur Kennzeichnung der beiden Kulturen und zur richtigen Bewertung des kulturellen Abstandes des Acheuléens vom Prä-Aurignacien soll kurz daran erinnert werden, daß das Acheuléen eine Faustkeil-Kultur ist, die das Gerät aus dem Stein heraus schafft, während das Aurignacien und dessen Vorstufe, das Prä-Aurignacien, ausschließlich schmale Steinabschläge, also Späne, verwenden, deren Ränder durch Retouche für den besonderen Gebrauch hergerichtet werden. Die Bearbeitung des Acheuléens und des Aurignaciens, bzw. Prä-Aurignaciens, setzt also eine grundsätzlich verschiedene Einstellung zu dem zu bearbeitenden Steinmaterial voraus. Die eine Gruppe arbeitet in Kernsteinen, die andere in Klingen.

Sehr auffällig ist nun in Tabun und Sukhul, daß wir den Schichtverband des unteren Moustériens und ebenso den des oberen Acheuléens stratenweise mit Prä-Aurignacien-Schichten durchzogen finden. So gibt RUST für Schicht 7 von Jabrud in Mittel-Syrien, die unseren Schichten Tabun C und Sukhul B entspricht, eine starke Prä-Aurignacien-Einwirkung auf die Artefakte an, während die darüberliegende Schicht 6 älteres Acheuléo-Moustérien zeigt. Merkwürdigerweise findet sich nun in der Schicht 7 von Jabrud entsprechenden Schicht Tabun C und Sukhul B eine Menschheit, die analog dem Prä-Aurignacien ebenfalls von zu erwartenden altpaläolithischen Vorstellungen abweicht und sich in erstaunlichem Maße dem *Homo sapiens* des Jungpaläolithikums, also der modernen Menschheit nähert. KEITH und Mc.COWN, die beiden englischen Bearbeiter der anthropologischen Funde, haben immer wieder die außerordentliche und überraschende Cro-Magnon-Verwandtschaft, also den modern-menschlichen Habitus, eines Teils der Carmel-Funde hervorgehoben. Allein die Vorstellung, daß es sich um Funde aus dem oberen Acheuléen und dem unteren Moustérien handelt, daß sie also älter sind als die klassischen Neandertaler Westeuropas, und daß vor dem Neandertaler keine fortschrittlichere Gruppe vorkommen könne, hat die Bearbeiter davon abgehalten, die Verwandtschaft zu den Cro-Magnons des Jungpaläolithikums noch mehr herauszustellen, als es bereits geschehen ist.

Um eine knappe Beschreibung der fortschrittlichen Carmel-Funde zu geben und damit ihren Abstand vom Neandertaler zu zeigen, sollen hier einige wichtige Kennzeichen angeführt werden. Im Gegensatz zum kleinwüchsigen Neandertaler ist der fortschrittliche „Sukhul-Typ“ groß gewachsen und findet mit einer Körperlänge von 170—178 cm nur Entsprechungen bei den Cro-Magnon-Typen späterer Zeit. Gegenüber dem plumpen Neandertaler besitzt er gerade, schlanke Femora; der Thorax ist flacher als beim *Homo primigenius*. Ganz besonders auffallend angesichts seiner altpaläolithischen Datierung ist der Schädelbau des Sukhul-Typs. Die Stirnschuppe ist nicht so flach und breit wie beim Neandertaler, sondern horizontal stärker gekrümmt und zeigt eine Breite, die weit unter den entsprechenden Neandertaler-Werten liegt. Dafür ist aber die Stirn des Sukhul-Typs vertikal erheblich stärker aufgewölbt und zeigt eine Wölbung, wie sie der Neandertaler nicht besitzt, wie sie dagegen in die Variationsbreite des *Homo sapiens diluvialis* und des heutigen Australiers fällt. Das enge hochgestellte Stirnbein geht in einen hochgewölbten Scheitel über und steht in absolutem Gegensatz zur Flachscheiteligkeit des Neandertalers. Der für letzteren typische querverlaufende Hinterhauptswulst fehlt den Sukhul-Menschen,

sodaß das Hinterhaupt gerundet ist im Gegensatz zum Neandertaler mit seinem abgknickten Hinterhaupt. Vorkiefrigkeit ist nicht vorhanden, dafür aber ein deutlicher Kinnansatz, der dem westeuropäischen Neandertaler fehlt. Im ganzen haben die Bearbeiter verschiedentlich auf eine Ähnlichkeit mit rezenten Australiern verwiesen.

Außer diesem eben beschriebenen fortschrittlichen cromagniden Menschentyp vom Mount Carmel fand sich ein anderer primitiverer, ähnlich den bereits erwähnten urtümlichen Neandertalern, wie sie durch SERGI's interglaziale *varietas aniensis* im Mittelmeerraum festgestellt werden konnten. Eine Beschreibung erübrigt sich hier unter dem Hinweis, daß es sich um eine primitive Neandertaler-Form handelt. Das merkwürdige an diesem urtümlichen Neandertaler-Fund vom Carmel (es handelt sich um die bekannte Tabun-Frau) ist, daß er in unberührter Lagerung 0,90 m über einer morphologisch fortschrittlichen Mandibel der cromagnon-verwandten Gruppe gefunden wurde, also trotz seiner Neandertaler-Kennzeichen deutlich jünger ist als der fortschrittliche Typ der Carmel-Funde.

Fassen wir den *Homo sapiens diluvialis* und die in Palästina aufgefundenen cromagnon-verwandten Funde als Träger der Klingenkultur, den Neandertaler dagegen als Träger einer anderen Kultur auf, dann stimmt die eben dargelegte Stratigraphie der Homo-Schicht von Tabun mit ihren völlig unerwarteten, ja ohne Kenntnis der nach RUST auch für Palästina gültigen Syrien-Stratigraphie direkt verwirrenden Beobachtungen sonderbar überein mit der Feststellung, daß in Syrien im oberen Acheuléen ein starker Prä-Aurignacien-Einfluß auftritt, der sich in den jüngeren Schichten wieder mehr verliert und statt seiner stärkeren Faustkeil-Kulturen Raum gibt.

Zieht man, wie die beiden englischen Bearbeiter der Palästina-Skelette es getan haben, die anthropologische Bilanz der Palästina-Funde, so zeigt es sich, daß von insgesamt 111 Merkmalen der Mount-Carmel-Skelette nur 16 neandertaloid, 32, also doppelt soviel, cromagnid, 46 intermediär, 4 den Carmel-Funden eigen und 13 indifferent sind. Ob man bei einem derartigen anthropologischen und kulturellen Befund noch von „Neandertalern“ in Palästina reden kann, erscheint sehr fraglich.

In Anbetracht dessen, daß einige Funde aus Palästina stratigraphisch und kulturell deutlich älter sind als die westeuropäischen Neandertaler, befriedigt auch die Auffassung WEINERT's nicht, die Neandertaler Palästinas wären in ihrem anatomischen Bauplan schon weiter fortgeschritten als die westeuropäischen Neandertaler und führten bereits aus dem Neandertalerstadium heraus.

Man soll sich als Anthropologe gewiß davor hüten, die anthropologischen Ergebnisse den geologischen oder kulturellen anzupassen oder gar unterzuordnen; aber auf der anderen Seite muß man die auftretenden Begleitumstände berücksichtigen und in Rechnung stellen, zumal dann, wenn die anthropologischen Merkmale und in gleicher Richtung die kulturellen in einer solchen Weise vom Neandertaler abweichen, wie es bei den Palästina-Funden der Fall ist.

