Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHONHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

EINUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 55 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 4 TAFELN

1970
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart	*Band* **21**	*Seite 1-216*	*Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970*

Deutsche Quartärvereinigung

3 Hannover-Buchholz,
Alfred-Bentz-Haus
Postscheckkonto Hannover 453 03
oder Bankkonto: Deutsche Bank Hannover Kto.-Nr. 56/06561

Vorstand

1. Vorsitzender :	B. Frenzel, 7 Stuttgart-Hohenheim, Kirchner Straße 5
2. Vorsitzender :	A. Semmel, 6 Frankfurt/M., Senckenberganlage 36
1. Schriftführer :	K. H. Pfeffer, 6 Frankfurt/M., Senckenberganlage 36
2. Schriftführer :	H. J. Müller-Beck, 74 Tübingen, Schloß
Schriftleiter des Jahrbuches :	E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstraße 23 R. Huckriede, 355 Marburg, Deutschhausstraße 10
Schatzmeister :	H. Schneekloth, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus
Archivar :	L. Benda, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus

Beirat

G. von der Brelie, Krefeld
H. Graul, Heidelberg
R. Hantke, Zürich
V. Ložek, Prag
G. C. Maarleveld, Ede
H. Mensching, Hannover
K. Picard, Kiel
R. Schütrumpf, Köln
H. Schwabedissen, Köln

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 30.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 15.— DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der obengenannten Konten zu überweisen.

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

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

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

EINUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 55 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 4 TAFELN

1970
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart	*Band* **21**	*Seite 1-216*	*Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970*

Schriftleitung dieses Bandes: E. Schönhals u. R. Huckriede
Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich
Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf KG., Öhringen

INHALT

A. Aufsätze

Seite

MENKE, B.:
Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein . . . . . 5— 21

FILZER P. u. SCHEUENPFLUG, L.:
Ein frühpleistozänes Pollenprofil aus dem nördlichen Alpenvorland . . . 22— 32

SINDOWSKI, K.-H.:
Das Quartär im Untergrund der Deutschen Bucht (Nordsee) . . . . . 33— 46

STÄBLEIN, G.:
Untersuchung der Auftauschicht über Dauerfrost in Spitzbergen . . . 47— 57

ZIENERT, A.:
Würm-Rückzugsstadien vom Schwarzwald bis zur Hohen Tatra . . . 58— 70

HANTKE, R.:
Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite 71— 80

ROHDENBURG, H.:
Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten . . . . . 81— 96

HESEMANN, J.:
Versuch einer neuen Pleistozän-Gliederung . . . . . 97—107

LESER, H.:
Die fossilen Böden im Lößprofil Wallertheim (Rheinhessisches Tafel- und Hügelland) . . . . . 108—121

BRONGER, A.:
Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lößprofile und ihre paläoklimatische Auswertung . . . . . 122—144

VOSS, F.:
Kaltzeitliche Ablagerungen im Hochland von Angola . . . . . 145—160

WINTER, K.-P.:
Untere Mittelterrasse und Krefelder Mittelterrasse im Südteil der Niederrheinischen Bucht . . . . . 161—172

B. Mitteilungen Seite

MÖRNER, N.-A.:

Comparison between Late Weichselian and Late Wisconsin ice marginal changes . . . . . 173—176

ERLENKEUSER, H., STRAKA, H. u. WILLKOMM, H.:

Neue C^{14}-Datierungen zum Alter der Eifelmaare . . . . . 177—181

C. Berichte – Tagungen

MENKE, B.:

Die 15. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 23. 9.—2. 10. 1970 in Kiel . . . . . 182—197

D. Buchbesprechungen . . . . . 198—208

E. Nachrufe . . . . . 211—216

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 5-21	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

A. Aufsätze

Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein

Von Burchard Menke, Kiel

Mit 3 Abbildungen und 4 Tafeln

Zusammenfassung. An Hand eines Überblicks über den derzeitigen Stand der pollenanalytischen Arbeiten in Schleswig-Holstein werden Ergebnisse und Probleme der Pleistozänstratigraphie erörtert.

Jungpleistozän. Neue Arbeiten über das Eem ermöglichen zusammen mit älteren Untersuchungen einen Überblick über die eemzeitliche Vegetations- und Standortsentwicklung. Untersuchungen an Ablagerungen aus dem Weichsel-Frühglazial werfen die Frage auf, ob das „Roedebaek-Interstadial" in Schleswig-Holstein nachweisbar ist. An Hand des Profils „Keller I" und weiterer Untersuchungen wird der Verlauf des Weichsel-Frühglazials diskutiert. Die Stratigraphie des Weichsel-Spätglazials wird am Beispiel weichselspätglazialer Decksande aus Lieth erörtert.

Mittelpleistozän. Neue Untersuchungen an marinen Ablagerungen der Holstein-Warmzeit liegen aus Fahrenhorst vor. Die Regression des Holstein-Meeres erfolgte überraschend früh. Eine jüngere Kaltzeit wurde als Mehlbeck-Kaltzeit, eine jüngere Warmzeit als Wacken-Warmzeit bezeichnet. Sie können zusammen mit der Holstein-Warmzeit in einer „Muldsberg-Serie" zusammengefaßt werden, die sich pollenfloristisch kennzeichnen läßt.

Altpleistozän. Das älteste Pleistozän („Lieth-Serie") umfaßt bisher wenigstens fünf Kalt- und Warmzeiten. Es ist noch nicht gelungen, die Serie an das Mittelpleistozän anzuschließen. Die Konnektierung mit dem niederländischen Altpleistozän (Tegelen, Waal) wird diskutiert.

Pliozän-Pleistozän-Grenze. Die Vegetationsentwicklung vollzog sich im Übergang vom Pliozän zum Pleistozän in Lieth und Oldenswort gleitender als es nach bisherigen Untersuchungen, vor allem aus den Niederlanden, erwartet werden konnte. Eine neue Festlegung der pollenfloristischen Pliozän-Pleistozän-Grenze für das nördliche Mitteleuropa wird diskutiert.

Summary. By means of a survey over the actual position of the palynological investigations in Schleswig-Holstein (NW-Germany), results and problems of the Pleistocene Stratigraphy are discussed.

Late Pleistocene. New investigations in the Eemian, in harmony with earlier investigations, make possible to give a survey over the history of the vegetation and the ecology of the Eemian. Investigations in deposits of the Early Weichselian make the proof of the "Roedebaek Interstadial" in Schleswig-Holstein doubtful. By means of investigations in the bore hole "Keller I", and additional investigations, the course of the development of the Early Weichselian is discussed. To demonstrate the stratigraphy of the Late Weichselian, cover sands of Lieth (Elmshorn) are taken for an model.

Middle Pleistocene. New investigations in marine sediments of the Holstein Interglacial are in hand (Fahrenhorst). The regression of the "Holstein Sea" occurred surprisingly early. A younger cold stage was called "Mehlbeck Kaltzeit", a younger warm stage was called "Wacken Warmzeit". The Holsteinian, Mehlbeck Kaltzeit and Wacken Warmzeit might be united in a "Muldsberg Series".

Early Pleistocene. The Early Pleistocene of Lieth (Elmshorn) comprehends at least five cold and five warm stages. As yet, the author was not successful in connecting this "Lieth Series" with the Middle Pleistocene. The connexion of this series with the Dutch Early Pleistocene (Tiglian, Waalian) is a matter of discussion.

Border of Pliocene and Pleistocene. The development of the vegetation in the transition from the Pliocene to the Pleistocene (Lieth, Oldenswort) was proved to be more fluently than it was expected on the base of former investigations, especially in Netherlands. A new fixation of the pollen floristic border line between the Pliocene and the Pleistocene for the district of NW Germany is a matter of discussion.

1. Einleitung

Vor einer endgültigen begrifflichen Klärung der quartärstratigraphischen Einheiten muß die kritische Inventur stehen. Sie ist selbst im gut durchforschten Europa noch bei weitem nicht abgeschlossen. Viele Fundpunkte bedürfen außerdem einer Neubearbeitung. Es dürfte zweckmäßig sein, die Arbeit vor allem auf kleine und ausgewählte Gebiete zu konzentrieren. Während bei großräumiger Betrachtung die Quartärstratigraphie i. w. nur auf Klimaschwankungen gegründet werden kann, lassen sich in kleinen Gebieten viel eher unmittelbar zugängliche Kriterien als Grundlage verwenden, z. B. Besonderheiten in der Vegetationsentwicklung. Die Erfahrung hat gezeigt, daß eine Konnektierung isolierter und weit voneinander entfernter Funde auf pollenfloristischer Grundlage vielfach nicht befriedigend möglich ist, da die Vegetationsentwicklung ein komplexer Vorgang ist, dessen charakteristische Merkmale meist nur eine regionale Gültigkeit haben. Deshalb muß die Erarbeitung einer möglichst vollständigen Quartärstratigraphie in kleinen Gebieten angestrebt werden. Im folgenden soll kurz über den derzeitigen Stand der Pleistozänstratigraphie in Schleswig-Holstein auf pollenanalytischer Grundlage berichtet werden.

2. Jungpleistozän

In den letzten Jahren sind vor allem bei Baugrund-Untersuchungen und im Rahmen der geologischen Landesaufnahme zahlreiche neue Eem-Vorkommen entdeckt worden. Die eemzeitliche Vegetationsgeschichte ist heute für Schleswig-Holstein gut bekannt. Offen sind vor allem landschaftsgeschichtliche Fragen, die z. B. die Verbreitung der eemzeitlichen Gewässer und das eemzeitliche Entwässerungsnetz betreffen.

Das der Eem-Warmzeit vorausgegangene Saale-Spätglazial hat sich an mehreren Stellen nachweisen lassen. Die früheren Befunde aus Brokenlande (Menke & Ross 1967) scheinen sich weiterhin zu bestätigen: Vegetationsgeschichtlich war das Saale-Spätglazial in Schleswig-Holstein anscheinend nur eine kurze Übergangsphase, in der sich Klimaschwankungen bisher nicht nachweisen ließen. Dadurch unterscheidet sich das Saale-Spätglazial trotz großer floristischer Ähnlichkeiten mit dem Weichsel-Spätglazial grundlegend von diesem.

Die Grenze zwischen dem Saale-Spätglazial und der Eem-Warmzeit wird nach vegetationsgeschichtlichen Gesichtspunkten am besten an den Beginn der endgültigen Bewaldung gelegt, die sich in den Pollendiagrammen vor allem in einem Anstieg der Beteiligung des *Betula*-Pollens und einem Verschwinden besonders heliophiler Sippen der Bodenflora bzw. Strauchschicht ausprägt. Man kann natürlich nicht erwarten, daß der Beginn der Bewaldung für ganz Mitteleuropa eine zeitgleiche Marke ist, aber der Übergang von der offenen Vegetation zum Wald ist ein äußerst markanter Einschnitt in die Landschaftsentwicklung, da mit der Bewaldung eine weitgehende Festlegung des Substrats verbunden ist.

In den eemzeitlichen Ablagerungen sind die ältesten Zonen im allgemeinen nur schwach vertreten. Oftmals sind in diesen Bereichen auch Schichtlücken und sonstige Störungen vorhanden. Die hauptsächliche Sedimentation begann in der Regel erst in der frühen Eichen-Mischwald-Zeit, genauer gesagt, im Laufe der Eichen-Kiefern-Zeit oder zu Beginn der Eichen-Hasel-Zeit. Damit werden auch frühere Befunde (vo n der Brelie 1955) bestätigt.

Der Vegetationscharakter war im Optimum der Eem-Warmzeit der Laubwaldcharakter eines sommerfeuchten, ozeanischen Gebietes. Es folgten so zahlreiche waldgeschichtliche Ereignisse so eng aufeinander, daß wohl zu keiner Zeit ein stabiler Zustand erreicht wurde.

Die Vegetationsentwicklung läßt nicht nur stratigraphische Schlußfolgerungen zu, sondern beansprucht auch landschaftsgeschichtliches Interesse. Außer der klimatischen Entwick-

lung kommt in den Pollendiagrammen z. B. sehr klar die Entwicklung des Trophiezustandes der Böden zum Ausdruck. In der älteren Hälfte der Eem-Warmzeit waren vor allem Sippen verbreitet, die stark versauerte Böden meiden. Im Laufe der Hainbuchen-Fichten-Zeit breiteten sich dagegen zunehmend Sippen aus, die ihre Hauptverbreitung auf mehr oder minder versauerten Böden haben. Gegen Ende der Hainbuchen-Fichten-Zeit gingen die Moore meist in einen hochmoorartigen Zustand über. Für die Existenz ausgedehnter Hochmoore gibt es bisher allerdings keine Anhaltspunkte. Gleichzeitig mit dieser zunehmenden Oligotrophierung der Böden, die auch aus Dänemark beschrieben wurde (ANDERSEN 1964, 1969), erfolgte wohl eine Podsolierung (DÜCKER & MENKE 1970).

Die Ausbreitung der Fichte hat zweifellos die Auswaschung der Böden gefördert, jedoch traten auch schon vor der Fichten-Ausbreitung deutliche Oligotrophierungen ein, so in einem kleinen See bei Mönkloh (Westholstein). Dort wurde die mehr oder minder eutraphente Wasserpflanzenvegetation, die hauptsächlich aus Seerosen, darunter *Brasenia*, bestand, bereits in der Linden-Eiben-Zeit (IVb) vom oligotraphenten *Isoetes* abgelöst. Gleichzeitig bildete sich offenbar ein dystropher Moorgürtel (unveröff.). Am Ende der Eem-Warmzeit war *Isoetes* eine der herrschenden Wasserpflanzen.

Die eemzeitlichen Seen weisen freilich keine einheitliche Entwicklung ihres Trophiezustandes auf. In den größeren Seen führen die Sedimente häufig bis in den obersten Teil der Ablagerungen einen deutlichen Kalkgehalt.

In Schleswig-Holstein lassen sich im großen und ganzen drei Gruppen eemzeitlicher Ablagerungen unterscheiden:

1) Marine und perimarine Ablagerungen (VON DER BRELIE 1954, GRIPP 1964). Eine umfassende Neubearbeitung ist vor allem im Hinblick auf Vergleichsmöglichkeiten mit dem Küstenholozän dringend notwendig. Im Gegensatz zu der Transgression der holozänen Nordsee verlief die Transgression des Eem-Meeres anscheinend monozyklisch.

2) Ablagerungen in ehemals tieferen Seen. Das Liegende besteht häufig aus saalezeitlichem Beckenton (MENKE & ROSS 1967). Diese eemzeitlichen Seen haben die Warmzeit häufig überdauert ohne ganz verlandet zu sein. Sie sind so verbreitet, daß man sich die eemzeitliche Landschaft Schleswig-Holsteins als ausgesprochen seenreich vorstellen muß.

3) Limnische und semiterrestrische Ablagerungen in kleinen bis kleinsten Hohlformen. Die eemzeitliche Folge setzt meist ebenfalls mit limnischen Ablagerungen ein, dann verlandeten die Gewässer aber meist bald, und es bildete sich Torf. Ablagerungen dieses Typs sind auf den saalezeitlichen Hochflächen anscheinend massenhaft vorhanden. Ein Beispiel gibt das Profil Keller (Tafel I).

Die Grenze zwischen der Eem-Warmzeit und der Weichsel-Kaltzeit legt man zweckmäßig an den Beginn einer Entwaldung der Mineralböden. Im Pollendiagramm prägt sich diese vor allem in einem Anstieg der Pollenanteile lichtbedürftiger Sippen der Bodenflora aus, soweit diese nicht der Moorvegetation angehören. Vor allem ist hier *Artemisia* zu nennen. Auch landschaftsgeschichtlich ist die Entwaldung von sehr großer Bedeutung: Unter einer Waldbedeckung wird die Landoberfläche weitgehend konserviert. Mit dem Beginn der Entwaldung wird der Boden jedoch in großem Umfang zur Umlagerung durch Wasser und Wind freigegeben.

Im Weichsel-Frühglazial lassen sich mehrere größere Klimaschwankungen nachweisen. Pollenanalytische Untersuchungen an Vorkommen, in denen das Weichsel-Frühglazial vom Eem unterlagert wird, sind in Schleswig-Holstein aus Odderade (AVERDIECK 1967), Geesthacht und Loopstedt (SCHÜTRUMPF 1967) veröffentlicht worden. Neue Untersuchungen liegen aus Keller (Tafel I und II), Bimöhlen und Mönkloh (unveröff.)

vor. Weitere Fundstellen sind bekannt. Dazu kommt im benachbarten Niedersachsen das von SELLE (1965) und SCHNEEKLOTH (1966) bearbeitete Vorkommen von Oerel.

In allen Fällen, besonders im Vorkommen von Keller, in dem größere Schichtlücken sehr unwahrscheinlich sind, hat die Vegetation des ersten, zumindest des ersten deutlichen Interstadials, einen ausgesprochenen Brørup-Charakter mit einer sehr deutlichen Birken-Phase am Anfang und einer nachfolgenden langen Kiefern-Phase mit Fichte, Lärche und vielleicht etwas Erle. Dieses Interstadial („Loopstedt-Interstadial", DÜCKER 1967) muß zweifellos mit dem dänischen Brørup-Interstadial (ANDERSEN 1961) konnektiert werden. Ein jüngeres Interstadial von sehr ähnlichem Vegetationscharakter ist in Odderade (AVERDIECK 1967) und in Oerel (SELLE 1965, SCHNEEKLOTH 1966) nachgewiesen worden (Odderade-Interstadial, AVERDIECK 1967; Nordhastedt-Interstadial, DÜCKER 1967).

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse auch in den Niederlanden (ZAGWIJN 1961), nur ist dort entsprechend der südwestlicheren Lage die Beteiligung thermophiler Sippen etwas größer. Abweichende Befunde liegen aus Dänemark (ANDERSEN 1961) vor. Dort wurde dem Brørup-Interstadial ein älteres Roedebaek-Interstadial vorangestellt, das ANDERSEN (1961) aufgrund seiner Ansicht nach zeitweilig geringerer Fremdpollen-Beeinflussung und größerer Wasserpflanzen-Beteiligung aufstellte. Über den stratigraphischen Wert des ersten Merkmals kann man geteilter Meinung sein. Über den stratigraphischen Wert von Wasserpflanzen äußerte sich IVERSEN (1964) so: „The occurrence of waterplants is so local that they cannot be used to define zone borders in the pollen diagrams." Dazu kommt, daß die in Dänemark nachgewiesenen Wasserpflanzen z. T. sogar in der heutigen Arktis auftreten (KNAPP 1965). In Schleswig-Holstein hat AVERDIECK (1967) das Roedebaek-Interstadial in Odderade vermutet. SCHNEEKLOTH (1966) gab jedoch zu bedenken, daß dieser und der folgende Abschnitt auch in den Anfang des Brørup-Interstadials gestellt werden können. Es kommt hinzu, daß diese Abschnitte nur in einem Profil (Odderade 5) nachgewiesen worden sind und sie sich auch nicht sicher bis in die Schichtfolge der Sandgrube Odderade (DÜCKER & HUMMEL 1967) verfolgen ließen.

Wenn man die Vegetationsentwicklung in den einzelnen Vorkommen vergleicht, so steht nach Ansicht des Verf. einer Konnektierung des niederländischen Ammersfoort-Interstadials mit dem Brørup-Interstadial und des niederländischen Brørup-Interstadials mit dem Odderade-Interstadial nichts im Wege. WIJMSTRA (1969) konnte in Mazedonien allerdings zwei große weichsel-frühglaziale Interstadiale nachweisen, denen anscheinend ein viel schwächeres vorausging, das aber nur durch zwei oder drei Proben und in einem Diagramm belegt worden ist. Abgesehen davon, daß man zum Nachweis dieses ältesten Interstadials wenigstens ein weiteres Diagramm wünschen würde, müßte außer den beiden von WIJMSTRA diskutierten Konnektierungsmöglichkeiten wohl wenigstens noch eine dritte diskutiert werden. Selbst im gut bekannten Weichsel-Frühglazial sind offenbar noch nicht alle Probleme gelöst.

Im ersten weichselfrühglazialen Stadial, also dem Abschnitt zwischen Eem und Brørup-Interstadial, waren die lokalen Wasserstände im allgemeinen wieder hoch. Die eemzeitlichen Torfe werden meist von Mudden bedeckt. Bodenumlagerungen erreichten ein erhebliches Ausmaß. Anscheinend stand dieses Stadial in Schleswig-Holstein noch unter einem mehr oder minder ozeanischen Klima. In der Vegetation spielten dystraphente Sippen eine große Rolle. Im Brørup-Interstadial wuchsen über den Mudden meist erneut *Sphagnum*-Moore auf. Auch im Brørup-Interstadial sind Pflanzensippen ozeanischer Verbreitung nachgewiesen worden.

Als charakteristisch ist bisher eine angeblich starke Verbreitung von *Frangula* angegeben worden. Nach den neuen Untersuchungen handelt es sich aber offenbar nicht um *Frangula*, sondern sehr wahrscheinlich um eine *Ericales*-Sippe. Der gleiche Pollentyp tritt in den rezenten Gattungen *Blaeria* und *Bruckenthalia* auf (*Blaeria*-Typ, Tafel II, vgl. ferner Tafel III und IV). Dieser Pollen scheint bevorzugt am Übergang von einem Niedermoor zu einem *Ericales-Sphagnum*-Moor auf-

zutreten. Er wurde früher schon in mittelpleistozänen Ablagerungen (Typ 1615, MENKE 1968) und neuerdings in altpleistozänen Ablagerungen („*Rhamnaceae*-Typ", MENKE 1969a) gefunden. Offenbar ist dieser Pollen im Pleistozän weit verbreitet. Auch in eemzeitlichen Ablagerungen tritt er vereinzelt auf.

Im zweiten Stadial (Zone FW III, Tafel II) herrschten wiederum Muddebildung und Bodenumlagerungen. Die Beteiligung typisch kaltzeitlicher Sippen (z. B. *Selaginella selaginoides, Helianthemum, Astragalus*-Typ) scheint größer gewesen zu sein als im ersten. Nach DÜCKER (1967) traten in diesem Stadial in Schleswig-Holstein erstmals Frostkontraktionen auf.

Das folgende Odderade-Interstadial ist in organogener Fazies in Schleswig-Holstein bisher nur in Odderade (AVERDIECK 1967) nachgewiesen worden. Auch in diesem Interstadial bildeten sich *Sphagnum*-Moore.

Die eem- und weichselfrühglazialen Ablagerungen werden meist von lehmigem Solifluktionsmaterial bedeckt. Überraschend ist seine geringe Mächtigkeit. Deckschichten von zwei bis vier Meter Mächtigkeit sind häufig, wesentlich mächtigere Deckschichten sind selbst in den Niederungen selten.

Über den Verlauf des Weichsel-Hochglazials liegen aus Schleswig-Holstein erst wenige Informationen vor. Es gibt anscheinend kaum Ablagerungen, die sich für pollenanalytische Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen eignen. Die bisherigen Radiocarbon-Datierungen aus dem Weichsel-Früh- und Weichsel-Hochglazial sind noch so wenig zuverlässig, daß eine Stratigraphie, die sich nur auf sie stützt, mit großen Unsicherheiten behaftet ist. Wahrscheinlich liegt dies in erster Linie an den großen und unübersichtlichen Fehlerquellen im Material (VOGEL & ZAGWIJN 1967). Er-

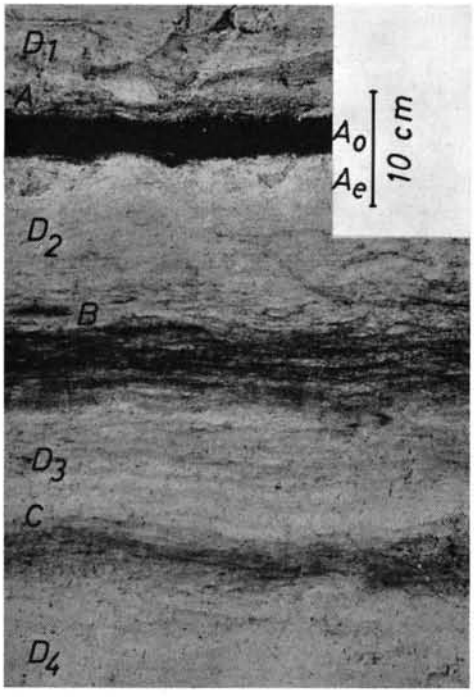


Abb. 1. Gliederung der weichsel-spätglazialen Decksande in Lieth. A = Alleröd-Interstadial; B = Bölling-Interstadial (?); C = Meiendorf-Intervall. D_1, D_2 = Jüngerer Decksand, D_3, D_4 = Älterer Decksand.

innert sei in diesem Zusammenhang auch an eine Datierung altpleistozäner Hölzer aus Lieth (Dücker & Menke 1968, Menke 1969) auf etwa 30 000 Jahre (Lüttig, Menke & Schneekloth 1967).

Den Abschluß der weichsel-kaltzeitlichen periglazialen Serie bilden in den Altmoränengebieten Schleswig-Holsteins auf weiten Flächen wiederum Decksande. „Älterer" Decksand wurde von Dücker & Maarleveld (1958) erstmals für Schleswig-Holstein in Lieth (Elmshorn) nachgewiesen. Er liegt hier parallelgeschichtet über Fließerden, die gegen den Decksand mit einer windkanterführenden Steinsohle abschließen. Dücker & Maarleveld (1958) legten die Grenze zwischen dem „Älteren" und dem „Jüngeren" Decksand (im Sinne van der Hammens 1951) in Lieth an einen charakteristischen schluffigen Horizont, der stellenweise stark humos ist (C in Abb. 1). Dieser Horizont liegt unter dem typisch ausgebildeten Boden des Alleröd-Interstadials, der auch in Schleswig-Holstein weit verbreitet ist und durch den der „Jüngere" Decksand zweigeteilt wird. Auch der Alleröd-Horizont ist in Lieth stellenweise torfig ausgebildet (Abb. 1). Er wurde durch Schütrumpf (Dücker & Maarleveld 1958) und durch den Verf. (unveröff.) pollenanalytisch untersucht. Der unterste humose Horizont ist den Pollenspektren nach älter als das Bölling-Interstadial. Er kann wohl dem zugeordnet werden, was früher (Menke 1968) als „Meiendorf-Intervall" bezeichnet wurde. Zwischen diesem Horizont und dem Alleröd-Horizont schaltet sich in Lieth auf einer größeren Fläche ein dritter humoser Horizont ein, in dem — wie im Alleröd — der Birkenpollen dominiert. Dieser Horizont kann dem Bölling-Interstadial angehören (Abb. 1), allerdings ist eine sichere Datierung kaum möglich.

3. Mittelpleistozän

In Westholstein und um Hamburg sind seit langem in Bohrungen und aufgeschuppt in saalezeitlichen Moränen interglaziale marine Ablagerungen gefunden worden. Penck bezeichnete sie als „Holstein-Interglazial". Gripp (1952) nannte diese Warmzeit „Stör"-Warmzeit, Dücker (1969) schlug den Namen „Muldsberg"-Warmzeit vor. Der Name „Holstein"-Warmzeit hat sich jedoch eingebürgert. Seit Grahle (1936) haben die marinen Holstein-Ablagerungen keine zusammenfassende Darstellung mehr erfahren, wohl aber sind Einzelbearbeitungen erfolgt. Pollenanalytisch ist das marine Holstein-Interglazial in Nordwestdeutschland erstmals von Hallik (1960) untersucht worden. Weitere Untersuchungen liegen aus Dänemark (Andersen 1963) und Westholstein (Menke 1968) vor. Die Mikrofauna haben Lange (1962) und Woszidlo (1962) untersucht. Vegetationsgeschichtlich hatte die Holstein-Warmzeit in Nordwesteuropa überall den gleichen, aber ganz andersartigen Charakter als die Eem-Warmzeit. Kennzeichnend sind vor allem eine durchgehend starke Nadelholz-Beteiligung, vor allem der Kiefer und sehr früh auch der Fichte, sowie eine annähernd gleichzeitige Ausbreitung von Hainbuche und Tanne. Die Komponenten des sogenannten Eichenmischwaldes waren mit Ausnahme der Eiche vergleichsweise gering beteiligt. Aber auch ausgesprochen thermophile Sippen waren durchaus vertreten.

Die marinen Holstein-Ablagerungen bestehen aus grauem, fossilreichem Ton, Schluff und Feinsand, wobei die Sande das Hangende bilden. Unter diesen Sedimenten liegen häufig dunkle bis rötliche Tone, die gegen den Holstein-Ton oft mit einem ausgesprochen roten Ton abschließen. Diese Tone sind im Gegensatz zu den grauen marinen Sedimenten pollenfloristisch ganz unergiebig und führen auch praktisch keine Fauna. Sie sind seit langem als elsterkaltzeitliche Beckentone angesprochen worden, was zweifellos richtig ist. Die pollenfloristische Grenze zwischen dem Elster-Spätglazial und der Holstein-Warmzeit liegt in Wacken (Menke 1968) in den unteren Metern des grauen marinen Tons, der in seinem unteren Teil auch eine arktisch-boreale Fauna führt. Der Meereseinbruch erfolgte hier also spätestens gegen Ende des Elster-Spätglazials. Dieser frühe Meereseinbruch überrascht zu-

nächst, wenn man die Transgression der holozänen Nordsee (MENKE 1969, BEHRE & MENKE1969) und des Eem-Meeres (VON DER BRELIE 1951, 1954) in unserem Gebiet vergleicht. Tatsächlich sind diese holsteinzeitlichen marinen Tone aber in tiefen Rinnen abgelagert worden (GRIPP 1964 u. dort zit. Lit.).

Nicht überall erfolgte die Transgression so früh (HALLIK 1960). In Fahrenhorst, im Alster-Tal, setzen die marinen Ablagerungen erst im Laufe der frühen Fichten-Eichen-Zeit ein, die etwa der frühen Eichen-Mischwald-Zeit entspricht.

In der Hauptmasse gehört der graue marine Ton allgemein der älteren Hälfte der Holstein-Warmzeit an, wie schon GRAHLE (1936) vermutete. Zum Hangenden hin werden die Ablagerungen sandiger, und die Fauna nimmt einen mehr boreal-lusitanischen Charakter an. Auch in Wacken und Muldsberg läßt der obere Teil der marinen Ablagerungen eine Verflachung des Meeres bis zu wattähnlichen Bedingungen erkennen (LANGE 1962, WOSZIDLO 1962). In Wacken wird der marine Ton zunächst von grauen, marinen Sanden überlagert, die allmählich in „gefaserten" Sand übergehen. Die Bildung des „Fasersandes" reicht wohl in die Hainbuchen-Tannen-Zeit hinein, aber der größte Teil der jüngeren Hälfte der Warmzeit fehlt hier offenbar, wie dies überhaupt ein allgemeiner Befund zu sein scheint.

In der Bohrung Fahrenhorst liegen die marinen Holstein-Ablagerungen offenbar in situ vor. Sie werden hier unmittelbar von einem Süßwassertorf überlagert (unter Einschaltung eines geringmächtigen, nahezu pollenfreien, fetten Tons). Dieser Torf gehört — wie auch schon der obere Teil der marinen Sedimente — dem älteren Teil der holsteinzeitlichen Hainbuchen-Tannen-Zeit an, also dem Optimum der Warmzeit. Die frühe Regression des Meeres ist hier also eindeutig belegt. HANSEN (1965) deutete die frühe Regression des Holstein-Meeres mit einer isostatischen Hebung des Landes.

In Wacken werden die „geflaserten" Sande von hellem Sand überdeckt, in dessen oberem Teil gröbere Lagen und ausgeprägte Tropfenstrukturen gefunden wurden, die DÜCKER (1969) beschrieb. Zumindest diese Teile sind als kaltzeitliche Ablagerungen anzusehen. Nach Anzeichen einer Kaltzeit hatten wir in diesem Sand schon seit 1963 gesucht. Auf dem Sand liegt nämlich ein ausgedehntes autochthones Torf- und Muddelager, das unter Süßwasserbedingungen entstanden ist und wiederum einer Warmzeit angehört. Die Vegetationsentwicklung zeigt nicht die Fortsetzung der marinen Holstein-Serie, sondern die Ablagerungen setzen vielmehr in einer frühen Phase dieser Warmzeit ein. Der Pollen thermophiler Sippen fehlt anfangs noch ganz, breitet sich dann aber allmählich aus (MENKE 1968). In der Zeit zwischen der Holstein-Warmzeit und dieser jüngeren Wacken-Warmzeit müssen Verhältnisse geherrscht haben, die zumindest der Nähe der subarktischen Waldgrenze entsprachen. Diese Kaltzeit hat DÜCKER (1969) „Mehlbeck-Kaltphase" genannt. Sie entspricht zweifellos der „Fuhne-Kaltzeit" nach CEPEK (1965) und ERD (1965); die Wacken-Warmzeit entspricht der „Dömnitz-Warmzeit".

Die ganze Serie ist zusammen mit dem Holstein-Ton in der Drenthe-Zeit verschuppt worden. Es sind mannigfache Lagerungsstörungen vorhanden, jedoch ist die Schichtfolge in den einzelnen Blöcken im großen und ganzen gut erhalten geblieben.

Der Torf der Wacken-Warmzeit wird von feinkörnigem Sand überlagert, der in erheblichem Maße Geröll-Lagen von umgelagerter tertiärer Braunkohle führt; gelegentlich findet man auch Eiskeile.

Über das v o r - e l s t e r z e i t l i c h e Pleistozän sind wir in Mitteleuropa noch unzureichend informiert. Wie die Vorkommen von Westerhoven (ZAGWIJN & ZONNEVELD 1956), Bilshausen (MÜLLER 1965) und Elze (GRÜGER 1967) untereinander und mit der dänischen Harreskov-Warmzeit (ANDERSEN 1965) stratigraphisch in Beziehung zu bringen sind, ist noch offen. Hinzu kommt das Vorkommen im Elm, das GOEDEKE, GRÜGER & BEUG (1966) veranlaßt hat, eine „Elbe-Kaltzeit" zu postulieren.

In diesem Zusammenhang muß noch einmal auf die Bohrung Fahrenhorst eingegangen werden. Der marine Holstein-Ton wird von etwa 40 m mächtigem elsterzeitlichen Beckenton unterlagert. Dann folgen etwa 12 m mächtige Tone und Sande mit zahlreichen Geröllen umgelagerter tertiärer Braunkohle. Darunter folgt etwa 54 m mächtiger Fein- und Mittelsand, der ebenfalls noch als elster-kaltzeitlich anzusehen ist. Dieser wird von etwa 22 m mächtigem Schluff und Feinsand unterlagert, der feingeschichtet ist und zahlreiche Mollusken-Schalen enthält. Die pollenanalytische Untersuchung ergab, daß es sich eindeutig um eine quartäre, warmzeitliche Ablagerung handelt. Eine Konnektierung mit einem anderen Vorkommen aus Nordwesteuropa ist allerdings noch nicht sicher möglich. Es bleibt jedoch zu prüfen, ob diese Lagerungsverhältnisse real sind. Darunter folgt zunächst ein ca. 20 m mächtiges, schlecht sortiertes Material, wiederum mit erheblichem Gehalt an umgelagertem Miozän; vermutlich handelt es sich um eine Lokalmoräne. Darunter liegt ein 14 m mächtiger Sand, der von 5 m mächtigem Geschiebemergel unterlagert wird. Dieser liegt in 250 m unter der Oberfläche direkt auf miozänem Glimmerton.

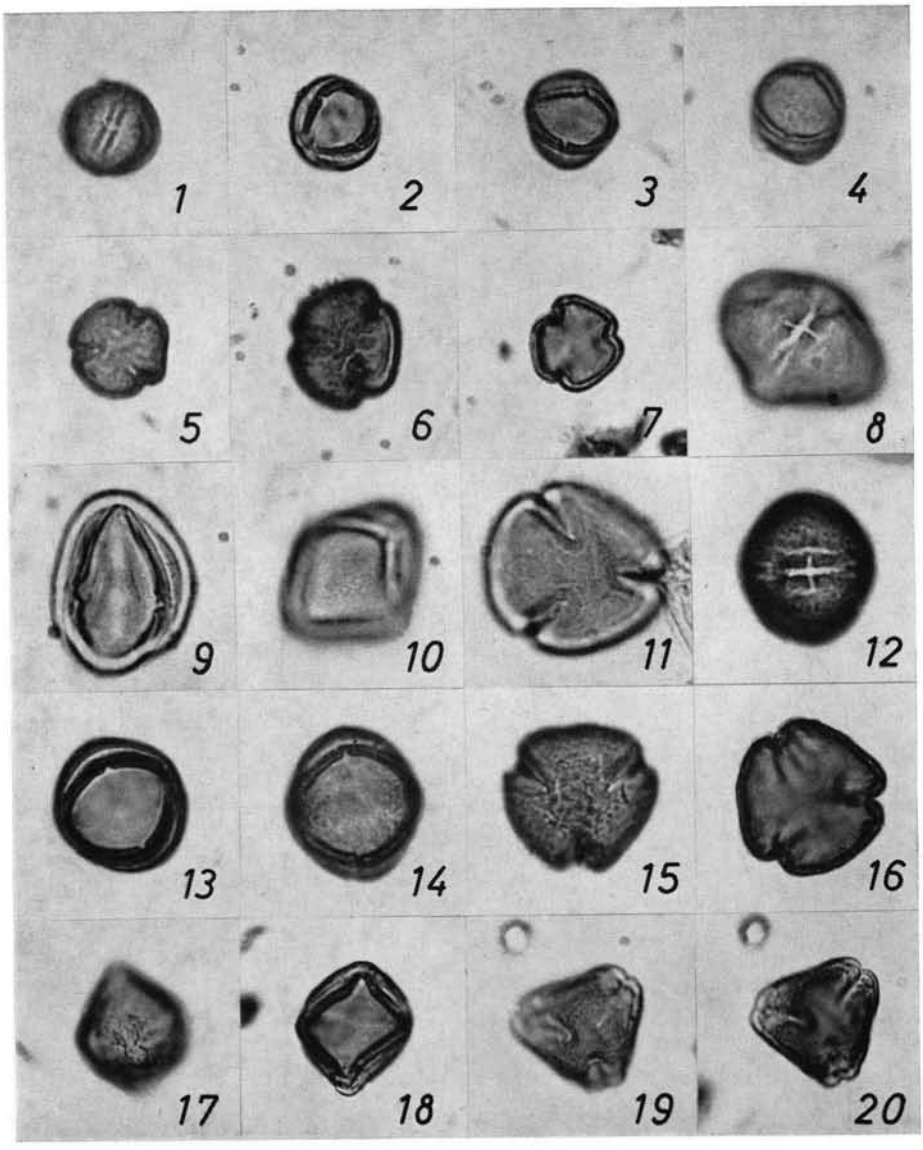
Grube (1968) hatte schon vermutet, daß Schleswig-Holstein mehrere vorelsterzeitliche Vereisungen erfahren habe. Aber die Schluffe, die Grube als warmzeitliche oder interstadiale Ablagerungen und damit als stratigraphische Marken ansah, erwiesen sich dem pollenanalytischen Befund nach eindeutig als umgelagertes Tertiär. Damit ist dieser Gliederungsversuch nicht haltbar. Die Schichtfolge hatte nur eine sehr geringe Mächtigkeit und lag in einer extrem lokal geprägten Moräne in Lieth (Elmshorn). Sie lag im übrigen nicht über dem Altpleistozän, wie man nach dem Bericht Grube's vermuten könnte.

4. Altpleistozän

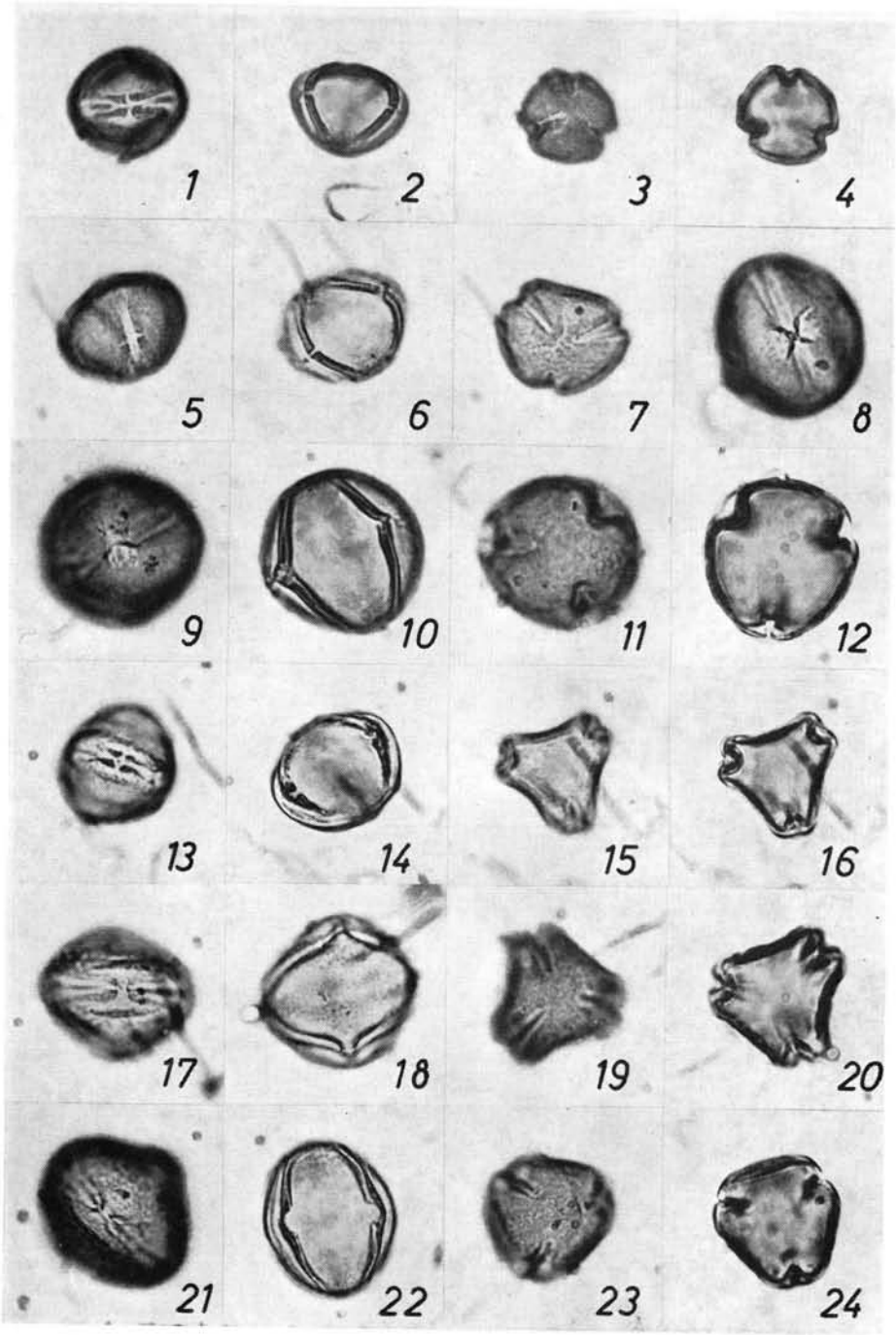
Die in Mitteleuropa wohl umfassendste Serie aus dem ältesten Pleistozän wurde in Lieth bei Elmshorn aufgedeckt (Lüttig, Menke & Schneekloth 1967, Dücker & Menke 1968, Grube 1968, Menke 1969). Über weitere pollenanalytische Untersuchungen wird im einzelnen später berichtet werden. Die Ablagerungen von Lieth liegen über dem Elmshorner Salzstock, dessen Hut aus Perm besteht. Aus Dolinen und grabenartigen Einbrüchen (Illies 1949) in der Oberfläche des Zechsteins hat bereits Ernst (1931) Kaolinsande beschrieben, die er in das Pliozän stellte. Diese Sande sind wiederholt untersucht worden. Weyl (1949) erwähnte bereits ein von Illies gefundenes Kohleflöz aus dem Kaolinsand. 1960 wurde ein derartiges Flöz am alten Bremsberg (Meinert'sche Kalkgrube) von Averdieck untersucht. Er stellte entgegen der damaligen Ansicht bereits das pleistozäne Alter des Flözes fest. Der Befund blieb aber unveröffentlicht (Archiv des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein). Den Anstoß zu einer erneuten Bearbeitung gaben zwei kleine Flöze, die bei der Anlage des neuen Bremsberges (etwa 1966) freigelegt wurden. Die pollenanalytische Untersuchung deckte nunmehr eindeutig das ältestpleistozäne Alter der Flöze auf. Insgesamt sind heute fünf mächtigere Kohleflöze und zwei weitere geringmächtige Flöze bekannt, die durch Sande und Schluffe voneinander getrennt sind. Die Flöze sind ausnahmslos warmzeitlicher Entstehung, die schluffigen bis sandigen Mudden und offenbar auch der größte Teil der Sandschichten sind dagegen in Kaltzeiten entstanden.

Im großen und ganzen enthält diese „Lieth-Serie" (Menke 1969) die typische Pollenvergesellschaftung der niederländisch-niederrheinischen Tegelen-Waal-Serie mit einer Reihe von Tertiär-Relikten, wie *Alnus cf. viridis, cf. Ostrya, Pterocarya, Eucommia* u. a. Es gibt aber auch Unterschiede, die früher schon genannt wurden (Menke 1969).

Der „*Rhamnaceae*-Typ" kann in „*Blaeria*-Typ" umbenannt werden. Der „trilete Sporentyp" konnte inzwischen als sehr wahrscheinlich *Selaginella sibirica* bestimmt werden. Selten tritt außerdem noch *Neogenisporis* auf. Der als „*Clethra*-Typ" bezeichnete Pollen ist auf Tafel III abgebildet. Er konnte noch nicht sicher bestimmt werden (wahrscheinlich handelt es sich nicht um *Clethra*). Der „*Celtis*"Typ" ist identisch mit „*Coriaria*" in Zagwijn (1963). Zagwijn (mündl. Mittlg.) glaubt, daß es sich wahrscheinlich um *Celtis* handelt.



Fossile Pollenkörner (1000 ×). 1—7 *Blaeria*-Typ aus dem Altpleistozän von Lieth; 8—11 *Blaeria*-Typ aus der Wacken-Warmzeit von Wacken; 12—16 *Blaeria*-Typ aus dem Brørup-Interstadial von Keller; 17—20 „*Clethra*-Typ" aus dem Altpleistozän von Lieth.



Rezentpollen. 1—4 *Blaeria-sp.;* 5—7 *Bruckenthalia-sp.;* 8—12 *Enkianthus campestris;* 13—16 *Frangula alnus;* 17—20 *Cornus mas;* 21—24 *Cornus canadensis.*

Besonders auffällig ist das Fehlen von *Tsuga* und *Carya* in Lieth (abgesehen von vereinzelten Pollenkörnern). Wahrscheinlich lag Lieth schon nördlich der damaligen Verbreitungsgrenze dieser Sippen. Vielleicht spielten aber auch die lokalen Verhältnisse mit. Im Gegensatz zu den Niederlanden halten sich *Selaginella selaginoides* und *Selaginella helvetica* in Lieth streng an die Kaltzeiten.

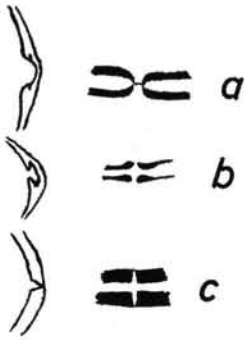


Abb. 2. Typische Ausbildung der Costae bei a) *Cornus* (*C. mas*-Typ), b) *Rhamnaceae*, c) *Blaeria* und *Bruckenthalia*.

In dem abgeschlossenen und in den Warmzeiten vermoorten Becken von Lieth ist mit Umlagerungen und Fernverfrachtungen der Pollenkörner wenigstens in den warmzeitlichen Ablagerungen kaum zu rechnen. Es herrschten durchgehend oligotrophe Bedingungen, die auch durch die kaltzeitlichen Bodenumlagerungen kaum gemildert wurden. Der Zechsteinkalk kann damals praktisch keinen Einfluß auf die Vegetation gehabt haben.

Im Hinblick auf die Hydrographie ergibt sich, daß der örtliche Wasserspiegel in der Hohlform in den Warmzeiten und in den Interstadialen jeweils tief lag und dementsprechend eine Vermoorung von mehr oder minder hochmoorigem Charakter stattfand. In den Kaltzeiten und in den kühlen Abschnitten lag der örtliche Wasserspiegel wenigstens zeitweilig hoch, und es bildeten sich mineralreiche Mudden oder es erfolgte eine stärkere Übersandung. In der Vegetation dieser Gewässer spielte *Isoetes* eine große Rolle.

Die kaltzeitliche Vegetation unterscheidet sich in der Lieth-Serie charakteristisch von der Vegetation der mittel- und jungpleistozänen Kaltzeiten. Es fehlen in Lieth die basiphilen Heliophyten, wie etwa *Helianthemum*, praktisch ganz, die für die jüngeren Kaltzeiten bezeichnend sind. Eine hohe Beteiligung an *Ericales*-Pollen und *Myrica* geben Anlaß, sich die kaltzeitliche Vegetation im wesentlichen als subarktische Heiden unter ozeanischem Klima vorzustellen. Nur die älteste Kaltzeit (Ekholt-Kaltzeit) dieser Serie macht hiervon eine Ausnahme. Sie war anscheinend die ausgeprägteste Kaltzeit dieser Serie. Aber auch sie ist zweifellos nicht mit den mittel- und jungpleistozänen Vereisungen vergleichbar. Die Kaltzeiten der Lieth-Serie dürften in ökologischer Hinsicht und im Ausmaß der Bodenumlagerungen etwa mit den ersten weichsel-kaltzeitlichen Stadialen vergleichbar sein.

Die Kalt- und Warmzeiten des ältesten Pleistozäns weichen also sehr beachtlich von den geläufigen Kalt-Warmzeit-Zyklen des Mittel- und Jungpleistozäns ab und sind auch aus paläobotanischer Sicht interessant. Besonders hervorzuheben ist eine Verlandungsfolge zu Beginn der Uetersen-Warmzeit: In dem Gewässer spielten *Isoetes*, *Pilularia* und *Alismataceae* eine Rolle, dann folgte ein *Equisetum*-Moor, das von einem *Sphagnum*-Moor mit *Menyanthes* und *Scheuchzeria* abgelöst wurde. Später verheidete das Moor über ein Stadium, in dem Pollen vom *Andromeda*-Typ stark vertreten sind. Das Endstadium bildete ein *Sphagnum*-Moor mit *Calluna*, *cf. Empetrum* und weiteren *Ericales* mit Pollen

vom *Vaccinium*-Typ. Das ist eine Abfolge, wie sie ganz ähnlich auch heute in einem oligotrophen See in Nordwesteuropa gefunden werden könnte.

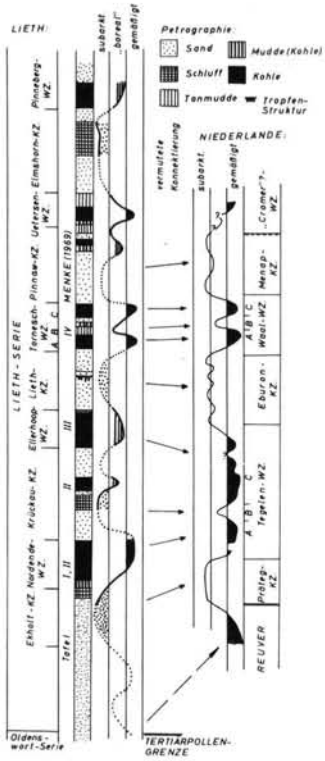


Abb. 3. Stratigraphie des Altpleistozäns von Lieth und vermutete Konnektierung mit dem Altpleistozän in den Niederlanden.

Die Stratigraphie dieser Serie gibt uns allerdings einige Probleme zu lösen auf. Bei einem Versuch, die Lieth-Serie mit den niederländischen Funden zu konnektieren, geht man am besten von der Tornesch-Warmzeit aus (Abb. 3). Ist ihre Konnektierung mit dem Waal (MENKE 1969) richtig, so müssen die älteren Warmzeiten der Lieth-Serie dem Tegelen entsprechen. Ellerhoop-Warmzeit (Ellerhoop-Interstadial in MENKE 1969) und Nordende-Warmzeit sind aber durch eine echte Kaltzeit im Sinne ZAGWIJNS (1960), die Krückau-Kaltzeit, getrennt. Das würde besagen, daß das Tegelen aus zwei getrennten Warmzeiten bestehen müßte. Vermutungen dieser Art sind in den Niederlanden früher schon geäußert worden (VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ 1950, 1953). ZAGWIJN (1963) nahm dagegen nur eine Warmzeit an, die allerdings durch wenigstens eine kühle Phase (Tegelen B) unterteilt sein soll. Daß diese Phase eine echte Kaltzeit war, ist aus den Niederlanden weder eindeutig nachgewiesen noch widerlegt worden. Während man die Nordende-Warmzeit unschwer mit dem Tegelen A konnektieren kann (auch sie war noch etwas reicher an Tertiär-Relikten als die übrigen Warmzeiten), bereitet eine Konnektierung der Ellerhoop-Warmzeit mit dem Tegelen C größere Schwierigkeiten (MENKE 1969). Die offenen Fragen lassen sich nur durch einen Anschluß der Lieth-Serie an das Pliozän lösen.

Wie mächtig die Grabenfüllung insgesamt ist, ist noch nicht bekannt, denn die bisher tiefste Bohrung mußte bei einer Teufe von 100 m unter Flur abgebrochen werden. Das Perm wurde nicht erreicht. Die Schichtfolgen in den Bohrungen lassen sich ohne weiteres mit der Schichtfolge im heutigen Aufschluß konnektieren. Die Übereinstimmungen gehen vielfach bis in die Einzelheiten.

In der tiefsten Bohrung liegen die Ablagerungen der Ekholt-Kaltzeit in einer Tiefe von etwa 47 m. Dann folgen bis etwa 92 m mittel- bis feinkörnige Sande, in bunter Wechselschichtung mit schluffigen und tonigen Lagen. Anscheinend handelt es sich um Unterwasser-Ablagerungen im ufernahen Bereich. Im einzelnen wird über die Bohrungen später berichtet werden.

Wenn die Konnektierung mit dem niederländischen Altpleistozän richtig ist, so müßte unter den Ablagerungen der Ekholt-Kaltzeit die Ablagerungen des Oberpliozäns folgen. Um 58 m weisen die Spektren auf eine deutlich thermophile Flora hin, in der Tertiär-Relikte, wie *Eucommia* und *Pterocarya*, erheblich schwächer vertreten waren als in der Nordende-Warmzeit. Die Pollenflora weist im Bereich zwischen 65 und 88 m wiederum auf eine mehr oder minder boreale Vegetation hin. Es sind jedoch keine Hinweise auf eine echte Kaltzeit vorhanden. Unterhalb 88 m ist die Pollenflora wieder reicher an thermophilen Sippen, worunter jetzt in geringem Maße auch typische Tertiär-Elemente, wie Pollen vom *Sequoia*-Typ, *Nyssa*, Tsuga u. a. vertreten sind. Wenigstens diese Ablagerungen gehören offenbar dem Pliozän an. Damit ist die Ekholt-Kaltzeit wahrscheinlich die erste echte Kaltzeit des Pleistozäns. Die Konnektierung der Lieth-Serie mit dem niederländischen Altpleistozän (Abb. 3) scheint damit im wesentlichen gestützt zu werden.

Wenn die Tornesch-Warmzeit dem Waal entspricht, so muß die Pinnau-Kaltzeit wohl mit der niederländischen Menap-Kaltzeit konnektiert werden. Damit ist aber die Altpleistozän-Serie in Lieth noch nicht abgeschlossen, vielmehr enthält sie noch wenigstens zwei weitere Warmzeiten, die Uetersen- und die Pinneberg-Warmzeit. Da aber der Anschluß an das Mittelpleistozän noch nicht erfaßt worden ist, bleibt es offen, wie viele Kalt- und Warmzeiten in der Lieth-Serie noch zu erwarten sind. Offensichtlich ist die bisherige Altpleistozän-Stratigraphie unvollständig.

Der besondere Vorteil liegt in Lieth darin, daß alle Ablagerungen dieser Serie an einer Lokalität übereinander liegen. Die Schichten fallen im Aufschluß zwar steil in nördlicher Richtung ein, und man könnte zunächst auch an Überschiebungen denken, so daß in Wirklichkeit weniger als fünf Flöze vorhanden wären. Tatsächlich weist aber die Vegetationsentwicklung in den einzelnen Flözen so viele nicht durch die lokale Situation erklärbare Unterschiede auf, daß die Möglichkeit durch Lagerungsstörungen bedingter Verdoppelungen so gut wie ausgeschlossen werden kann. Das im einzelnen auszuführen, würde den Rahmen dieses Berichtes sprengen.

5. Pliozän und Pliozän-Pleistozän-Grenze

Die Pliozän-Pleistozän-Grenze ist noch in einer weiteren Bohrung erfaßt worden. In Oldenswort/Eiderstedt hat die Wintershall AG 1969 eine Erdöl-Bohrung nordwestlich des Salzstocks Oldenswort, etwa in der Trogachse des Tertiärbeckens niedergebracht. Freundlicherweise hat uns die Wintershall AG die Proben zur Bearbeitung überlassen und die Veröffentlichung gestattet, wofür ich auch hier herzlich danke. Ein ausführlicher Bericht befindet sich in Vorbereitung.

Eine dem pollenanalytischen Befund nach eindeutig pliozäne Serie wurde auf einer Bohrstrecke von rund 800 m durchfahren. Da die Schichten nach Auskunft der Wintershall AG wahrscheinlich flach einfallen, ist dies das bisher mächtigste Pliozän Schleswig-Holsteins.

Im Bereich zwischen etwa 550 und 990 m dominiert Pollen von *Alnus* und *Quercus*, während Pollen vom *Sequoia*-Typ nur gering beteiligt ist. Es handelt sich vermutlich um das Susterian (Zagwijn 1960). Im Bereich zwischen etwa 500 m und 200 m erreicht der Pollen von *Pinus* und dem *Sequoia*-Typ mehrfach hohe Anteile. Dieser Abschnitt kann dem Brunssumian und dem Reuverian (Zagwijn 1960) zugeordnet werden. Über weitere Einzelheiten der pliozänen Pollenflora kann an dieser Stelle nicht berichtet werden. Im Bereich zwischen 190 und 160 m verschwinden dann typische Tertiär-Elemente, wie *Sequoia*-Verwandte, *Sciadopytis*, *Nyssa* und andere. Dann verschwindet auch *Tsuga*. Die Spektren im Bereich zwischen 140 und 100 m entsprechen sehr gut den Spektren der Lieth-Serie unterhalb der Ekholt-Kaltzeit. Sehr wahrscheinlich überlappen sich beide Bohrungen stratigraphisch. Die Vegetationsentwicklung vollzog sich im Übergang vom Pliozän zum Pleistozän in Oldenswort nach dem bisher vorliegenden Material ebenso gleitend und unter entsprechenden Schwankungen wie in Lieth.

Nach der bisherigen pollenfloristischen Definition (ZAGWIJN 1960) müßte das Pleistozän mit dem ersten Auftreten einer subarktischen Vegetation im nordwestlichen Mitteleuropa beginnen. Das wäre der Beginn der Ekholt-Kaltzeit. Man nimmt bei dieser Definition aber in Kauf, daß die Pollenspektren schon viel früher den typischen Charakter des Altpleistozäns annehmen, so daß die Grenzziehung zwischen dem Pliozän und dem Pleistozän unsicher werden kann, vor allem, wenn unvollständige Serien vorliegen. Da aber die Pliozän-Pleistozän-Grenze gleichzeitig eine Grenze zwischen hohen stratigraphischen Einheiten ist, muß eine derart unsichere Grenzziehung unbefriedigend bleiben. Es wird daher vorgeschlagen, die Pliozän-Pleistozän-Grenze — in der pollenfloristischen Definition — im nordwestlichen Mitteleuropa tiefer zu legen, nämlich an das Verschwinden typischer Tertiär-Elemente, die im Quartär nicht wiederkehren — oder pollenfloristisch ausgedrückt — an die obere rationelle Grenze des autochthonen Pollens vom *Sequoia*-Typ, von *Sciadopytis* und *Nyssa*. Bei dieser Grenzziehung setzt jedoch das Pleistozän nicht mit dem ersten Auftreten subarktischer Verhältnisse ein, sondern mit einer noch verhältnismäßig temperierten Phase, die nach den großen Sedimentmächtigkeiten in Lieth und Oldenswort zu urteilen, möglicherweise auch eine große Zeitspanne umfaßt.

Eine Konnektierung der für Schleswig-Holstein pollenfloristisch definierten Pliozän-Pleistozän-Grenze mit der paläontologisch als Basis des marinen Calabriums in Italien festgelegten Pliozän-Pleistozän-Grenze ist wenigstens vorerst nicht möglich. Einerseits sind entsprechende marine Ablagerungen aus unserem Gebiet bisher nicht bekannt, zum anderen ist nicht sicher, ob für Italien gültige Kriterien ohne weiteres auf Schleswig-Holstein übertragen werden können. Wenn man dem Beschluß des Geologischen Kongresses London 1948 folgt, darf streng genommen die Pliozän-Pleistozän-Grenze für Schleswig-Holstein in der Form wie es hier geschehen ist, nicht festgelegt werden. Ein solcher Verzicht aus Gründen eines entgegenstehenden Beschlusses bleibt aber unbefriedigend, wenn auf Grund anderer Kriterien eine hinreichend eindeutige und praktisch verwendbare, zumindest regional gültige Grenzziehung möglich ist. Ein Ausweg wäre, im vorliegenden Fall nicht von der Pliozän-Pleistozän-Grenze zu sprechen, sondern von der Grenze zwischen der pollenfloristisch definierten (pliozänen) Oldenswort-Serie und der ebenso definierten (altpleistozänen) Lieth-Serie. Ob damit die Sache aber nicht unnötig kompliziert werden würde, sei dahingestellt.

Ein Vergleich mit der Vertebraten-Paläontologie ist ebenfalls nicht möglich, da bisher aus dem fraglichen Bereich in Lieth und Oldenswort keine Vertebratenfunde vorliegen.

Literatur

ANDERSEN, Sv. Th.: Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). — Danm. geol. Unders., (II) **75**, 175 S., Kopenhagen 1961.

— : Pollen analysis of the Quaternary marine deposits at Tornskov in South Jutland. — Danm. geol. Unders., (IV) **4**, 1—23, Kopenhagen 1963.

— : Interglacial vegetational successions in the light of environmental changes. — Rep. VI. Intern. Congr. Quatern. Warsaw 1961, 359—368, Lodz 1964.

— : Interglacialer og interstadialer i danmarks kvartaer. — Medd. dansk geol. Foren., **15**, 486—506, Kopenhagen 1965.

— : Interglacial vegetation and soil development. — Medd. dansk geol. Foren., **19**, 90—102, Kopenhagen 1969.

AVERDIECK, F. R.: Das Interglazial von Fahrenkrug in Holstein. Ein Beispiel zur Frage des Buchenvorkommens im Jungpleistozän. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, 5—14, Öhringen 1962.

— : Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. — Fundamenta, B/2, 101—125, Köln, Graz 1967.

— : Botanisch-moorgeologische Untersuchungen am „Tuul" von Westerland (Sylt). — Offa, **24**, 84—100, Neumünster 1967.

BEHRE, K. E.: Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide (Schwindebeck und Grevenhof im oberen Luhetal). — Flora, **152**, 325—370, Jena 1962.

Behre, K. E. & Menke, B.: Pollenanalytische Untersuchungen an einem Bohrkern der südlichen Doggerbank. — Beitr. z. Meereskunde, H. 24/25, 122—129, Berlin 1969.

Benda, L. & Schneekloth, H.: Das Eem-Interglazial von Köhlen, Kreis Wesermünde. — Geol. Jb., **83**, 669—716, Hannover 1965.

von der Brelie, G.: Die junginterglazialen Ablagerungen im Gebiet des Nordostsee-Kanals. — Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein, **25**, 100—107, Kiel 1951.

— : Transgression und Moorbildung im letzten Interglazial. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **23**, 111—118, Hamburg 1954.

— : Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **6**, 25—38, Öhringen 1955.

Cepek, A. G.: Zur Gliederung des Mittel-Pleistozäns im norddeutschen Flachland. Ref., geh. auf d. 12. Tagung der DEUQUA in Lüneburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 225, Öhringen 1955.

Dücker, A.: Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. — Fundamenta, B/2, 30—73, Köln, Graz 1967.

— : Der Ablauf der Holstein-Warmzeit in Westholstein. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 46—57, Öhringen 1969.

Dücker, A. & Hummel, P.: Die fossilen Böden von Odderade/Dithmarschen, ein Beitrag zur Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit. — Fundamenta, B/2, 80—100, Köln, Graz 1967.

Dücker, A. & Maarleveld, G. L.: Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. — Geol. Jb., **73**, 215—234, Hannover 1958.

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

— : Eemzeitliche Podsol- und Moorbildung bei Burg (Dithmarschen). — Meyniana, **20**, Kiel, im Druck.

Erd, K.: Pollenanalytische Gliederung des mittelpleistozänen Richtprofils Pritzwalk/Prignitz. Ref., geh. auf d. 12. Tagung der DEUQUA in Lüneburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 252, Öhringen 1965.

Ernst, W.: Über das Perm von Lieth bei Elmshorn (Holstein). — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **12**, 49—124, Hamburg 1931.

Goedeke, R., Grüger, E. & Beug, H. J.: Zur Frage der Zahl der Eiszeiten im Norddeutschen Tiefland. Erdfalluntersuchungen am Elm. — Nachr. Akad. Wiss. II, Math.-Phys. Kl. (1965), **15**, 207—212, Göttingen 1966.

Grahle, H. O.: Die Ablagerungen der Holstein-See, ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. — Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F., **172**, 1—110, Berlin 1936.

Gripp, K.: Die heutige Nordsee und ihre zwei eiszeitlichen Vorgänger, ein erdgeschichtlicher Vergleich. — Abh. naturw. Ver. Bremen, **33**, 5—18, Bremen 1952.

— : Mindel-Vereisung und störzeitlicher Meeresspiegel. — Meyniana, **5**, 3—6, Kiel 1956.

— : Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. 411 S., Neumünster 1964.

Grube, F.: Die Pliozän-Pleistozän-Grenze und das ältere Pleistozän im Hamburger Raum. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **37**, 121—126, Hamburg 1968.

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

Hallik, R.: Ein „Weichsel-Frühglazial" im Profil Lüneburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**, 168—172, Öhringen 1952.

— : Zur Feinstratigraphie des Eem-Interglazials. — Geol. Jb., **68**, 179—183, Hannover 1953.

— : Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **6**, 116—124, Öhringen 1955.

— : Material zur Vegetationsentwicklung während der Eem-Warmzeit in Nordwestdeutschland. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **26**, 31—38, Hamburg 1957.

— : Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgurlager der südlichen Lüneburger Heide. — Z. deutsch. Geol. Ges., **112**, 326—333, Hannover 1960.

Van der Hammen, Th.: Late Glacial and Periglacial Phenomena in the Netherlands. — Leidse geol. Meded., **17**, 71—184, Leiden 1951.

Hansen, S.: The Quaternary of Denmark. — The Geologic Systems, Vol. 1 The Quaternary. New York-London-Sydney 1965.

Illies, H.: Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **19**, 89—109, Hamburg 1949.

Jessen, K. & Milthers, V.: Stratigraphical and paleontological studies of Interglacial fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. — Danm. geol. Unders., (II), **48**, 1—379, Kopenhagen 1928.

KNAPP, R.: Die Vegetation von Nord- und Mittelamerika und der Hawaii-Inseln, 373 S., Stuttgart 1965.

KOLUMBE, E.: Über interglaziale und interstadiale Bildungen von Loopstedt am Haddebyer Noor bei Schleswig. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **6**, 39—40, Öhringen 1955.

LAFRENZ, H. R. & WOSZIDLO, H.: Wichtige Foraminiferen aus dem Holstein- und dem Eem-Interglazial Schleswig-Holsteins und ihre ökologische Auswertung. — Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein, **34**, 106—115, Kiel 1963.

LANGE, W.: Die Mikrofauna einiger Störmeer-Absätze (I. Interglazial) Schleswig-Holsteins. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **115**, 222—242, Stuttgart 1962.

LÜTTIG, G., MENKE, B. & SCHNEEKLOTH, H.: Über die biostratigraphische Forschung im nordeuropäischen Pleistozän — Stand 1967. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**, 236—239, Öhringen 1967.

MENKE, B.: Ein Beitrag zur eemzeitlichen Vegetations- und Klimageschichte nach dem Profil von Ostrohe/Schleswig-Holstein. — Fundamenta, B/2, 126—135, Köln, Graz 1967.

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

— : Das Spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 73—84, Öhringen 1968.

— : Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 35—45, Öhringen 1969.

— : Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen aus Lieth bei Elmshorn. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 76—83, Öhringen 1969 (1969a).

MENKE, B. & ROSS, P. H.: Der erste Fund von Kieselgur in Schleswig-Holstein bei Brokenlande, südlich von Neumünster. Mit einem Beitrag zur Gliederung des Saale-Spätglazials. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**, 113—126, Öhringen 1967.

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

SCHNEEKLOTH, H.: Ergebnisse weiterer Untersuchungen an den interstadialen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit in Oerel/Krs. Bremervörde. — Z. deutsch. geol. Ges., **116** 773—796, Hannover 1966.

SELLE, W.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials vom Typ Ober-Ohe. — Abh. naturw. Ver. Bremen, **34**, 33—46, Bremen 1955.

— : Das letzte Interglazial in Niedersachsen. — Ber. naturhist. Ges. Hannover, **103**, 77—79, Hannover 1957.

— : Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. — Geol. Jb., **79**, 295—352, Hannover 1962.

— : Ergebnisse einer Kernbohrung in Oerel, Krs. Bremervörde, drei Interstadiale über Ablagerungen des Eem-Interglazials. — Z. deutsch. geol. Ges., **115**, 109—117, Hannover 1965.

SCHÜTRUMPF, R.: Die Profile von Loopstedt und Geesthacht in Schleswig-Holstein. — Fundamenta, B/2, 136—165, Köln, Graz 1967.

VAN DER VLERK, I. M. & FLORSCHÜTZ, F.: Nederland in het Ijstijdvak (De geschiedenis van flora, funa en klimaat, toen aap en mammoet ons land bewoonden). 287 S., Utrecht 1950.

— : The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. — Verh. Kon. Ak. Wet, afd. Natuurk., 1. reeks, **20**, Nr. 2, 58 S., 1953.

VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H.: Groningen Radiocarbon Dates VI. — Radiocarbon, **9**, 63—106, 1967.

WEYL, R.: Jungtertiäre Schlotten im Zechstein von Lieth bei Elmshorn. — Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein, **24**, 74—80, Kiel 1949.

WOSZIDLO, H.: Foraminiferen und Ostracoden aus dem marinen Elster-Saale-Interglazial von Schleswig-Holstein. — Meyniana, **12**, 65—96, Kiel 1962.

WIJMSTRA, T. A.: Palynology of the first 30 meters of a 120 m deep section in Northern Greece. — Acta Bot. Neerl., **18**, 511—527, 1969.

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

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

— : Vegetation, climate and radiocarbon-datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I Eemian and Early Weichselian. — Meded. geol. Sticht., N. S. **14**, 15—45, Maastricht 1961.

ZAGWIJN W. H.: Pollen analytical investigations in the Tiglian of the Netherlands. — Meded. geol. Sticht., N. S., **16**, 49—72, Maastricht 1963.

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

Manuskr. eingeg. 26. 3. 1970.

Anschrift des Verf.: Dr. Burchard Menke, 2300 Kiel-Wik, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mecklenburger Straße 22.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 22-32	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Ein frühpleistozänes Pollenprofil aus dem nördlichen Alpenvorland [1])

Von Paul Filzer, Tübingen und Lorenz Scheuenpflug, Neusäß-Lohwald

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. Am Uhlenberg, ca. 21 km westlich Augsburg im Gebiet der Zusamplatte, fand sich in einer aufgelassenen Kiesgrube, eingelagert in graue und braune Lehme, die von glazifluvialen Schottern höchstwahrscheinlich donauzeitlichen Alters unterlagert werden, eine etwa 75 cm mächtige kohlige Schicht. Ihre pollenanalytische Untersuchung vermittelte Einblicke in Teilabschnitte der frühpleistozänen Vegetationsentwicklung im nördlichen Alpenvorland: beträchtliche, nach oben abnehmende Anteile des Pollens von *Tsuga* und des *haploxylon*-Typs von *Pinus*, geringe Beigaben von *Castanea*, Spuren von *Pterocarya* und *(?)Carya*. Nach oben findet eine starke Artenverarmung des Waldes statt; die oberste Probe enthält bereits deutliche Hinweise auf kaltzeitliches Klima. Die unmittelbar unter dem Flöz lagernden Lehme sind durch ein Massenvorkommen der Sporen von *Osmunda* gekennzeichnet. In tieferem Niveau zeichnet sich ein Fichten-Kiefern-Wald ab. Die pollenanalytischen Befunde beweisen in Übereinstimmung mit den geologischen Gegebenheiten das frühpleistozäne, wahrscheinlich donau/günz-interglaziale Alter der Fundstelle.

Summary. On Mount Uhlenberg near Augsburg in the area of the so-called Zusam-Platte, a coal seam about 75 cm thick was observed lying in gray and brown loam and underlaid by fluvioglacial gravels, most probably of Donau-glacial age. Its palynological study revealed parts of vegetational succession in early Pleistocene of northern Alpine Foreland: considerable quotas of *Tsuga* and *Pinus haploxylon* pollen, upwards diminishing, small shares of *Castanea*, traces of *Pterocarya* and *(?)Carya*. Topwards the forest becomes poor, on top there are signs of glacial climatic conditions. The loam immediately under the coal layer is marked by a bulk of *Osmunda* spores. At still lower level a *Picea-Pinus* forest becomes apparent. Palynological and geological statements coincide in evidence for the early pleistocene, probably Donau-Günz-interglacial age of the site.