Der dargelegte Befund der morphologischen und der kulturellen Gegebenheiten mit ihren wichtigen daraus resultierenden Schlüssen war den englischen Anthropologen noch nicht bekannt, da Miss GARROD anfänglich dem Prä-Aurignacien in Tabun und Sukhul nicht die ihm zukommende Bedeutung zumaß, sie später aber für Palästina erkannte, und da die Ergebnisse der Grabungen RUST's in Syrien bisher noch nicht veröffentlicht und somit die Resultate weiteren ausländischen Fachkreisen noch nicht zugänglich waren.

Nach allem, was sich aber anthropo-morphologisch und kulturell in Palästina ergeben hat, muß man wohl die Sukhul-Gruppe als eigene, altpaläolithische,

vom eigentlichen Neandertaler Westeuropas stark abweichende Menschheitsform, die zum *Homo sapiens* starke Beziehungen aufweist, herausstellen. Der französische Anthropologe VALLOIS spricht aufgrund der von KEITH und Mc. COWN angenommenen phylogenetisch „intermediären“ Stellung der Sukhul-Gruppe zwischen Neandertaler und *Homo sapiens* von ihnen als den „cousins des Proto-Européens“. Ob man, um den Kern der Sache zu treffen, nicht noch feiner ansetzen muß?

Eine nur als intermediär angenommene Stellung der Palästina-Skelette, wie KEITH und Mc. COWN sie hier herausstellen, scheint in Anbetracht der z. Zt. der englischen anthropologischen Bearbeitung nicht bekannten, aber tatsächlich vorhandenen und über das rein Anthropologische hinausgehenden Angleichung an jungpaläolithische Verhältnisse den wirklichen Verhältnissen nicht ganz gerecht zu werden.

Bei einer derart gekoppelten Lagerung, wie wir sie in Palästina haben, könnte man an einen Sonderfall denken, wenn der merkwürdige Befund des Zusammenvorkommens von Prä-Aurignacien und gegenüber dem Neandertaler auffällig fortschrittlichen cromagniden Merkmalen seiner Träger im unteren Moustérien ein einziges Mal vorkommt. Aber neben dem eben besprochenen Fall aus dem unteren Moustérien von Tabun und Sukhul haben wir die gleiche Erscheinung bereits im oberen Acheuléen von Tabun (Schicht E). Darüber hinaus haben wir bei dem sog. „Galiläa-Fund“, in Krapina und in Weimar-Ehringsdorf das gleiche Zusammenkommen von fortschrittlicheren modern-menschlichen Merkmalen und einer Klingenkultur im Altpaläolithikum. Ein fünfmaliges Zusammenreffen derartig gleichsinnig vom Neandertaler in Richtung auf den *Homo sapiens* hin abweichender Merkmale mit einer Klingenkultur ist kein Zufall mehr. Nicht uninteressant ist dabei, daß Tabun E (Acheuléen), Krapina und Weimar-Ehringsdorf sicher interglazial, Tuban C und Sukhul B (unteres Moustérien) nach GARROD möglicherweise noch interglazial sind, während die Neandertaler Frankreichs, wie überhaupt Westeuropas, glazial sind.

Man wird nach dem Dargelegten nicht umhin können anzunehmen, daß im oberen Acheuléen und im unteren Moustérien am Ostgestade des Mittelmeeres bis hinauf zu dem immer eisfreien „paläolithischen Korridor“ Mitteldeutschlands eine Menschheit gelebt hat, die dem *Homo sapiens* späterer Zeiten sowohl im anatomischen Bau wie in kultureller Hinsicht auffallend verwandt erscheint. Die fortschrittliche Palästina-Gruppe, die Sukhul-Gruppe, zeigt in beiden Beziehungen mehr Affinität zum *Homo sapiens* als zum klassischen Neandertaler. Und wenn man von dem klassischen Neandertaler absieht und an dessen interglaziale Abart (SERGI's *varietas aniensis*) denkt, die etwa gleichaltrig mit den Palästina-Funden sein mag, dann wird in Anbetracht dieser primitiven interglazialen Neandertaler des Mittelmeerraumes der anthropo-morphologische Abstand der Sukhul-Gruppe vom interglazialen Neandertaler nicht kleiner. Daß gerade der nahe Osten, der geographisch ein stärkerer Mittler zur östlichen Völkerwiege gewesen sein mag als die europäische Halbinsel, diese bezeichnenden Verhältnisse aufweist, ist sehr vielsagend.

Ohne hier weiter auf die sich aus dem Dargelegten ergebenden Stammbaum-Theorien eingehen zu können, soll nur darauf hingewiesen werden, daß die Ergebnisse aus dem unteren Moustérien und dem oberen Acheuléen Palästinas an eine sehr weit zurückliegende Trennung eines *Homo sapiens*-Vorläufers vom eigentlichen Neandertaler denken lassen. Beide Gruppen stehen bereits im mittleren und jüngeren Altpaläolithikum wohl ausgebildet und morphologisch selbständig nebeneinander. Zu dem gleichen Ergebnis einer sehr frühen Trennung

des *Homo sapiens* vom Neandertaler kommt man, wenn man die bisher als ältest angesehene Gruppe des *Homo sapiens* aus dem Jungpaläolithikum, die Brünn-Gruppe, unter zeitlicher Berücksichtigung des Neandertalers auf ihre Stratigraphie hin betrachtet. Bei dem Fund Brünn III, Sebrowitz, sprechen die geologischen Lagerungsverhältnisse in der A-Terrasse des Betschwa-Gebietes für eine Ansetzung der Brünn-Gruppe, die nahe an das Ende des Moustériens reicht, wenn nicht gar moustérienzeitlich ist. Mit dieser Zeitansetzung entspricht dann die Brünn-Gruppe zeitlich dem westeuropäischen „eigentlichen Neandertaler“, dürfte also annähernd gleichzeitig mit ihm gelebt haben. Eine ebenfalls sehr frühe Ansetzung gilt auch für einen anderen Fund der Brünn-Gruppe, den französischen Fund von Combe Capelle.

Zur Kennzeichnung des Letztgesagten sei auf die graphische Darstellung verwiesen, die alle bisher bekannten paläolithischen Funde in einem Merkmal, der Schädelgröße und -breite, vergleichbar macht. Da die Funde sehr unterschiedlich überkommen sind, einige mit erhaltenem Gesichtsskelett, andere ohne Gesicht gefunden wurden, wurde auf die Hauptdurchmesser des Schädels, die größte Länge und die größte Breite als die meistens erhaltenen Maße, zurückgegriffen. Nach der Methode HABERER's sind die einzelnen Funde des Alt- wie des Jungpaläolithikums nach den Maßen ihrer beiden Hauptdurchmesser, von denen die Breitenmaße auf dem senkrechten und die Längenmaße auf dem wagerechten Balken abgetragen sind, in ein Millimeternetz eingetragen und dadurch nach ihrer Größe über eine Fläche verteilt. Danach liegen links oben die längsten, breitesten Schädel, links unten die längsten, schmalsten, während nach rechts hin die Längenausdehnung abnimmt, also eine Verrundung bzw. eine Verkleinerung der Kranien festzustellen ist. Die weiblichen Schädel einer Gruppe entsprechen im wesentlichen dem Indexbereich der betreffenden männlichen Kranien, doch liegen sie infolge ihrer geringeren Maße nach rechts unten hin verlagert. Der Methodik wegen sind außer den paläolithischen Funden noch die mesolithischen Kranien eingezeichnet, obschon sie nicht zum Thema gehören. Sie zeigen in Bezug auf die Paläolith-Funde eine starke Verlagerung nach rechts und spiegeln damit sehr gut die beginnende allgemeine Schädelverrundung und -Verkürzung wider, die mit dem Jüngerwerden der Funde späterer Zeit zusehends zunimmt. Die diagonal von links oben nach rechts unten verlaufenden Geraden stellen die Index-Linien dar, die zwischen diesen Geraden liegenden Flächen die Index-Abgrenzungen, innerhalb derer die einzelnen Funde zu finden sind. Die Methode bietet den Vorteil, daß die Gesamtheit der Funde mit einem Blick zu erfassen ist und zwar relativ (Indices) als auch nach ihrer absoluten Größe (Maße).