Einleitung

Für die frühpleistozäne Vegetation des nördlichen Alpenvorlands fehlte es bisher an zuverlässigen Unterlagen. Als einigermaßen gut belegt kann im Rahmen des gesamten Pleistozäns nur die Vegetationsentwicklung des Riß/Würm-Interglazials und der Würmzeit gelten (Reich 1953, Filzer 1967, German & Mitarb. 1968). Als wahrscheinlich mindel/riß-interglazial können die beiden Vorkommen vom Ziegelberg bei Bad Wurzach (Göttlich & Werner 1967) und die Zone 100—108 m der Kernbohrung Wurzacher Becken (Filzer in German & Mitarb. 1968) angesehen werden. Die zahlreichen, vor allem von Lüdi (1953) untersuchten Schieferkohlen und Mergel des schweizerischen Mittellandes dürften in keinem Fall weiter als in die Mindel/Riß-Warmzeit zurückreichen. Einzig die tiefste Pollenzone der Kernbohrung Ur-Federsee 2 („Buchau 1") legt frühpleistozänes Alter nahe (German & Mitarb. 1967), doch bleibt ihre chronologische Einordnung in das System des voralpinen Pleistozäns unsicher.

Andererseits sind die von Meyer (1956) untersuchten Braunkohlenlager des bayerischen und oberösterreichischen Alpenvorlands tertiären, teils miozänen, teils pliozänen Alters.

Es klafft also bisher im nördlichen Alpenvorland zwischen Pliozän und Mittelpleistozän eine Überlieferungslücke, und wir mußten, um uns ein Bild der Pflanzenwelt jener Zeit in Süddeutschland zu machen, auf Ablagerungen der Oberrheinischen Tiefebene und des Mainzer Beckens zurückgreifen: neben den Torfen von Schwanheim (Baas 1932) tra-

[1]) Die pollenanalytischen Untersuchungen wurden dankenswerterweise durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.

gen die Tone und Gyttjen von Jockgrim und Rheinzabern (PETERS 1965) durch das Zusammenvorkommen von *Tsuga* und *Pterocarya*, zu denen sich in Jockgrim noch *Carya*- und *Castanea*-Pollen in Spuren gesellen, frühpleistozäne Signatur.

Bei diesem unbefriedigenden Stand unserer Einsichten ist jeder Neufund wertvoll. Als daher Anfang des Jahres 1969 der zweitgenannte Verfasser dem ersten mitteilte, daß er im Gebiet der Zusamplatte in einer aufgelassenen Kiesgrube ein ca. 75 cm mächtiges Kohleflöz aufgefunden habe, das nach den stratigraphischen Gegebenheiten einer Frühphase des Pleistozäns zuzuschreiben sei, und eine pollenanalytische Bearbeitung der von ihm in 5-cm-Abständen geborgenen Proben anregte, fiel die Zusage nicht schwer. Erfreulicherweise erwiesen sich fast alle Proben als pollenführend, wenngleich der Erhaltungszustand des Pollenmaterials infolge Korrosion und Bergdruck teilweise unbefriedigend war. Noch weniger zufriedenstellend war der Zustand der Sporomorphen in den liegenden Tonen, die nach Abschluß der Untersuchung des Kohlepakets zugänglich geworden waren.

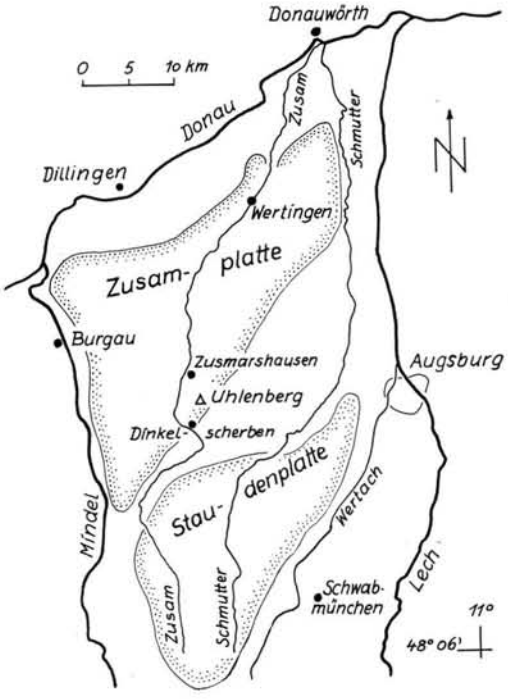


Abb. 1. Naturräumliche Gliederung des Einzugsgebiets der Zusam.

Topographische und geologische Gegebenheiten

Die Zusam, ein Flüßchen zwischen Mindel und Lech, entspringt im Waldgebiet der „Stauden", fließt im Westteil der „Staudenplatte" nordwärts (Abb. 1) und entwässert an deren Nordrand das weite Ausräumungsbecken der Reischenau (= Dinkelscherbener Becken). Etwa von Dinkelscherben ab hat sie ihr Tal in ein anderes Schottergebiet eingesenkt, das nach ihr „Zusamplatte" benannt ist und sich nach Norden bis zum Donautal hin erstreckt. Die Zusam berührt dabei auf ihrem Lauf den Markt Zusmarshausen, die Kreisstadt Wertingen und mündet südöstlich Donauwörth in die Donau.

Stauden- und Zusamplatte zählen zur naturräumlichen Einheit der „Iller-Lech-Platte". Die Schotter der Staudenplatte sind höchstwahrscheinlich donauzeitlichen, jene der Zusamplatte günzzeitlichen Alters. Die Verfasser stützen sich bei diesen Angaben auf eine dankenswerte Auskunft von Prof. Dr. I. SCHAEFER-Regensburg, eine nähere Begründung ist von ihm nach Abschluß seiner Untersuchungen über das Altdiluvium der Iller-Lech-Platte in Aussicht gestellt, da sie erst im Rahmen einer regionalen Zusammenschau gegeben werden kann.

Die beiden ebengenannten Schotterfelder sind von zwei verschiedenen Flußsystemen abgelagert worden; als Trennlinie gilt die Dinkelscherbener Altwasserscheide, die in Resten noch bis heute erhalten ist (EBERL 1930, GRAUL 1949, SCHAEFER 1950, 1953). Im Bereich unmittelbar westlich dieser Wasserscheide sind auf den bewaldeten und schotterbedeckten Höhenrücken östlich der Zusam zwischen Dinkelscherben und Zusmarshausen Schotterreste wahrscheinlich donauzeitlichen Alters erhalten geblieben; sie wurden am Uhlenberg zum Wegebau in einer Kiesgrube ausgebeutet, die anschließend zum großen Teil wieder eingeebnet wurde. Erst nach diesen Veränderungen wurde an einem Hangabriß eine schwarze, kohlige Schicht beobachtet.

Der Aufschluß befindet sich etwa 21 km westlich Augsburg, 2,1 km östlich Ruine und Weiler Wolfsberg oberhalb Steinekirch und 3 km NOzN der Kirche Dinkelscherben (Topographische Karte 1 : 25 000, Blatt 7629 Dinkelscherben; alt: 605 Zusmarshausen).

An der Entnahmestelle der ersten Probenserie ergibt sich — von oben nach unten gemessen — folgendes Profil (Abb. 2):

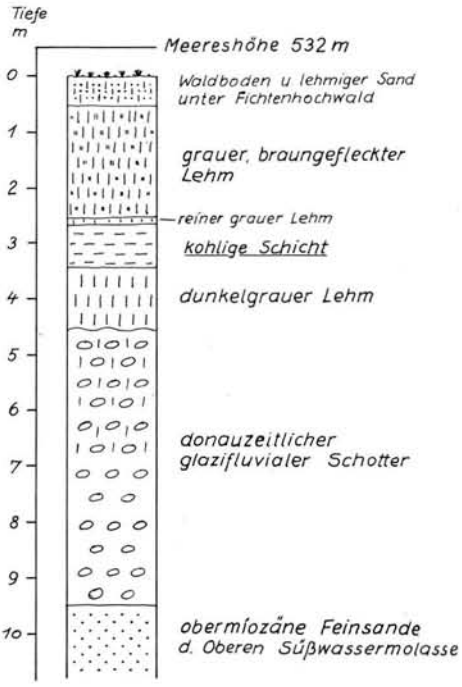


Abb. 2. Stratigraphisches Profil des Uhlenberg-Interglazials.

0 — 0,50 m	lehmiger Sand	0 — 1 cm	Fichtennadelstreu
		1 — 3 cm	schwarz-krümelige Erde ohne Pflanzenteile
		3 — 6 cm	mit Humus durchsetzter, leicht lehmiger Sand

6 — 14 cm	graubraun gefleckter Sand
14 — 50 cm	gleichmäßig gefärbter, braun-gelb-grauer Sand, stärker lehmig
0,50 — 2,50 m	grauer, braungefleckter Lehm
2,50 — 2,60 m	reiner grauer Lehm, geht über in die kohlige Schicht
2,65 m	Probe 1 und in Abständen von je 5 cm die weiteren Proben für das Pollendiagramm entnommen.
3,50 m	Ende der kohligen Schicht (= Probe 16). Sie geht an ihrer Unterkante in dunkelgrauen Lehm über.

An dieser Stelle läßt sich das Profil wegen des angeschobenen Erdreichs nicht tiefer verfolgen. Durch eine Rutschung 5 m weiter südlich konnte der Hang noch knapp 1 m nach unten aufgegraben werden. Dies ermöglichte einen Einblick in den tieferen Schichtenaufbau. Die Unterkante der kohligen Schicht ist bis zu dieser Stelle um etwa 10 cm angestiegen. Somit läßt sich das neu gewonnene Profil an das Hauptprofil anhängen:

3,30 m	(unter der Geländeoberkante) Unterkante der kohligen Schicht; Probe 21 entnommen. (Wegen des Profilsprungs Zählung mit 21 begonnen; weitere Proben in 5-cm-Abständen nach unten entnommen und fortlaufend numeriert.)
3,30 — 3,95 m	blaugrauer Lehm
3,95 — 4,10 m	der blaugraue Lehm wird dunkler
4,10 — 4,15 m	einige orangefarbene Lehmbändchen wechseln mit ockergelben
4,25 m	letzte Probe = Nr. 40 entnommen.

Auch hier ist das Profil durch angeschobenes Erdreich nicht tiefer zugänglich. Aus einer früheren Aufnahme etwa 35 m weiter nördlich kann es folgendermaßen ergänzt werden (horizontalen Verlauf der Schotteroberkante vorausgesetzt!):

Gesamtmächtigkeit der meist lehmigen Deckschichten insgesamt etwa 4,5 m. Darunter 5 m mächtige glazifluviale Schotter (Meereshöhe der Schotterunterkante 522 m, barometrisch ermittelt). Im Liegenden gelbgraue obermiozäne Feinsande der Oberen Süßwassermolasse.

Im Schutt verstreut herumliegende schwarze Brocken lassen darauf schließen, daß sich die kohlige Schicht in diesem Aufschluß etwa 20—30 m weit horizontal erstreckt. Ob es sich bei der lehmigen Bedeckung nur um Lößlehm oder auch um Solifluktionsmaterial handelt, ist aus den beiden Hangabrissen nicht ohne weiteres zu erkennen, letzteres kann aber wohl vermutet werden, da die Kiesgrube an einem dem Zusamtal zugeneigten, west-exponierten Hang angelegt ist, der oberhalb des Aufschlusses noch um einige Meter ansteigt.

Aufbereitung der Proben

Das Probenmaterial wurde zunächst für einige Wochen in 5 % KOH eingequollen und dann nach kurzem Aufkochen mit HF und Azetolyse behandelt. Vor allem in den unteren humosen Lehmproben 16—12 und dann wieder in Probe 5 machte sich Korrosion stark bemerkbar, in Probe 5 so stark, daß auf die Aufstellung eines Pollenspektrums verzichtet werden mußte. Der Prozentsatz der unkenntlichen, bezogen auf die Gesamtsumme der kenntlichen Pollen ist im Diagramm der Abb. 3 rechts außen vermerkt. Da die Möglichkeit bestand, daß die Korrosionserscheinungen eine Folge des Aufschlußverfahrens wären — Leschik (1956) berichtet anläßlich der Untersuchung der Wetterauer Braunkohle, daß nach seinen Erfahrungen KOH vor allem auf Laubholzpollen zerstörend wirke — wurden bei 8 der 16 Proben des Hauptprofils Kontrollaufschlüsse mit der H_2O_2-Methode Thomsons hergestellt. Die Pollenkörner zeigten jedoch dieselben Korrosionserscheinungen, und die Anteile der Laubholzpollen unterschieden sich nur unwesentlich und keineswegs immer zugunsten der Kontrollen. Da andererseits die Vorquellung in 5 % KOH eine deutlich bessere Entknitterung der Pollenkörner, insbesondere jener der Nadelhölzer bewirkte, wurde der KOH-Azetolyse-Methode der Vorzug gegeben.

Die Prozentwerte des Diagramms der Abb. 3 sind auf die Grundsumme: Baumpollen einschließlich *Corylus* = 100 bezogen.

Das Pollendiagramm des Kohlenflözes (Abb. 3)

Schon die erstuntersuchte tiefste Probe 16 stellte das hohe Alter der Lagerstätte unter Beweis: 12 % des Baumpollens erwies sich als *Tsuga*-Pollen, und zwar in seinen beiden, auch sonst in einschlägigen Ablagerungen vertretenen Typen, dem *canadensis*- und dem *diversifolia*-Typ, wobei eine saubere Trennung der beiden Typen nicht möglich war. Im weiteren Verlauf geht die *Tsuga*-Kurve stetig zurück und erlischt praktisch in Probe 9.

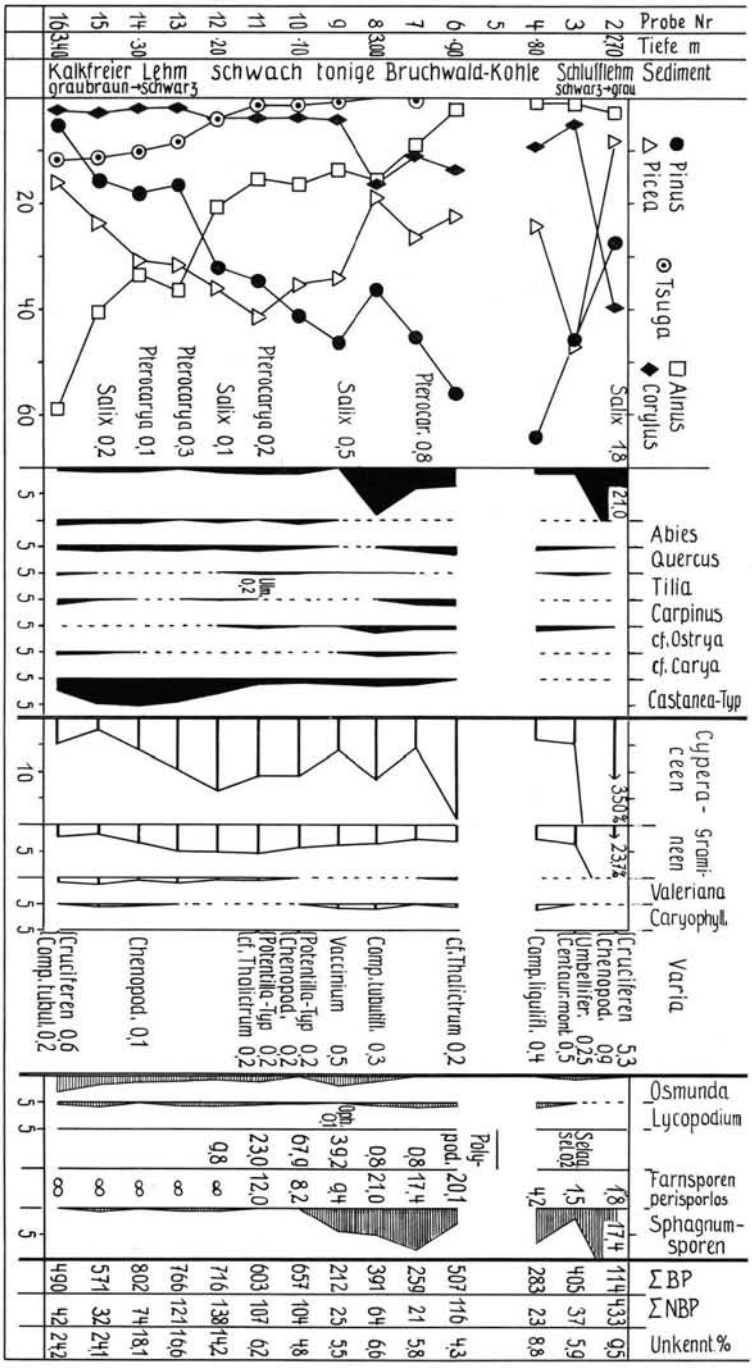


Abb. 3. Pollendiagramm des Uhlenberg-Flözes.

Anm.: Die Kurve von *Betula* (1. Schattenriß von links) wurde versehentlich nicht gekennzeichnet.

Was die übrigen Holzarten betrifft, so dominiert der Pollen von *Alnus* in Probe 16 mit fast 60 %, geht dann aber zurück und ist in den obersten Proben nur noch in Spuren zugegen. *Picea*, am Spektrum 16 mit rund 16 % beteiligt, steigert zunächst ihre Anteile bis zur Dominanz in den Proben 12 und 11 und tritt dann die Herrschaft an *Pinus* ab, die zunächst nur mit 5 % vertreten ist, sich dann aber immer mehr in den Vordergrund schiebt und in Probe 4 mit rund 64 % kulminiert. Interessant ist dabei, daß in den tiefen Proben der von RUDOLPH (1935) ausgeschiedene *haploxylon*-Typ in nicht geringer, nach oben hin zugunsten des *silvestris*-Typs abnehmender Häufigkeit vertreten ist. Systematische Messungen der Länge der Ansatzstellen der Luftkammern im Verhältnis zu ihrer Breite, wie sie für eine präzise Differentialdiagnose notwendig sind, waren allerdings insoweit nicht möglich, als bei einem Teil der Körner infolge Zerreißung oder Deformation keine verläßlichen Maße festzustellen waren. Berücksichtigen wir nur die der Messung zugänglichen Körner, so ergibt sich für die Proben 14—16 zusammengenommen, daß von 53 Körnern 17 dem *haploxylon*-Typ angehören, ihr Anteil also 1/3 beträgt. In Probe 11 waren von 20 Körnern 5, also 1/4 dem *haploxylon*-Typ zuzuteilen; in Probe 6 war unter 19 Körnern kein *haploxylon*-Pollen mehr nachzuweisen. Wir kommen weiter unten auf diese Feststellungen zurück.

Abies ist nur in 5 Proben mit Bruchteilen eines Prozentes vertreten, ähnlich gering ist die Beteiligung von *Quercus* (max. 1,4 %), *Tilia* (max. 1,0 %), *Ulmus* (nur 1 Korn) und *Carpinus* (max. 1,0 %).

Die Kurven von *Corylus* und *Betula* verlaufen einander ähnlich: nach geringen Anfangswerten ein kräftiger Vorstoß in Probe 8, dann wieder Rückgang und in Probe 2 ein erneutes kräftiges, bei Berechnung auf die Gesamtpollensumme, die in dieser Probe angebracht wäre, in engeren Grenzen bleibendes Maximum. Die Entscheidung, ob *Corylus* oder *Betula*, war bei etwa 75—80 % der Körner ohne Schwierigkeiten möglich, die unsicheren Körner wurden im Verhältnis der sicher bestimmbaren auf die beiden Gattungen aufgeteilt. Dabei besteht die Möglichkeit, daß das eine oder andere als *Betula* oder unsicher registrierte Korn in Wirklichkeit *Ostrya* zuzuschreiben ist. Das hauptsächliche Unterscheidungsmerkmal, bei rundlichem Umriß vorspringende Poren ohne Vestibulum, läßt bei Körnern, die unter Bergdruck standen, häufig im Stich; die Gestalt der Poren läßt sich dann nicht mit Sicherheit ausmachen. Es wurden nur solche Körner *Ostrya* zugerechnet, bei denen solche Zweifel nicht bestanden.

Der Pollen von *Castanea* kann als gesichert gelten. Verf. hatte in einer gleichzeitig laufenden Untersuchung eines von Dr. FREISING-Stuttgart geborgenen Bohrkerns aus einer Ziegeleigrube des württembergischen Unterlandes einen Pollen in größerer Menge gefunden, der *castanea*-verdächtig war, eine provisorische Diagnose, die jedoch bei genauem Zusehen[2]) auf Grund des Vorhandenseins einer skabraten Skulptur verworfen werden mußte. Den in unserem Profil auftretenden Körnern fehlt diese Skulptur, sie entsprechen auch nach Größe und Formindex den Anforderungen, die an *Castanea*-Pollen zu stellen sind, wenngleich feinere Einzelheiten, insbesondere die Erkennbarkeit der Poren, nicht selten Wünsche offen lassen.

Weiterhin wurde in wenigen Exemplaren der Pollen von *Pterocarya* festgestellt. Die Anwesenheit des *Carya*-Pollens ist hingegen nicht über jeden Zweifel erhaben, weil es immerhin möglich ist, daß bei dreiporigen *Carpinus*-Körnern durch Bergdruck eine Exzentrizität der Porenordnung vorgetäuscht werden kann. In einigen Fällen glaube ich jedoch, daß die Diagnose *Carya* zurecht besteht.

2) Herrn Kollegen BEUG-Göttingen sei auch an dieser Stelle für seine wertvolle Begutachtung gedankt!

Zum Abschluß der Liste der angetroffenen Baumpollenformen sei auf das Fehlen von *Fagus*, sowie von *Eucommia* und weiteren Angehörigen des tertiären Elementes hingewiesen.

Im Ganzen gesehen tritt in unserem Profil in unverkennbarer Weise nach oben hin eine Verarmung der Vegetation ein; die tertiären Formen — *Tsuga*, *Pinus* sect. *haploxylon*, *Castanea*, *Pterocarya* und *(?)Carya* verschwinden, und es bleiben zuletzt nur noch die Vertreter des kühlgemäßigten Klimas übrig. Auffällig ist dabei die untergeordnete Rolle, welche die Angehörigen des Eichenmischwaldes durch das ganze Profil hindurch spielen, während sich die Erle, offenbar begünstigt durch die edaphischen Bedingungen, in den tieferen Lagen kräftig durchsetzen konnte.

Die Anteile der Nichtbaumpollen liegen bis herauf zu Probe 3 zwischen 5 und 20 %, wobei neben dem tonangebenden Cyperaceen- und dem zurücktretenden Gramineen-Pollen nur einige wenige weitere Pollentypen ohne besonderen Zeigerwert nachweisbar waren. Von Probe 3 zu 2 schnellen die Prozentsätze der NBP unvermittelt in die Höhe, derjenige der Cyperaceen auf 350 % der BP. Aus dieser sprunghaften Zunahme zusammen mit einer mosaikartigen Verknetung heller und dunkler Partien ist zu schließen, daß das Profil oberhalb Probe 3 gestört ist und daß, wohl als Folge periglazialen Bodenfließens, Teile von interglazialen und periglazial-kaltzeitlichen Sedimenten ineinander verwürgt sind.

Etwas aufschlußreicher sind die Kryptogamensporen. Perisporlose Farnsporen waren in den tiefsten Proben so zahlreich, daß auf ihre Zählung verzichtet wurde. In den mittleren Lagen (Probe 12—7) trat ein zierlicher Sporentyp, cf. *Polypodium*, in beträchtlichen Mengen auf. Bemerkenswert ist sodann das nicht seltene, nach oben hin abnehmende Vorkommen der Sporen von *Osmunda* in den beiden, von LESCHIK (1956) unterschiedenen Formen des regaloiden und des javanicoiden Typs. Vereinzelt trat auch eine nicht formbeständige Spore mit dünner Wand und ausgeprägter Zähnelung auf, die dem von LESCHIK der Gattung *Todea* zugeschriebenen Typ vergleichbar ist. *Lycopodium*-Sporen traten zwar nur vereinzelt, aber mit einiger Regelmäßigkeit durch das ganze Profil hindurch auf; in Probe 3 fand sich eine Spore von *Selaginella selaginoides*, in Probe 9 eine solche von *Ophioglossum*. *Sphagnum*-Sporen treten im unteren Teil ganz zurück, häufen sich jedoch nach oben hin; sie dürfen als Zeichen der fortschreitenden Verarmung und Versauerung des Substrats gewertet werden (wozu allerdings das fast völlige Fehlen von Ericaceen-Tetraden schlecht paßt).

Die Pollenverhältnisse in den liegenden Tonen

Wie oben berichtet, war nach Abschluß der Untersuchung des Hauptprofils in nächster Nähe seiner Entnahmestelle ein Teil der unterlagernden Tone freigelegt und damit der pollenanalytischen Begutachtung zugänglich geworden. Es ergab sich jedoch, daß nur ein Teil der wieder in 5-cm-Abständen entnommenen Proben pollenführend war, und zwar die 5 obersten Proben 21—25 und dann wieder die tieferen Proben 33—36. In den zwischenliegenden und tiefsten Proben war das primär wohl sicher vorhandene Pollenmaterial bis auf unkenntliche Reste zersetzt. Aber auch in den „fündigen" Proben war der Erhaltungszustand unbefriedigend, so daß auf eine diagrammatische Darstellung verzichtet wird. Trotz dieser Einschränkungen ist unverkennbar, daß die liegenden Tone nahtlos in die basalen Lagen des Kohlenflözes übergehen, denn in Probe 21 als der obersten sind alle Pollenformen der Probe 16 mit nahezu übereinstimmenden Werten vertreten. Nach abwärts bis zu Probe 25 ergeben sich, abgesehen von einer stärkeren Vertretung von *Quercus* und *Tilia* und einer Zunahme der Nichtbaumpollen, nur unwesentliche Veränderungen, insbesondere ist der *Tsuga*-Pollen in ziemlich gleichbleibenden Mengen zugegen. Was jedoch diesem Profilteil sein besonderes Gepräge verleiht, ist die eminent hohe Vertretung der Sporen von *Osmunda*, die besonders in Probe 22 das Bild beherrschen.

Ein wesentlich anderes Bild bieten die Proben 33—36. In ihnen war außer einer nach oben hin abnehmenden Zahl von Nichtbaumpollen nur der Pollen von *Picea* und *Pinus* (bei Vorwiegen des ersteren) nachweisbar. Ihr schlechter Erhaltungszustand erweckt den Verdacht, daß am Zustandekommen dieser Einförmigkeit Zersetzungsauslese mitbeteiligt ist. So ist die Annahme des Verfassers, daß es sich um eine Frühphase des „Uhlenberg-Interglazials" handelt, in der ein Fichten-Kiefernwald die Wiederbewaldung übernommen hatte, nicht sicherzustellen.

Vergleich mit anderen frühpleistozänen Pollenprofilen

Als Vergleichsobjekt bietet sich in erster Linie die Flora von Schwanheim bei Frankfurt a. M. an. Sie wurde von BAAS (1932) mit guten Gründen in das Frühpleistozän gestellt; später wurde mehrfach für sie spätpliozänes Alter gefordert, doch hat sich die Auffassung von BAAS in neuerer Zeit durchgesetzt, vor allem auf Grund der von FLORSCHÜTZ (1950) und ZAGWIJN (1959, 1960, 1963) vertretenen Einstufung der floristisch ähnlich gekennzeichneten Tegelen-Warmzeit in das Frühpleistozän. Das Pollendiagramm von Schwanheim ist durch eine besonders starke Vertretung von *Tsuga* und durch zwar geringere, aber doch z. T. recht bedeutende Anteile von *Pterocarya* gekennzeichnet. Letzteres spricht zunächst gegen eine Gleichzeitigkeit mit Uhlenberg, denn hier ist, wie wir sahen, *Tsuga* in wesentlich geringeren Mengen und *Pterocarya* nur in Spuren vertreten. Doch könnte dieser Unterschied auf folgendem beruhen: In Schwanheim ist der *Tsuga*-Pollen jederzeit um ein Mehrfaches stärker vertreten als jener von *Pterocarya*. Im oberen Teil des Diagramms ist *Tsuga* auf 20 % und *Pterocarya* auf 2,6 % zurückgegangen; letztere fehlt dann vollständig in der folgenden Probe, in der *Tsuga* immer noch mit rund 10 % zugegen ist. Allein an diesen Verhältnissen gemessen, könnte unser Profil, in dem *Tsuga* mit rund 12 % einsetzt und dann stetig zurückgeht, als Fortsetzung des Schwanheimer Profils gelten.

Was dieser These aber den Boden entzieht, ist die Tatsache, daß in dem erwähnten Abschnitt des Schwanheimer Diagramms *Abies* eine bedeutende, nach oben zunehmende Rolle spielt, wogegen *Picea*, ohnedies in den tieferen Lagen nur sporadisch vorhanden, im oberen Teil vollkommen fehlt. Im Profil Uhlenberg ist die Sachlage genau umgekehrt, die Fichte ist, nächst der Kiefer, am kräftigsten vertreten, die Tanne nur in Spuren zugegen. Ein weiterer Unterschied ist durch das Fehlen von *Castanea* in Schwanheim gegeben (sie erscheint auch unter den Großresten nicht), während sie in den tieferen Lagen des Uhlenbergs eine nicht ganz unbedeutende Rolle spielt.

Andererseits tritt im Interglazial von Jockgrim (Rheinpfalz) *Castanea* wenigstens in einzelnen Proben und zusammen mit gleichfalls geringen Mengen von *Tsuga*, *Pterocarya* und *Carya* auf (PETERS 1965). Die Anwesenheit von Vertretern der Sektion *haploxylon* von *Pinus* ist durch ein von FIETZ (1953) untersuchtes Stück Holz belegt, FIETZ schreibt es der Arve *(P. cembra)* zu. Insoweit nimmt Jockgrim nicht nur topographisch, sondern auch floristisch eine Mittelstellung zwischen Schwanheim und Uhlenberg ein. Dabei ist aber auch in Jockgrim die Vertretung der Tanne bemerkenswert hoch, es steht also in dieser Hinsicht Schwanheim näher.

Ziehen wir unter Erweiterung des geographischen Rahmens die von LESCHIK (1951) untersuchten Ablagerungen von Buchenau (Kr. Hünfeld) hinzu. Es handelt sich bei ihnen um eine ca. 100 m mächtige Folge von Tonen und Sanden, in die vier Braunkohlenflöze eingelagert sind. Ihnen wurde von LESCHIK „jung-oberpliozänes bis präglaziales Alter" zuerkannt; „gegen ein diluviales Alter sprechen sichere tertiäre Florenelemente *(Pinus haploxylon*-Typ u. a.), die jedoch so selten in den obersten Schichten waren, daß man diese schon als präglaziale Bildungen auffassen darf."

Wichtig für uns ist die Pollenflora des zweitobersten Flözes. Eine in seiner unteren Hälfte deutlich ausgeprägte kühle Phase mit dominierendem *Pinus*, beträchtlichen Anteilen von *Picea* und *Betula* und geringen Mengen von Warmzeitpollen wird von einer Klimabesserung abgelöst, in der erstmals *Tsuga* und *Pterocarya* in geschlossenen Kurven auftreten, erstere erreicht Anteile bis 18 %, letztere 12,8 %. Außerdem steuert *Castanea* Anteile von meist mehreren Prozenten bei. Dominierend in dieser „kolchischen Phase" ist zunächst die Erle, weiterhin die Fichte und schließlich die Kiefer, die nach einem vorübergehenden erneuten Vorstoß von *Picea* und *Tsuga* endgültig die Herrschaft übernimmt. Die Tanne fehlt während der ganzen Zeit, wie auch übrigens im gesamten Profil von Buchenau, die Buche ist nur in einer einzigen Probe mit 0,7 % zugegen.

Wenn wir nun die wesentlichsten Züge dieser Buchenauer Phase: *Tsuga* bis 18 %, *Castanea* bis 5 % (wir sehen von einem Sonderwert ab), Dominanzwechsel von *Alnus* über *Picea* zu *Pinus*, Fehlen von *Abies* und praktisch auch *Fagus*, mit Uhlenberg vergleichen, so ergibt sich weitgehende Übereinstimmung im Vegetationsablauf beider Lagerstätten, die eine Zeitgleichheit vermuten läßt. Es sei aber nicht verschwiegen, daß in andern Punkten Unterschiede bestehen: *Pterocarya* ist in Buchenau stärker vertreten, auch EMW und *Carpinus* bringen es dort zu etwas höheren Werten. Diese Unterschiede lassen sich jedoch zwanglos auf den Einfluß der Höhenlage (Buchenau 270 m, Uhlenberg 530 m) zurückführen.

Interessanter und weniger leicht zu erklären ist ein weiterer Unterschied. Wir stellten oben fest, daß in den unteren Teilen des Uhlenberg-Diagramms der *haploxylon*-Typ des *Pinus*-Pollens immerhin 1/3 des gesamten Kiefernpollens ausmacht und daß sein Anteil in der Folge auf Null zurückgeht. Im einschlägigen Buchenauer Profilstück ist er dagegen nur mit sehr geringen Anteilen zugegen: 0,7—1,3 % bei Gesamtanteilen des *Pinus*-Pollens zwischen 20 und 30 %. Die hohe Präsenz des *haploxylon*-Typs im Uhlenberg-Profil ist in der Tat für pleistozäne Verhältnisse ungewöhnlich; ähnlich hohe, z. T. noch höhere Werte finden sich nur in Vorkommen, die dem Pliozän zugehören. So beträgt nach einer Zusammenstellung von ALTEHENGER (1959, S. 21) das Verhältnis *silvestris* zu *haploxylon* in der Braunkohle von Wallensen 1 : 2 bis 1 : 3, im Roten Kliff auf Sylt 1 : 2, in Weilerswist (Niederrhein) und Willershausen (Westrand des Harzes) 1 : 1, in der Hauptbraunkohle der Wetterau beträgt es nach LESCHIK (1956) im unteren Drittel 1 : 1, im mittleren 3 : 1 und im oberen 4 : 1 bis 5 : 1. Das anfängliche Verhältnis des Uhlenbergs (2 : 1) entspricht also durchaus pliozänen Verhältnissen! Nun ist aber an der Zugehörigkeit der Uhlenberg-Kohle zum Pleistozän nicht zu zweifeln, und auch die früher erwähnte Unsicherheit in der präzisen Erfassung dieses Verhältnisses, die z. B. auch BENDA & LÜTTIG (1968) anläßlich der Untersuchung des Pliozäns von Allershausen bei Uslar feststellten und die sie auf eine Ausscheidung der beiden Typen verzichten ließ, kann nicht dazu führen, daß es völlig falsch gefunden würde.

Das Alpenvorland stellte also nach dem Übergang vom Pliozän zum Pleistozän ein Refugium für die Angehörigen des *haploxylon*-Pollentyps dar. Wenn wir bedenken, daß zur Untergattung *Haploxylon* neben zahlreichen, heute nur noch (oder auch seit je) außerhalb Europas beheimateten *Pinus*-Arten und neben der Balkan-Kiefer *(P. peuce)* die Arve *(P. cembra)* gehört, mutet uns das *silvestris-haploxylon*-Pollenverhältnis des Uhlenbergs nicht mehr so pliozän-anachronistisch an. Es ist durchaus denkbar, daß die Bindung der Arve an den Alpenraum, innerhalb dessen ihr heutiges Areal liegt, im Frühpleistozän erfolgte. Aber auch wenn es sich bei dem *haploxylon*-Pollen des Uhlenbergs nicht oder nicht nur um den Pollen der Arve handeln sollte — nur Großreste könnten diese Frage entscheiden — so handelt es sich doch bei diesem „Anachronismus" nicht um etwas einmaliges. Schon im Tertiär scheint das Alpenvorland eine ähnliche konservierende Funktion ausgeübt zu haben, denn MEYER (1956) faßt die Ergebnisse seiner Untersuchungen an den

jungtertiären Braunkohlen des östlichen Bayerns so zusammen: „Die Mikroflora der älteren Braunkohlen entspricht ihrer Zusammensetzung nach der oberoligozänen bis untermiozänen Mikroflora der rheinischen Braunkohle, ist aber obermiozänen Alters, die jüngeren Braunkohlen zeigen eine Mikroflora mit miozänen Arten, könnten jedoch bereits pliozänen Alters sein ... Demnach tritt eine, in norddeutschen Braunkohlen mit dem Oberoligozän einsetzende floristische Entwicklung in bayerisch-österreichischen Braunkohlen mit erheblicher Verspätung auf."

Werfen wir zum Abschluß unserer vergleichenden Betrachtungen noch einen Blick auf die pollenanalytischen Verhältnisse des Frühpleistozäns der Niederlande. Die Tegelen-Warmzeit, die, wie oben gesagt, nach den Untersuchungen von FLORSCHÜTZ und ZAGWIJN als erste pleistozäne Warmzeit zu betrachten ist, ist durch den Nachweis einer bedeutenden Zahl von tertiären Pollenformen pollenanalytisch gut gekennzeichnet, wir nennen *Sequoia*-Typ, *Taxodium*-Typ, *Cupressaceen, Sciadopitys, Nyssa, Eucommia, Coriaria, Phellodendron, Actinidia, Tsuga, Carya* und *Pterocarya*. Alle diese Formen mit Ausnahme der drei letzten, konnten am Uhlenberg nicht nachgewiesen werden. Die darauffolgende, durch die Eburon-Kaltzeit von Tegelen getrennte Waal-Warmzeit bietet dagegen nach ZAGWIJN (1963) in der Bohrung Eindhoven ein Pollenbild, das jenem des Uhlenbergs wesentlich näher kommt; es hat ihm gegenüber *Cupressaceen*-Pollen und (vereinzelt) *Sciadopitys* und *Eucommia* voraus, und es fehlt ihm *Carya;* im Ganzen gesehen spielt aber jedenfalls das tertiäre Element eine ähnlich eingeschränkte Rolle wie am Uhlenberg, und die Liste des „mitteleuropäischen" Elements stimmt — einschließlich des Fehlens von *Fagus* und der Seltenheit von *Abies* — mit Uhlenberg überein. Der Schluß auf Zeitgleichheit ist daher naheliegend, aber in Anbetracht der großen Horizontaldistanz beider Fundstellen ungesichert.

Die Altersstellung des Interglazials Uhlenberg

Wir sind in der glücklichen Lage, in der Unterlagerung des Schichtstoßes durch glazifluviale Schotter höchstwahrscheinlich donauzeitlichen Alters eine geologische Zeitmarke zu besitzen, die pliozänes Alter der Lagerstätte ausschließt. Ihre Einordnung in eine erste, noch hypothetische, der Tegelen-Warmzeit des Niederrheingebietes entsprechende voralpine Warmzeit dürfte nach den oben gemachten Ausführungen im Hinblick auf die geringe Zahl der tertiären Pollenformen nicht in Betracht kommen.

Andererseits macht die Gegenwart dieser zwar artenmäßig beschränkten, aber anteilsmäßig nicht unbedeutenden Garnitur von Tertiär-Relikten nachgünzzeitliches Alter unwahrscheinlich, es sei denn, man fasse diese Restgarnitur als Sekundärmaterial auf. Aber dafür lassen sich keine zwingenden Gründe finden. Der Erhaltungszustand der *Tsuga-* und *Pinus haploxylon*-Pollen unterscheidet sich nicht von dem der übrigen Pollenformen. Auch der regelmäßige Verlauf der *Tsuga*-Kurve spricht nach Ansicht des Verfassers für die Gegenwart des Pollenspenders, Sekundärmaterial zeigt nach den vom Verfasser an Bohrkernen des Alpenvorlands gemachten Erfahrungen eine unregelmäßige Streuung.

Wenn wir sodann in der oben aufgezeigten Ähnlichkeit der Pollenbilder der Waal-Warmzeit und des Uhlenbergs nicht nur ein Spiel des Zufalls erblicken wollen und wenn wir — ohne Präjudiz — die auf die Waal-Warmzeit folgende Menap-Kaltzeit als ein Äquivalent der alpinen Günzzeit betrachten, was möglich ist, aber noch zu beweisen bleibt, dann liegt es auch aus pollenanalytischer Sicht nahe, Uhlenberg zwischen Donau- und Günz-Eiszeit einzuordnen. Das zweitoberste Kohlenflöz von Buchenau wäre dann wohl auch in diese Zeit zu stellen. Eine letzte Entscheidung kann aber erst von künftigen geologischen und pollenanalytischen Forschungen im Voralpenraum erwartet werden.

Schrifttum

ALTEHENGER, A.: Floristisch belegte Klimaschwankungen im mitteleuropäischen Pliozän der Reuver-Stufe. — Palaeontographica Abt. B, **106**, 11—70, Stuttgart 1959.

BAAS, J.: Eine frühdiluviale Flora im Mainzer Becken. — Z. f. Bot., **25**, 289—371, Jena 1932.

BENDA, L. & LÜTTIG, G.: Das Pliozän von Allershausen (Solling, Niedersachsen). — Palaeontographica Abt. B, **123**, 221—236, Stuttgart 1968.

EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Augsburg 1930.

FIETZ, A.: *Pinus cembra* (Zirbelkiefer, Arve) aus dem Diluvium des Oberrheingebietes. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **3**, 47—49, Öhringen 1953.

FILZER, P.: Das Interglazial Riß-Würm vom Pfefferbichl bei Buching im Allgäu. — Vorzeit H. 1—4, 3—18, Singen 1967.

FLORSCHÜTZ, F. & VAN SOMMEREN, A. M. H.: The palaeobotanical boundary Pliocene-Pleistocene in the Netherlands. — Rep. 18th session Intern. Geol. Congr. Great Britain 1948, **IX**, 40—46, London 1950.

GERMAN, R., BORNEFF, J., BRUNNACKER, K., DEHM, R., FILZER, P., KÄSS, W., KUNTE, H., MÜLLER, G. & WITT, W.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kernbohrung Ur-Federsee 2. — Oberrhein. geol. Abh., **16**, 45—110, Karlsruhe 1967.

GERMAN, R., FILZER, P., DEHM, R., FREUDE, H., JUNG, W. & WITT, W.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kernbohrung Wurzacher Becken 1 (DAF). — Jh. Ver. f. vaterl. Naturkde. Württ., **123**, 33—68, Stuttgart 1968.

GÖTTLICH, Kh. & WERNER, J.: Ein Pleistozänprofil im östlichen Rheingletscher-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **4**, 202—216, Stuttgart 1967.

GRAUL, H.: Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach-Lech und Flossach-Mindel. — 2. Ber. Naturf. Ges. Augsburg, Augsburg 1949.

LESCHIK, G.: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchung der jungpliozänen Braunkohle von Buchenau (Kr. Hünfeld). — Palaeontographica Abt. B, **92**, 1—51, Stuttgart 1951.

— : Die Entstehung der Braunkohle der Wetterau und ihre Mikro- und Makroflora. — Ebenda **100**, 26—64, Stuttgart 1956.

LÜDI, W.: Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. — Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich,**27**, 208 S., Zürich 1953.

MEYER, B. L.: Mikrofloristische Untersuchungen an jungtertiären Braunkohlen im östlichen Bayern. — Geologica Bavarica, **25**, 100—128, München 1956.

PETERS, I.: Zur Altersstellung der Torfe und Gyttjen von Herxheim, Jockgrim und Rheinzabern in der Vorderpfalz. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 121—131, Öhringen 1965.

REICH, H.: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayerischen Alpenvorland. — Flora, **140**, 386—443, Jena 1953.

RUDOLPH, K.: Mikrofloristische Untersuchung tertiärer Ablagerungen im nördlichen Böhmen. — Beih. Bot. Zentralbl., **54** Abt. B, 244—328, Dresden 1935.

SCHAEFER, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation. Landshut 1950.

— : Die donauzeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. — Geologica Bavarica, **19**, 13—65, München 1953.

ZAGWIJN, W. H.: Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**, 5—26, Krefeld 1959.

— : Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in the Netherlands. — Meded. Geol. Stichting C **3.1.5**, Maastricht 1960.

— : Pollenanalytic investigations in the Tiglian of the Netherlands. — Ebenda, N. S., **16**, 49—71, Maastricht 1963.

Manuskr. eingeg. 19. 3. 1970.

Anschriften der Verf.: Prof. Dr. P. Filzer, Institut für Biologie der Universität, 74 Tübingen, Morgenstelle; L. Scheuenpflug, 8901 Neusäß-Lohwald, Lerchenweg 8.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 33—46	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Das Quartär im Untergrund der Deutschen Bucht (Nordsee)

Von Karl-Heinz Sindowski, Hannover

Mit 8 Abbildungen und 8 Tabellen

Zusammenfassung. Die im deutschen Nordseegebiet abgeteuften Flachbohrungen erbrachten eine Schichtfolge, die vom Holozän bis ins Elster-Glazial reicht.

Aus dem Verlauf der Basis-Isobathen der einzelnen Quartär-Schichten wird eine „Nordwestsenke" ersichtlich, die sich von der Elbmündung — südlich an Helgoland vorbeilaufend — nach NW erstreckt. Diese herzynisch verlaufende Senke ist ein epirogener Senkungsraum, dessen Senkungstendenz sich bis ins Quartär fortsetzte.

Abstract. In the German part of the North Sea the following deposits have been found by borings: marine sands of the Holocene, organic muds and fluvial sands of the Weichselian, marine sands of the Eemian, boulder clay of the Saalian glaciation, marine sands of the Holsteinian and clays of the Elsterian. Fluvioglacial sands underlie the boulder clay and the Elsterian clay.

The bases of all Quaternary deposits slopes gently from the German coasts into the northwestern depression. This hercynian depression is a trough of epeirogenetic origin, sinking during the Tertiary.

1. Einleitung

Aus dem Gebiet der Deutschen Bucht südöstlich der Doggerbank, also aus dem Gebiet des deutschen Nordsee-Anteiles, lagen bisher nur wenige, meist lokale geologische Angaben vor, so daß über den Aufbau des Quartärs im Untergrund dieses Teiles der Nordsee nichts bekannt war. Die bisherigen Untersuchungen basierten vorwiegend auf hypothetischen Kombinationen von Morphologie und Oberflächenbedeckung des Nordseebodens (z. B. Pratje 1951, Valentin 1957).

Einen Fortschritt in der Kenntnis des Nordsee-Quartärs brachte die Auswertung von 23 gekernten Flachbohrungen, die im Rahmen der Erdölaufschlußtätigkeit im Gebiet des deutschen Nordsee-Anteiles abgeteuft wurden. Die Bohrungen, sehr weiträumig angeordnet, liegen in einem etwa rechteckigen Gebiet zwischen dem 6. östlichen Längengrad, dem 55. nördlichen Breitengrad und der deutschen Nordseeküste (Abb. 1). Von ihnen erreichen 11 eine Endteufe von 30 m und 6 eine von 10—20 m (Tab. 1). Je nach der Tiefenlage des Meeresbodens am Ansatzpunkt wurden Endteufen von 50—75 m unter NN erreicht.

Den westlichen Anschluß an unser Untersuchungsgebiet, also den niederländischen Nordsee-Anteil, hat Oele (1969) geologisch untersucht. Seine relativ eng gesetzten, aber flachen Bohrungen wurden mit dem Stechrohrgerät „Vibracorer" durchgeführt. Die dabei erschlossene Schichtfolge zeigt weitgehende Übereinstimmung mit der des deutschen Nordsee-Anteiles, jedoch auch spezifische Besonderheiten. So ist hier das Fehlen von Ablagerungen der holstein- und eemzeitlichen Nordsee wie das Auftreten von rötlich gefärbtem drenthestadialem Geschiebelehm und rötlichen Äquivalenten des nordwestdeutschen Lauenburger Tones bemerkenswert.

Im einzelnen werden ausgeschieden (Oele 1969):

Dünkirchen:	junge gelblich-braune Seesande	
Calais	:	Ablagerungen fehlen
Boreal	:	Elbow-Ablagerungen: oben graue schluffige Sande
		unten Klei mit Sandbändern
Präboreal	:	Torfe, mit dünner Decke von Süßwasserton
Weichsel	:	Twente-Formation: fluviatile Tone, Decksande
Eem	:	Ablagerungen fehlen
Drenthe	:	rötlicher Geschiebemergel, teils britischer, teils skandinavischer Herkunft

Holstein : Ablagerungen fehlen
Elster : Peelo-Formation: rötliche glazifluviatile Tone.

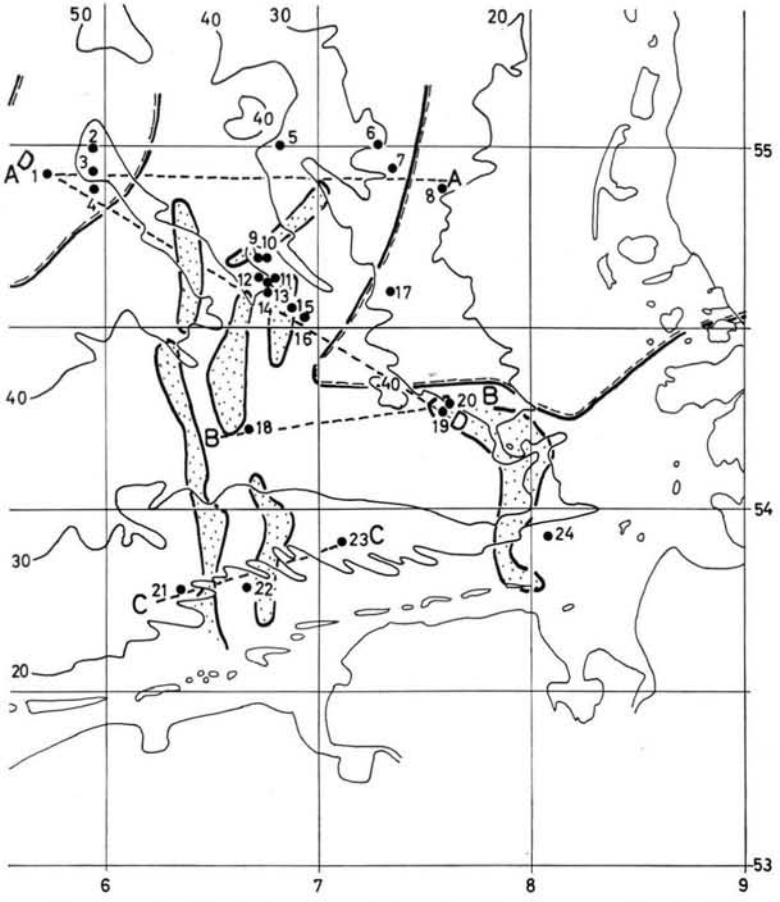


Abb. 1. Lagepunkte der Nordsee-Bohrungen und Lage der Profillinien A, B, C und D. Wichtigste Salzstrukturen und salzstrukturfreien Gebiete im Untergrund (nach HINZ 1968).

Das Auftreten altholozäner, borealer Ingressionsschichten der holozänen Nordsee (Elbow-Ablagerungen) ist auch aus dem deutschen Küstengebiet bekannt, wo diese Ablagerungen als „Accum-Schicht" zum untersten Calais gestellt werden.

Die im Nordsee-Konsortium zusammengeschlossenen Erdölgesellschaften stellten die Bohrkerne für eine wissenschaftliche Bearbeitung zur Verfügung und willigten in die Veröffentlichung der Ergebnisse ein. Dafür danke ich verbindlichst.

Vorliegende Arbeit ist nur ein vorläufiger kurzer Ergebnis-Bericht. Es ist geplant, die endgültigen Ergebnisse in einer Gemeinschaftsarbeit (VON STACKELBERG, SINDOWSKI u. a.) niederzulegen.

2. Schichten-Aufbau

Die in den Flachbohrungen angetroffenen Sedimentfolgen wurden mit im deutschen Nordseeküstengebiet bekannten quartären Schichtfolgen verglichen. Ebenso waren die Untersuchungen im benachbarten niederländischen Nordsee-Anteil (OELE 1969) eine wertvolle Hilfe. Trotzdem können die stratigraphischen Eingliederungsversuche als nicht völlig gesichert angesehen werden, da nur wenige Datierungsmöglichkeiten zur Verfügung

standen. Die in den Bohrkernen vorhandenen Geschiebe, Gerölle und Molluskenreste reichten meist mengenmäßig für eine exakte Altersansprache nicht aus. Ebenso erbrachten die Pollenanalysen (H. MÜLLER 1969) keineswegs immer eindeutige Altersangaben, weil das Pollenmaterial z. T. umgelagert war.

Durch die Flachbohrungen mit ihren vorgeplanten Bohrtiefen wurden 8 verschiedene Sedimentfolgen durchteuft bzw. angeritzt:

1) Obere marine Schichten: 1—15 m mächtige Feinsande mit Schill
2) Limnisch-fluviatile Schichten: bis 17 m mächtige feinsandige Mittelsande
3) Mittlere marine Schichten: 4—20 m mächtige schillführende Fein- bis Grobsande
4) Glaziäre Schicht: bis 10 m mächtiger sandiger geschiebearmer Geschiebemergel
5) Obere glazifluviatile Schicht: Fein- bis Mittelsande
6) Untere marine Schichten: schillführende Fein- bis Mittelsande
7) Beckenablagerungen: bis 30 m mächtige schluffige Tone und stark schluffige Feinsande
8) Untere glazifluviatile Schicht: Fein- bis Mittelsande.

Ausbildung und Altersstellung der einzelnen angetroffenen Schichten werden im folgenden diskutiert.

Tabelle 1

Angaben über die Flachbohrungen

alte Nr.	neue Nr.	Ansatzpunkt m unter SKN	Endteufe m unter SKN	erbohrte Sedimentmächtigkeit in m
C 35	1	42	71,5	29,5
K 35/1	2	34	39,0	5,0
Q 1	3	38	76,1	38,1
K 35/4	4	37	40,7	3,7
C All 1	5	37	52,0	15,0
C 37/3	6	31	61,0	30,0
C 37/2	7	27	58,0	31,0
C 37/1	8	21	50,0	29,0
K 36/1	9	39	42,6	3,6
K 36/2	10	37	41,0	4,0
K 36/3	11	36	39,9	3,9
K 36/4	12	36	39,2	3,2
CN-1-A	13	39	55,0	16,0
N-1-A	14	39	53,0	14,0
C R2	15	38	57,0	19,0
C R3	16	37,5	54,0	16,5
C 39	17	28	58,0	30,0
C 25	18	38	68,0	30,0
C 17/2	19	38	68,0	30,0
C 17/1	20	32	61,0	29,0
C 6	21	28	59,0	31,0
2/A 1	22	20	65,0	45,0
C R4	23	23,5	35,0	11,5

SKN Seekarten-Null = NN —1,50 m

2.1 Obere marine Schichten

Die oberen marinen Schichten treten meist nur als schleierförmige Bedeckung des Pleistozäns auf (Abb. 3) und sind eine Ablagerung der holozänen Nordsee. Nur im Bereich der Sandbewegungsbahnen und in Küstennähe erlangen sie Mächtigkeiten von 20—30 m. Ihre lithostratigraphische Unterteilung im Sinne von BRAND-HAGEMAN-JELGERSMA-SINDOWSKI (1966) ist nicht möglich, weil datierbare humose Einschaltungen

fehlen. Folglich ist auch nicht exakt klärbar, ob die Schichten nur dem Dünkirchen entsprechen (= junge Seesande von OELE 1969) oder ob in ihnen auch das Calais vertreten ist (= Elbow-Ablagerung von OELE 1969).

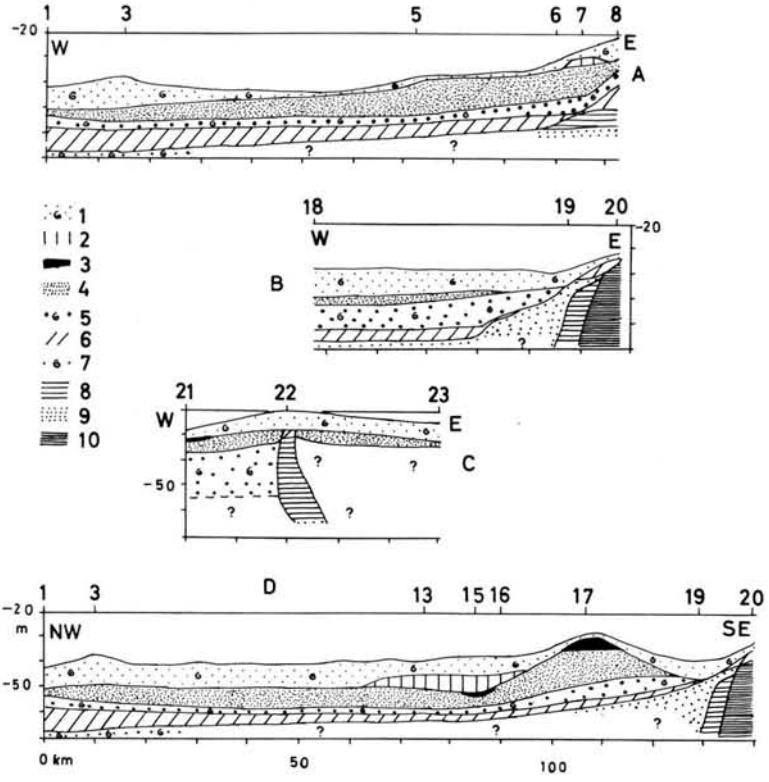


Abb. 2. Geologische Schnitte A bis D (Lage auf Abb. 1). 1 = sandiges marines Holozän, 2 = toniges marines Holozän, 3 = weichselzeitliche Torfe und Gyttjen, 4 = weichselzeitliche Sande, 5 = marines Eem, 6 = Geschiebelehm, 7 = marines Holstein, 8 = Lauenburger Ton, 9 = glazifluviatile Sande, 10 = Tertiärton.

Die Sedimente der oberen marinen Schichten sind meist graue Feinsande und schluffige Feinsande (Schlicksand), in denen neben Molluskenresten häufig einzelne Mittelkieskörner (Quarz, schwarzer Feuerstein) auftreten. Sie sind stark kalkhaltig.

In Bohrung 7 wurden folgende holozänen Sedimente angetroffen (in m unter SKN):

27,0—32,0 m	Feinsand, schluffig, bläulichgrau, kalkhaltig	(Dünkirchen)
—32,25 m	Mittel- bis Grobsand, graubraun, kalkfrei	(? Calais)
—32,50 m	Feinsand, braungrau, kalkfrei	
—32,75 m	Feinsand, schluffig, hellgrau, kalkhaltig	
—33,0 m	Mittel- bis Grobsand, mittelgrau, kalkhaltig	
—33,25 m	Feinsand, graubraun, kalkfrei, Wurzelfasern	(Weichsel)

Der unterste Meter dieses Profiles Nr. 7, in seinem oberen Teil entkalkt und eine Sedimentationsunterbrechung andeutend, ist möglicherweise ins Calais zu stellen.

In einzelnen Bohrungen liegen Feinsande über Ton (Klei), der mutmaßlich älter als Dünkirchen ist. Z. B. liegen in Bohrg. 3 (in 38—49 m unter SKN) 5 m graubrauner Feinsand über dunkelgrauem Klei mit *Cardium edule*, in Bhrg. 9 (in 39—43 m unter SKN) 2 m bräunlich-grauer Feinsand über dunkelgrauem Klei mit *Cardium edule* und in Bhrg. 13 (in 39—51 m unter SKN) 4 m grauer Feinsand über 7 m mittelgrauem Klei mit *Cardium edule*.

Einen differenzierteren Aufbau zeigt Bhrg. 15 (in m unter SKN):

38,0—41,0 m	Feinsand, schluffig, dunkelgrau, viel Schill	(Dünkirchen)
—46,50 m	Klei, dunkelgrau, kalkhaltig	
—49,0 m	Feinsand, dunkelgrau, kalkhaltig, Schill	
—50,0 m	Klei, dunkelgrau, kalkhaltig	(? Calais)
—54,0 m	Feinsand, mittelgrau, kalkhaltig, zur Basis hin gröber werdend	
—55,0 m	Feinsand, hellgrau, kalkfrei, Pflanzenreste, humoses Band eingeschaltet	(Weichsel)

Hier scheinen die Sedimente ab 41 m unter SKN dem Calais anzugehören, führen allerdings eine Molluskenfauna des tieferen Wassers.

Wahrscheinlich ließe sich bei dichterem Abbohren im deutschen Nordsee-Anteil eine spezifiziertere Gliederung des Nordsee-Holozäns erarbeiten, mindestens aber die von OELE (1969) vorgeschlagene Gliederung durchführen.

Die in den Bohrkernen gefundene holozäne Molluskenfauna setzt sich aus psammo- und pelophilen Formen zusammen, die an einen gewissen Tiefenbereich ihres Biotops gebunden sind.

Tabelle 2

Holozäne Muscheln und Schnecken

Muscheln	Häufigkeit	Sand < 15 m	Sand > 15 m	Schlick > 25 m
Abra alba S. WOOD	+			+
„ *nitida* MÜLLER	+			+
„ *prismatica* MONTAGU	+			+
Aloidis gibba OLIVI	+			+
Angulus fabula MEUSCHEN	+ + +		+	
„ *tenuis* DA COSTA	+ + +		+	
Arctica islandica LINNE	+ + +			+
Cardium echinatum LINNE	+ + +			+
„ *edule* LINNE	+ + +	+		
Divaricella divaricata LINNE	+			+
Donax vittatus DA COSTA	+	+		
Dosinia exoleta LINNE	+ +			+
Ensis ensis LINNE	+ +		+	
Macoma baltica LINNE	+ +	+	+	+
Mactra corallina cinera MONTAGU	+			+
Modiolus modiolus LINNE	+		+	
Mya truncata LINNE	+			+
Nucula nucleus LINNE	+			+
Ostrea edulis LINNE	+	+	+	
Solen marginatus PULTENEY	+		+	
Spisula solida LINNE	+		+	
„ *subtruncata* DA COSTA	+ + +		+	
Venerupis pullastra MONTAGU	+	+		
Venus gallina LINNE	+ + +		+	
„ *ovata* PENNANT	+			+
Schnecken				
Acteon tornatilis LINNE	+		+	
Aporrhais pes pelecani LINNE	+			+
Littorina littorea LINNE	+	+		
Lunatia catena DA COSTA	+ +			+
„ *montagui* FORBES	+			+
„ *nitida* DONOVAN	+			+
Nassarius reticulatus LINNE	+	+		
Turritella communis LAMARCK	+ + +			+

In Tab. 2 sind die gefundenen Mollusken nach Häufigkeit, Wohnsediment und Wassertiefe aufgeführt. Unterschieden werden nach heutigen Verhältnissen die küstennahen Sandgebiete der „*Macoma-baltica*-Gesellschaft" bis 15 m Wassertiefe hinunter, die küstenferneren Sandgebiete der „*Venus-gallina*-Gesellschaft" in 15—50 m Wassertiefe und die eingestreuten Schlicksand- und Schlickgebiete in 25—50 m Wassertiefe.

Insgesamt stellt die in den Bohrkernen gefundene holozäne Molluskenfauna eine Gesellschaft des tieferen Wassers dar, die auf Sand-, Schlicksand- und Schlickboden siedelte. Sofern überhaupt aus dieser Faunenvergesellschaftung eine Folgerung gezogen werden darf, dann diese, daß die Fauna kaum älter als Dünkirchen sein kann. Da nämlich während des Calais der Nordseespiegel erst zügig anstieg, scheint die notwendige Wassertiefe über den genannten Siedlungsräumen der Mollusken erst mit Beginn des Dünkirchen vorhanden gewesen zu sein.

Die Isobathen der Holozän-Basis (Abb. 4) zeigen, daß zu Beginn der holozänen Sedimentation im Nordseeraum südlich von Helgoland eine NW-SE-gestreckte, nach NW abtauchende Senke vorhanden war, deren Anlage bereits präquartär ist, wie später gezeigt wird.

2.2 Limnisch-fluviatile Schichten

An der schleswig-holsteinischen Westküste liegen zwischen den Schichten des marinen Holozän und des marinen Eem die „weichselzeitlichen Talsande". An der niedersächsischen Nordseeküste dagegen fehlt diese weichselzeitliche Flußsand-Schicht weitgehend und ist meist durch äolische Bildungen (Brauner Sand) vertreten. Dagegen wurde in nahezu allen Bohrungen des deutschen Nordsee-Anteiles unter dem marinen Holozän eine Schicht aus kalkfreien hellen Fein- bis Mittelsanden mit einer charakteristischen „Schwarz-Weiß"-Geröllkomponente aus hellen Quarzen und Quarziten und schwarzem Feuerstein gefunden.

In den Bohrungen 15, 17 und 21 tritt im Top dieser Sandschicht eine humose, meist tonige Lage auf, die in Bhrg. 17 als 5,7 m mächtige Folge von Mudden mit Feinsand-Zwischenlagen ausgebildet ist. Pollenanalysen dieses Mudde-Profiles (Tab. 3) deuten auf Spätbrörup- bis Postbrörup-Alter hin. Demnach ist die liegende Sand-Schicht wohl als weichselzeitlich anzusehen.

Profil der weichselzeitlichen Mudde in Bhrg. 17 (m unter SKN)

30,05—30,18 m	Schluff, stark sandig, braun geflammt, kalkfrei
—30,5 m	Torfmudde, sandig, braun, geschichtet (Probe 1)
—31,04 m	Torfmudde, tonig, braun, geschichtet (Probe 2)
—31,25 m	Feinsand, stark schluffig, olivgrau, humusgebändert, kalkfrei
—31,75 m	Torfmudde, tonig, braun, geschichtet (Probe 3)
—34,0 m	Feinsand, schluffig, olivgrau, humusgebändert, kalkfrei (Probe 4)
—34,75 m	Torfmudde, stark sandig, graubraun, gebändert
—36,25 m	Feinsand, olivgrau (Probe 5)

Offenbar sind diese weichselzeitlichen Sande nicht nur Flußsande, sondern stellenweise auch Beckensedimente; denn in den Bohrungen 5 und 15 treten tonstreifige Fein- und Mehlsande, in Bhrg. 19 sogar sandstreifige Tone mit Zwischenlagen von tonigem Feinsand auf.

Die Mächtigkeit dieser weichselzeitlichen Sandschicht ist im nördlichen Teil der Deutschen Bucht am größten, und zwar in einem NW-SE-gestreckten keilförmigen Streifen, dessen Spitze auf die Elbmündung zeigt. Demnach scheint es sich hier im wesentlichen um Talsande des „Elbe-Urstromtales" zu handeln. Am Südrand dieses Streifens, wo die „Weser-Talsande" zu vermuten wären, scheint der Sand durch die holozäne Nordsee erodiert zu sein. Die Vermutung, daß die umgelagerten weichselzeitlichen Sande einen wesentlichen Teil des holozänen Nordseesandes geliefert haben, liegt also nahe.

Die Basis-Isobathen der weichselzeitlichen Sand-Schicht zeichnen eine NW-SE-gestreckte Senke mit NW-Gefälle nach (Abb. 5). Diese herzynisch streichende Senke war bereits im Holozän erwähnt.

Tabelle 3

Pollenanalysen des Mudde-Profiles von Bohrung 17
(anal. H. MÜLLER 1969)

Pinus	48	71	53	55	65
Picea	3	2	1	4	7
Abies	1	1	2	1	3
Tsuga	1	—	—	2	2
cf. *Taxus*	—	1	—	—	—
cf. *Sequoia*	2	—	—	—	—
Fagus	—	1	—	1	—
Carpinus	2	1	2	2	1
Carya	—	—	1	1	—
Quercus	23	8	28	16	11
Ulmus	—	—	2	1	—
Tilia	—	—	—	1	1
Fraxinus	—	—	1	—	1
Alnus	9	6	5	7	3
Betula	10	8	4	9	5
Salix	1	1	—	—	1
cf. *Rhus*	—	—	1	—	—
Corylus	7	3	6	9	6
cf. *Hammamelis*	1	—	—	1	—
cf. *Ilex*	—	1	1	—	—
Hedera	—	—	1	—	—
Calluna	1	3	2	—	—
Empetrum	—	1	—	—	1
cf. *Vaccinium*	1	—	—	—	—
Gramineae	4	3	4	6	7
Cyperaceae	6	4	6	2	4
Thalictrum	—	—	—	—	1
Tubuliflorae	—	—	1	—	—
cf. *Sparganium*	—	—	—	—	1
Varia	6	4	4	7	6
Polypodiaceae	6	3	1	1	3
Sphagnum	5	10	9	3	2
Pediastrum boryanum	—	1	1	5	1
Pediastrum kawaraiskii	2	—	—	4	1
Hystrichosphaerideae	3	5	3	9	16
Probe Nr.	1	2	3	4	5

Probe 1: 30,25—30,5 m unter SKN; 2: 30,75—31,0 m; 3: 31,25—31,5 m; 4: 33,0—33,25 m; 5: 34,75—35,0 m.

Befund nach H. MÜLLER: stark humoser, z. T. deutlich geschichteter Feinsand aus einer Zeit mit arktischem bis subarktischem Klima, vermutlich aus dem Zeitabschnitt zwischen dem Ausgang des Brörup-Interstadiales und dem Beginn des Spätglazials der Weichsel-Kaltzeit.

Die Pollenspektren stellen ohne Zweifel Mischspektren dar, die einen hohen Anteil von Pollenkörnern auf sekundärer Lagerstätte des Eem-Interglazials und aus den kühleren Teilen des Quartärs aufweisen. Daneben enthalten sie Pollenkörner von „Tertiärelementen" wie *Tsuga*, cf. *Sequoia*, *Carya* und cf. *Rhus* sowie Hystrichosphaerideen und vereinzelte mesozoische Sporomorphen.

2.3 Mittlere marine Schichten

Unter den fluviatilen weichselzeitlichen Schichten liegen wiederum marine Schichten. Diese bestehen aus recht grobkörnigen Sedimenten, im unteren Teil aus Kiesen und Grobsanden, im oberen Teil aus Feinsanden und tonigen Sedimenten. Häufig ist ein Basalkies aus Quarz, Quarzit und schwarzem Feuerstein vorhanden.

Molluskenreste kommen in den Sanden nur in Form von Bruchschill vor, da die Schalen und Gehäuse durch Transport und Umlagerung abgerieben, zerbrochen und bei Dünnschaligkeit auch völlig verschwunden sind. Die Bestimmung der Bruchstücke war daher schwierig.

Die in den Bohrkernen gefundene Mollusken-Faunula besteht aus psammo- und pelophilen Formen des tieferen Wassers, unter Vorherrschen von *Arctica islandica*. Gefunden wurden im einzelnen:

Angulus fabula MEUSCHEN
Arctica islandica LINNE
Cardium echinatum LINNE
„ *edule* LINNE
Donax vittatus DA COSTA
Macoma baltica LINNE
Mactra corallina cinera MONTAGU
Ostrea edulis LINNE
Spisula subtruncata DA COSTA
Venus gallina LINNE

Die Leitformen des eemzeitlichen Flachwasserbereiches *Venerupis senescens* COCCONI und *Bittium reticulatum* DA COSTA wurden nicht identifiziert. Trotzdem scheint die Ansprache dieser mittleren marinen Schichten als marines Eem in Hochsee-Ausbildung berechtigt.

Auffällig ist die große Tiefenlage des marinen Eem im Nordseegebiet. Die Eem-Basis liegt hier zwischen 37—62 m unter NN und die Eem-Oberkante zwischen 33—54 m. Im ostfriesischen Küstengebiet dagegen liegt die Basis des Watt-Eem bei ca. 17 m unter NN und seine Oberkante bei 8—9 m unter NN.

Paläogeographisch gesehen zeichnen sich im marinen Eem anscheinend 3 Faziesbereiche ab: 1) grobsandige Hochsee-Ausbildung mit *Arctica islandica*, 2) feinsandige Flachwasser-Ausbildung mit *Venerupis senescens* und *Bittium reticulatum* als Leitformen, 3) sandig-tonige Watt-Ausbildung mit Basaltorf und Verzahnungen mit dem eem-zeitlichen Küstenrandmoor und den eemzeitlichen Flußablagerungen.

2.4 Glaziäre Schicht

Im nordwestdeutschen Küstengebiet ist das Saale-Glazial nur durch Ablagerungen des Drenthe-Stadiums vertreten. Die Drenthe-Grundmoräne führt einheitlich Geschiebe-Inventar mittelschwedischer Herkunft.

Im deutschen Nordsee-Anteil sind drenthestadiale Vorschüttsande, Geschiebemergel und geringmächtige Beckentone erbohrt worden. Der in einigen Bohrungen des niederländischen Nordsee-Anteiles angetroffene rote Geschiebelehm (OELE 1969) wurde im deutschen Nordsee-Anteil nicht gefunden.

Die mittleren marinen Schichten werden von einem typischen Geschiebemergel bzw. Geschiebelehm unterlagert, in einer Ausbildung, wie er aus dem ostfriesischen Küstengebiet bekannt ist.

Die Grundmoräne besteht aus grauem bis graugrünlichem geschiebeführenden Geschiebemergel mit mittel- bis grobsandigen Einschaltungen. Er enthält stellenweise etwas marinen Bruchschill, von dem nicht eindeutig feststeht, ob er holozänen oder eemzeitlichen Nachfall von oben oder aus dem liegenden marinen Holstein aufgenommenes Material darstellt.

Eine Leitgeschiebe-Analyse des Geschiebemergels war nicht durchführbar, weil z. B. aus Bhrg. 20 nur 80 Geschiebe vorlagen. Da diese Probe jedoch weder Rhombenporphyre noch Rapakiwi enthält, ist ihr bereits aus der Lage im Profil vermutetes, drenthestadiales Alter am wahrscheinlichsten.

Tabelle 4

Geschiebe-Analyse, Bohrung 20, 32,7—34,0 m unter SKN

brauner Feuerstein	20,3 Stück-%
weißgerindeter Feuerstein	11,0
Summe Feuersteine	31,3
roter Dala-Sandstein	1,2
helle Sandsteine	12,5
helle Quarzite	16,5
Summe Sedimente	30,2
Quarz	5,0
rotes Kristallin	12,5
graues Kristallin	10,0
grünes Kristallin	5,0
Porphyre	2,5
Summe Kristallin	30,0
unbestimmt	3,5

Die Basis des Geschiebemergels fällt von der ostfriesischen Küste nach N hin ab — aus dem Raum Krummhörn—Borkum—Juist war dies Nordeinfallen seit langem bekannt — dagegen von der schleswig-holsteinischen Küste nach W hin ab. Das Abtauchen der Geschiebemergel-Basis markiert wieder die NW-SE-streichende Senke, die sich bereits in der Morphologie der holozänen und weichselzeitlichen Basis widerspiegelt.

Beziehungen zwischen anstehendem Geschiebemergel und dem „Rauhen Grund" oder den „Steingründen" des Nordseebodens scheinen nicht zu bestehen. Die Steingründe, die z. B. PRATJE (1951) zur Rekonstruktion seiner saalezeitlichen Endmoränenzüge am Grunde der Nordsee benutzte, sind wohl kaum saalezeitlich, denn der drenthestadiale Geschiebemergel liegt im Bereich der Bohrungen 7, 17 und 20 erheblich tiefer, bedeckt von eem- und weichselzeitlichen Ablagerungen.