Nach dieser Darstellung sind die links oben liegenden Neandertaler (3a, b) die längsten und breitesten und damit größten Schädel des gesamten Paläolithikums überhaupt; indexmäßig sind sie mesokran. Die auf unserer Darstellung unter den Neandertalern liegenden Cromagnon-Funde (5a, b), die ebenfalls recht lang, aber weniger breit sind, befinden sich demzufolge im dolichokränen Index-Bereich. Zwischen den Cromagnons des Jungpaläolithikums verstreut finden wir die Palästina-Funde (4a, b), die auch in dieser Hinsicht, wie sie es schon morphologisch taten, in der Variationsbreite der Cromagniden liegen und auch in diesem Punkte mehr Affinität zur Cromagnon-Gruppe als zu den in extremer Randlage befindlichen Neandertalern aufweisen. Wieder eine Extrem-Gruppe langer Kranien, diesmal aber der schmalsten Schädel aus dem gesamten Paläolithikum, bildet die Brünn-Gruppe (7a, b) innerhalb der hyperdolichokränen Index-Abgrenzung.

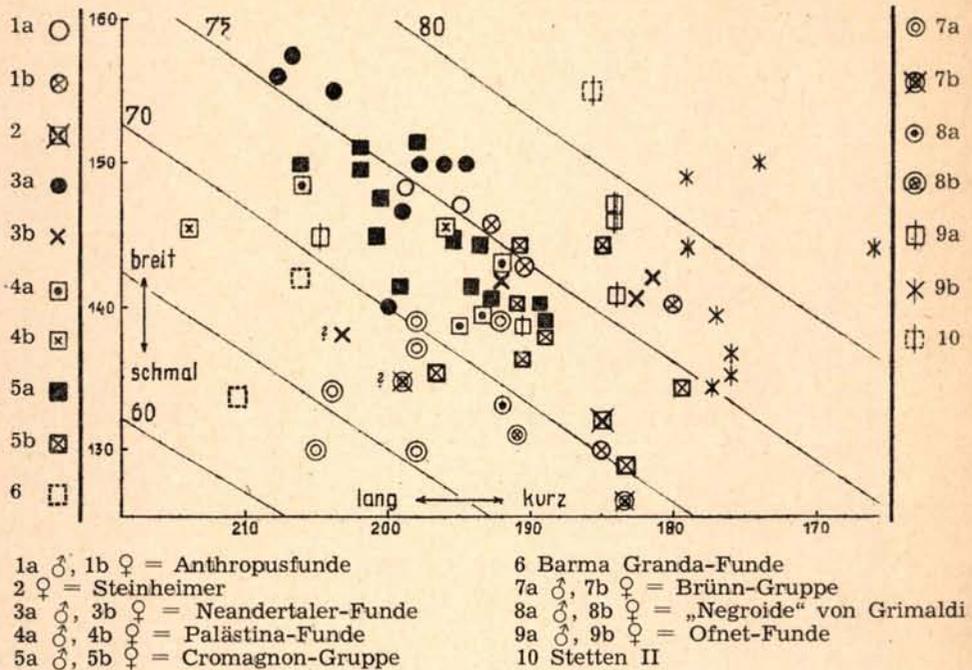


Abb. 1: Verteilung alt- und jungpaläolithischer Kranien im Koordinatensystem.

Während man für die Neandertaler und die Cromagnons anhand der Darstellung noch eine benachbarte Verteilung aufzeigen kann, erscheinen Neandertaler und Brunn-Gruppe als Extreme und als gegenständige Gruppen. Umso schwerwiegender ist dieser Umstand, als die Vertreter der Brunn-Gruppe mit ihrer teilweise recht frühen Ansetzung, die zeitlich ungefähr dem Moustérien entspricht, annähernd Zeitgenossen des Neandertalers gewesen sein mögen. Die schmalste Extremgruppe des gesamten Paläolithikums, die wir überhaupt haben, die Brunn-Gruppe, kann nicht aus der zeitlich annähernd parallelen, extrem breiten Gruppe der Neandertaler entstanden sein.

Wir konnten anthropologisch und vergleichend kulturell an der Sukkul-Gruppe schon nachweisen, daß sie starke Beziehungen zur Cromagnon-Gruppe bereits im letzten Interglazial zeigte und sich damit abseits vom eigentlichen Neandertaler stellte. Anhand unserer graphischen Darstellung läßt sich eine diametrale Stellung der Brunn-Gruppe gegenüber den Neandertalern aufzeigen, die bei zeitlicher Annäherung der einen Gruppe an die andere ein Entstehen einer aus der anderen sehr unwahrscheinlich macht. Man darf danach wohl annehmen, daß der Neandertaler, wie wir ihn in Westeuropa haben, als Ahn für die beiden Gruppen, die den *Homo sapiens diluvialis* darstellen, nicht in Frage kommt, sondern eine Extremgruppe der Menschheit darstellt, deren Nachkommen trotz Häufigkeit des Neandertalers selbst bisher nicht bekannt geworden sind. Es läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß der Neandertaler als nicht den Umbilden des Glazials angepaßte Sonderentwicklung der Menschheit ausstarb und damit für die menschliche Paläontologie eine Parallelerscheinung zu dem Aussterben vieler Tierarten während des Diluviums abgibt.

Auffallend ist auf unserer graphischen Darstellung die verhältnismäßig nahe Lage des Steinheimer Fundes (2), der für eine Wärmeschwankung der Riß-Eis-

zeit relativ modern ist, zur Bränn-Gruppe, zumal, wenn man annimmt, daß dieser Fund weiblich ist und damit auf unserem Schema nach rechts unten, von den männlichen Schädeln aus gesehen, verlagert ist. Es soll vorerst kein Schluß hier gezogen werden, sondern lediglich auf die metrische Verwandtschaft verwiesen werden. Will man den Steinheimer Fund in die Entstehungsgeschichte der mittel- und westeuropäischen Menschheitsgeschichte einbeziehen — ihn davon auszuschließen, liegt kein Grund vor — so kann man feststellen, daß er nicht nur nach seiner metrischen Beschaffenheit, sondern auch in anderen Punkten zur Bränn-Gruppe zu neigen scheint. Ob auch die Cromagnon-Gruppe von ihm abzuleiten ist, bleibe dahingestellt. Nach der anderen Seite, zeitlich abwärts gesehen, liegt der Steinheimer Fund metrisch dem *Pithecanthropus erectus* DUBOIS am nächsten, wie er ja schon von WEINERT als der dem *Pithecanthropus erectus* ähnlichste Urmenschenfund bezeichnet worden ist. Auffallend ist weiterhin, daß der Steinheimer Schädel eine Begleitfauna aufweist, die ihrem Ursprungsgebiet nach, wie BERCKHEMER es zeigen konnte, nach Südasien weist und damit auch faunistisch dem *Pithecanthropus* territorial nahegerückt ist.