2.5 Untere marine Schichten

Auffällig ist, daß marine holsteinzeitliche Ablagerungen im deutschen Nordsee-Anteil kaum und im niederländischen Nordsee-Anteil überhaupt nicht (OELE 1969) gefunden wurden. In den Bohrungen 1 und 3, also im äußersten NW des Untersuchungsgebietes, wurden in ca. 70 m unter NN schillführende Fein- bis Mittelsande mit maximal 2 m angeritzt (Abb. 2). Sonst sind sie von den Bohrungen wahrscheinlich nicht erreicht worden.

Die in den Bohrkernen vorgefundene Mollusken-Faunula besteht aus psammo- und pelophilen Formen. Im einzelnen wurden gefunden:

Abra alba WOOD
Arctica islandica LINNE
Astarte montagui DILLWYN
Cardium edule LINNE
Dosinia exoleta LINNE
Macoma baltica LINNE
Spisula subtruncata DA COSTA

Astarte montagui kann als eine Leitform des marinen Holstein angesehen werden (GRAHLE 1936), denn sie fehlt im Eem und tritt im Holozän sowie heute nicht im Gebiet der Deutschen Bucht auf. Unter Vorbehalt werden deshalb die unteren marinen Schichten zum Holstein gerechnet.

2.6 Beckenablagerungen

In den Bohrungen 19 und 22 wurde ein dunkler Ton angetroffen, der mutmaßlich ein Äquivalent des Lauenburger Tones ist.

In Bhrg. 22 wird er 30 m mächtig und liegt direkt unter drenthestadialem Geschiebelehm. Dieser Ton scheint lokal durch Eisdruck hochgestaucht zu sein, denn in den in 50 m Abstand niedergebrachten, hier nicht erwähnten Nachbarbohrungen wurde er nicht angetroffen.

In Bhrg. 19 tritt ein 20 m mächtiger Ton auf, der in seinen unteren Partien Einlagerungen von schwarzen Fein- bis Mittelsanden enthält. Dieses Vorkommen liegt am SW-Hang der Helgoländer Salzstruktur und lehnt sich offenbar an den Hang des in Bhrg. 20 angetroffenen hochliegenden Tertiärtons an. Deswegen ist es möglich, daß dieser angebliche Beckenton ein Abschlämmprodukt vom Hang des Tertiärtones ist. Nach der geologischen Situation im Bohrprofil müßte dieser Ton spätelster- bis frühsaalezeitlich, also ein Äquivalent des Lauenburger Tones sein (Abb. 2).

Tabelle 5

Pollenanalyse eines Tones aus Bohrung 7, 52, 5—52, 75 m unter SKN

Pinus	30	*Corylus*	5
Picea	12	Gramineae	7
Sequoia	1	Cyperaceae	10
Sciadopytis	1	*Calluna*	4
Fagus	2	*Empetrum*	1
Carpinus	2	Ericaceae	2
Quercus	19	Indeterminata	5
Ulmus	3	*Sphagnum*	12
Tilia	2	Polypodiaceae	6
Fraxinus	1		
Alnus	14	cf. *Rhus*	1
Betula	11	*Monocolpites*	1
Salix	2	cf. *Pitysporites*	1

Befund nach H. Müller: Pleistozän. Kaltzeitliches Sediment mit umgelagertem Pollenmaterial, das vorwiegend aus pleistozänen, interglazialen, vielleicht z. T. auch interstadialen und nur zu relativ kleinem Teil aus jungtertiären Schichten während einer vegetationsarmen Zeit umgelagert worden ist.

In Bhrg. 7 wurde ein graubrauner Ton angetroffen, der unter den mittleren marinen Schichten liegt. Von diesem Ton (Tab. 5) ist unklar, ob er ein Beckensediment über mutmaßlich drenthestadialem Geschiebemergel darstellt oder aber bereits ein Äquivalent des Lauenburger Tones ist.

Die mutmaßlich elsterzeitlichen Tone sind dunkelgrau bis schwarz gefärbt. Rotgefärbte elsterzeitliche glazifluviatile Tone, die im niederländischen Nordsee-Anteil anscheinend weit verbreitet auftreten (Oele 1969), wurden nicht beobachtet, obwohl sie noch in den grenznahen niederländischen Nachbarbohrungen auftreten.

2.7 Glazifluviatile Schichten

Da unter dem mutmaßlich drenthestadialen Geschiebemergel wie unter dem „Lauenburger Ton" glazifluviatile Sande auftreten, scheint eine obere saalezeitliche und eine untere elsterzeitliche glazifluviatile Schicht vorhanden zu sein (Abb. 2).

2.7.1 Obere glazifluviatile Schicht

Glazifluviatile Sande unter mutmaßlich drenthestadialem Geschiebemergel wurden in Bhrg. 17 und 18 mit nur 1—2 m angeritzt. Ihre Mächtigkeit ist daher unbekannt. Es sind helle Mittel- bis Feinsande mit einzelnen Kieskörnern.

2.7.2 Untere glazifluviatile Schicht

Glazifluviatile Sande unter mutmaßlichem Lauenburger Ton wurden in den Bohrungen 19 und 22 mit 1—2 m angeritzt. Ihre Mächtigkeit ist daher unbekannt. Es sind helle Mittelsande mit einzelnen Kieskörnern.

Tabelle 6

Vorläufige stratigraphische Einstufung des deutschen Nordsee-Quartärs

vermutete stratigr. Stellung	Schicht	Mächtigkeit in m	Ausbildung
Holozän	Obere marine	1 — 15	Dünkirchen: Feinsande bis Schlicke mit einer Molluskenfauna des tieferen Wassers Calais: Sande und Tone (Klei) mit einer Flachwasserfauna
Weichsel	limnisch-fluviatile	0 — 17	oben: tonig-sandige Mudden oder humose Lagen von Spätbrörup- bis Postbrörup-Alter unten: Fein- bis Mittelsande mit typischer „Schwarz-Weiß"-Kieskomponente
Eem	mittlere marine	4 — 20	Fein- bis Mittelsande mit Basalkies und untypischer Molluskenfauna *(Arctica islandica)*
Drenthe (Saale)	Beckenablagerung	0 — 3	dunkle Tone (Bohrung 7)
	glaziäre	1 — 10	grauer sandiger geschiebearmer Geschiebemergel bzw. Geschiebelehm ohne Rhombenporphyr und Rapakiwi
	obere glazifluviatile	>2	Fein- bis Mittelsande mit geringer Kieskomponente
Holstein	untere marine	>2	Fein- bis Mittelsande mit *Astarte montagui* und untypischer Molluskenfauna
Elster	Beckenablagerung	bis 30	dunkle, z. T. gebänderte Tone („Lauenburger Ton"), in Bohrung 22 glaziär gestaucht
	untere glazifluviatile	> 2	Fein- bis Mittelsande mit geringer Kieskomponente

(Altpleistozäne Schichten wurden nicht mehr erbohrt.)

3. Schichtenlagerung

Bereits bei Besprechung der holozänen, weichselzeitlichen, eemzeitlichen und saalezeitlichen glaziären Sedimente wurde darauf hingewiesen, daß die Basis dieser Schichten ein ± kontinuierliches Gefälle auf eine SW-SE-gestreckte Senke hin hat.

3.1 Pleistozän

Die Basis des drenthestadialen Geschiebelehms taucht im ostfriesischen Küstengebiet zwischen Krummhörn und den Inseln Juist und Borkum nach N hin ab, und zwar um 18—26 cm/km. Nach N zu verstärkt sich ihr Gefälle und erreicht zwischen den Bohrungen 22 und 18 sein Maximum mit ca. 39 cm/km. Zwischen den Bohrungen 18 und 1, im Gebiet der NW-Senke, verläuft die Geschiebelehm-Basis nahezu horizontal.

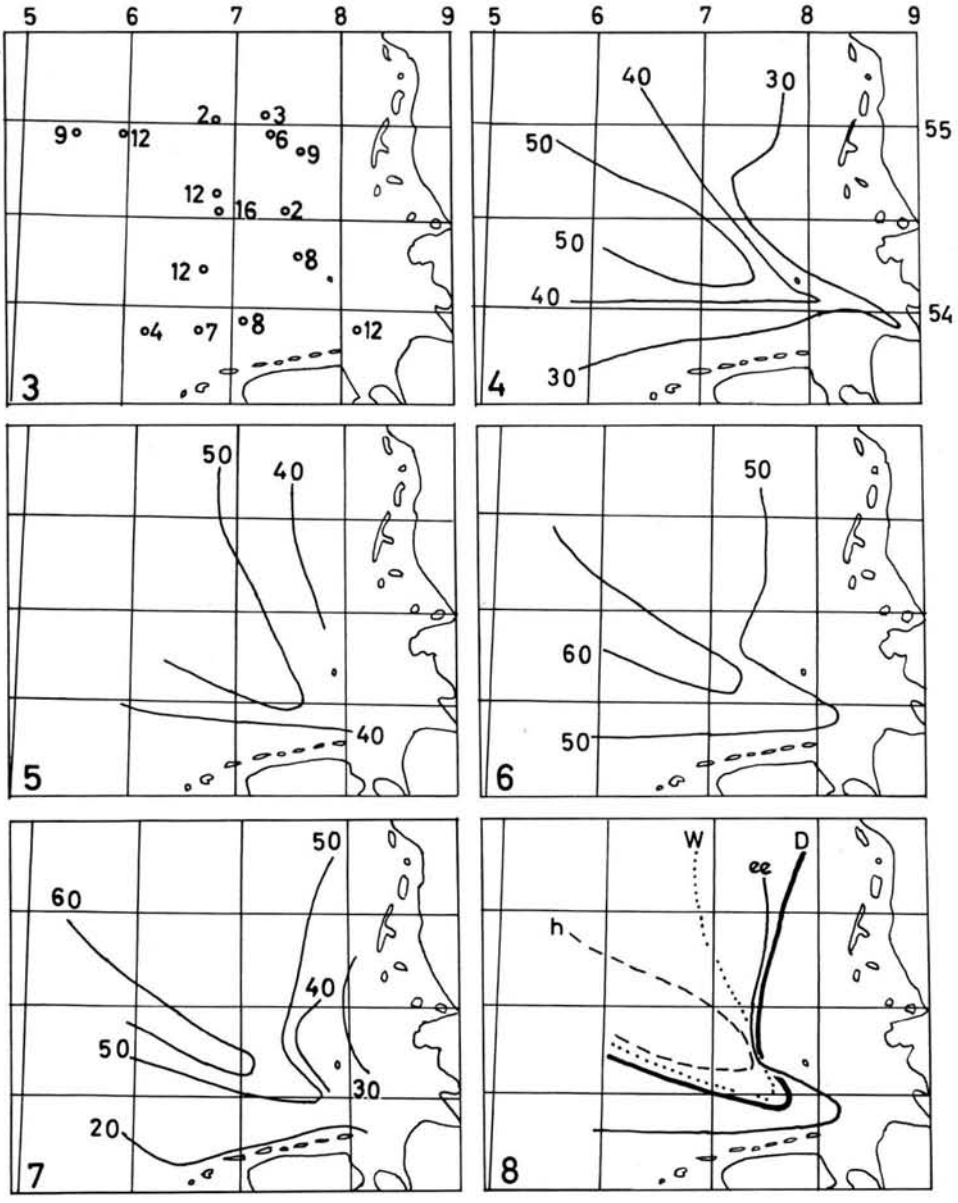


Abb. 3 bis 8. 3. Mächtigkeiten des marinen Holozän, 4. Isobathen der Basis des marinen Holozän. 5. Isobathen der Basis der weichselzeitlichen Sande, 6. Isobathen der Basis des marinen Eem, 7. Isobathen der Geschiebelehm-Basis, 8. Vergleich des Verlaufs der 50-m-Isobathen der Basen von Geschiebelehm (D), marinem Eem (ee), weichselzeitlichen Sanden (W) und marinem Holozän (h).

An der schleswig-holsteinischen Küste taucht die Geschiebelehm-Basis anscheinend nach W ab. Z. B. sinkt sie zwischen Bhrg. 7 im E und Bhrg. 1 im W um 7,6 cm/km und zwischen Bhrg. 17 im E und Bhrg. 18 im W um 17 cm/km ab.

Tabelle 7

Basis des Geschiebelehms (in m unter NN)

Norden	± 17,0
Memmert	± 20,3
Juist	± 20,5
Borkum	± 20,5
Bohrung 22	27,7
Bohrung 18	65,2
Bohrung 1	65,2

Tabelle 8

Abtauchen der Geschiebelehm-Basis nach N (in cm je km)

Norden-Juist	± 22
Juist-Bohrung 22	± 31
Borkum-Bohrung 22	± 36
Bohrung 22—18	± 39
Juist-Bohrung 18	± 38
Borkum-Bohrung 18	± 38
Bohrung 18—1	± 0

Abb. 7 zeigt den Verlauf der Isobathen der Geschiebelehm-Basis. Die 60-m-Isobathe deutet eine Senke von NW—SE-Verlauf an. Abb. 6 zeigt die Isobathen der Basis der mittleren marinen Schicht (Eem). Die 60-m-Isobathe umfaßt ebenfalls eine NW—SE-gestreckte Senke. Die Isobathen der weichselzeitlichen Basis (Abb. 5) zeigen in ihrem Verlauf ein ähnliches Bild wie Abb. 6 und 7. Die 50-m-Isobathe umschließt eine NW—SE-gestreckte Senke.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß bereits vor dem mutmaßlich drenthestadialen Geschiebelehm eine NW—SE-gestreckte Senke mit NW-Gefälle existierte, deren Fortsetzung nach NW durch Bohrungen bisher nicht ermittelt wurde.

3.2 Holozän

Die Holozän-Basis (Abb. 4), belegt durch sämtliche im Gebiet vorhandenen etwas tieferen Bohrungen, zeigt im Verlauf ihrer 30-m-, 40-m, und 50-m-Isobathen besonders eindrucksvoll die Morphologie der NW-Senke.

Der Isobathen-Verlauf des heutigen Nordseebodens (Abb. 1) zeichnet zwar mit seinen 30-m- und 40-m-Isobathen die NW-Senke ebenfalls nach, jedoch sind die morphologischen Verhältnisse in bestimmten Gebieten durch Erosion oder stärkere Sedimentation auf dem Nordseeboden im Laufe des Holozäns verändert worden.

3.3 Nordwest-Senke

Die Nordwestsenke, die hier als morphologische Hohlform seit dem Mittelpleistozän nachgewiesen wurde (Abb. 8), ist in ihrer Anlage älter. Sie kreuzt diagonal eine Anzahl im Untergrund liegender N—S-gestreckter wallartiger Salzstrukturen und grenzt im N an das salzfreie „Ringkjöbing-Fünen-Hochgebiet" (Hinz 1968). Wahrscheinlich setzt sie sich nach NW in die große „Zentrale Nordwestsenke" (= zentrales Tertiärbecken) fort, die zwischen dem bis Ende des Mesozoikums wirksamen „Doggerbank- und Schillbank-Hochgebiet" liegt und große Tertiärmächtigkeiten aufweist (Hinz 1968), also zweifellos einen epirogenen Senkungsraum während des Tertiärs darstellt.

Im Gebiet der Nordwestsenke sind die Sedimentmächtigkeiten des Quartärs gegenüber ihren Rändern nur wenig erhöht (Abb. 3, 6). So betragen sie für das marine Holozän am Senkenrand durchschnittlich 4 m (2—6 m) und im Senkeninneren 13 m (9—16 m). Für das marine Eem liegen die Mächtigkeitswerte ähnlich: durchschnittlich 5 m (3—7 m) am Senkenrand, 12 m (9—14 m) im Senkeninneren. Diese Mächtigkeitsunterschiede lassen vermuten, daß die Nordwestsenke noch im Quartär eine, wenn auch geringe Senkungstendenz beibehalten hat.

Berücksichtigt man ferner, daß in manchen Abschnitten des ostfriesischen Küstengebietes die Klei-Ablagerungen der einzelnen holozänen Nordsee-Ingressionen ein meist deutliches, aber unterschiedlich starkes Einfallen nach N erkennen lassen, so muß mit einer „tektonischen Komponente" im Fragenkomplex „Küstensenkung—Nordseespiegelanstieg" gerech-

net werden. Bisher ist noch nicht übersehbar, inwieweit und in welchem Ausmaße die Nordwestsenke das holozäne Ingressionsgeschehen an der deutschen Nordseeküste beeinflußt hat.

Schriften

BRAND, G., HAGEMAN, B. P., JELGERSMA, S. & SINDOWSKI, K. H.: Die lithostratigraphhische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. — Geol. Jb., **82**, 365—384, Hannover 1966.

BUNGENSTOCK, H., CLOSS, H. & HINZ, K.: Geophysikalische Untersuchungen im südlichen Teil der Nordsee. — Erdöl u. Kohle, **16**, 450—455, Hamburg 1963.

GRAHLE, H. O.: Die Ablagerungen der Holstein-See (Mar. Intergl. I), ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. — Abh. preuß. geol. Landesanst. N.F., **172**, 110 S., Berlin 1936.

GRIPP, K.: Die Entstehung der Nordsee. — In: Werdendes Land am Meer, 1—41, Berlin 1937.

HINZ, K.: A contribution to the Geology of the North Sea according to geophysical investigations by the Geological Survey of German Federal Republic. — In: Geology of shelf seas, 55—71, Edinburgh 1968.

LÜDERS, K.: Die Sedimente der Nordsee. — Neues Arch. Niedersachs., **16**, 213—226, Göttingen-Hannover 1950.

OELE, E.: The Quaternary Geology of the Dutch part of the North Sea, north of the Frisian isles. — Geol. en Mijnb., **48**, 467—479, s'Gravenhage 1969.

PRATJE, O.: Die Deutung der Steingründe in der Nordsee als Endmoränen. — Dt. hydrogr. Z., **4**, 201—205, Hamburg 1951.

REINECK, H. E., DÖRJES, J., GADOW, S. & HERTWECK, G.: Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. — Senckenbergiana lethaea, **49**, 261—309, 15 Abb., 2 Taf., Frankfurt/M. 1968.

SINDOWSKI, K. H.: Das Eem im ostfriesischen Küstengebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **115**, 163—166, Hannover 1965.

— : Gliederungsmöglichkeiten im sandig ausgebildeten Küsten-Holozän Ostfrieslands. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 209—218, Öhringen 1968.

— : Geologische Entwicklung von Ostfriesland. — In: Ostfriesland im Schutze des Deiches Bd. 1, 3—48, Pewsum 1969.

VALENTIN, H.: Die Grenze der letzten Vereisung im Nordseeraum. — Verh. 30. Geographentag Hamburg 1955, 359—366, Hamburg 1957.

Manuskr. eingeg. 20. 3. 1970.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. K. H. Sindowski, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 47-57	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Untersuchung der Auftauschicht über Dauerfrost in Spitzbergen

Von Gerhard Stäblein, Würzburg

Mit 8 Abbildungen

Zusammenfassung. Entlang von zwei Meßprofilen in W- und SE-Spitzbergen wurde die Entwicklung der Auftauschicht in Korrelation zu Frostmusterformen und Standortbedingungen gemessen. Die Ergebnisse werden mit bisherigen Beobachtungen aus Spitzbergen verglichen.

Die Auftautiefen für Standorte geringer Höhe ü. NN sind mit Werten von rd. 30—80 cm in W- und SE-Spitzbergen nur wenig unterschiedlich. Die lokalen Standortunterschiede durch Vegetationsbedeckung und Frostmuster bedingen eine stärkere Schwankung der Auftautiefe als die überregionalen Unterschiede. Es entsteht dadurch ein „basales Auftaurelief", das das kleingliedrige Oberflächenrelief der Frostmusterformen verstärkt und gleichsinnig abbildet, und auch am Ende der sommerlichen Auftauperiode nicht ganz ausgeglichen ist.

Summary. Along two profiles in W- and SE-Spitsbergen the development of the thawing layer was measured in correlation to frost patterns and environment conditions. The results were compared to the previous observations in Spitsbergen.

The thawing depths at positions in low heights above sea level are not very different from each other, with values from about 30 to 80 centimeters in W- and SE-Spitsbergen. An oscillation of the thawing depth stronger than between the different regions, is implied by the environment differences caused by vegetation cover and frost patterns. Through that proceeds a "basal thawing relief", which reinforces and copies congenially the small superficial relief features of frost patterns and is not levelled even at the end of the summer thawing period.

1. Problemstellung

Die Eigenständigkeit der Dynamik der Formgebung im Kleinen und Großen in der Frostschutt- und Tundrenzone (i. S. Büdel 1960) des Polargebietes hat im wesentlichen in der Existenz des Dauerfrostes im Untergrund und der periodischen Ausbildung einer sommerlichen Auftauschicht ihre Ursache.

Die Mächtigkeit, die Entwicklung und die zeitliche Dauer der Auftauschicht an der Oberfläche ist für die Abtragung, für deren Ausmaß und zeitlichen Ablauf, entscheidend. Für die Erosion, die fluviatile linienhafte Abtragung, ist der Schrittmacher die „Eisrinde", die Büdel (1962, S. 345, 1968, S. 4, 1969) entdeckt und eingehend beschrieben hat. Diese kryogene Verwitterungsschicht im obersten Abschnitt des dauernd gefrorenen Untergrundes bereitet das anstehende Gestein so auf, daß die Flüsse allein durch Auftauen ihres Untergrundes abtransportieren und sich dadurch tieferlegen können. Es ist also die Entwicklung der sommerlichen Auftauschicht unter den Flüssen und in den Tälern zwar nicht die Ursache, so doch der auslösende Faktor der „exzessiven Talbildung" (Büdel 1948) im Polargebiet.

Mehr noch ist die Auftauschicht selbst für die Denudation, für die weitflächige Abtragung der Hänge, entscheidend (Wirthmann 1964, S. 12). Die Solifluktion und Kryoturbation werden entscheidend beeinflußt und erhalten dadurch ihre maximale basale Begrenzung (Semmel 1969, S. 42, 48). Taut ein Hang nur wenig tief auf, kann auch nur wenig abgetragen werden, denn es wird weitflächig nur aufgetautes Material durch die Denudation abgetragen, abgesehen von dem Frostschutt der Steinschlagwände. Es erscheint demnach sinnvoll und notwendig, die Entwicklung der Auftauschicht und die Auftautiefe exakt zu untersuchen.

2. Beobachtungen zur Auftautiefe in Spitzbergen

Zu diesem Problem liegen bereits verschiedene Beobachtungen und Messungen vor. Zu verschiedenen Zeitpunkten, an verschiedensten Stellen und in unterschiedlicher Höhe wurden in West-Spitzbergen im Zusammenhang mit der Beschreibung und Untersuchung der

Frostmusterböden die jeweils anzutreffende Auftauschicht gemessen (MIETHE 1912, S. 243; MEINARDUS 1912, S. 258; POSER 1933, S. 115; TROLL 1944, S. 616; FURRER 1959, S. 288). Die Beobachtungen für Juli und August im Bereich des Kongs-Fjord (Abb. 1) liegen in der Größenordnung von 12 bis über 100 cm Auftautiefen. Für SE-Spitzbergen wurden Auftauwerte von 20—67 cm angegeben (BÜDEL 1959, S. 302).

Abb. 1. Übersichtskarte von Spitzbergen mit Lage der besprochenen Lokalitäten. 1 = Blomstrand-Halbinsel am Kongs-Fjord; 2 = Stauferland mit Hohenstaufen, Stauferbachtal und Talavera-Vorland; 3 = Bucht zwischen Kap Lee und Rosenbergtal; 4 = Aksel-Öya zwischen Bellsund und Van-Mijen-Fjord.

BÜDEL (1962, S. 353, 1967, Fig. 11) ist im Zusammenhang mit dem komplexen Prozeß der thermisch-hydrologischen Geophysik der kryoturbaten Frostmusterböden auch der Entwicklung der Auftauschicht nachgegangen. Er hat dabei ein Schema der Phasen des sommerlichen Auftaubodens mit Bodenaustrocknung im Hochsommer und Dehydratation im Frühwinter erstellt (Abb. 2), das entsprechend den angeführten Prüffeldern auf dem Hohenstaufen (408 m NN) und im oberen Stauferbachtal (170 m NN) im Stauferland (südwestliche Barents-Öya, Abb. 1 und 5) für höhere Lagen SE-Spitzbergens gilt.

Die Auftauschicht beginnt sich dementsprechend nach Schmelzen der Schneedecke bereits Ende Mai zu bilden und wird erst im Oktober durch den von der Oberfläche eindringenden Winterfrost von oben und das Ansteigen der Frostfront von unten völlig verdrängt. Daß die Auftauzone auch von unten her im Herbst wieder gefriert, hat schon POSER (1933, S. 113) aus der Horizontgliederung der Auftauschicht in einen oberen stärker kryoturbat beanspruchten und einen unteren schwächer kryoturbaten Teil in aufgegrabenen Profilen am Kongs-Fjord gefolgert.

Für tiefere Lagen SE-Spitzbergens hat FURRER (1969, S. 35) an zwei Stationen auf dem Talavera-Vorland im Stauferland (südwestliche Barents-Öya, Abb. 1) 1967 bei der Messung des Temperaturgangs im Dauerfrost des Untergrundes auch die Entwicklung der sommerlichen Auftautiefe registriert. An der vegetationsfreien Station (25 m NN, 250 m von der Küste, SE-Exposition) wurden bereits im Juli 65 cm Auftautiefe beobachtet, die

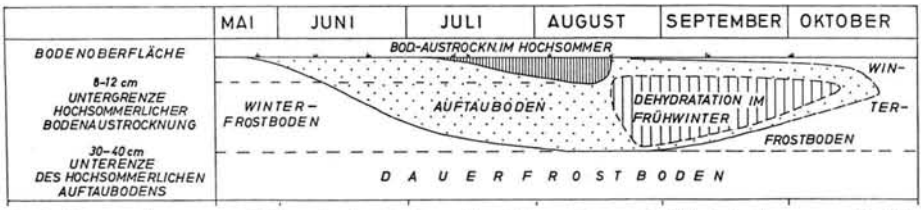


Abb. 2. Phasen des sommerlichen Auftaubodens für höhere Lagen in SE-Spitzbergen nach BÜDEL (1960, S. 353, 1967, Fig. 11).

im August mit über 70 cm ihr Maximum erreicht. Die Station im vegetationsbedeckten Eiskeilnetz (15 m NN, 350 m von der Küste) ist weniger rasch aufgetaut (10 cm im Juli) und erreichte erst Anfang September mit 27 cm die maximale Auftautiefe. Ein Vergleich mit der von mir gemessenen Lufttemperaturkurve der Tagesmittelwerte an der Wetterstation „Würzburger Hütte", die 2 bzw. 3 km entfernt auf einem Küstenplateau des Talavera-Vorlandes (78° 12'N/21° 02'E, 16 m NN) liegt, zeigt nur in langfristigen Tendenzen eine Übereinstimmung zwischen Lufttemperatur und Auftautiefe (Abb. 3).

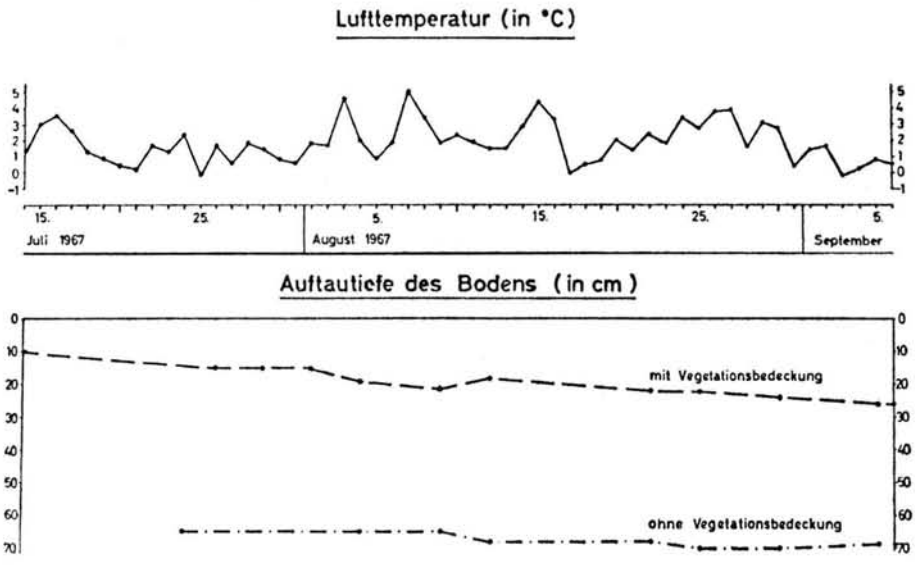


Abb. 3. Verlauf der Kurve der Tagesmitteltemperatur und der Auftautiefe auf der Talavera in SE-Spitzbergen im Polarsommer 1967 (Auftaumessungen FURRER 1969, S. 35; Temperaturmessung STÄBLEIN).

HERZ und ANDREAS (1966) haben im Polarsommer 1964 auf der Blomstrand-Halbinsel am Kongs-Fjord die Auftauschicht entlang von Profilen bis zu 160 m Länge im von Grundmoränen bedeckten Gletschervorfeld in ihrer Entwicklung verfolgt (Abb. 4). Es ergaben sich hier Auftautiefen bis maximal fast 150 cm, die im August erreicht wurden. Mit der Lufttemperaturkurve korreliert annähernd die Kurve der Auftaugeschwindigkeit. Es wurden bis rd. 4 cm pro Tag mittlere Auftaugeschwindigkeit Ende Juli und Anfang August beobachtet für einzelne Standorte bis 7 cm pro Tag. Aus dem Vergleich der Meßwerte für die verschiedenen Standorte erweisen sich Höhenlage, Relief und Exposition als entscheidende Faktoren für den Auftaubeginn und damit die Auftaugeschwindigkeit. Daneben bringen unterschiedliche Feuchtigkeit, Materialzusammensetzung und Mikrorelief des Bodens erhebliche Modifikationen der mittleren Auftauwerte.

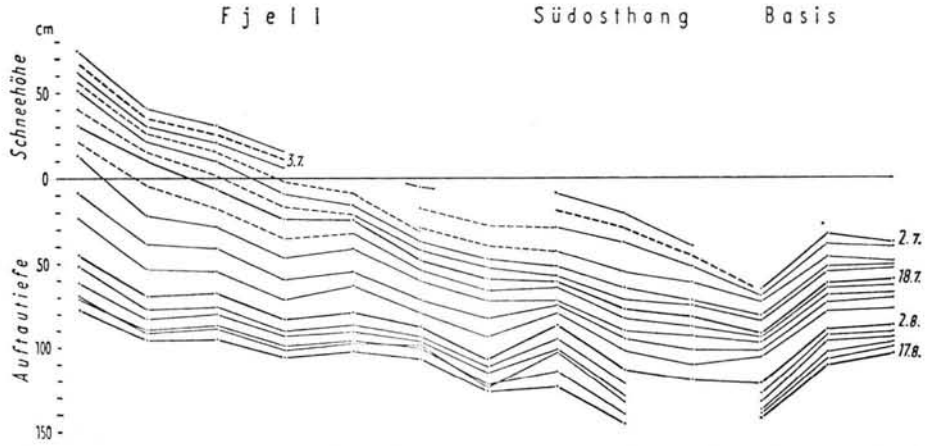


Abb. 4. Die Entwicklung der Auftautiefen verschiedener Standorte auf der Blomstrand-Halbinsel am Kongsfjord im Polarsommer 1964 nach HERZ und ANDREAS (1966, S. 265).

3. Lage der Meßprofile und Untersuchungsmethoden

Dem Zusammenhang zwischen Auftautiefen und Frostmusterformen dienten Untersuchungen entlang von Meßprofilen, die ich 1967 während der „Stauferland-Expedition" unter Leitung von Prof. BÜDEL an Kap Lee (78° 05'N/20° 50'E) auf Edge-Øya in SE-Spitzbergen und 1968 während der „Bellsund-Expedition" unter Leitung von Dr. GLASER (STÄBLEIN 1969) auf Aksel-Øya (77° 43'N/14°45'E) in W-Spitzbergen durchgeführt habe (Abb. 1).

Von der Küste aus aufsteigend wurden jeweils rd. 500 m lange Profile über verschieden hohe Terrassen mit verschiedenen Frostmusterformen eingemessen. Mit einem Eisen-Bohrstock (Modell Pürckhauer) mit Bohrkernrille wurden die Profile im Juli und gegen Ende des Polarsommers abgebohrt. Dabei wurde darauf geachtet, daß alle unterschiedlichen Frostmusterformen mit zahlreichen mindestens jeweils 10 Bohrpunkten erfaßt wurden. In der Zwischenzeit wurden einzelne Zwischenmessungen vorgenommen. Für die jeweils gleichen Frostmusterformen bzw. deren Teile konnte so für jeden Standort ein Mittelwert der Auftautiefe mit zugehöriger Streuung berechnet werden, der weitgehend von zufälligen Singularitäten frei ist und die lokale Entwicklung der Auftauschicht formspezifisch wiedergibt. Indem der Bohrstock nicht nur bis zum Widerstand der Gefrornisfront, sondern noch einige cm in die Frostschicht selbst eingeschlagen und eine Probe davon in der Kernrille entnommen wurde, konnten Meßfehler, von Steinen in der Auftauschicht verursacht, ausgeschlossen werden. Die Art der gefrorenen Teile der Profilproben zeigten deutliche Unterschiede, die Abschätzungen darüber erlaubten, ob die maximale Auftautiefe erreicht ist und über episodisches Tiefergreifen der Auftauschicht (BÜDEL 1969, S. 29), d. h. die Variation der Auftaumaxima von Jahr zu Jahr. Da es uns auf die Standortmittelwerte ankam, wurden die Nachmessungen zwar profilgetreu nicht aber punktgetreu durchgeführt, denn durch die Bohrlöcher und die eindringende Bodenluft würden lokale Verfälschungen der Meßwerte auftreten.

4. Zusammenhang von Auftautiefen und Frostmusterformen

4.1 Meßprofil Kap Lee

Das Meßprofil bei Kap Lee ist WNW exponiert und reicht über Strandwallserien und marine Terrassen (Abb. 5), die Spuren der holozänen isostatischen Hebung des Spitzbergischen Archipels (BÜDEL 1968, GLASER 1968, STÄBLEIN 1969). Diese sind aus marinen Lockersedimenten aus Kiesen und Sanden mit Muschelschill aufgebaut. Der Untergrund und die überragenden Steilhänge bestehen aus Trias-Sandstein und Basalt (ORVIN 1940, S. 30, 38), die auch im Buchtbereich selbst an verschiedenen Stellen zutage treten.

Abb. 5. Kap Lee auf Edge-Øya (im Vordergrund) mit der Bucht, in der das Meßprofil aufgenommen wurde und Blick nach NE über den Freemansund zur Barents-Øya mit dem Stauferland insbesondere dem flachen Talavera-Vorland (Luftbild des Norsk Polarinstitutt Oslo von 1936).

Die jüngeren Strandwälle sind noch weitgehend vegetationsfrei, bis auf die feuchteren Standorte der Rinnen zwischen den Wällen (Abb. 6). In diesem Abschnitt befinden sich erst rd. 100 m landeinwärts Eiskeilfelder mit Rechteckflächen von 3—4 m Kantenlänge zwischen den als Aufwölbung deutlichen Eiskeilen. Am Ende des Sommers zeigten diese Eiskeilwülste eine zentrale meist wassergefüllte Ausschmelzrinne. Auf den Eiskeilwülsten beginnt landeinwärts die Vegetationsbedeckung, ein feuchtes Tundrenpolster, früher als auf den zwischenliegenden Eiskeilfeldern, die erst allmählich mit Moostundra bewachsen sind.

Wo dann die Vegetation fast geschlossen ist, mischen sich Polygone von 1—2 m ϕ in die Eiskeilkaros. Dabei handelt es sich nicht eindeutig um Moosringe (= Mudpits, vgl. Büdel 1960, S. 74, Semmel 1969, S. 38). Es sind nicht nur Auffrierungen von Feinmaterial, sondern es sind auch sortierende Kryoturbationsvorgänge mit im Spiel, wie sich aus der Anreicherung von grobem Material in den Polygonrahmen zeigt. Strandwälle sind in diesem Abschnitt nicht mehr einzeln zu unterscheiden, sondern schließen sich zu einer Terrasse zusammen.

Deutlich wird der Anstieg zu einer höheren marinen Terrasse durch das Auftreten von Moosgirlanden. Deren flachere Teile sind im Gegensatz zu den dicht bewachsenen Stufen meist vegetationsfrei. Es schließen sich Schuttzungen an, die in Schuttstreifen übergehen und auf ebeneren Stellen zu Moosstreifen werden. In diesem Abschnitt ist dem marinen Sediment des Untergrunds Solifluktionsmaterial beigemischt. Durch die Solifluktionsbewegungen ist die Vegetationsdecke zerrissen.