WEIDENREICH zeigte, daß zwischen dem *Pithecanthropus erectus* und den *Sinanthropus-pekinesis*-Funden grundsätzliche Verschiedenheiten bestünden und trennt sie deshalb als auseinanderführende Arten voneinander. Auf unserem Verteilungsschema liegen die *Sinanthropus*-Funde, entgegen dem extremen, in der Nähe der Bränn-Gruppe gelegenen *Pithecanthropus erectus*, den Neandertalern ziemlich nahe. Ja, der Neandertaler könnte darüber hinaus gestaltlich als eine vergrößerte und fortentwickelte Ausgabe des *Sinanthropus* angesehen werden. Diese morphologische Verwandtschaft wird noch durch die den Neandertaler und den *Sinanthropus* begleitenden Artefakte unterstrichen. Der *Sinanthropus* hat ein primitives Prä-Moustérien, wohingegen der Neandertaler das vollausgeprägte Moustérien zeigt.

Für den Neandertaler ließ sich bei bestehender morphologischer und kultureller Verwandtschaft im *Sinanthropus pekinesis* eine zeitlich nach abwärts führende Anschluß-Gruppe feststellen. Für die Bränn-Gruppe besteht die Möglichkeit eines Anschlusses an Funde wie den Steinheimer, der vielleicht aus Funden wie dem *Pithecanthropus* entstanden sein könnte. Für die Cromagnon-Gruppe ließen sich, von den acheuléenzeitlichen Palästina-Funden abgesehen, weiter abwärts bisher keine Anschluß-Typen auffinden.

Während der Korrektur erschienen die neuen Arbeiten HEBERER'S, in denen er die *Anthropus*-Funde als am Rande liegende Gruppe auffaßt, die nicht zum *Homo sapiens* weiterleitete. Damit sei hier eines nicht oft erwähnten Fundes gedacht, der bisher in der vorliegenden Abhandlung nicht mit erwähnt wurde, da seine geologische Stellung als nicht ganz geklärt erscheint: der Fund von *Modjokerto* auf Java. Der angeblich mit der Djetis-Fauna verknüpfte *Modjokerto*-Fund wird von WEINERT als *Pithecanthropus*-Kind angesehen, wogegen GRIMM ihn für genetisch fortschrittlicher hält, ihn vom *Pithecanthropus* ausschließt und ihn dem geologisch jüngeren Fund von Steinheim anreihet. Da der *Modjokerto*-Fund, falls er geologisch mit der Djetis-Fauna in Verbindung stehen sollte, älter ist als der *Pithecanthropus* mit seiner Trinil-Fauna, käme seinem morphologischen Ausschluß von der *Pithecanthropus*-Gruppe und seinem Anreihen an die Steinheimer Gruppe eine besondere Bedeutung zu. Er könnte dann als nachdrückliche Bestätigung der Auffassung HEBERER'S, die den nachmaligen *Homo sapiens* aus der in den letzten Jahren zahlreicher gewordenen *Australopitheciden*-Gruppe Südafrikas (Taungs, Komdraai, Sterkfontein) unter Ausschluß der *Anthropus*-Gruppe herleitet, angesehen werden.

Abschließend darf man nach allem hier Vorgebrachten annehmen, daß der Neandertaler nicht im Stammbaum der modernen Menschheit gestanden hat, sondern eine Seitenlinie darstellt. Wenn so verhältnismäßig viel Neandertaler-Skelette gefunden worden sind, so braucht das noch nicht zu besagen, daß der Neandertaler damit in die zum *Homo sapiens* führende Linie gehören müsse, weil andere, zur modernen Menschheit führende Funde bisher wenig vorhanden seien. Wenn man bisher relativ oft Neandertaler-Skelette fand, so kann das durchaus daher rühren, daß der westeuropäische klassische Neandertaler geologisch verhältnismäßig jung ist und infolge seines günstigen Alters (letztes Glazial) häufiger gefunden wurde als geologisch ältere Funde. Auch jungpaläolithische Skelette der Brunn- und Cromagnon-Gruppe aus dem letzten Glazial sind zahlreich gefunden worden, wogegen deren Vorläufer aus früheren Abschnitten des Diluviums infolge des langen Zurückliegens ihres Daseins weniger gut erhalten sind und weniger leicht gefunden werden als die menschlichen Überreste aus dem letzten Glazial.

Des weiteren kann man sagen, daß die cromagnon-verwandten Palästina-Funde des Acheuléens und unteren Moustériens bereits eine sehr frühe Abgliederung des zum Neandertaler einerseits und des zur Cromagnon-Gruppe andererseits führenden Menschheitszweiges erkennen lassen.

Drittens läßt sich feststellen, daß die nach ABSOLON und ZAPLETAL mit einigen Funden bereits im oberen Moustérien oder unmittelbar danach anzusetzende Brunn-Gruppe (Brunn-Sebrowitz) und die schon im Acheuléen nachweisbaren cromagnon-verwandten Funde Palästinas (Tabun E) als bereits im Altpaläolithikum voneinander sehr wohl differenzierte Gruppen des *Homo sapiens* bzw. dessen Vorläufer anzusprechen sind. Diese letztere Feststellung, die betreffs des *Homo sapiens* für das ausgehende Altpaläolithikum mit Sicherheit zu treffen ist, läßt damit, von der noch früheren Abspaltung des Neandertalers ganz abgesehen, eine schon sehr frühe Differenzierung der beiden *Homo sapiens*-Gruppen voneinander annehmen. Das setzt voraus, daß sich die beiden zum *Homo sapiens diluvialis* führenden Zweige möglicherweise schon im frühen Paläolithikum, sonst aber im Beginn des Mittelpaläolithikums getrennt haben müssen. Für die cromagnon-ähnlichen Menschenformen im oberen Acheuléen Palästinas schlug ich deshalb in einer Arbeit 1942 den Namen „Proto-homo-sapiens“ vor, da diese Gruppe wohl noch nicht ganz zum „sapiens“ gehört, aber entwicklungsgeschichtlich über den bisher bekannten gleichaltrigen Funden stand. Neuerdings spricht HEBERER auf Grund ganz andersartiger Erwägungen von „Prae-sapiensformen“, was im Grunde auf das gleiche Prinzip hinauskommt.

Die beiden *Homo sapiens*-Gruppen des Jungpaläolithikums, bzw. deren Vorläufer sind, wenn man ihre Stratigraphie genau beachtet, bei ausgesprochener morphologischer Unabhängigkeit vom Neandertaler mindestens Zeitgenossen des westeuropäischen klassischen Neandertalers gewesen. Von der Ungunst des eiszeitlichen Klimas abgesehen, wird der Neandertaler darüber hinaus auch der höheren Zivilisation der beiden *Homo sapiens*-Gruppen erlegen und damit seinem Ende als paläontologische Menschengruppe umso schneller entgegengegangen sein. Danach ist die heutige Menschheit unabhängig vom Neandertaler entstanden.

Die vorliegende Arbeit stellt einen bewußt kurz gehaltenen Auszug einer größeren Arbeit dar. Es konnte hier nicht auf Einzelheiten eingegangen werden; betreffs der Beweisführung wurden nur die wichtigsten Punkte angeführt. Als Ergänzung zu dem hier Gebrachten sei deshalb auf die Arbeit „Neandertaler und *Homo sapiens*“ verwiesen.