Die Standortmittelwerte der Auftautiefen im Juli und Anfang September zeigen eine deutliche Differenzierung (Abb. 6). Die maximale sommerliche Auftautiefe wird unmittelbar am Strand mit 76 cm erreicht, wie auch sonst die vegetationsfreien Stellen mit 68—73 cm tiefer auftauen als die vegetationsbedeckten Stellen, die Werte von 51—60 cm aufweisen. Die Rahmen der Polygon- und Eiskeilfelder tauen deutlich weniger tief auf als die Zwischenfelder. Darauf wird auch bei Furrer (1959, S. 278) und Semmel (1969, S. 38) hingewiesen. Dieser Gegensatz ist jedoch bei den Meßreihen im Juli noch wesentlich deutlicher als am Ende des Sommers erkennbar.

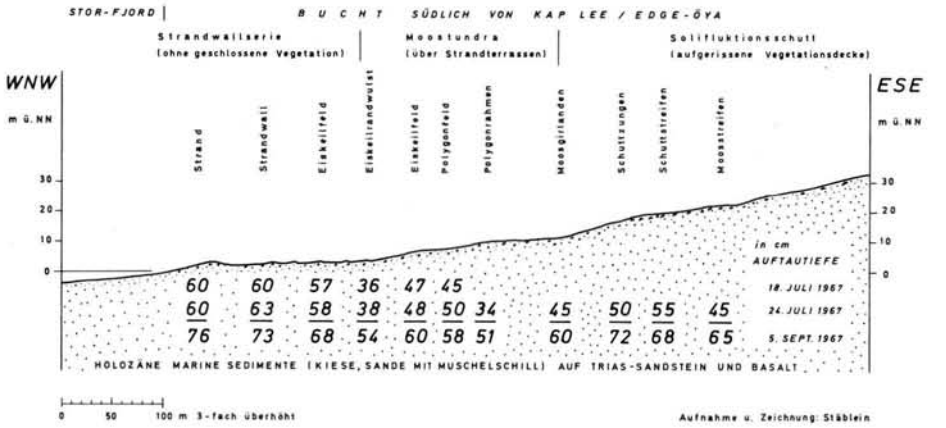


Abb. 6. Auftaumeßprofil südlich von Kap Lee, nordwestliche Edge-Öya mit Auftaumittelwerten für Formbereiche im Polarsommer 1967.

Es gilt allgemein, daß die größeren Unterschiede der Auftautiefen im Juli, die durch verschiedenen Zeitpunkt des Auftaubeginns sowie Unterschiede des Materials und der Durchfeuchtung hervorgerufen werden, durch die unterschiedlichen Auftaugeschwindigkeiten im Laufe des Sommers wieder abgebaut werden (Herz 1966, S. 13). Die Zwischenmessungen haben gezeigt, daß dieser Ausgleich dadurch zustande kommt, daß die Stellen mit raschem Auftau im Frühsommer sich auch rascher auf die dem sommerlichen Wärmehaushalt und dessen Tiefenwirkung angepaßte Auftautiefe einstellen und dann den August über praktisch gleichbleibende Auftautiefen haben, was auch Herz und Andreas (1966, S. 267) sowie Furrer (1969, S. 34) festgestellt haben.

Versucht man die Standorte mit unterschiedlichen Kleinformen (Frostmuster bzw. Strandwälle) nach der unterschiedlichen Auftautiefe vergleichend zu ordnen, so kommt man zu folgender Rangordnung von der größten zur geringsten Auftautiefe: rezenter Strand, fossile Strandwälle, Schuttzungen, Schuttstreifen, Eiskeilfelder, Moosstreifen und Moosgirlanden, Polygonfelder, Eiskeilrandwülste, Polygonrahmen. Die mittlere Auftautiefe über diese Formenreihe betrug 49,6 cm in der zweiten Julihälfte, wobei die Werte von 34 bis 63 cm schwankten, und 64,1 cm Anfang September bei absoluten Schwankungen von 51 bis 76 cm. Für den Beobachtungszeitraum (14. 7. bis 6. 9. 1967) wurde an der rd. 15 km entfernten Wetterstation „Würzburger Hütte" eine mittlere Tagesmitteltemperatur von 1,9° C bei einer mittleren täglichen Temperaturschwankung von 2,7° C gemessen.

4.2 Meßprofil Aksel-Öya

Das Meßprofil Aksel-Öya reicht quer über die schmale glazial asymmetrisch überschliffene Felseninsel, die den Van-Mijen-Fjord vom Bellsund trennt und bis maximal 60 m aufragt (Abb. 7). Es ist der Bereich der steil aufgerichteten Schichten des Permo-Karbon (Orvin 1940, S. 48), die zu kahlen Schichtrippen verwittert sind. Östlich legen sich Schichten der Trias an, über die drei Stufen von isostatischen holozänen marinen Terrassen hinweggreifen (Stäblein 1969a, S. 129).

Über den vegetationslosen rezenten Strand mit schwach ausgebildetem Strandwall erhebt sich, markant abgesetzt, eine völlig mit Moostundra bedeckte 4 m hohe Terrasse, die nur zum kleineren Teil Moosringe aufweist (Abb. 8). Vor dem steilen Anstieg zur nächsten Terrasse haben sich breite Solifluktionsloben ausgebildet. Aus dem dichten Bewuchs

ragen nur die groben kantigen Sandsteinblöcke, die dem Triasschichtausbiß am Terrassenhang entstammen.

Abb. 7. Aksel-Öya im Bellsund / W-Spitzbergen, Blick nach NNW über die Schichtrippen und marinen Terrassen des Meßprofils zum Fridtjov-Breen (Foto STÄBLEIN 18. 8. 68).

Am flacheren oberen Teil des Terrassenanstiegs setzen Moosstreifen ein. Auf der rd. 200 m breiten ebenen Terrassenfläche in 22 m Höhe befindet sich ein großes Eiskeilfeld mit Karos von 3—5 m ⌀. Die Eiskeile laufen in die flache Wanne eines Sees aus, der randlich von einem mächtigen in ihn hineinragenden Schneefleck gespeist wird. Dieser Schneefleck ist auch bis zum Ende des Sommers nur um 10 m zurückgeschmolzen.

Über hochragendem Anstehenden im Untergrund hat sich auf ebenen Stellen vor dem Anstieg der Schichtrippen ein Feld von Frostschuttbeulen gebildet. Es sind nur wenig sortierte kryoturbat aufgetriebene vegetationsarme Hügel aus grobem Sandsteinschutt durchschnittlich 30 cm hoch und 80 cm ⌀. Geringmächtige Solifluktionsdecken aus grobem Frostschutt ziehen sich zwischen den angewitterten Rippen des Anstehenden zum Paß eines glazial ausgeschürften Rillentälchens, das quer über die Insel führt und steil zu den Klippenreihen der W-Küste abfällt. Der westliche Abfall des schmal eingekerbten Rillentälchens blieb bis zum Ende des Sommers z. T. von Schnee erfüllt.

Auch bei diesem Meßprofil zeigen die Standortmittelwerte der Auftautiefen für den 17. Juli und den 18. August 1968 deutliche Unterschiede, die mit den verschiedenen Frostmusterformen korrelieren (Abb. 8). Am Strand wurde die Untergrenze der Auftauschicht mit dem 1 m langen Bohrstock bereits im Juli nicht mehr erreicht wohl durch die Nähe des vom Golfstrom beeinflußten, früher erwärmten Meerwassers an der West-Küste Spitzbergens. Dies ist erstaunlich, denn am 12. 7. 1968 reichte das geschlossene Fjordeis noch bis wenige km östlich von Aksel-Öya und bis zum 26. 7. 1968 war noch dichtes Treibeis im Van-Mijen-Fjord.

Die 4-m-Terrasse hatte mit 69,3 cm durchschnittliche Auftautiefe bereits im Juli einen relativ hohen Wert, der bis zur zweiten Augusthälfte nur noch bis 75,7 cm stieg. Dieser Wert wird bei den Frostschuttbeulen im obersten Teil des Meßprofils mit 76,4 cm im August noch übertroffen, dagegen war hier der Juliwert nur 35,0 cm. In diesem vegetationsarmen Schuttbereich, der erst spät schneefrei geworden ist und damit der Auftauprozeß erst spät einsetzen konnte, ergibt sich die höchste Auftaugeschwindigkeit mit 1,3 cm pro Tag. Die niedrigsten Auftauwerte wurden unter dem See mit Mittelwerten von 25,0 cm im Juli und 29,0 cm im August bei einer Wassertiefe von 39—50 cm gemessen.

Außerhalb des Meßprofils wurden auf einem 36 m hohen Terrassenrest von Aksel-Öya bei extrem feuchten Standortbedingungen in einem Thufurfeld unter Vegetationsbedekkung am 20. 8. 1968 Auftautiefen von nur 10 bis 25 cm gemessen. Andererseits wurden

am 8. 8. 1968 auf der Strandvollsletta am Van-Keulen-Fjord unter vegetationsbedeckten Solifluktionsloben auf der 40-m-Terrasse in S-Exposition 85 cm Auftautiefe gemessen. Auf einer S-exponierten Solifluktionsdecke im Ulladalen ebenfalls am Van-Keulen-Fjord wurde am 9. 8. 1968 mit 130 cm die größte Auftautiefe 1968 im Bellsund-Bereich beobachtet.

Auf der 4-m-Terrasse des Meßprofils auf Aksel-Öya zeigten die vegetationsfreien Kerne der Moosringe mit 72,8 cm im Juli und 77,4 cm im August höhere Auftautiefenmittel als die allgemeinen Durchschnittswerte, die bewachsenen Moosringrahmen dagegen weichen mit 65,8 cm im Juli und 74,0 cm im August negativ ab. Zuverlässige Auftauwerte für die Solifluktionsloben mit ihren groben Blöcken waren mit unserer Meßmethode nicht zu erreichen.

Auf der vegetationsbedeckten 22-m-Terrasse zeigten besonders die feuchten Eiskeilfelder späteres und nur wenig tief reichendes Auftauen mit durchschnittlich 26,3 cm im Juli und 43,0 cm im August, verglichen mit den Moosstreifen, wo 47,1 cm im Juli und 61,4 cm im August als Durchschnittswerte gemessen wurden. Bei den Moosstreifen weichen die Mittelwerte für die vegetationsfreien Kernstreifen mit 58,0 cm im Juli und 64,4 cm im August positiv, für die Moosrahmenstreifen mit 36,3 cm im Juli und 58,4 cm im August negativ erheblich von dem Durchschnittswert ab. Dabei sind hier die Schwankungen der Einzelmessungen auch besonders hoch gewesen bis maximal 16 cm.

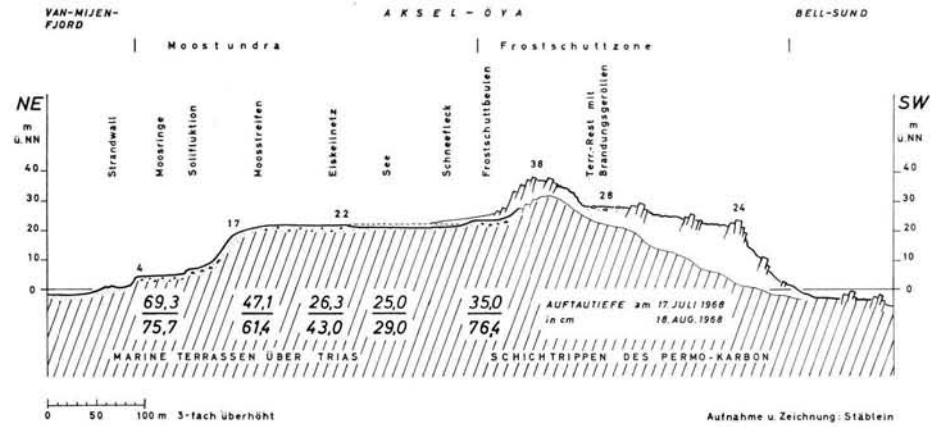


Abb. 8. Auftaumeßprofil auf Aksel-Öya im Bellsund / W-Spitzbergen mit Auftaumittelwerten für Formbereiche im Polarsommer 1968.

Die Eiskeilrahmen unterscheiden sich mit Mittelwerten von 25,4 cm im Juli und 40,5 cm im August nur weniger von ihren Zwischenfeldern mit 27,3 cm und 45,5 cm, da beide Formteile vegetationsbedeckt sind. Fast unerheblich ist der Unterschied in den Auftautiefenmittelwerten zwischen dem Kern der Frostschuttbeulen mit 35,5 cm im Juli bzw. 77,0 cm im August und deren Rahmen mit 34,5 cm im Juli bzw. 75,7 cm im August. Im anschließenden grobblockigen Frostschuttbereich kann, da unmittelbar Anstehendes vorliegt, keine Aussage über die Reichweite der Auftauschicht gemacht werden. Da selbst bei mächtigeren Frostschuttabbrüchen nie Spaltenfrost beobachtet werden konnte, ist anzunehmen, daß der meist dunkle Fels durch die sommerliche Einstrahlung sich so erwärmt, daß mindestens einige Dezimeter der Felsenpartien auftauen.

Man muß sich fragen, ob mit der Meßreihe vom 17. August bereits die gesamte Auftauschicht für den Polarsommer 1968 erfaßt wurde. Einzelne Zwischenmessungen und Nachmessungen bis zum 21. 8. 1968 haben gezeigt, daß die Auftauwerte im wesentlichen

bereits bis zum 7. 8. erreicht waren und nur auf der vegetationsbedeckten 22-m-Terrasse noch um einige cm zunahmen. Da in der zweiten Augusthälfte, die aus der Auftauschicht der höheren Terrassen gespeisten Rinnsale der Insel versiegten bzw. deutlich in ihrer Wasserführung zurückgingen, ist anzunehmen, daß ein weiteres Tiefergreifen des Auftauens nicht erfolgte. Der Beginn des polaren Herbstes war deutlich spürbar durch den niedrigeren Sonnenstand und damit tägliche Temperaturschwankungen, wodurch Tagesmitteltemperaturen mit 4° C, nur noch wenig über Null, erreicht wurden. Auch überzog am 21. 8. 1968 die Höhen über rd. 250 m eine einheitliche Neuschneedecke.

Auch die Art der im Bohrprofil geförderten Bodengefrornis spricht dafür, daß wir mit dem Meßprofil vom 17. August bereits die gesamte sommerliche Auftauschicht 1968 gemessen haben. Während es sich nämlich im Juli um von feinen Eislamellen durchsetzte Bodenpartien der noch nicht getauten spätsommerlichen Auftauschicht handelte, waren es im August Bohrkerne mit z. T. großen Blankeiskomplexen, wie sie der Eisrinde, also dem obersten Teil des Dauerfrostbodens, entsprechen (Büdel 1969, S. 26). Danach ist auch eine tiefere Auftauschicht für die letzten Jahre auszuschließen.

Untersuchungen an den zahlreichen Schneeflecken im E-exponierten Lee der Schichtrippen von Aksel-Øya haben gezeigt, daß die Größe des Bereichs reduzierter Auftautiefe vor einem Schneefleck allein von der Abschmelzgeschwindigkeit und damit dem Zurückweichen des Schneeflecks abhängig ist. Vor Schneerändern, die während des Sommers nur wenig zurückweichen, werden innerhalb eines Meters die Auftautiefen erreicht, die auch in weiterer Entferung vom Schneerand vorhanden sind. Wo ein Schneerand um viele Meter zurückgewichen ist, stellte man auch ein flacheres und weiter reichendes Abtauchen der Auftautiefen vom Schneefleck weg fest zum Klimaxwert des Standorts. Darin sind auch die Ursachen für die unterschiedlichen Angaben über den Wirkungsbereich der Schneeflecken bzgl. der Auftautiefen zu sehen, 1,5—5 m wurden bisher genannt (Furrer 1959, S. 288; Furrer 1969, S. 34).

Bei den unter dem zurückschmelzenden Schneefleck frei werdenden Stellen beginnt der sommerliche Auftauvorgang nur sukzessiv später als an den früher schneefreien Stellen (Herz-Andreas 1966, S. 264). Es handelt sich hier nicht um eine standort-klimatische, thermische Auswirkung in der Schneefleckperipherie, sondern einfach um einen durch längere Schneebedeckung verzögerten Auftaubeginn.

Versuchen wir auch für das Profil von Aksel-Øya eine Rangordnung der Frostmusterformen von denen mit mächtiger zu denen mit geringerer sommerlicher Auftautiefe, so erhalten wir die Folge: Kern der Moosringe und der Frostschuttbeulen, Rahmen der Frostschuttbeulen und Moosringe, Kernstreifen und Rahmen der Moosstreifen, Zwischenfelder und Rahmen der Eiskeilnetze, Seeboden. 57,1 cm ist der Mittelwert der sommerlichen Auftautiefe über die gesamte Formenreihe; 40,5 cm ist der entsprechende Zwischenwert für Mitte Juli. Die Tagesmitteltemperatur lag für die Wetterstation Isfjord Radio (Abb. 1), mit der wir unser Meßprofil vergleichen können, bei durchschnittlich 5—3° C im entsprechenden Beobachtungszeitraum.

5. Differenzierung der Auftaugeschwindigkeit und der Auftautiefen in Spitzbergen

Vergleicht man die Auftaugeschwindigkeiten in den einzelnen Bereichen Spitzbergens, so ergeben sich folgende Werte im Mittel der jeweiligen Beobachtungsperiode bis zur maximalen Auftautiefe in cm pro Tag:

a) W-Spitzbergen

Kongs-Fjord: Blomstrand-Halbinsel 1964 (HERZ-ANDREAS 1966, S. 265)

3,6	Fjell
2,5	SE-Hang
2,0	Basis

Bell-Sund: Aksel-Öya 1968

1,29	Frostschuttzone (23 m NN) vegetationsfrei mit Frostmusterformen
0,45—0,52	20-m-Terrasse } Moostundra mit Frostmusterformen
0,20	4-m-Terrasse }

b) SE-Spitzbergen

Barents-Öya: Stauferland

0,59	höhere Lagen 1960 (Hohenstaufen 408 m NN und oberes Stauferbachtal 170 m NN) (BÜDEL 1962, S. 353)
	tiefere Lagen 1967 (Talavera) (FURRER 1969, S. 35)
0,28	15-m-Terrasse mit Moostundra und Eiskeilnetz
0,16	25-m-Terrasse, vegetationslos und ohne Frostmusterformen

Edge-Öya: Kap Lee 1967

0,43—0,52	20-m-Terrasse mit vegetationsarmen Solifluktions-Musterformen
0,24—0,38	Strandwallserie, vegetationsarm, z. T. mit Eiskeilnetz
0,19—0,40	10-m-Terrasse mit Moostundra und Frostmusterformen.

Obwohl die Temperatur in den für die Entwicklung der Auftauschicht entscheidenden Sommermonaten Juli und August unterschiedlich ist in W- und in SE-Spitzbergen, zeigen vergleichbare Standorte niederer Lagen ähnliche Werte der Auftautiefen. Dies ist wohl in erster Linie auf die gleiche Dauer der Auftauzeit von Juni bis September zurückzuführen.

Eine entscheidende absolute Reduzierung der Auftautiefe tritt nur mit der Höhe auf. Durch eine Vegetationsdecke und ihre Feuchtigkeit wird der Auftauvorgang verzögert, so daß z. T. bis Ende der Auftauperiode die thermische Ausgleichstiefe nicht erreicht werden kann. Daß bei einem stärkeren und damit schnelleren Wärmefluß auch unter Vegetation höhere Auftautiefen erreicht werden, zeigen die Werte der 4-m-Terrasse des Meßprofils Aksel-Öya. Es zeigt sich, daß die lokalen ökologisch bedingten Unterschiede der Auftautiefen z. T. größer sind als die regionalen im Vergleich von entsprechenden Standorten in W- und SE-Spitzbergen.

In den Bereichen mit Frostmusterformen wird das kleingliedrige Oberflächenrelief verstärkt in der Topographie der Basis der Auftauschicht abgebildet. Dieses „basale Auftaurelief" wird zwar gegen Ende des Polarsommers geringer, aber nicht völlig ausgeglichen. Diese Feststellung widerspricht nicht der Beobachtung von HERZ und ANDREAS (1966, S. 260), die in der zeitweiligen Verzögerung des Auftauens in feuchteren, schneereicheren Wannen eine Reliefumkehr in der Auftaufront im Verhältnis zu den Formen des Mesoreliefs sahen, die sich im Laufe des Sommers ausgleicht.

Literatur

ANDREAS, G.: Geoelektrische Sondierungen zum Nachweis der sommerlichen Auftautiefe in der Arktis (Blomstrandhalbinsel/Westspitzbergen). — Wiss. Z. TU Dresden, **15**, 5, 93—927, Dresden 1966.

BÜDEL, J.: Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. — Erdk., **2**, 22—53, Bonn 1948.

— : Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. — Erdk., **13**, 297—314, Bonn 1959.

Büdel, J.: Die Frostschuttzone Südost-Spitzbergens. — Colloquium Geographicum, **6**, 1—105, Bonn 1960.
— : Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel auf Grund der Stauferland-Expedition 1959/60. — Verh. **33**. Deutsch. Geogr. Tag Köln 1961, 337—375, Wiesbaden 1962.
— : Die Abtragungsvorgänge in der exzessiven Talbildungszone Südost-Spitzbergens. — Vorläufiges Manuskript für: Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60, **1**, Wiesbaden. (An alle Teilnehmer der Stauferland-Expedition 1967 im Manuskript-Abdruck verteilt.)
— : Die junge Landhebung Spitzbergens im Umkreis des Freeman-Sundes. — Würzburger Geogr. Arb., **22**/I, 1—21, Würzburg 1968.
— : Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — Würzburger Geogr. Arb., **25**, 1—41, Würzburg 1969.
Furrer, G.: Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. — Geogr. Helvetica, **14**, 277—309, Bern 1959.
— : Vergleichende Beobachtungen am subnivalen Formenschatz in Ostspitzbergen und in den Schweizer Alpen. — Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1967, **9**, 1—41, Wiesbaden 1969.
Glaser, U.: Junge Landhebung im Umkreis des Storfjord (SO-Spitzbergen). — Würzburger Geogr. Arb., **22**/II, 1—22, Würzburg 1968.
Herz, K.: Studien an der periglazialen Auftauschicht in Spitzbergen. — N.K.G.G. Deutsch. Akadem. d. Wiss. Berlin, **I**, 2, 12—13, Berlin 1966.
Herz, K. & Andreas, G.: Untersuchungen zur Ökologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen). — Pet. Mitt., **110**, 4, 260—272, Gotha/Leipzig 1966.
Meinardus, W.: Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturböden auf Spitzbergen. — Z. Ges. Erdk. Berlin, **1912**, 250—259, Berlin 1912.
Miethe, A.: Über Karreebodenformen auf Spitzbergen. — Z. Ges. Erdk. Berlin, **1912**, 241—244, Berlin 1912.
Poser, H.: Das Problem des Strukturbodens. — Geol. Rdsch., **24**, 105—121, Berlin 1933.
Orvin, A. K.: Outline of the Geological History of Spitsbergen. — Skrifter om Svalbard og Ishavet, **78**, 1—57, Oslo 1940.
Semmel, A.: Verwitterungs- und Abtragungserscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). — Würzburger Geogr. Arb., **26**, 1—82, Würzburg 1969.
Stäblein, G.: Bellsund-Expedition 1968. — Gipfel in der Arktis, Bericht über die Hanseatische Spitzbergenkundfahrt des Deutschen Alpenvereins 1968, hrsg. von W. Schlüter, J. Ruf u. a., 41—45, Bielefeld 1969.
— : Die pleistozäne Vereisung und ihre isostatischen Auswirkungen im Bereich des Bellsunds (West-Spitzbergen). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 123—130, Öhringen 1969 (1969a).
Troll, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rdsch., **34**, 545—694, Stuttgart 1944.
Wirthmann, A.: Die Landformen der Edge-Insel in Südost-Spitzbergen. — Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60, **2**, 1—53, Wiesbaden 1964.

Manuskr. eingeg. 14. 3. 1970.

Anschrift des Verf.: Dr. Gerhard Stäblein, wiss. Assistent am Geographischen Institut der Universität Würzburg, 87 Würzburg, Klinikstraße 3.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 58-70	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Würm-Rückzugsstadien vom Schwarzwald bis zur Hohen Tatra

Von Adolf Zienert, Heidelberg

Mit 1 Abbildung und 4 Tabellen

Zusammenfassung. Ein Überblick über die Würm-Rückzugsstadien in den höheren Gebirgen Mitteleuropas außerhalb der Alpen ermöglicht die Aufstellung einer (einschließlich dem z. T. mehrgliedrigen Maximalstand) neunteiligen Serie prähistorischer Gletscherstände. Historische Moränen scheinen sich nirgends nachweisen zu lassen. Außerdem ergeben sich neue Werte für die unterschiedlich groß gewesene Schneegrenz-Depression in den behandelten Gebirgen. Schließlich wird eine vorläufige Parallelisierung dieser Rückzugsstadien mit denjenigen der Alpen versucht (zum Vergleich auch Mount Kenya).

Summary. Beginning with Würm-maximum there can be destinguished four to nine different groups of moraines (stadials) in the mountains of Central Europe from the Black Forest to the High Tatras, all of prehistorian times. It seems that no historic moraines can be found. On the other hand the differences between the altitudes of the "snow-line" of all stages and from minimum to maximum in all these mountains can be estimated more clearly as it was possible before. The correlation between these stadials and those of the Alps is up to now filled with problems, but it seems that it may become more easy now. And there may even be some correlation with the glacial stades of Mount Kenya (East Africa).

Vorwort

Das Hauptinteresse der Glazialforschung in Mitteleuropa galt bisher im allgemeinen der Gesamtgliederung des Eiszeitalters und den Würm-Rückzugsstadien der Nordischen Vereisung, allenfalls noch den alpinen Rückzugsstadien (man vgl. z. B. die Seitenzahlen für die einzelnen Fragenkomplexe in den Handbüchern). Die Würm-Rückzugsstadien in den außeralpinen Gebirgen Mitteleuropas waren dagegen bis vor wenigen Jahren kaum untersucht und, von Ausnahmen abgesehen, schon gar nicht auch nur einigermaßen geklärt. Die größte Unsicherheit lag schließlich in möglichen Parallelisierungen. Meist beruhten Korrelations-Vorschläge auf reinen Abschätzungen auf Grund von Schneegrenz-„Berechnungen" (z. B. Erb für den Südl. Schwarzwald und Lukniš für die Tatra). Entsprechend kamen recht widerspruchsvolle Ergebnisse zustande.

In der vorliegenden Untersuchung wird deshalb einmal mit anderen Mitteln an das Thema herangegangen. Es wird vor allem versucht, mit Hilfe des „Gesetzes der Serie" weiterzukommen, d. h. nicht absolute Zahlen für die Höhenlage der Moränen allein werden für wichtig gehalten, sondern die ganze Abfolge als solche. Dasselbe gilt für die Werte der Schneegrenz-Depression. Dabei wird vorläufig davon ausgegangen, daß die tiefstgelegenen Würm-Moränen oder -Moränengruppen dem Maximalstand der Würmvereisung entsprechen und etwa zeitgleich entstanden sind (Ausnahmen davon siehe im letzten Abschnitt).

Auch nach dieser Untersuchung läßt sich noch keine wirklich gesicherte Parallelisierung durchführen, immerhin zeigen sich aber wesentlich mehr Anhaltspunkte als bisher für Versuche dazu. Vielleicht wird aber auch die alpine Forschung dadurch angeregt, endlich im eigenen Gebiet entscheidend weiterzukommen in Richtung auf eine vollständige Gliederung wenigstens aller größeren Rückzugshalte. Viele Ansätze dazu sind ja vorhanden. Die unglückselige Trennung in Arbeiten aus dem Vorland und solche aus dem Gebirge trägt aber sehr zur Verhinderung dieser Vollgliederung bei; schließlich ist die orographische Alpenaußengrenze für die Rückzugshalte der Würm-Gletscher doch

keine Zeitgrenze. Eine weitere Erschwerung ist die Tatsache, daß bisher fast ausschließlich Gletschergebiete untersucht wurden, die mit großen Längstälern in Zusammenhang stehen. Im Bereich dieser Längstäler mit ihren beim Zurückschmelzen der Gletscher immer wieder aufgetretenen Toteismassen dürfte eine Klärung allerdings nur schwer möglich sein. Es gibt aber eine ganze Reihe von Gletschergebieten, deren Abflüsse mit großen Längstälern nicht in Berührung kamen. Dort müßte angesetzt werden. Die Aufmerksamkeit müßte also mehr auf die kleineren Gletschergebiete gelenkt werden, weil dort die Verhältnisse oft wesentlich klarer zutage treten als bei den ganz großen.

Einleitung

Im Anschluß an meine Untersuchung über die „Vogesen- und Schwarzwald-Kare" (1967) und die dort möglich gewesene Klärung der Gletschergeschichte des Nördlichen Schwarzwaldes (S. 64—74) habe ich versucht, auch die glaziale Entwicklung in den übrigen außeralpinen Gebirgen Mitteleuropas nach der vorhandenen Literatur durchzuarbeiten. Gleichzeitig wurde mit einer Revision der bisherigen Ergebnisse aus dem Westteil des Südlichen Schwarzwaldes begonnen, bei der sich interessante Korrekturen des bisherigen Bildes vor allem im Wiesental und zwischen Feldberg und Schauinsland abzeichnen. Weitere Gesichtspunkte ergaben sich aus dem Vergleich der mitteleuropäischen mit ostafrikanischen Würm-Rückzugsständen (ZIENERT 1968). Dabei erwies es sich immer mehr, daß die sonst üblichen Schneegrenz-Berechnungsmethoden wesentlich weniger exakt auswertbar sind als die Berechnung der von mir erstmals in der Arbeit von 1965 (S. 220 unten, dort „Hälfte des Vertikaldifferenz-Wertes") benutzten Δ/2-Werte als Maß für die Schneegrenz-Depression. Während man sonst erst umständlich die Schneegrenze für jedes Stadium ausrechnen muß (wobei oft die Zahl der Unsicherheiten größer ist als die der wirklichen Anhaltspunkte), um die jeweilige Schneegrenz-Depression aus den so erhaltenen Werten abzuschätzen, kann man hier mit exakten, direkt aus den Kartierungen ablesbaren Werten rechnen. Es gibt nur eine Fehlerquelle, nämlich falsche Kartierungen! Δ/2 ist eben nichts anderes, als der halbe Δ-(=Differenz-)Wert zwischen den Höhenlagen der verschiedenen Moränen. Je nach Lage der Dinge kann man dabei von den Durchschnittswerten (für alpine Verhältnisse besser) oder auch von den Minimal-Werten ausgehen.

In den mitteleuropäischen Gebirgen außerhalb der Alpen scheint letzteres günstiger zu sein. Die Methode (unter Verwendung der Minima) versagt in ihrer derzeitigen Form nur bei Gletschern mit sehr stark zusammengesetzten oder mit sehr unterschiedlich großen Einzugsgebieten. Für einander ähnelnde, lokale Gebirgsgletscher ist sie am besten geeignet. In der Tatra und im Südlichen Schwarzwald dürfte dabei die Grenze der Möglichkeiten erreicht sein.

Im Folgenden wird ein Gebirgsteil oder Gebirge nach dem anderen kurz besprochen und die Ergebnisse in Tab. 1 zusammengefaßt dargestellt. Der Einfachheit halber werden die Stände vom Würm-Maximum an aufwärts mit den kleinen Buchstaben **a**—**l** bezeichnet; **k** entspricht dabei den historischen Ständen, **l** dem derzeitigen Gletscherstand. Bei letzterem handelt es sich natürlich nicht um ein eigenes Stadium, zum besseren Vergleich ist die Aufführung dieses Wertes aber wichtig. In der ersten Spalte werden bei jedem Teilgebiet (oder Gletscher) die m MH der tiefstgelegenen Moräne des betreffenden Standes aufgeführt, schräg darunter der Δ/2-Wert zwischen diesem und dem nächsten Stand als Maß für die jeweilige Schneegrenz-Depression, und wiederum schräg darunter die Summe aller Δ/2-Werte darüber. Ganz unten wird die aus den obigen Zahlenserien extrapolierte Gesamt-Depression der Schneegrenze verzeichnet. Ganz rechts auf Tab. 1 wird schließlich der Versuch gewagt, die vorliegende Serie von Gletscherständen den Rückzugsstadien in den Alpen zu parallelisieren. Zum weiteren Vergleich werden dazwischen die Stände vom Mt. Kenya aufgeführt. Bei den hierzu gehörigen Zahlenreihen handelt es sich allerdings nicht um die absoluten Gletscher-Minima, sondern um Durchschnittswerte aus der Höhenlage aller Moränen des betreffenden Standes. Bei den Gletschern der Alpen und vom Mt. Kenya sind die Größen zu verschieden, als daß man mit den absoluten Minima weiterkommen könnte.

Tabelle 1 Gletscher-Minima

Gebiet/Autor Stand:	Südlicher Schwarzwald Rev. ZIENERT	Nördlicher Schwarzwald Diagr. 1, Z.	Böhmerwald ERGENZINGER (+ Rev. Z.)	Riesengebirge Nordseite BERG + Z.	Niedere Tatra Nordseite LUKNIŠ
a	500	590	670(650)	880	1020 = B o. C
	85	65	70(60)	45	60
	85	65	70(60)	45	60
b	670	715	810(770)	970	1136 = D
	75	80	75(75)	55	55
	160	145	145(135)	100	115
c	820	880	960(920)	1080	1250 = E_1
	90	80	—(75)	65	65
	250	225	—(210)	165	180
d	1000	1040	—(1070)	1210	1380 = E_2
	95			90	85
	345			255	265
e	1190	—	—	1390?	1550?
	60				
	405				
f	c. 1310	—	—	—	?
	60				
	465				
g	(1430?)	—	—	—	?
h	—	—	—	—	?
i	—	—	—	—	—
k	—	—	—	—	—
l	—	—	—	—	—
Gesamt-Depression:	c. 900?	c. 850?	c. 800?	c. 650?	c. 700?

(in m MH):

Westl. u. Hohe Tatra, poln. T. KLIMASZ. + Z.	Hohe Tatra, gr. Gletscher, LUKN. + KLIMASZ. + Z.	Mount Kenya BAKER 1967 + ZIENERT 1968	Dora Báltea ZIENERT 1965 ergänzt Z.	Rhein/Inn div./HEUB. 1966
c. 1000	c. 900 = B—D_1 LUKNIŠ	IA	Magnano	Äußere
35	50	?		Jungendmoräne
35	50	?		
1070	c. 1000 = D_2 = „Bühl" L.	IB	Zimone-S	Innere
50	35	?		Jungendmoräne
85	85	?		
1170	1070 = E_1 = „Schlern" L.	IC	Piverone	Konstanz
65	75	?		
150	160	165		
1300	1220 = E_2 = „Gschnitz" L.	ID	Bollengo	Lindau
95	80	(105)		
245	240	(270)		
1490	1380 = E_3 = „Daun" L.	II	α Chatillon	?
65	70	130		
310	310			
1620	1520 KLIM. + Z.	? ↕	β Fénis	Steinach
85	100?	400		
395	410			
1790	1720	III	γ Aymavilles	Gschnitz
70	80	100		
465	490	500		
1930	1880	IV	δ Epinel	Daun
	85	90		
	575	590		
?	2050 = Egesen KLIM.	V	ε Valnontey	Egesen
		80		
		670		
—	?	VI	histor.	histor.
		60		
		ü. 730		
—	—	VII	c. 1950	c. 1950
c. 700?	c. 750?	ü. 730	c. 1200	c. 1200

Südlicher Schwarzwald

Die Revision der bisher kartierten und einiger nach dem inzwischen gewonnenen Überblick „fehlender" Moränen ist noch im Gange, doch dürfte sich am Gesamtbild kaum mehr Wesentliches ändern. Danach lassen sich wahrscheinlich sechs bis sieben Gletscherstände nachweisen, von welchen die obersten allerdings nur noch schwach und nur im Feldberg-Herzogenhorn-Gebiet entwickelt zu sein scheinen. **d** = „Feldsee-Stadium" (oder sollte man besser sagen: Feldsee moor stadium ?) liegt danach am tiefsten im Napf und im Zastler Loch, nämlich bei 1000—1070 m, **e** entsprechend bei 1190—1250 m. Die hier zu **e** gezählte (bekannte) Moräne aus dem Zastler Loch kann nicht mit zu **d** gerechnet werden, wie es üblicherweise geschieht; dafür liegt sie viel zu hoch. **f** dürfte den streng expositionsabhängigen „Nischenkar"-Böden nach WEBER entsprechen. Falls **g** wirklich wenigstens angedeutet sein sollte, dann könnten diesem Stand nur die Böden der (im Frühjahr jeweils noch aktiven) Nivationsnischen an der Nordostseite des Feldberg-Gipfels in rund 1430 m einigermaßen entsprechen. Verglichen mit den entsprechenden Tatra-Moränen liegen diese „Böden" aber etwas zu tief (vgl. die Δ/2-Werte).