## Angeführtes Schrifttum

- ABSOLON, K.: New finds of fossil human skeletons in Moravia. — „Anthropologie“ 7, S. 79 ff. Prag 1929.
- ASMUS, G.: Die altpaläolithischen Menschenreste im Spiegel ihrer Kulturen. Mitt. anthr. Ges. Wien 72, 1942. — Die menschlichen Skelettfunde Mährens als Mittler zwischen Alt- und Jungpaläolithikum. Z. Mähr. Landesmuseum N. F. 3, 1943. — Neandertaler und Homo sapiens (in Vorbereitung). — Die altpaläolithischen Skelettfunde aus Palästina in ihrer stratigraphischen, kulturellen und anthropologischen Stellung (in Vorbereitung).
- BERCKHEMER, FR.: Die Wirbeltierfunde aus den Schottern von Steinheim a. d. Murr. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. 1933.
- GARROD, D. A. E.: The Stone age of Mount Carmel I. — 1937.
- HEBERER, G.: Der Fluortest und seine Bedeutung für das „Präsapiens-Problem.“ Forsch. u. Fortschr. Heft 13/14, 1950. — Das Neandertalerproblem und die Herkunft der heutigen Menschheit. Jenaische Ztschr. f. Med. u. Naturw. 1944. — Das Präsapiens-Problem (mit besonderer Berücksichtigung von Fontéchevade und quinzano). Im Druck.
- KEITH, A.: Mount Carmel man and his bearing on the ancestry of modern races. — Early Man. 1937.
- KEITH, A. und Mc. COWN, TH. D.: The stone age of Mount Carmel II. The fossil human remains from the Levallois-Moustérien. — 1939.
- Mc. COWN, TH. D.: Mount Carmel Man. — American School of Prehistoric Research, Nr. 12. 1936.
- OPPENOORTH, W. F. F.: The place of Homo soloensis among fossil man. — Early man. 1937.
- RUST, A.: Die paläolithischen und mesolithischen Funde von Jabrud in Mittelsyrien. — Im Erscheinen.
- SERGI, S.: Der Neandertalerfund von Saccopastore. — Ztschr. f. Rassenkde. 1937. — Der Neandertaler-Schädel vom Monte Circeo. — Anthr. Anz. H. 4. 1940.
- VALLOIS, H.: Besprechung der Arbeit von KEITH und Mc. COWN „The stone age of Mount Carmel II.“ The fossil human Remains from the Levallois-Moustérien. — L'Anthropologie 49, 1941.
- WEIDENREICH, F.: Bericht über die neuen Schädel-Funde von Sinanthropus pekinensis. — Anthrop. Anz. 14, S. 65. 1937.
- WEINERT, H.: Altsteinzeitliche Forschungen in Italien. Forschungen und Probleme. — Z. f. Morph. u. Anthr. 61, 1944. — Menschen der Vorzeit. — Stuttgart 1947.
- ZAPLETAL, K.: Geologie des Předměstí Diluviums und der Prerauer Gegend. — Z. d. Mähr. Landesmuseums (Acta moraviensis) 26/27, 1932.

## B. Mitteilungen der Quartärvereinigung

### 1. Bericht über die bisherige Tätigkeit

Vor dem Kriege gehörte ein größerer Teil der an der Quartärforschung interessierten Kreise der 1928 in Kopenhagen gegründeten Internationalen Quartärvereinigung an. Nachdem durch den Krieg die Verbindungen zum Ausland abgerissen waren, wurde von mehreren Seiten der Vorschlag eines engeren Zusammenschlusses der deutschen Quartärforscher gemacht, besonders auch von Süddeutschland her. Hier war es EDITH EBERS, die im September 1947 zu einer Zusammenkunft in Tittmoning (Obb.) einlud, der etwa 20 Quartärforscher aus verschiedenen Teilen Deutschlands folgten. Neben wissenschaftlichen Besprechungen und Exkursionen in das Gebiet des Salzachgletschers wurde die Frage eines engeren Zusammenschlusses der deutschen Quartärgeologen erörtert und beschlossen, eine solche in die Wege zu leiten. Die Gründung erfolgte am 24. März 1948 in Hannover. Es wurden Satzungen für die Vereinigung aufgestellt und folgender vorläufiger Vorstand gewählt:

P. WOLDSTEDT - Hannover	}	Vorsitzende
C. TROLL - Bonn		
R. GRAHMANN - Bielefeld	}	Schriftführer
R. FINSTERWALDER - Hannover		
K. RICHTER - Hannover		Kassenwart.

An Stelle von Herrn R. FINSTERWALDER trat nach dessen Fortzug von Hannover K. KAYSER - Hannover.

Außerdem wurde ein vorläufiger Beirat aus folgenden Mitgliedern gewählt:

F. BERCKHEMER - Stuttgart
F. DEWERS - Bremen
EDITH EBERS - München
FR. FIRBAS - Göttingen
K. GRIPP - Kiel
K. H. JACOB-FRIESEN - Hannover
F. KLUTE - Mainz
M. PFANNENSTIEL - Freiburg i. Br.
A. STEEGER - Krefeld.

Weiter wurde beschlossen, ein Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung herauszugeben, mit dessen Vorbereitung der Vorstand beauftragt wurde. Die Vereinigung wurde am 9. Mai 1949 für das Vereinigte Wirtschaftsgebiet zugelassen. Ihr traten bis 1. Juni 1949 ca. 200 Mitglieder bei.

Ihre erste größere Tagung führte die Vereinigung vom 7.—11. Oktober 1948 in Hannover durch. Am 7. und 8. Oktober fand eine zweitägige Exkursion mit 27 Teilnehmern in das Altmoränengebiet der Lüneburger Heide statt. Neben den Grundzügen des Aufbaues der Heide durch Endmoränenlandschaften, Sander usw. wurden eingehender mehrere Interglazialvorkommen besichtigt, insbesondere die Mergelvorkommen von Lehringen und Honerdingen, weiter die Kieselgurlager des oberen Luhetales und von Oberohe. Am 9. Oktober führte eine von etwa 60 Teilnehmern besuchte Exkursion südlich von Hannover in das Randgebiet der Nordischen Vereisung im Leinetal. Hier wurde besonders der Mittleren Terrasse der Leine Aufmerksamkeit geschenkt, einerseits in ihrer Beziehung zur nordischen Saalevereisung, andererseits als Fundstätte paläolithischer Artefakte der Acheul-Stufe. Weiter wurde das zwischen eiszeitlichen Fließerden gelegene Interglazialvorkommen von Wallensen sowie die am gleichen Ort vorhandenen Allerödbildungen (mit Tuffschicht vom Laacher See) besucht.

Die Vortragstagung am 10. und 11. Oktober behandelte folgende Themen:

P. WOLDSTEDT: Stand und Aufgaben der Quartärforschung in Deutschland  
J. BÜDEL: Die Klimazonen des Eiszeitalters.

- H. POSER: Das Klima des Spätglazials in West- und Mitteleuropa.  
J. SCHÄFER: Erosion und Akkumulation im Eiszeitalter.  
R. GRAHMANN: Begriffsbestimmungen in der Quartärforschung.  
K. GRIPP: Der Bungsborg-Nunatak in Ostholstein.  
WOLDSTEDT, REIN und SELLE: Untersuchungen an Interglazialen der Lüneburger Heide.  
P. THOMSON: Das Interglazial von Wallensen im Hils; der glaziale Abbau interglazialer Moore.  
F. FIRBAS: Über den heutigen Stand der Pollenuntersuchungen als Hilfsmittel der Quartärforschung.  
W. WUNDT: Die Eisbilanzkurve und die Gliederung der Eiszeit.  
E. SCHÖNHALS: Über fossile Böden im nicht vereisten Gebiet.  
K. RICHTER: Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen im nördlichen Niedersachsen.  
R. GRAHMANN: Markkleeberg und andere gleichaltrige altpaläolithische Fundplätze.  
K. H. JACOB-FRIESEN: Neue paläolithische Funde in Niedersachsen.  
H. SCHWABEDISSEN: Das Magdalénien im nordwestdeutschen Flachlande.  
A. RUST: Über einige neue Erkenntnisse aus dem Leben des Jungpaläolithikers.  
G. ASMUS: Zur Stellung des Neandertalers in der Menschheitsgeschichte.  
H. WEINERT: Über die Funde riesiger Vormenschenformen in Südost-Asien.

Mit wenigen Ausnahmen sind die Vorträge in diesem Band abgedruckt worden. —

Die Quartärvereinigung beschloß, im Jahre 1949 keine eigene größere Tagung zu veranstalten, sondern sich nur an zwei kleineren regionalen Tagungen zu beteiligen, und zwar einer in Süddeutschland und einer in Norddeutschland. Dementsprechend wurde im Anschluß an die Versammlung des Oberrheinischen Geologischen Vereins (Freiburg 19./23. April 1949) am 24. und 25. April eine kurze Tagung in Lörrach mit Exkursionen in das Rheinterrassengebiet und ins Wiesetal veranstaltet, weiter vom 8.—11. 6. eine Tagung in Bad Zwischenahn bei Oldenburg, zusammen mit der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen. Die zuletzt genannte Tagung bot ein reiches Vortragsprogramm von teils mehr örtlicher, teils aber auch allgemeiner Bedeutung und gab Gelegenheit zu lehrreichen Exkursionen in die nordwestdeutsche Altmoränenlandschaft und in das Nordseemarschengebiet.

Im September 1950 wurde eine größere Quartärtagung veranstaltet, die in Verbindung mit der Hundertjahrfeier des Bayrischen Geologischen Landesamtes und der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in München stattfand. Über sie wird im nächsten Band berichtet werden.

## 2. Aufruf an die Mitglieder zur Gründung einer Quartär-Bücherei

Wie schon in mehreren Rundschreiben der Quartärvereinigung ausgeführt wurde, soll versucht werden, eine Bücherei zusammen zu bekommen, die möglichst die gesamte Quartärliteratur umfaßt. Einzelne Mitglieder haben dankenswerterweise bereits Bücher und Sonderdrucke hierfür zur Verfügung gestellt. Das ist aber bisher nur ein sehr bescheidener Anfang. Es ergeht daher nochmals an die Mitglieder der Aufruf, möglichst viel Bücher, Sonderdrucke usw. für die Bücherei zu stiften. Es sollte vor allem selbstverständliche Gepflogenheit aller Mitglieder sein, von allen ihren Arbeiten mindestens ein Exemplar der Quartär-Bücherei zur Verfügung zu stellen. Die Bücherei soll dazu dienen, den Mitgliedern bei ihren weiteren wissenschaftlichen Arbeiten zu helfen. Die Sammlung der Bücher erfolgt zunächst in Hannover.

Woldstedt.

### 3. Satzungen der „Deutschen Quartärvereinigung“

(beschlossen am 24. März 1948 in Hannover)

#### Name, Sitz und Geschäftsjahr der Vereinigung

##### § 1

Die Vereinigung führt den Namen: Deutsche Quartärvereinigung.

Die Vereinigung hat ihren Sitz in Hannover.

Das Geschäftsjahr ist das Kalenderjahr.

#### Zweck und Mittel

##### § 2

Die Vereinigung ist eine wissenschaftliche Vereinigung. Ihr Zweck ist die Förderung der Quartärforschung.

##### § 3

Mittel zur Erreichung dieses Zweckes sind Versammlungen, Lehrausflüge, Veröffentlichungen und Unterhaltung einer Bücherei.

#### Mitglieder

##### § 4

Die Vereinigung ernennt ordentliche und Ehrenmitglieder. Die Ernennung von ordentlichen Mitgliedern erfolgt durch den Vorstand aufgrund eines schriftlichen Vorschlages von zwei Mitgliedern. Die Ernennung von Ehrenmitgliedern erfolgt aufgrund gemeinsamen Vorschlages von Vorstand und Beirat durch die Hauptversammlung.

#### Rechte und Pflichten der Mitglieder

##### § 5

Die Mitglieder haben das Recht, an allen Veranstaltungen der Vereinigung teilzunehmen und ihre Einrichtungen zu benutzen. Jedes Mitglied hat das aktive Wahlrecht. Das passive Wahlrecht steht nur persönlichen Mitgliedern zu.

##### § 6

Jedes ordentliche Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag von mindestens DM 12.—. Änderungen des Jahresbeitrages werden von der Hauptversammlung mit einfacher Mehrheit beschlossen.

Jedes Mitglied erhält ein Exemplar der seit seinem Ernennungsjahr von der Vereinigung herausgegebenen periodischen Druckschriften.

#### Erlöschen der Mitgliedschaft

##### § 7

Die Mitgliedschaft erlischt mit dem Tode, durch freiwilliges Ausscheiden oder durch Ausschluß.

##### § 8

Der Ausschluß erfolgt auf gemeinsamen Beschluß von Vorstand und Beirat, wenn ein Mitglied das Ansehen der Vereinigung schädigt, ihren Zielen zuwiderhandelt oder wenn trotz mehrfacher Aufforderung der Mitgliedsbeitrag länger als ein Jahr rückständig geblieben ist.

#### Leitung der Vereinigung

##### a) Vorstand

##### § 9

Die Leitung der Vereinigung erfolgt durch den Vorstand, der die Vereinigung vertritt und die laufenden Geschäfte erledigt. Er setzt sich zusammen aus:

dem Vorsitzenden,  
einem stellvertretenden Vorsitzenden,  
zwei Schriftführern,  
dem Schatzmeister.

Vorstand im Sinne des § 26 B.G.B. sind der Vorsitzende und ein weiteres Vorstandsmitglied.

## § 10

Die Amtsdauer der Vorstandsmitglieder mit Ausnahme des Schatzmeisters ist auf 3 Jahre beschränkt. Jeder derselben kann erst 3 Jahre nach seinem Ausscheiden wieder in dasselbe Amt gewählt werden.

## b) Beirat

## § 11

Dem Vorstand steht ein Beirat zur Seite. Er besteht aus mindestens neun nicht dem Vorstand angehörenden Mitgliedern, von denen jährlich drei ausscheiden und dann drei Jahre lang in den Beirat nicht wieder wählbar sind.

**Wahl und Ergänzung des Vorstandes und Beirates**

## § 12

Die Wahl des Vorstandes und Beirates geschieht in der Hauptversammlung mit einfacher Mehrheit.

**Versammlungen**

## § 13

Die Veranstaltungen der Vereinigung sind:

- a) die Hauptversammlung,
- b) örtliche Zusammenkünfte.