Nördlicher Schwarzwald

Über die 1967 von mir veröffentlichten Ergebnisse hinaus ergab eine Neuaufstellung des Gletscher- (nicht des Kar-) Diagrammes (Abbildung 1) eine genauere Höhenabgrenzung zwischen den Moränen der verschiedenen Gletscherstände. Danach ist das Band der **a**-Gletscherenden nur um ein Geringes weniger „parabelförmig" (eigentlich müßte es sich ja um den unteren Teil einer Art Sinus-Schwingung handeln) als dasjenige

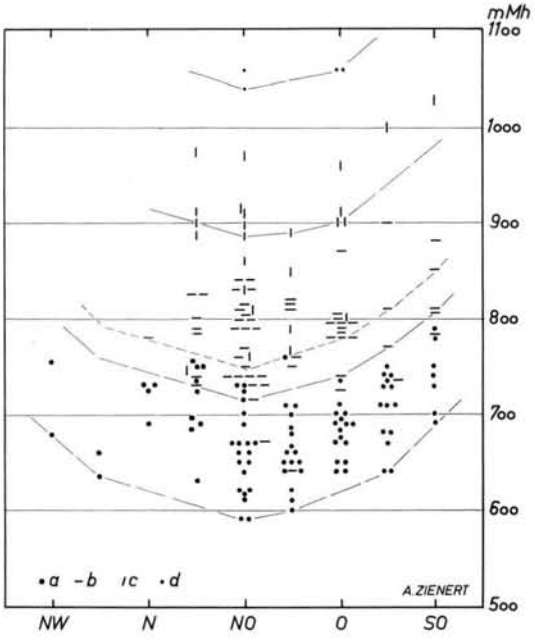


Abb. 1. Gesamt-Exposition der Gletscher und Höhenlage der Gletscherenden im Nördlichen Schwarzwald. Signaturen: **a** — **d** = den bekannten vier Gletscherständen zugeordnete Moränen; lang gestrichelt = Untergrenzen normaler Gletscher; darunter „zu tief" liegende Signaturen = Moränen in lokal besonders begünstigter, also atypischer Lage, z. B. nahe unter älteren Karwänden; kurz gestrichelt = Obergrenze der **a**-Moränen. (Original zusammengestellt: 24. 4. 67, Z.)

der entsprechenden Kare und etwa 140 m hoch. Dabei überschneidet es sich mit den **b**-Enden, deren Band ebenfalls etwa 140 m hoch ist, um rund 40 Höhenmeter. Die geringere Zahl der **c**-Enden führt zu einer Reduktion des betreffenden Bandes auf etwa 80 m Höhe. Die wenigen **d**-Enden liegen alle dicht an der Untergrenze, von einer Bandhöhe kann man also kaum reden. Die in Tab. 1 aufgeführten Werte gehen auf Abb. 1 zurück. Interessant dürfte die Feststellung sein, daß die **a**- und **b**-Moränen der Gletscher mit den höchst gelegenen Einzugsgebieten bei weitem nicht die tiefstgelegenen sind, sondern Moränen von Gletschern mit verhältnismäßig tief liegenden, aber großen Hochflächen als windgeblasenen, zusätzlichen Einzugsgebieten.

Böhmerwald

Nach ERGENZINGER (1967) gibt es im Böhmerwald (von ihm als „Bayrischer Wald" bezeichnet) drei Gletscherstände, deren Ablagerungen er Tal-, Block und Kar-Moränen nennt. Leider scheint die systematische Durcharbeitung z. B. der Expositionseinflüsse auf die einzelnen Gletscherstände sehr unvollkommen zu sein. Wahrscheinlich stecken z. B. in den „Kar-Moränen" Ablagerungen zweier verschiedener Gletscherstände, wie die Aufstellung eines meinen aus Vogesen und Schwarzwald entsprechenden, vorläufigen Diagrammes unter Benutzung der Spezialkarten ergab. Auch würden sich einige geringfügige Änderungen in der Höhenlage der tiefsten Enden ergeben, denn jeweils 10—40 m weiter unten scheint es in NO-Exposition noch weitere Moränen zu geben. Zum Teil liegen sie aber jenseits der Grenze in aus militärischen Gründen für uns, noch dazu mit Spezialkarten, unzugänglichem Gebiet. Die Werte in Tab. 1 entsprechen den Angaben von ERGENZINGER, dahinter in Klammern die wahrscheinlich nötigen Korrekturen; **d** ist von mir ergänzt. Zu dieser obersten Gruppe dürften die fünf höchstgelegenen „vollausgebildeten" (dazu: ZIENERT 1967) Kare der NNO- bis O-Exposition, nämlich Lackasee, Stubenbacher See, Kl. Rachel-NO, Felsensturz und Pleckensteinsee, und mindestens die beiden höchstgelegenen der von ERGENZINGER auf S. 165 aufgezählten Karmoränen in O- bis SO-Exposition am Moorberg und möglicherweise auch die eine Karmoräne vom Lusen gehören.

Riesengebirge

Über das Riesengebirge gibt es neuere Veröffentlichungen vor allem über die nördliche Abdachung. Dabei ist jedoch kaum ein Fortschritt gegenüber den Ergebnissen von BERG (1915—1940) festzustellen. Leider scheint es ähnlich exakte und an Hand von Spezialkarten auch nachprüfbare Untersuchungen für die böhmische Seite kaum zu geben. Hier wird deshalb vor allem die nord- bis nordöstliche, schlesische Seite berücksichtigt (Tab. 2). Die Expositionsunterschiede sind dabei so gering, daß man sie vernachlässigen kann.

Die Gletscherstände der sechs Kare der Nordabdachung des Riesengebirges (von W nach O: Kleine, Große und Agnetendorfer Schneegrube, Großer und Kleiner Teich, Melzergrund) und, zusammengefaßt, für einige recht undeutliche Formen dazwischen sind nach den sonst von mir benutzten Prinzipien unter Verwendung der Ergebnisse von BERG und den wenigen ergänzenden Angaben aus CIELINSKA & DUMANOWSKI in Tab. 2 zusammengestellt und das Ergebnis in Tab. 1 übertragen. Vier Gletscherstände lassen sich dabei sicher nachweisen, der fünfte = oberste ist unsicher; es handelt sich bei diesem um eine Firnmulde ohne Felswand darüber, weshalb wohl kaum eine richtige Moräne zu erwarten ist. Nur in der Großen Schneegrube und im Großen Teich könnten die obersten Moränen möglicherweise als lokal besonders begünstigte Vertreter (BERG = „Firnmoränen") des fünften Gletscherstandes aufzufassen sein.

Für die Südseite findet man nur wenige Angaben, neuerdings z. B. aufgeführt bei KRAL (1950) oder BRUNNER (1963). Danach liegen die tiefsten Moränen im Elb- und im Riesengrund bei 810—820 m, Moränen zweier Rückzugsstadien bei 890—910 und etwa 1020 m. Über höhergelegene Moränen scheint nichts bekannt zu sein, eine wäre aber wohl noch zu erwarten; allerdings ist das Gelände dort meist sehr steil.

Tabelle 2 Riesengebirge (Ziffern mit !

	Kleine Schneegrube	Große Schneegrube	Agnetendorfer Schneegrube	Rote Lehne/ Hüttengrund
a	880?	890	900!	c. 800
	65	50	35	60
	65	50	35	60
b	1010!	980!	970!	c. 1000?
	50	50	65	55
	115	100	100	115
c	1110!	1080!	1100!	1115
	55	70		
	170	170		
d	1220!	1220!	(1130!)?	—
e	?	(1280!)?	—	—

Tatra

Für die Tatra liegen die am besten nachprüfbaren Ergebnisse (KLIMASZEWSKI 1961 und die für Ostblockverhältnisse ausgezeichnete topogr. Karte des Tatra-Nationalparks 1 : 30 000) für die polnischen Anteile der Westlichen und der Hohen Tatra vor. Die ČSR-Karte 1 : 50 000 der Hohen Tatra ist wesentlich ungenauer und dazu wahrscheinlich noch „amtlich verfälscht", ähnlich scheint es mit den topographischen Grundlagen der sonst wirklich schönen Karten von LUKNIŠ [1]) zu stehen.

Leider enthalten die mir zur Verfügung stehenden Arbeiten von LUKNIŠ nur wenige und z. T. auch noch einander widersprechende Höhenangaben, zumindest für den slowakischen Anteil der Westlichen und der Hohen Tatra. Die Zahlen der Tabellen 4 und 1 sind deshalb für diese Gebiete z. T. unvollständig und mangels genügend detaillierter Karten auch weitgehend unüberprüfbar. Für die Tabelle der größeren Gletscher der Hohen Tatra mußten oft die Höhenwerte aus einer Karte mit 100-m-Höhenlinien abgelesen oder besser interpoliert werden (die übrigen slowakischen Gebiete sind nur auf einer Karte mit 200-m-Linien verzeichnet). Mangels besserer Unterlagen habe ich diese Zahlen aber doch aufgeführt.

Für die Nordseite der Niederen Tatra dagegen (über die Verhältnisse auf der Südseite scheinen die Meinungen sehr auseinander zu gehen) zählt LUKNIŠ auf Grund tschechischer und ungarischer Untersuchungen die vollständige Serie der Höhenwerte für die untersten vier Gletscherstände auf (vgl. Tab. 1). Leider fehlen auch für dieses Gebiet jegliche genaueren Angaben über höhergelegene Moränen, deren Existenz in den Texten sowohl für die Niedere als auch für die Westliche und die Hohe Tatra mehrfach erwähnt wird. — Für einige kleinere Vereisungsgebiete der „Westlichen Karpaten" verweise ich auf LUKNIŠ (1964).

[1]) Herrn Prof. LUKNIŠ, Preßburg, danke ich herzlich für die auf Vermittlung von Herrn Dr. ČINČURA erfolgte Übersendung seiner wichtigsten Veröffentlichungen.

= von BERG kartierte Moränen)

Großer Teich	Kleiner Teich	Melzergrund	Nordseite insgesamt:	Südseite BRUNNER 1963
890!	890!	880?	880	810
60	60	65	45	40
60	60	65	45	40
1010!	1010!	1010!	970	890
55	60	45	55	65
115	120	110	100	105
1120!	1130!	1100 (Kar)	1080	1020
45		60	65	
160		170	165	
1210!	(1190!)	1220 (Karembryo)	1210	?
		85	90	
		255	255	
(1230!)?	?	1390? (Firnmulde)	1390?	—

Die Gletscher des polnischen Anteiles der Westlichen und Hohen Tatra kann man in zwei Gruppen untergliedern. Sechs Gletscher mit insgesamt 13 Teilgletschern bilden den Normaltyp dieses Gebietes (Tab. 3). Der östlichste Gletscher (zwei Teileinzugsgebiete liegen in Polen, der Hauptteil vorwiegend auf slowakischem Gebiet) unterscheidet sich von diesen aber durch die wesentlich größere Ausdehnung seines Einzugsgebietes. Er stößt fast 100 m tiefer vor als der Durchschnitt der anderen und wurde deshalb hier mit den ähnlichen, größeren Gletschern des slowakischen Teiles zusammengefaßt (Tab. 4).

Insgesamt lassen sich dabei (Tab. 3) durch Umzeichnung der recht kleinen Kartenskizze von KLIMASZEWSKI (1961) auf die Nationalpark-Karte 1 : 30 000 und deren systematische Auswertung acht Gletscherstände unterscheiden. Fünf davon gibt es bei allen Gletschern, die drei obersten sind vor allem dort zu finden, wo die Gebirgsumrandung 2200 m überschreitet.

Am östlichsten der polnischen Gletscher (Tab. 4 ganz links) läßt sich noch ein neuntes Stadium unterscheiden. KLIMASZEWSKI meint nach Aussage von LUKNIŠ, daß es dem Egesen der Alpen entsprechen dürfte. Diese Einordnung könnte stimmen. Die Einordnung der mittleren Stadien durch LUKNIŠ dagegen dürfte für diesen halb polnischen wie für alle slowakischen Gletscher falsch sein. „E_1—E_3" = **c**—**e** werden von ihm nämlich als „wahrscheinlich Schlern, Gschnitz und Daun" bezeichnet, was so gut wie unmöglich ist, dazu folgt viel zu viel noch oben darüber. Wahrscheinlich gehören hierzu die nur vage im Text erwähnten Moränen zwischen E_3 und „Egesen", von der inzwischen wohl überholten Bezeichnung „Schlern" einmal ganz abgesehen.

Sehr gut herausgearbeitet sind dagegen die Gletscherstände im Vorland der Hohen Tatra. Hier konnte LUKNIŠ vier teils übereinander-, teils durch divergierende Fließrichtungen in den verschiedenen Zeiten nebeneinanderliegende, bis 100 m mächtige

Tabelle 3

Polnischer Anteil der Westlichen und Hohen Tatra
(nach KLIMASZEWSKI + Karte 1 : 30 000 + Z.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
a . . .	**1000**?	=	=	1020?	1040	1050	1030	=	=	=	1030	=	=
b . . .	**1070**	=	**1070**	1080	1090	1100	1100	=	=	=	**1070**	=	=
c . . .	1180	1230	1210	1200	**1170**	1240	1310	1270	1250	1230	1200	=	1180
d . . .	1340	1400	1370	1410	1350	1450?	1380	1360	?	1490	1390	=	**1300**
e . . .	1550	1600	1600	1590	Fels	?	1550	?	1570	1580	1570	1530	**1490**
f . . .	?	?	?	1720	Fels	?	?	—	—	—	1670	1690	**1620**
g . . .	—	—	—	—	1810	1830?	—	—	—	—	1850	**1790**	?
h . . .	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	1960	**1930**	—
i . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	?	—
k . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
l . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Der Einfachheit halber wurden hier die Δ/2-Werte weggelassen, für die Gesamt-Serie siehe Tab. 1 (absolute Minima **dick** gedruckt).

Die Ziffern bedeuten die Gletschernamen von W nach O:

1 Chocholowska Dolina W
2 Chocholowska Dolina O
3 Staroróbocianska Dolina
4 Pisznianska D.
5 Mietusla D.
6 Malej Laki D.
7 Kondratowa D.
8 Sucha Kondracka D.
9 Goryczkowa D.
10 Kasprowa D.
11 Suchej Wodi D. W
12 Suchej Wodi D. O
13 Panszczyca D.

Moränenzüge aus dem Würm nachweisen, die er mit den Buchstaben A bis D bezeichnet. Die Moränen aus B und C reichen am weitesten hinaus, diejenigen von A und D sind etwas kürzer. Mit E_{1-3} werden dann die jüngeren Moränen im Gebirge bezeichnet. In meiner Tabelle 4 erscheinen B bis D als **a**, während D_2 **b** entsprechen dürfte.

Am allerweitesten draußen liegen Riß-Moränen, die noch älteren Moränen reichen nicht so weit aus dem Gebirge. Der Unterschied zwischen den Minima von Würm und Riß entspricht etwa den wahrscheinlichsten Verhältnissen im Nördlichen (ZIENERT 1967) und den wirklich gesicherten Ergebnissen aus dem Südlichen Schwarzwald (PAUL 1965 und 1966) und ebenso denjenigen aus dem Gebiet des Rheingletschers. Sie entsprechen dagegen nicht den Verhältnissen im östlichen Teil des nördlichen Alpenvorlandes, wo die Spuren immer älterer Vereisungen jeweils immer weiter hinausreichen.

Diskussion der Ergebnisse

Überblickt man die Ergebnisse in den hier untersuchten Gebirgen, so lassen sich eine Reihe von allgemeineren Feststellungen treffen. Berücksichtigt müssen dabei allerdings noch manche Details werden, auf die im bisherigen Zusammenhang nicht weiter eingegangen werden konnte.

1) Maximalstand

Im Nördlichen Schwarzwald gibt es nur recht selten mehr als eine Moräne beim Maximalstand, dagegen ist der Stand **b** zu rund 25 % durch Doppel- oder Mehrfach-Moränen repräsentiert. Ähnlich scheint es im Südlichen Schwarzwald und im Böhmerwald zu sein, wahrscheinlich auch noch im Riesengebirge. In der Tatra dagegen nimmt die Zahl der Moränen, und hier damit die Zahl der echten Einzelvorstöße des Maximalstandes immer mehr zu: In der Niederen Tatra scheint es noch selten mehr als eine Moräne zu geben. In der Westlichen Tatra treten bereits mehrmals zwei Stände nahe beieinander

Tabelle 4

Größere Gletscher der Hohen Tatra
(nach KLIMASZEWSKI und LUKNIŠ-Texten und -Karten, Z.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
a . . .	930=B—D_1	=	=	990	990	890	**900**	970?	**900** 50 50
b . . .	**1000**=D_2	=	=	1040	1050	**1000**	1010	1020	**1000** 35 85
c . . .	1200?	1200	1080=E_1	**1070**	1100	1080	?	1060?	**1070** 75 160
d . . .	1380	1310	1280=E_2	1250	1180?	1250	1240	**1220**	**1220** 80 240
e . . .	Fels	1410	1500=E_3	1430	1390	1430	1350?	**1380**	**1380** 70 310
f . . .	1670	1580	1600	?	1510	1560	**1520**	**1520**	**1520** 100? 410
g . . .	1780	**1720**	1750	?	?	?	?	?	**1720** 80 490
h . . .	**1880**	Fels	„c. 1900" L.	?	?	?	?	?	**1880** 85 575
i . . .	—	**2050**	?	?	?	?	?	?	**2050**
k . . .	—	?	?	?	?	?	?	?	?
l . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1 Bialka-Gletscher W
2 Bialka-Gletscher Mitte
3 Bialka-Gletscher slowak. Teil
4 Javorinka-Gletscher
5 Biela-Voda-Gletscher
6 Studený-Gletscher
7 Poprad-Gletscher
8 Koprovy-Gletscher
9 Gesamtgebiet (wegen der im Text aufgeführten Unsicherheiten wurde hier für **a** bis **f** nur das „korrigierte" Minimum benutzt, ab **g** sind die Werte wohl etwas zu hoch mangels Angaben aus dem slowakischen Teil der Hohen Tatra).

auf, die hier zu **a** zusammengefaßt wurden. In der Hohen Tatra schließlich gibt es im allgemeinen drei Stände (B, C und D_1 nach LUKNIŠ), die man wohl zu **a** zusammenfassen muß, wenn z. B. die Folge der $\Delta/2$-Werte darüber stimmen soll.

Für diese Erscheinung gibt es zwei verschiedene Erklärungsmöglichkeiten: Entweder beruhen diese Unterschiede auf klimatischen Faktoren, wie es in den Alpen der Fall sein soll (freundliche mündl. Mitteilung H. GRAUL, dem ich für manche anregende Kritik herzlich danke). Dort soll das Maximum je weiter nach W um so später erreicht worden sein. Oder die Unterschiede hängen mit den verschiedenen Größen der Einzugsgebiete und der Länge der Gletscher selbst zusammen, wie es in der Reihe der hier untersuchten Gebirge zumindest der Fall sein könnte. (Vielleicht ließe sich diese Frage durch eine vollständige Neubearbeitung der Moränen in den Vogesen klären, die aber eigentlich von einem dort wohnenden Kollegen durchgeführt werden sollte.) Bisher läßt sich nur fest-

stellen, daß die größten Gletscher zuerst ihr Maximum erreichten und dann lange Zeit ähnlich groß blieben bzw. jeweils wieder wurden. Die kleineren Gletscher dagegen, von der Tatra bis zum Schwarzwald, scheinen recht gleichzeitig und nur einmal ihr Maximum erreicht zu haben.

2) Expositions-Einflüsse?

Je größer ein Gletscher, als desto uninteressanter erweisen sich Expositions-Unterschiede. Ähnliches gilt für die Höhe der Umrandung der Einzugsgebiete. Entscheidende Unterschiede in der Reichweite der größten Gletschervorstöße hängen fast ausschließlich mit unterschiedlichen Größen der Einzugsgebiete (auch einschließlich vorgelagerter Hochflächen, vgl. Nördl. Schwarzwald) zusammen. Deshalb z. B. liegen im Riesengebirge und in der Hohen Tatra die Moränen der nach Süden gerichteten Gletscher am tiefsten, während im Südl. Schwarzwald die tiefstgelegenen Moränen alle etwa dieselbe Höhenlage aufweisen. Je kürzer allerdings ein Gletscher ist oder wird, desto mehr machen sich die Auswirkungen von Expositions-Unterschieden bemerkbar (vgl. Nördl. Schwarzwald, für die Kare des Südl. Schwarzwaldes auch WEBER 1965).

3) Schneegrenz-Depression (oder hier besser: Ansteigen der Schneegrenze)

Vergleicht man die Sequenzen der Δ/2-Werte in den einzelnen Gebirgen, so ergibt sich jeweils eine gewisse Tendenz zu größeren oder kleineren Werten. Extrapoliert man daraus auf die gesamte Abfolge, so ergeben sich die Werte der untersten Zahlenreihe auf Tab. 1. Im W, bis zum Böhmerwald, erhält man Werte zwischen 800 und 900 m, vom Riesengebirge bis zur Tatra dagegen nur 650 bis 750 m. Je geringer die Zahl der nachweisbaren Rückzugsstände, desto unsicherer wird natürlich die Extrapolation. Trotzdem ist die Tendenz hier wie dort interessant. Grob gesagt: Je nördlicher (und östlicher) die Lage, desto niedriger die Gesamtwerte. Die einzelnen Δ/2-Werte darf man übrigens nicht überbewerten. Für mögliche Einflüsse auf ihre Größe, meist sind es Einflüsse der Topographie, zwei Beispiele: Zwischen **a** und **b** ist der Wert für den Südl. Schwarzwald besonders groß, weil es in dieser Zeit dort besonders große Veränderungen in der Fläche der Einzugsgebiete gab. Oder: Die teilweise besonders niedrigen Werte zwischen denselben Ständen für den polnischen Teil der Tatra erklären sich teils aus der Lage von Talengen, durch welche die Gletscherenden damals hindurch mußten (im W), teils aus sehr starker Breitenabnahme der Gletscherzunge (beim östlichsten Gletscher der Tab. 3).

4) Parallelisierung mit alpinen Rückzugsständen?

Die größten Schwierigkeiten treten bei der Parallelisierung der hier zusammengestellten Stände der außeralpinen Gebirge Mitteleuropas mit denjenigen der Alpen auf. Das hat mehrere Gründe, am wichtigsten dürften sein: Historische Moränen (Fernau bis 1920) scheinen im Untersuchungsgebiet zu fehlen, erst recht natürlich rezente Gletscher. Man hat also keine sichere Obergrenze zur Verfügung. Außerdem gibt es kaum ^{14}C-Daten. Man ist also oft auf Abschätzungen angewiesen.

Moränen der Tatra oberhalb 2050 m (hier = **i**) = „Egesen" meint KLIMASZEWSKI. Wieso er dies meint, das entzieht sich meiner Kenntnis. Ich halte seine Meinung aber jedenfalls für brauchbar und für mit größter Wahrscheinlichkeit richtig. Zählt man nun zeitlich rückwärts, natürlich unter Beachtung der Δ/2-Werte, so ergibt sich die auf Tab. 1 aufgeführte Zuordnung vom Egesen bis zum Steinach. Dann wird es schwierig, da man sich im Inn-Gebiet (großes Längstal, s. o.) selbst noch nicht über die vollständige Abfolge vom Würm-Maximum bis heute wirklich im klaren ist. Vor allem scheint mir die Verbindung von Ständen aus dem Vorland mit solchen aus den Alpen selbst, auch z. B. zwischen Rhein- und Inn-Gebiet, völlig ungeklärt zu sein. Versuchsweise, aber sehr mit Vorbehalt, habe ich die Reihe unter Verwendung der Namen vom Rheingletscher bis zur Äußeren

Jungendmoräne fortgesetzt (dann fehlt aber ein Stand dazwischen). Leichter wäre eine Zuordnung zu den Ständen des Dora-Báltea-Gletschers vom Paradiso bis zum Moränen-Amphitheater von Ivrea. Die Bezeichnung der vier Stände aus dem Amphitheater erfolgt von mir vorläufig nach Orten auf oder an der „Serra", der über 22 km langen und bis über 500 m mächtigen linken (nördlichen) Seitenmoräne, dem jüngsten Teil des mit Abstand mächtigsten Seitenmoränen-Systems eines Alpengletschers. Die inneralpinen Halte sind dagegen schon länger bekannt (vgl. ZIENERT 1965). Eine endgültige Klärung der Zuordnung zu den hier untersuchten Ständen ist damit aber trotzdem nicht erreicht, allenfalls ein Diskussions-Vorschlag. Immerhin wird klar, daß die Datierungen von ERB für den Südl. Schwarzwald: „Feldsee" (=**d**) = Gschnitz, „Zipfelhof" (=**c**) = Lindau und Konstanz, „Titisee" (=**b**) = Innere Jungendmoräne, und „Joostal" (=**a**) = Äußere Jungendmoräne Oberschwabens, nicht alle stimmen können. Ähnlich steht es mit den Zuordnungen von LUKNIŠ: „E_1" (=**c**) = „Schlern", „E_2" (=**d**) = Gschnitz (vgl. ERB), „E_3" (=**e**) = Daun. Die Lücke bis heute wäre bei dieser Zuordnung zu groß.

5) Vergleich mit dem Mount Kenya/Ostafrika

Frappiert hat mich schließlich der Gleichlauf der meisten Δ/2-Summen zwischen der Hohen Tatra und dem M. Kenya. Allerdings ist zu beachten, daß es sich einmal um die Werte zwischen den Gletscher-Minima einigermaßen gleich großer Gletscher, das andere-mal um Werte zwischen den durchschnittlich erreichten Minima sehr unterschiedlich großer Gletscher handelt. Kenya-II scheint dabei zwei verschiedene Stände zu repräsentieren. Ob sich der Stand „II-B" vielleicht im Gelände noch finden ließe? Vielleicht stecken einige dazu zählbare Moränen schon in II, das dann „gereinigt" zu „II-A" würde? In den Alpen hat man Gschnitz und Steinach oder Daun und Egesen ja auch zuerst nicht unterscheiden können. Eine solche Unterscheidung würde auch eine Verminderung des Δ/2-Wertes zwischen I-D und II-A und eine Vergrößerung zwischen II (dann II-A) und III ergeben. Oder gab es am M. Kenya im entsprechenden Höhenabschnitt wirklich nur einen Halt, während es hier bei uns zwei waren?

Die Untersuchung endet also mit vielen Fragen, deren Beantwortung lange Zeit beanspruchen dürfte, aber sie werden immerhin einmal präzisiert und gestellt.

Schrifttum

BERG, G.: Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. — Monatsber. dt. geol. Ges., **66**, 63—82, Stuttgart 1915.

—: Geol. Karte 1 : 25 000, Blätter 5159/5259 Schreiberhau-Schneegrubenbaude und 5260 Krummhübel; Aufnahmen 1930/31, mit Erläuterungen, Berlin 1940.

BRUNNER, H.: Zur Geologie und Geomorphologie des Riesengebirges. — Geogr. Ber., **8**, 146—161, Berlin 1963.

CIELINSKA, M. & DUMANOWSKI, B.: The Karkonosze. — INQUA-Congress Warsaw, Guidebook B, The Sudetes, 25—32, Lodz 1961.

ERB, L.: Die Geologie des Feldbergs. — Der Feldberg im Schwarzwald, 22—97, Freiburg i. Br. 1948.

ERGENZINGER, P.: Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**, 152—168, Öhringen 1967.

HEUBERGER, H.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. — Wiss. Alpenvereinshefte, **20**, Innsbruck 1966.

KLIMASZEWSKI, M.: The Tatras. — INQUA-Congress Warsaw, Guidebook, **3**, 168—210, Lodz 1961.

KRAL, V.: Stopy činnosti ledovců ve východni časti Krkonoš. — Ochrana Přirody, **5**, 55—58, Praha 1950.

LUKNIŠ, M.: Die Entwicklungsperioden der Hohen Tatra in Bezug auf die Quartärablagerungen. — Report INQUA-Congress Warsaw, **3**, 197—203, Lodz 1963.

—: The course of the last glaciation of the Western Carpathians in relation to the Alps etc. — Geografický Časopis, **16**, 127—142, Bratislava 1964.

—: Geomorphological Map of the Vysoké Tatry Mts. and their foreland 1 : 50 000, Bratislava 1968.

Meyer, O. E.: Neue Moränenfunde im Riesengebirge. — Z. Gletscherk., **18**, 52—56, Leipzig 1930.
Partsch, J.: Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. — Forschg. dt. Landesk., **8**, 103—195, Stuttgart 1894.
— : Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. — Geogr. Z., **10**, 657—665, Leipzig 1904.
Paul, W.: Zur Frage der Rißvereisung der Ost- und Südostabdachung des Schwarzwaldes. — I: Jh. geol. LA Baden-Württ., **7**, 423—440, Freiburg i. Br. 1965, II: Mitt. bad. Landesver. Naturk. Naturschutz, **9**, 309—324, Freiburg i. Br. 1966.
Rathsburg, A.: Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. — Firgenwald, **5**, 5—29, 65—77, 103—113, 1932; **6**, 96—112, 126—127, 1933; **7**, 39—42, 77—107, 148—158, 1934; **8**, 67—84, Reichenberg 1935.
Reichelt, G.: Neuere Beiträge zur Kenntnis der Vergletscherung im Schwarzwald und in den angrenzenden Gebieten. — Schriften Ver. Gesch. Naturgesch. Baar, **26**, 108—122, Donaueschingen 1966.
Tatrzanski Park Narodowy Mapa Turystyczna 1 : 30 000, Warszawa o. J.
Weber, K. H.: Morphologische Untersuchungen an Karen im Feldberg — Schauinsland — Gebiet des Südlichen Schwarzwaldes. — Diss. naturwiss. Fak. Mainz (maschinenschriftlich) 1965.
Zienert, A.: Gran Paradiso — Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 202—225, Öhringen 1965.
— : Vogesen- und Schwarzwald-Kare. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**, 51—75, Öhringen 1967.
— : Gleiche Würm-Rückzugsstadien in den Gebirgen Mitteleuropas und Ostafrikas? — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 85—92, Öhringen 1968.

Manuskr. eingeg. 16. 9. 1969.

Anschrift des Verf.: Dr. Adolf Zienert, 69 Heidelberg 1, Gerbodoweg 7.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 71-80	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite

Von René Hantke, Zürich

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. Untersuchungen in verschiedenen Gletschersystemen der Schweizerischen Alpennordseite ergaben eine gute Korrelation zwischen entsprechenden spätwürmeiszeitzeitlichen Rückzugsstadien. Die ausgeprägten Moränen des Zürich-Stadiums, rund 15 km hinter dem Maximalstadium des würmeiszeitlichen Linthgletschers, dämmen, wie die Stirnmoränen des entsprechenden Stadiums in den anderen Systemen, Seebecken ab, die während älteren Eisvorstößen ausgekolkt wurden. Das nächste Rückzugsstadium, dasjenige von Hurden, konnte auch andern Systemen zuerkannt werden. Ebenso zeichnen sich die zuerst in den subaquatischen Moränen des Vierwaldstättersees erkannten Rückzugsstadien durch Moränen, Schmelzwasserrinnen und Schotterfluren auch in den übrigen Gletschersystemen ab. Während einer länger andauernden wärmeren Periode begannen die Gletscher abzuschmelzen und zogen sich tief in die Alpentäler zurück. Längs Kluftflächen brachen dabei die ihres Gegendruckes durch das Eis verlustig gegangenen Talflanken als Bergsturzmassen nieder.

Eine deutliche Klimaverschlechterung ließ die Gletscher erneut vorstoßen, den Vorderrheingletscher gar um mehr als 40 km über die Bergsturzmassen von Flims bis Chur, wo er durch den ebenfalls vorrückenden Plessurgletscher gebremst wurde.

Künftige palynologische und tephrochronologische Untersuchungen in geschützten seitlichen Zungenbecken werden erlauben, die einzelnen Stadien auch chronologisch einzustufen.

Abstract. Investigations on late Würmian readvance stages of the glaciers on the northern slope of the Swiss Alps have shown that correlations can be made between the different glacier systems.

The well developed end moraines of the Zurich stage, 15 to 20 km behind the outermost Würmian moraines, are damming lake basins that had already formed during older ice advances. The next readvance, the Hurden stage, has also been recognized in all glacier systems. End moraines of still younger readvances, discovered first as subaquatic ridges in Lake Lucerne, likewise exist in the other system.

During a prolonged warmer period the glaciers retreated far upwards into the Alpine valleys. Due to the removal of the ice, rock masses of many valley slopes became unstable and broke down forming landslides.

A subsequent cooler time caused the glaciers to advance again. So the Vorder Rhine glacier overrode the landslide masses of Flims and advanced more than 40 km beyond Chur, where it was stopped by the Plessur glacier advancing from the SE side.

Palynological and tephrochronological investigations now in progress will permit to define the place of all the different stages in the absolute time scale.

Einleitung

In neuerer Zeit wurden im schweizerischen Alpenvorland mehrfach Versuche unternommen, die Endmoränenlagen in den einzelnen eiszeitlichen Gletschersystemen zeitlich zu korrelieren. Dabei ergaben sich schon hinsichtlich der Abfolge der gut ausgebildeten hochwürmeiszeitlichen Stadien bedeutende Differenzen. Diese beruhen vor allem auf der noch immer unvollständigen Kenntnis der einzelnen Ablagerungen in den verschiedenen Systemen und deren genetischer Verknüpfung mit einem reichen glazifluviatilen Formenschatz im Vorland und längs des Gletscherrandes.

Über würmeiszeitliche Vorstoßhalte wurden bisher erst wenige Versuche gewagt (Hantke 1959, 1962, Kläy 1969), die es noch weiter zu festigen gilt. Eisvorstöße sind weitgehend mitverantwortlich für die Ausgestaltung tieferer Wannen. Dadurch wurden auch die Rückzugshalte bereits deutlich vorgezeichnet, die sich heute in Talkesseln oder gar noch in persistierenden Seewannen zu erkennen geben.

Ebenso gingen die Meinungen über die Korrelation und die zeitliche Einstufung der späteiszeitlichen Eisrandlagen ziemlich auseinander. In den letzten Jahrzehnten wurde auch den spät- und postglazialen Moränenständen und damit den Klimaschwankungen der ausgehenden Würmeiszeit und des Postglazials vermehrte Aufmerksamkeit geschenkt (Beck 1925*, 1934, 1955, Salathé 1961, Zoller 1960, 1966, Hantke 1958, 1967, 1968, 1969, 1970), so daß diese nunmehr weitgehend geklärt sind. Eine chronologische Einstufung mit Hilfe pollenanalytisch untersuchter Profile in Zungenbecken ist im Gange.

Das Stein am Rhein/Zürich-Stadium

Unter den Moränenstadien der ausgehenden Hochwürmeiszeit zeichnet sich besonders das durch mehrere eng aufeinander folgende Staffeln charakterisierte Zürich- oder Seen-Stadium aus. Die einzelnen Moränenzüge lassen sich im Gelände ohne Schwierigkeit von einem Gletscherlappen zum nächsten und über Transfluenzsättel und an gemeinsamen Schotterfluren gar von einem Gletschersystem ins benachbarte verfolgen, etwa vom Saanengletscher hinüber zum Aare- und weiter über den Reuß- und den Linth- bis zum Rheingletscher, so daß an ihrer Gleichzeitigkeit nicht zu zweifeln ist (Abb. 1). Nur beim Rhonegletscher, besonders beim Solothurner Arm, treten die einzelnen Eisrandlagen dieses Stadiums etwas weniger markant in Erscheinung. Dies dürfte darauf zurückzuführen sein, daß der verantwortliche Klimarückschlag nur kurzfristig einwirken konnte und damit die Schuttmenge zu gering war, als daß sich die einzelnen Staffeln bei den gewaltigen Eismassen, die vom Genfersee-Becken über die Wasserscheiden des Jorat und von La Sarraz ins westliche Mittelland überflossen, manifestieren konnten. Zudem reichten weite Gebiete der Gletscheroberfläche bis in die Firnregion.

Das Konstanz/Hurden-Stadium

Auf das Seen abdämmende Zürich-Stadium folgen zunächst einige Rückzugsstaffeln, die sich durch drumlinartige Seitenmoränenzüge zu erkennen geben. Erst die zeitlichen Äquivalente des Konstanz/Hurden-Stadiums lassen sich in den einzelnen Gletschersystemen wieder mit einiger Sicherheit korrelieren (Abb. 1).

Damals endete der Aaregletscher bei Jaberg zwischen Bern und Thun. Zwischen Spiez und Thun vermochte der Kandergletscher nochmals bis zum Aaregletscher vorzustoßen, wobei der gemeinsame Moränenwall bei Zwieselberg drumlinartig überprägt wurde. Am Ausgang des Simmentales stand der Diemtig/Simmen- noch mit dem Kandergletscher in schmaler Verbindung. Der Saanengletscher reichte bis über Enney S von Greyerz, wo mächtige Stauschotter, Wallmoränenreste und Rundhöcker ein Zungenbecken umsäumen.

Beim Hauptarm des Reußgletschers zeichnet sich dieses Stadium bei Gisikon—Honau, beim Zugersee-Lappen bei Hünenberg—Baar und bei Rotkreuz ab.

Im Rheinsystem liegen die entsprechenden Stirnmoränen im Bodensee-Lappen in Konstanz, im Thur-Lappen bei Bürglen—Kradolf.

Der Thurgletscher reichte damals, dank eines Staues durch den Rheingletscher und einer geringfügigen Transfluenz von Rheineis, noch bis Nesslau (Hantke 1967).

Der Urnäschgletscher endete oberhalb des Dorfes Urnäsch, der Sittergletscher unterhalb Appenzell.

Beim Rhonegletscher dürfte dieses Stadium den Eisrandlagen von Yvoire—Nyon im Genfersee-Arm, von Mathod—Yverdon in der Zihl-Neuenburger-Talung und von Fétigny SW von Payerne im Broyetal entsprechen.