## § 14

Die Hauptversammlung wird in der Regel alljährlich abgehalten. Eine Hauptversammlung ist außerdem durch den Vorstand und Beirat der Vereinigung einzu-berufen, sobald es diesem im Interesse der Vereinigung erforderlich erscheint, oder vom Vorstand, wenn 30 Mitglieder es schriftlich verlangen.

Die Hauptversammlung faßt ihre Beschlüsse durch einfache Stimmenmehrheit. Jede ordnungsgemäß einberufene Hauptversammlung ist beschlußfähig ohne Rücksicht auf die Zahl der anwesenden Mitglieder. Über die Verhandlungen der Hauptversammlung sowie der Beirats- und Vorstandssitzungen wird von den dazu bestimmten Schriftführern ein Protokoll geführt, in welches die Beschlüsse wörtlich aufzunehmen sind. Die Protokolle sind vorzulesen und bedürfen der Genehmigung der Versammlung bzw. des Beirates und Vorstandes.

**Zeitschrift**

## § 15

Die Vereinigung gibt eine Zeitschrift heraus. Diese enthält wissenschaftliche Originalaufsätze aus dem Gebiet der Quartärforschung.

**Satzungsänderung**

## § 16

Der Vorstand ist berechtigt, Änderungen der Satzung zu beschließen, wenn die zuständigen Behörden die Genehmigung der Vereinigung oder der Registerrichter die Eintragung in das Vereinsregister hiervon abhängig machen.

**Auflösung der Vereinigung**

## § 17

Die Vereinigung kann durch Beschluß einer Hauptversammlung aufgelöst werden. Der Auflösungsbeschluß bedarf der Mehrheit von  $\frac{3}{4}$  der erschienenen Mitglieder; stimmen mehr als 30 Mitglieder dagegen, so gilt er als abgelehnt. Bei Auflösung entscheidet die Hauptversammlung über die Verwendung des Eigentumes der Vereinigung.

## 4. Zusammensetzung von Vorstand und Beirat der Deutschen Quartärvereinigung im Jahre 1950

(auf Grund der Wahlen in München, September 1950)

### Vorstand:

C. TROLL - Bonn	1. Vorsitzender
P. WOLDSTEDT - Hannover	2. Vorsitzender
H. POSER - Braunschweig	1. Schriftführer
R. GRAHMANN - Bielefeld	2. Schriftführer
K. RICHTER - Hannover	Kassenwart

### Beirat:

Nach den Satzungen scheiden alle 3 Jahre je 3 Mitglieder des Beirates aus. Da alle Beiratsmitglieder bisher 3 Jahre im Amt sind, wurden die Ausscheidenden durch das Los bestimmt. Das Los traf: F. BERCKHEMER, K. GRIPP und M. PFANNENSTIEL. An ihre Stelle wurden gewählt: H. GALLWITZ, F. WEIDENBACH und O. WITTMANN. Der Beirat setzt sich also jetzt aus folgenden Mitgliedern zusammen:

F. DEWERS - Bremen  
 EDITH EBERS - München  
 F. FIRBAS - Göttingen  
 H. GALLWITZ - Halle/Saale  
 K. H. JACOB-FRIESEN - Hannover  
 F. KLUTE - Mainz  
 A. STEEGER - Krefeld  
 F. WEIDENBACH - Stuttgart  
 O. WITTMANN - Lörrach

## C. Buchbesprechungen

**WALTHER ADRIAN: Die Frage der norddeutschen Eolithen.** — Veröffentlichung d. Altertumskomm. im Provinz.-Inst. für westfälische Landes- und Volkskunde. 243 S. mit 103 Abb. Verlag Ferd. Schöningh, Paderborn 1948.

In einem Aufschluß an der Hasequelle (Krs. Osnabrück) sind, teils vom Verf., teils von anderen Sammlern, in Vorschüttungsanden und -kiesen der Saalevereisung etwa 500 artefaktähnliche Flintstücke gefunden worden. Diese Fundmasse, die sich mit Leichtigkeit zur Aufstellung einer neuen „paläolithischen Kultur“ geeignet hätte, nimmt der Verf. zum Anlaß, um das Problem der natürlichen Entstehung von artefaktähnlichen Flinten und damit das Problem der vielumstrittenen „Eolithen“ von Grund auf zu untersuchen.

Möglichkeiten der natürlichen Entstehung von Eolithen sind in der Natur zahlreich vorhanden. Frost- und Hitzewirkung, Wagen und Ackergeräte können artefaktartige Stücke schaffen. Am häufigsten aber werden sie in alten Gletscherablagerungen, d. h. in Grundmoränen und Schmelzwasserkiesen gefunden. Der an der Unterfläche des Gletschers herrschende Druck, der hier mit Differentialbewegungen kombiniert ist, hat offenbar in stärkstem Maße artefaktähnliche Formen hervorgebracht. Diese werden vom Verf. in ihrer Formentstehung auf Grund der natürlichen Eigenschaften des Feuersteins, insbesondere seiner konzentrischen Struktur, im einzelnen untersucht. Es ergibt sich eine Reihe von Merkmalen für die natürlichen Abspisse, die diese mit recht großer Sicherheit von den künstlichen, d. h. den echten Artefakten, unterscheiden lassen.

Was schon aus allgemeinen Überlegungen wahrscheinlich ist, daß nämlich die ungeheure Menge der aus Kiesgruben beschriebenen „Artefakte“ solche nicht sein können, weil sie eine unvorstellbar dichte Bevölkerung voraussetzen würden, das ergibt sich aus den sorgfältigen Untersuchungen des Verf.'s mit aller Sicherheit: die überwältigende Menge der Kiesgrubenfunde ist natürlicher Entstehung und stellt keine vom Menschen geschaffenen Werkzeuge dar.

Das Paläolithikum des Norddeutschen Flachlandes ist durch diese Feststellungen ärmer geworden. So manche schöne „Kultur“ verschwindet. Aber das ist kein Nachteil. Umso klarer heben sich die wirklichen Kulturen heraus, und umso sicherere Folgerungen lassen sich aus ihnen aufbauen.

Die Adrian'schen Untersuchungen geben mit ihren zahlreichen guten Abbildungen und den für die natürlichen Abspisse herausgearbeiteten Merkmalen nunmehr eine Grundlage, mit denen sich alle künftigen Entdecker neuer „Kulturen“ in Norddeutschland auseinandersetzen haben. So sind wir dem Verf. für diese seine mühevollen Untersuchungen zu größtem Dank verpflichtet. Dem Buch ist weiteste Verbreitung besonders in den Kreisen zu wünschen, die sich mit dem Sammeln altpaläolithischer Artefakte befassen.

P. Woldstedt.

**Hallesches Jahrbuch für Mitteldeutsche Erdgeschichte,** herausgegeben von Hans GALLWITZ. Erster Band, Lief. 1. Verlag von Wilhelm Knapp, Halle/Saale, 1949, Preis DM 5.80.

Da alle lokalen geologischen Schriftenreihen des östlichen Mitteldeutschland z. Zt. nicht erscheinen, ist es besonders erfreulich, daß der Herausgeber mit dieser Veröffentlichung die Tradition des „Jahrbuchs des Halleschen Verbandes für die Erforschung mitteldeutscher Bodenschätze und ihrer Verwertung“ fortzusetzen sucht. Die erste Lieferung enthält u. a. auch zwei für die Quartärforschung beachtenswerte Beiträge:

WEBER, Hans: „Thüringen und die Strukturlandschaft im Staate Minas Geraes“. Der Verf. sucht die Terminologie v. FREYBERGS mit der seinigen in Übereinstimmung zu bringen und kommt zu dem Schluß, daß die Untersuchungen von Minas Geraes „die Vertreter der Strukturlandschaft in ihrer Beurteilung der Morphologie Thüringens nur bestärken“.

HAASE, Ernst: „Die Anwendung der Schwermineralanalyse zur Altersbestimmung von Diluvialablagerungen“. Die Arbeit beschränkt sich auf einige allgemein gehaltene Angaben, die durch lokale Untersuchungen bei Halle/Saale veranlaßt sind. Selbst aus dieser lokalen Perspektive dürfte es nach Ansicht des Ref. fraglich sein, ob die Unterscheidung Tertiär-Diluvium auf der Basis größerer Mengen von Granat, Hornblende und Epidot immer stichhaltig ist. Das lange Elster-Saale-Interglazial könnte auch bei Halle lokal die obengenannten Mineralien bis auf Epidot vernichtet haben, wie das

im westlicheren Norddeutschland stellenweise der Fall ist. So bliebe nur ein evtl. verschiedener Habitus der Epidote als Unterscheidungsmerkmal zwischen Tertiär und Diluvium übrig. Sehr beachtlich scheint dagegen der Versuch, die elstereiszeitlichen Ablagerungen von den jüngeren (beim Verf. speziell der saaleeiszeitlichen) durch den in ersteren höheren Gehalt an Alkaliamphibolen zu unterscheiden. Speziell bei Geschiebemergeln dürfte dieses Verfahren sehr aussichtsreich sein. Allerdings wird auch die Elstereiszeit nach Ansicht des Ref. verschieden beheimatete Gletschervorstöße aufweisen, die nicht alle mit dieser Methode erfaßt werden. Verfasser befürwortet die gleichzeitige Ermittlung des in letzter Zeit oft vernachlässigten Flintkoeffizienten.

Konrad Richter.

HUNDT, Rudolf: **Erdfalltektonik**. W. Knapp, Halle/Saale, 1950, 145 S., 136 Abb., Preis DM 16.—

Das mit guten, zum großen Teil eigenen Photos des Verfassers ausgestattete Buch verarbeitet eine Fülle von Schrifttum und gibt einen schönen Überblick über regionale Verbreitung und erdgeschichtliche Bedeutung von Erdfällen in Deutschland. Ein deutlicheres Eingehen auf die erdfalltektonische Deutung nordwestdeutscher Seen, sowie ein Versuch der Herausarbeitung erdfallreicher und erdfallarmer Zeitabschnitte wären sicher vielen Lesern erwünscht gewesen.

K. Richter.

### Mitarbeiter dieses Bandes:

Dr. GISELA ASMUS, Hannover, Hildesheimer Str. 1 A. — Prof. Dr. JULIUS BÜDEL, Göttingen, Geograph. Inst. d. Univ., Herzberger Landstr. 2. — Prof. Dr. F. FIRBAS, Göttingen, Botan. Anstalt. d. Univ., Wilhelm Weber-Str. 2. — Dr. RUDOLF GRAHMANN, Bielefeld, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Ravensberger Str. 48. — Prof. Dr. KARL GRIPP, Kiel, Geolog. Institut d. Univ., Hohenbergstr. 2. — Dr. HUGO GROSS, Bamberg, Domplatz 7. — Dr. HENNING ILLIES, Hamburg, Geol. Staatsinst., Esplanade 1 b. — Prof. Dr. HANS POSER, Braunschweig, Geograph. Inst. d. Techn. Hochschule, Geysostr. — Dr. U. REIN, Krefeld, Amt für Bodenforschung, Westwall 124. — Prof. Dr. KONRAD RICHTER, Hannover, Amt für Bodenforschung, Am Kleinen Felde 12. — W. SELLE, Braunschweig-Riddagshausen, Am Kreuzteich 6. — Dr. INGO SCHAEFER, München, Bayr. Geol. Landesamt, Prinzregentenstr. 26. — Dr. ERNST SCHÖNHALS, Wiesbaden, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Parkstr. 28. — Dr. HERMANN SCHWABEDISSEN, Schleswig, Museum vorgeschichtlicher Altertümer, Schloß Gottorp. — Prof. Dr. PAUL W. THOMSON, Krefeld, Amt für Bodenforschung, Westwall 124. — Prof. Dr. HANS WEINERT, Kiel, Anthropol. Institut der Univ., Franckestr. 13. — Dr. DANIEL WIRTZ, Hamburg, Geol. Staatsinstitut, Esplanade 1 b. — Prof. Dr. PAUL WOLDSTEDT, Hannover, Amt für Bodenforschung, Am Kleinen Felde 12. — Prof. Dr. W. WUNDT, Freiburg/Br., Schubertstr. 5



**Im Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung  
Ferdinand Rau, Öhringen**

sind erschienen:

**„Aus der Heimat“**

*Naturwissenschaftliche Monatsschrift des Deutschen Naturkundevereins*

Herausgegeben von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner  
Bezugspreis vierteljährlich 3.— DM zuzüglich Zustellgebühr.  
Erscheint im 59. Jahrgang seit 1. Januar 1950 wieder!

**Neue Leserurteile:**

- ... die beste aller naturwissenschaftlichen Zeitschriften. K. Kr. i. P.  
... die unbestritten die beste auf naturwissenschaftlichem Gebiet ist, wie ich als Biologe und Naturfreund glaube beurteilen zu können. G. W. i. W.  
... Gerade in der heutigen Zeit brauchen wir so etwas. F. H. i. Th.

**Bitte Prospekte oder Probehefte zu verlangen!**

**Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte  
mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands, 2. vermehrte Auflage  
von Dr. GEORG WAGNER**

a. o. Professor für allgemeine und angewandte Geologie an der  
Universität Tübingen.

664 Seiten Text mit 565 Abbildungen und 23 Fossiltafeln, sowie 419 Licht-  
bilder auf 200 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18 x 25 cm,  
Gewicht 1700 Gramm, Rohleinenband 36 DM.

... Das Werk darf als das gegenwärtig beste Einführungsbuch in die Erd- und  
Landschaftsgeschichte bezeichnet werden. Bayerische Lehrerzeitung.

**Rund um Hochifen und Gottesackergebiet**

**Eine Einführung in das Werden und Vergehen einer Alpenlandschaft von Georg Wagner**  
116 Seiten, 41 Karten u. Schnitte im Text u. 141 Lichtbilder auf 80 Tafeln, Leinwand DM. 8,75

... Ich wüßte keine Neuerscheinung der letzten Jahre auf heimatkundlichem Ge-  
biete, die mich in der Menge ihrer neuen Ergebnisse tiefer beeindruckt und auch  
methodisch besser belehrt hätte, als der auch ausstattungsmäßig und drucktech-  
nisch prächtige Leinenband Wagners. Vorarlberger Volksblatt, 24. 3. 51.

**Martin Schmidt: Die Lebewelt unserer Trias**

461 Seiten Lexikon-Format, mit 3 Tabellen und über 2300 Zeichnungen  
des Verfassers. — In Ganzleinen gebunden DM 11,70. Nachtrag. 144 Seiten  
mit vielen Zeichnungen des Verfassers. DM 5.—

**„Das klassische Werk der deutschen Trias“**

**Tübinger geographische und geologische Abhandlungen**

Herausgegeben von E. Hennig, C. Uhlig und G. Wagner.  
Bisher erschienen 32 Hefte. Über die noch lieferbaren bitte Liste zu verlangen.

431335