*) bedeutet geologische Karten, die im Literaturverzeichnis gesondert aufgeführt sind.

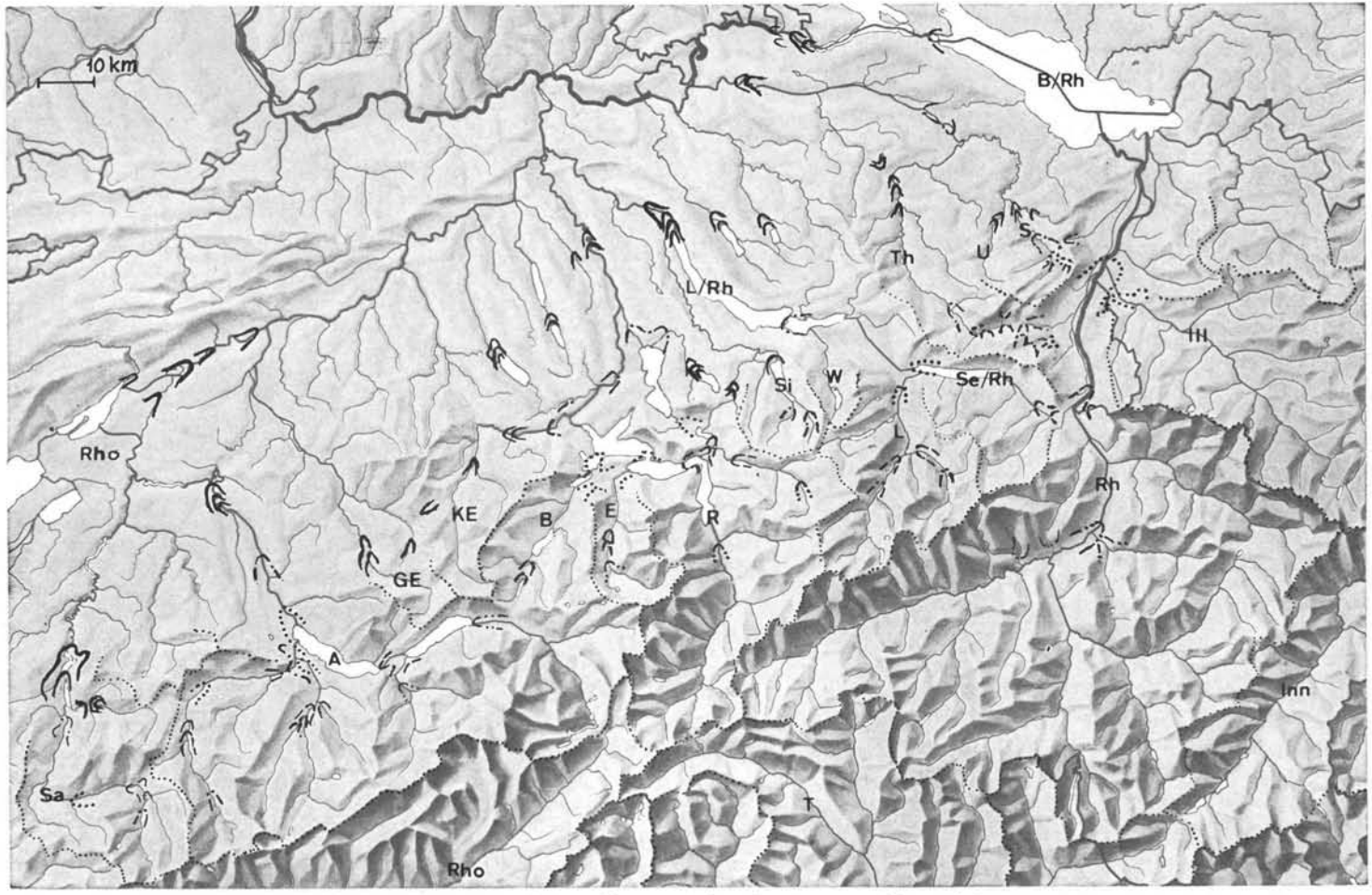


Abb. 1. Endmoränen und Eisrandlagen zwischen dem Saane- und dem Rhein-System.

Zürich- oder Etzwilen/Stein am Rhein-Stadium
Hurden- oder Konstanzer Stadium
Weesen- oder Feldkircher Stadium
Sarganser Stadium
Churer Stadium

Gletscher-Systeme:
Rho = Rhone; Sa = Saane; A = Aare; B = Brünigarm; GE = Große Emme;
KE = Kleine Emme; E = Engelberg; R = Reuss; T = Tessin; L/Rh = Linth/Rhein;
Si = Sihl; W = Wägital; L = Linth; Th = Thur; U = Urnäsch;
S = Sitter; Rh = Rhein; B/Rh = Bodenseearm; Se/Rh = Seez/Rhein.

Die unterseeischen Moränen im Vierwaldstättersee und ihre zeitlichen Äquivalente in anderen Gletschersystemen

Über die weiter alpeneinwärts gelegenen Moränenstände, PENCKS Bühlstadium, herrschte — trotz ihrem frühen Erkennen in einzelnen Systemen — über deren Existenz in andern und erst recht über deren Parallelisation noch reichlich Unsicherheit. In den Haupttälern sind sie zum Teil später von holozänen Sedimenten völlig eingedeckt worden, oder sie reichen — wie im Vierwaldstättersee — nicht über den Wasserspiegel empor.

Im Vierwaldstättersee erkannte bereits ALB. HEIM (1894, S. 180) in den beiden durch Lotungen festgestellten wallartigen Erhebungen bei Vitznau und E von Gersau unterseeische Endmoränen (Abb. 2). Der äußere Wall quert den See N der beiden Nasen und erhebt sich bis 27 m unter den Wasserspiegel aus einem 214 m tiefen Zungenbecken; der internere steigt aus dem 125 m tiefen Seebecken W von Brunnen beim Chindli bis auf 50 m unter den Wasserspiegel empor. Die beiden könnten zunächst einem einzigen Stadium angehören, da der Engelberger Gletscher neben dem Hauptarm von Stans—Stansstad einen seitlichen Lappen über Buochs gegen NE und gegen E vorschob. Dabei wäre es N der Nasen zur Bildung der Vitznauer Endmoräne gekommen, während der gegen E vorgestoßene Arm den Reußgletscher am weiteren Vorrücken gegen W gehindert hätte. Die Gersauer Moräne wäre dann als unterseeischer Stauwall zwischen Engelberger Gletscher und Reußgletscher zu deuten.

In der Talung Brunnen—Lauerzersee—Zugersee, durch die neben dem Muotagletscher auch ein bedeutender Anteil von Reuß-Eis abfloß, läßt sich im Lauerzersee ein Zungenbecken erkennen, das bei Goldau durch eine Molasseschwelle und durch die Roßberg-Bergstürze noch akzentuiert wird. S von Steinerberg wird dieses Stadium durch zahlreiche Kristallin-Erratiker und SE von Lauerz durch seitliche Wallmoränenreste dokumentiert.

Da sich nun das Gersauer Stadium auch in der Talung Brunnen—Lauerzersee in den Seitenmoränen am Ausgang des Muotatales, in der Endmoräne von Ingenbohl, sowie in den Seitenmoränen am SE-Fuß des Urmiberges klar zu erkennen gibt, ist an der Existenz zweier zeitlich getrennter Stadien im Vierwaldstättersee nicht zu zweifeln. Der geradlinige Verlauf im See ist möglicherweise auf die Stauwirkung einer im Becken von Gersau gelegenen Toteismasse zurückzuführen (HANTKE 1958, S. 126).

Am Ausgang des Muotatales stellen sich unter der markanten Reuß-Seitenmoräne mächtige Talrandschotter ein. Während sie DU PASQUIER (1891, S. 107) noch als interglazial betrachtet hatte, erkannte bereits BUXTORF (1916), daß in diesen spätglaziale, vom Gletscher nur geringfügig überfahrene Eisrandschotter vorliegen.

Die Seitenmoränen des Gersau/Ibach-Ingenbohl-Stadiums zeichnen sich besonders im Ingenbohler Wald durch einen steilen Frontanstieg bis auf 670 m aus. Stauschotter am Ausgang des Isentales bei Birchi in 720 m und an der Mündung des Schächentales in 780 m belegen ein Vorrücken des Isental- und des Schächengletschers bis ins Haupttal. Bei beiden erfolgte über einen Querschnittsbereich noch ein Zufluß zum Reußgletscher. Nur dank derartiger Zuflüsse vermochte dieser überhaupt nochmals bis gegen Gersau und Ibach vorzurücken. Zudem dürfte im untersten Reußtal und im Urnersee-Becken noch ein gewisser Eisvorrat aus dem Vitznau/Goldau-Stadium gelegen haben. Dies war nur möglich, wenn die dazwischen gelegene Schwankung unbedeutend, kurzfristig und kühl gewesen war.

In gleicher Weise zeichnen sich die beiden Vierwaldstättersee-Stadien auch in der westlichen Zentralschweiz ab. Der über den Brünig geflossene Arm des Aaregletschers, der im Vitznau/Goldau-Stadium noch einen Eiszuschuß aus den Melchtälern erhielt, stieß einerseits bis über Stansstad in den Vierwaldstättersee vor, andererseits drang ein Lappen zwischen Muoterschwanderberg und Stanserhorn bis Allweg W von Stans vor, wo er von einem Lappen des Engelberger Gletschers, der sich von Stans gegen W wandte, gestaut wurde (Abb. 2).

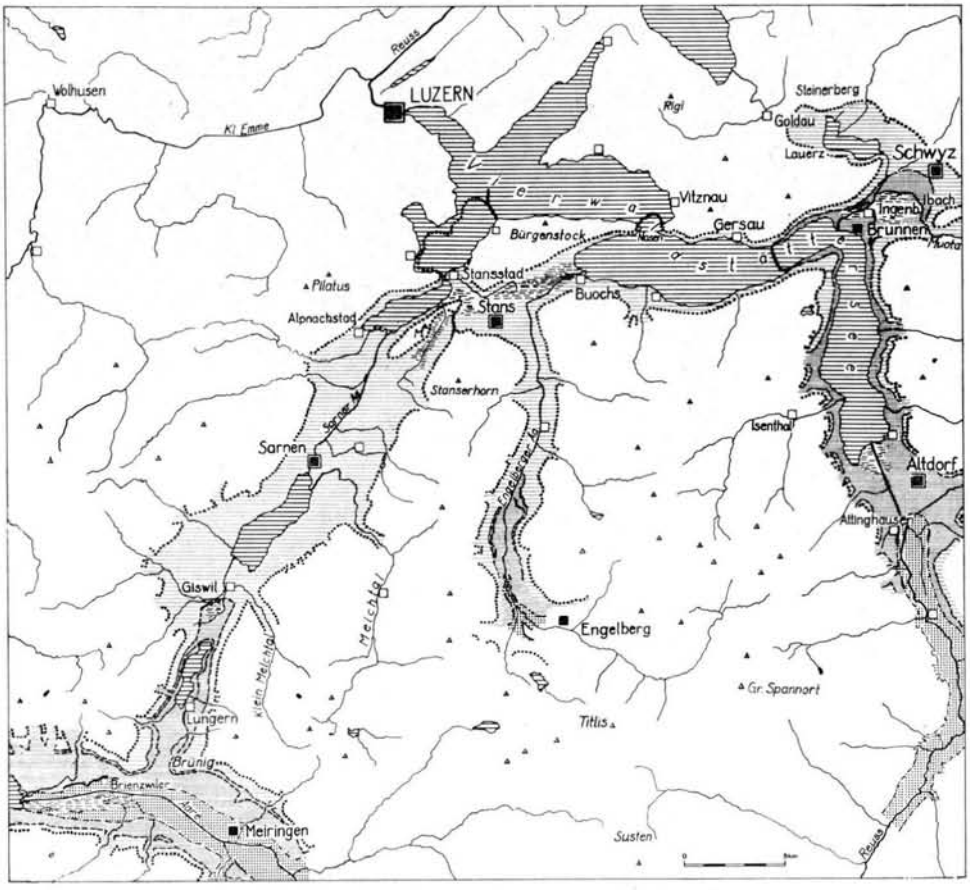


Abb. 2. Die spätwürmeiszeitlichen Stadien im Reuss-System und die Transfluenz des Aaregletschers.

Spätwürmeiszeitliche Moränen und Eisrandlagen

Vitznau/Goldau- = Weesen/Feldkirch-Stadium
Gersau/Seewen — Ingenbohl- = Sarganser Stadium
Attinghausen- = Churer-Stadium.

Noch im Gersauer Stadium vermochte der Brünigarm des Aaregletschers bis Giswil vorzurücken, wo er das von Rundhöckern und Wallmoränenresten umsäumte Zungenbecken des Aariedes ausfüllte.

Während der Brünigarm bis Stansstad und Allweg vorstieß, rückte der Aaregletscher selbst, von kräftigen Zuflüssen aus den Lütschinentälern unterstützt, nochmals bis über Thun vor und schüttete W des Thunersees die linksseitige Ufermoräne von Strättligen, die ein Gletscherende unterhalb von Thun annehmen läßt, auf. Auch der Kandergletscher rückte damals bis zum Aaregletscher vor, wurde jedoch von diesem ganz an die NE-Flanke des Niesen gedrückt (Beck & Gerber 1925*). Einzig die Zunge konnte sich NE von Wimmis freier entfalten. Der Simmengletscher vermochte nochmals bis unterhalb Boltigen vorzustoßen, während der Diemtiggletscher gar den Talausgang bei Oey erreichte. Der Saanengletscher endete damals bei Les Moulins unterhalb Château d'Oex (Abb. 1).

Das Ende des Rhonegletschers dürfte sich in den glazifluviatilen Ablagerungen von Noville-Chessex zu erkennen geben, während die Wallmoränenreste von einem damals noch bis ins Rhonetal vorgestoßenen Lokalgletscher stammen (M. BURRI 1961).

Altersgleiche Moränenstadien, die den beiden Stadien von Vitznau/Goldau und von Gersau/Ibach—Ingenbohl entsprechen, zeichnen sich auch im Bereich des Rheingletschers ab (ARN. HEIM 1907*; HANTKE 1968, 1970). In der Walensee-Talung stellte die frühere Insel Hutteboschen bei Weesen (SCHEUCHZER 1712*), die später angelandet und bei der Linthkorrektion eingeebnet wurde, einen Rest einer Stirnmoräne dar (Abb. 1). Der Walensee ist als zugehöriges Zungenbecken zu deuten; die Moränenwälle von Betlis und von Buechen WSW von Murg entsprechen Seitenmoränenresten beidseits des Sees. Das spätere Gersau/Ibach—Ingenbohl-Stadium manifestiert sich im Seeztal in Moränenwällen, Schmelzwasserrinnen und Schotterfluren zwischen Flums und Sargans, während sich das ältere Stadium dort in Stauschutt-Terrassen und höher gelegenen Rundhöcker-Arealen an den Talausgängen abzeichnet.

Im Rheintal endete der Rheingletscher zunächst bei Feldkirch, wo ein Seitenlappen einem Stirnlappen des Illgletschers gegenüberstand. Das jüngere Stadium gibt sich im Becken von Balzers—Azmoos und in der Talenge zwischen Schollberg und Fläscherberg zu erkennen (HANTKE 1968, 1970).

Im Gebiet des Linthgletschers entsprechen die Eisrandlagen von Näfels—Mollis derjenigen des Vitznauer Stadiums, jene von Nidfurn — wo sich im Liegenden wiederum eisrandnahe Schotter einstellen — und von Leuggelbach im Großtal, von Wart und Engi im Kleintal, demjenigen von Gersau/Ibach—Ingenbohl (Abb. 1).

Der Aaregletscher endete in den beiden, dem Stadium von Gersau/Ibach—Ingenbohl entsprechenden Eisrandlagen zunächst am Ostende des Thunersees, später im Raume von Interlaken, was durch tiefgelegene Rundhöcker, 2 Systeme von tiefen Wallmoränen und Schotterterrassen S von Bönigen, bei Gsteigwiler, bei Wilderswil und S von Interlaken bekundet wird (GÜNZLER-SEIFFERT 1933*). Der Kandergletscher vermochte damals eben noch den Engstligengletscher aufzunehmen und schob seine Zunge bis unterhalb Frutigen vor. Beim Simmengletscher lagen die entsprechenden Zungenenden unterhalb Zweisimmen, beim Saanengletscher unterhalb Saanen.

Der Rhonegletscher stieß während dieses Stadiums nochmals bis Aigle, bzw. Collombey-Ollon vor. Beidseits des Rhonetales absteigende Seitenmoränen bekunden dort Eisrandlagen.

Das Churer Stadium

Ein noch späteres, wiederum durch Schotterfluren gekennzeichnetes Stadium wurde von R. STAUB (1938) in der Gegend von Chur postuliert und mit v. KLEBELSBERGS (1927) Schlern-Stadium in Verbindung gebracht. Dieses wird jedoch neuerdings von einigen Autoren wieder fallen gelassen, da der Schlerngletscher in Südtirol bei einer Schneegrenzen-Depression von 900 m noch mit dem Eisackgletscher verbunden war, was nach MAYR & HEUBERGER (1968) und HEUBERGER (1968) eher einer „Bühl-Situation" entspricht.

Nach STAUB erfolgte der Churer Vorstoß auf einen kräftigen Eisschwund, bei dem der Vorderrhein-Gletscher sich bis hinter Ilanz zurückgezogen und in mehrere Stammgletscher aufgelöst hätte, also auf ein deutliches Interstadial. Dabei verloren die Bergflanken, die durch Talklüftung in ihrem Verbande gelockert waren, ihren Gegendruck durch das Gletschereis und brachen als Bergstürze nieder. Im Churer Stadium stieß dann der Vorderrhein-Gletscher, von Reichenau an unterstützt durch den durchs Domleschg vorrückenden Hinterrhein-Gletscher, erneut bis Chur vor (Abb. 3). Dabei wurden die Bergsturzmassen von Flims und von Reichenau—Chur vom Eis über-

fahren, was durch aufliegende Moräne mit Erratikern bekundet wird. Im bewegungsarmen Stirnbereich kam es, infolge der Stauwirkung durch den ebenfalls bis Chur vorrückenden Plessurgletscher, zur Bildung der Tomas von Ems, Felsberg und Chur.

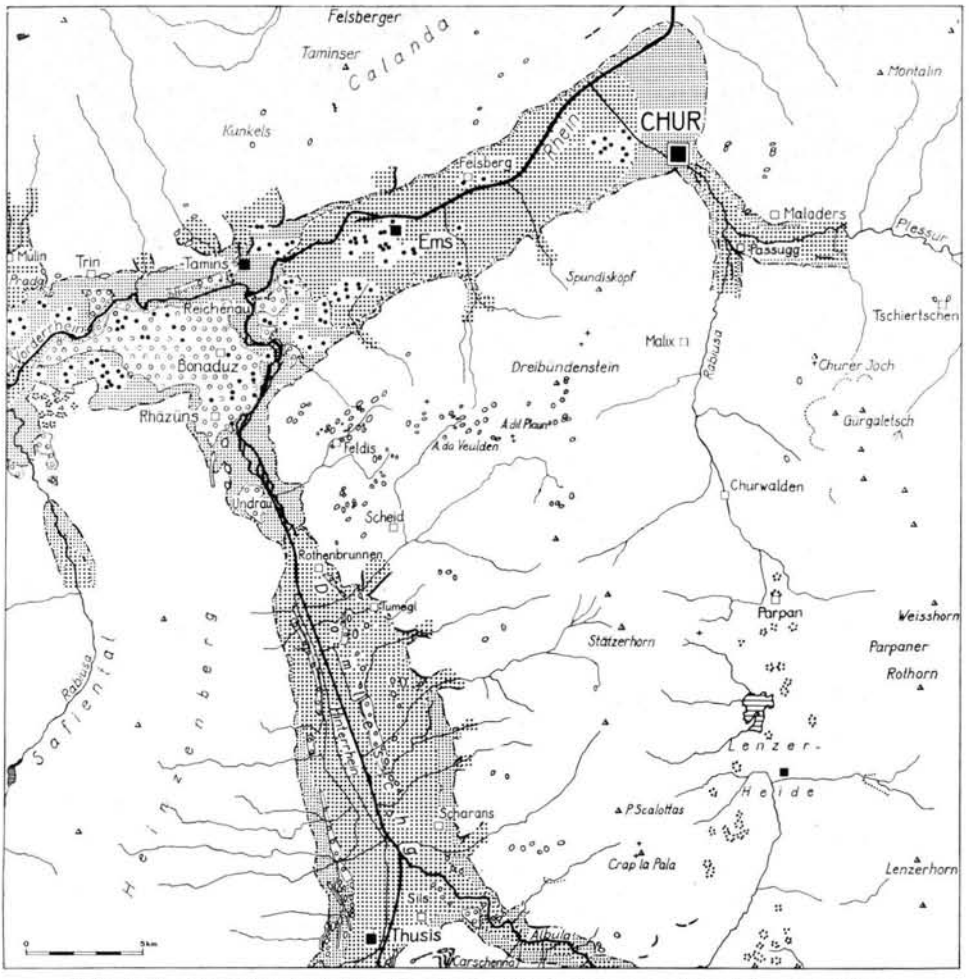


Abb. 3. Die spätwürmeiszeitlichen Stadien im Rhein-System zwischen Thusis und Chur.

- Abschmelzphase von Rothenbrunnen
- Älteste holozäne Moränen
- Rundhöcker
- Spätwürmeiszeitliche Schotterfluren
- Terrassenränder
- Toma, vom Eis überprägte Bergsturzhügel
- Bergsturzhügel
- Schmelzwasserrinnen
- Höchste würmeiszeitliche Erratiker.

Stirnmoränenreste W und NE von Tamins weisen darauf hin, daß auch aus der Ringelspitzkette nochmals steile Gletscher bis in die Zungenbecken von Prada Mulin und Girsch vorstießen, wo sie durch den Rheingletscher gestaut wurden. Ebenso läßt sich N von Ems

die linke Seitenmoräne eines Hängegletschers vom Taminser Calanda bis auf 700 m herab verfolgen. Im Domleschg werden die von der Stätzerhornkette absteigenden Lokalgletscher an den Talausgängen zwischen Scharans und Tumegl/Tomils durch Seitenmoränen dokumentiert, die vom Hinterrhein-Gletscher in dessen Stromrichtung abgewinkelt worden waren (Abb. 3).

Bei einer ersten Abschmelzphase schmolz dann der Rheingletscher an den dünnsten Stellen — über den Bergsturzmassen von Reichenau, bei Rhäzüns und über dem Talausgang des Safientales — durch, so daß Toteis abgetrennt wurde. Durch die Bergsturz- und Toteismassen wurden dort Eisrandschotter aufgestaut bis die Erosionsbasis durch das Abschmelzen des Churer Toteises tiefer gelegt worden war; dann wurden die Schotterfluren kräftig zerschnitten.

Im Linthsystem mochten die Talgletscher damals erneut bis Luchsingen im Linthtal und bis Matt im Sernftal gereicht haben.

Im Reusstal entspricht dieser Vorstoß dem mit W. BRÜCKNER festgestellten Gletscherende von Attinghausen, das durch Stauterrassen und tiefliegende Seitenmoränen beidseits der Reuß dokumentiert wird. Im Tal der Engelberger Aa bekunden Seitenmoränenreste in 800 m NW Engelberg diesen späten Vorstoß.

Im Berner Oberland vermochten sich damals die beiden großen Eislieferanten des Aaregletschers, der Hauptarm aus dem Haslital und jener aus den Lütschinentälern, nicht mehr zu vereinigen. Der Aaregletscher, dokumentiert durch absteigende Moränen S des Brünigpasses (ARBENZ 1911*), bei Brienzwiler und auf dem Ballenberg (MICHEL 1921*) dürfte noch bis ans Ostufer des Brienzersees gereicht haben, während der Lütschinengletscher unterhalb Zweilütschinen endete.

Der Rhonegletscher mag nochmals bis zur Talenge von St. Maurice gereicht haben.

Chronologische Einstufung der spätglazialen Eisstände

Auf eine länger anhaltende Erwärmungsphase, in der die Eismassen des Schweizerischen Mittellandes bis in die Alpentäler hinein abzuschmelzen begannen (Prä-Bölling?), erfolgten erste Klimarückschläge. Da die spätwürmeiszeitlichen Gletscherstände — besonders ausgeprägt etwa im Rheintal und bei den Seitengletschern — durch auffällige Vorstöße gekennzeichnet werden, bekunden sie eine nur kurzfristige Klimaverschlechterung mit verschiedenen Schüben. Auf diese ersten Klimarückschläge folgte zunächst eine längere Erwärmungszeit, welche die Gletscher zurückweichen und sich in einzelne Eisarme auflösen ließ (Bölling?). Dann erfolgte, wie in verschiedenen Gletschersystemen zu erkennen ist, ein zweiter deutlicher Klimarückschlag, so daß die Gletscher über ausgedehnte Bergsturzareale wieder vorstießen (Ältere Dryaszeit?).

Einige seitlich der Hauptarme gelegene Zungenbecken blieben nun auch auf der schweizerischen Alpennordseite vor einer späteren Zuschüttung bewahrt. Dort ist das Abteufen von Bohrprofilen bis auf die Moräne möglich, welche eine zeitliche Einstufung pollenanalytisch, tephrochronologisch oder mittels Radiokarbon-Datierungen ermöglichen. Damit können die vorwiegend morphologisch gewonnenen Resultate paläobotanisch gestützt werden.

Literaturverzeichnis

BECK, P.: Das Quartär. In: Geologischer Führer der Schweiz, **1**, 26—41, Basel 1934.

— : Regionale Grundlagen für die Gliederung des alpinen Quartärs. — Eclogae geol. Helv., **47**/2 (1954), 369—373, Basel 1955.

BURRI, M.: Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre St-Maurice et le Léman. — Bull. La Murithienne, **78**, 36—59.

Buxtorf, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette. — Geol. Karte Schweiz, **14**, Bern 1916.
Du Pasquier, L.: Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., **1**, Bern 1891.
Hantke, R.: Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. — Eclogae geol. Helv., **51**/1, 119—149, Basel 1958.
— : Zur Phasenfolge der Hochwürmeiszeit des Linth- und Reuss-Systems, verglichen mit derjenigen des Inn-Salzach-Systems sowie der nordischen Vereisung. — Vjschr. naturf. Ges. Zürich, **104**/4, 390—402, Zürich 1959.
— : In: Suter, H./Hantke, R.: Geologie des Kantons Zürich. Zürich 1962.
— : Die würmeiszeitliche Vergletscherung im oberen Toggenburg (Kt. St. Gallen). — Vjschr. naturf. Ges. Zürich, **112**/4, 223—242, Zürich 1967.
— : Die Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans (Kanton St. Gallen) und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 219—226, Öhringen/Württ. 1968.
— : Geschichte der Landschaft. In: Die Jüngere Steinzeit. Ur- und Frühgeschichtliche Archäologie der Schweiz, **2**, 5—16, Zürich 1969.
— : Die Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. — Vjschr. naturf. Ges. Zürich, **115**/1, 101—126, Zürich 1970.
Heim, Alb.: Über das absolute Alter der Eiszeit. — Vjschr. naturf. Ges. Zürich, **39**/2, 180—186, Zürich 1894.
— : Geologie der Schweiz, **1**, Leipzig 1919.
Heuberger, H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 270—275, Öhringen/Württ. 1968.
Jäckli, H.: Exkursion Nr. 39, Teilstrecke I: Reichenau—Domleschg—Thusis—Via Mala—Zillis. — Geol. Führer Schweiz, **8**, 786—789, Basel 1967.
Kläy, J.-R.: Quartärgeologische Untersuchungen in der Linthebene. Diss. ETH, Zürich, Uster 1969.
Klebelsberg, R. v.: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. 1. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern. — Z. deutsch. geol. Ges., **79** (1927), 280—354, Berlin 1928.
Mayr, R. & Heuberger, H.: Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. — Proceed. VII Congress, **14**, Internat. Union Quaternary Research Boulder — Denver, Colorado, 1965, 143—165, Boulder 1968.
Nabholz, W. K.: Exkursion Nr. 38, Teilstrecke Chur—Reichenau. — Geol. Führer Schweiz, **8**, 744—750, Basel 1967.
Pavoni, N.: Über die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz—Reichenau (Graubünden). — Eclogae geol. Helv., **61**/2, 494—550, Basel 1968.
Penck, A. & Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, **2**, Leipzig 1909.
Remenyik, T.: Geologische Untersuchung der Bergsturzlandschaft zwischen Chur und Rodels (Graubünden). — Eclogae geol. Helv., **52**/1, 177—235, Basel 1959.
Salathé, R.: Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. — Verh. naturf. Ges. Basel, **72**/1, 157—231, Basel 1961.
Staub, R.: Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. — Verh. schweiz. naturf. Ges. Chur, 60—85, Bern 1938.
— : Der Pass von Maloja. Seine Geschichte und Gestaltung. — Jber. naturf. Ges. Graubünden, **83**, 3—84, Chur 1952.
Staub, W.: Rückzugsstadien des würmeiszeitlichen Rhonegletschers im Gebiet zwischen Neuenburgersee und Genfersee. — Mitt. naturf. Ges. Bern, N. F., **5**, 1—5, Bern 1948.
— : Die drei Hauptstadien des Rhonegletschers im schweizerischen Mittelland zur letzten Eiszeit. — Ber. Geobot. Forsch.-Inst. Rübel, (1949), 110—114, Zürich 1950.
Zimmermann, H. W.: Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland. — Mitt. naturf. Ges. Solothurn, **21**, 3—143, Solothurn 1963.
Zoller, H.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. — Denkschr. schweiz. naturf. Ges., **83**/2, 45—156, Zürich 1960.
Zoller, H., Schindler, C. & Röthlisberger, H.: Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. — Verh. naturf. Ges. Basel, **77**/2, 97—164, Basel 1966.

Geologische Karten

Arbenz, P.: Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1 : 50 000. Geol. Spez.-Karte, **55**. Schweiz. Geol. Komm., Bern 1911 *.
— : Geologische Karte der Uriotstockgruppe, 1 : 50 000. Geol. Spez.-Karte, **84**, Ibid. 1918 *.
Beck, P.: Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. — Mitt. naturw. Ges. Thun, **1**, Thun 1926 *.

Beck, P. & Gerber, Ed.: Geologische Karte Thun-Stockhorn, 1 : 25 000. — Geol. Spez.-Karte, **96.** Schweiz. Geol. Komm., Bern 1925 *.
Buxtorf, A., Tobler, A., Niethammer, G., Baumberger, E., Arbenz, P. & Staub, W.: Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1 : 50 000. — Geol. Spez.-Karte, **66**a, Ibid. 1916 *.
Günzler-Seiffert, H.: Blatt 395: Lauterbrunnen. Geol. Atlas Schweiz, 1 : 25 000, Ibid. 1933 *.
Heim, Arn. & Oberholzer, J.: Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1 : 25 000. Geol. Spez.-Karte, **44**, Ibid. 1907 *.
Michel, F. L.: Geologische Karte und Profile des Brienzergrates, 1 : 50 000. Geol. Spez.-Karte, **95**, Ibid. 1921 *.
Oberholzer, J.: Geologische Karte des Kantons Glarus, 1 : 50 000 et al. (1942*). Geol. Spez.-Karte, **117**, Ibid. 1942*.

Topographische Karten

Scheuchzer, J. J.: Nova Helvetia Tabula geographica . . ., ca. 1 : 238 000, Zürich 1712*.
Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000, Bern.

Manuskr. eingeg. 5. 8. 1970

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. R. Hantke, Geol. Institut der Eidg. Technischen Hochschule Zürich, CH 8006 Zürich, Sonneggstraße 5.

Erweiterte Fassung des Vortrages, gehalten anläßlich des VIII. INQUA-Kongresses in Paris 1969.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 81-96	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten

Von Heinrich Rohdenburg, Gießen

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. In allen Klimazonen der Erde haben im Quartär Zeiten starker Hangabtragung (morphodynamische Aktivitätszeiten) mit Zeiten der Bodenbildung (morphodynamische Stabilitätszeiten) alterniert. Das Holozän ist eine Zeit morphodynamischer Stabilität infolge zu dichter Vegetation in den niederschlagsreichen Gebieten und zu geringer bzw. zu gleichmäßig verteilter Niederschläge in den vegetationsarmen Gebieten. Die ökologischen Bedingungen für morphodynamische Aktivität können deshalb nicht auf aktualistischem Wege ermittelt werden. Es wird erschlossen, daß die vorzeitlichen Aktivitätsbedingungen in den Subtropen und Tropen nur durch eine stärker akzentuierte Niederschlagsverteilung verursacht worden sein können, denn nur dadurch kann sowohl die Leistungsfähigkeit der Vegetation verringert als auch der Oberflächenabfluß wesentlich erhöht worden sein. Eine Veränderung der absoluten Niederschlagsmenge ist dagegen erst in zweiter Linie wichtig; wahrscheinlich waren die Niederschläge in den von dichter Vegetation bedeckten Gebieten niedriger und in den ariden Gebieten höher als heute. Der klassische Pluvialbegriff muß aufgegeben werden, da in ihm in den semiariden und ariden Gebieten alle vermeintlichen Anzeichen für vorzeitlich gesteigerte (oft aber nur andersartige) Wasserwirkung zusammengefaßt worden sind, ohne zwischen einer Verbesserung des Bodenwasserhaushaltes einerseits und einer Steigerung der Hangabtragung durch wesentlich verstärkten Oberflächenabfluß andererseits zu unterscheiden. Diese beiden Möglichkeiten der Veränderung des Wasserhaushaltes führen jedoch zu den grundsätzlich voneinander verschiedenen ökologischen Zuständen der morphodynamischen Stabilität und Aktivität, die nach bodenstratigraphischen Untersuchungen sowohl in den Subtropen als auch in den Tropen nie gleichzeitig verwirklicht waren.

Summary. In the course of the quaternary, all climatic zones of the world were marked by an alternation of extensive slope erosion (periods of morphodynamic activity) and soil formation (periods of morphodynamic stability). The holocene is a period of morphodynamic stability owing to overdense vegetation in areas of abundant rainfall and insufficient or too evenly distributed rainfall in areas with reduced vegetation. Thus, the ecological conditions relevant for morphodynamic activitiy are not discoverable by using the actualistic approach. The pleistocene conditions of activity prevailing in the tropical and subtropical areas must necessarily be due to less even rainfall distribution since only this is sufficient to explain both a less luxuriant vegetation and a substantially increased ratio of surface runoff. However, the question as to wether this involved a change in the absolute rainfall amount is of secondary importance only; it is likely that rainfall was lower in areas covered with dense vegetation and greater in areas of great aridity than now is the case. The time-honoured pluvial concept must be abandoned, since in the case of the semiarid and arid areas it lumps together all of the alleged indications of a former increase (often, however, only of a different type) in the effects of precipitation without ever distinguishing between an improved soil water balance on the one hand and an increase in slope erosion produced by a substantially higher ratio of surface runoff on the other. It is these two possibilities leading to changes in the water balance that result in the essentially different ecological states of morphodynamic stability and activity, which soil stratigraphy has revealed never to be coeval in either the tropical or subtropical areas.

Résumé. Pendant le Quaternaire toutes les zones climatiques ont été marquées par une alternance de périodes de forte érosion de pentes (périodes morphodynamiques actives) et de formation de sol (période morphodynamiques stables). A cause de la végétation trop dense dans les régions à forte précipitation, et d'un manque de pluie, voire un régime à pluies trop régulier dans les régions pauvres en végétation, l'holocène représente une période à stabilité morphodynamique. Ainsi, les conditions écologiques de l'activité morphodynamique ne peuvent être découvertes en étudiant les processus actuels.

C'est pourquoi que l'on peut supposer qu'un régime de pluie plus accentué encore, ait engendré les processus d'érosion préholocènes dans les régions tropicales et subtropicales. Car en effet, c'est le seul moyen pour diminuer l'influence de la végétation d'une part et d'accélerer le ruissellement d'autre part. Par contre, un changement de la quantité absolue des précipitations est d'une importance secondaire; probablement, la quantité des précipitations dans les régions à couverture végétale dense, était moindre et dans les régions arides, plus haute qu'aujourd'hui. Il en resulte que le terme "Pluvial", devenu classique, doit être abandonné, puisqu'il renferme soi-disant tous les indices d'une activité fluviale plus élevée (bien que souvent simplement changée), dans les régions arides et semi-arides; d'une part il ne fait aucune différence entre une éventuelle amélioration intervenue dans le budget de l'eau du sol, ni d'autre part, d'une augmentation de l'érosion des pentes dûe à un ruissellement plus intense. Mais ces deux possibilités de changement du budget de l'eau mènent aux deux états écologiques, c. à. d. de stabilité et d'activité morphodynamiques, fondamentalement différents l'un de l'autre; ils ne se réalisent, d'après les recherches pédo-stratigrafiques, jamais en même temps ni dans les subtropiques ni dans les tropiques.

Aktualistische Paläoklima-Konzeptionen

In der Frühphase der Geomorphologie galt die Überzeugung, daß Abtragung zwar nicht klimaunabhängig, aber doch in allen Klimazonen ständig vor sich gehe und im wesentlichen durch Tektonik beeinflußt sei. Heute wird in viel stärkerem Maße eine klimatische Abhängigkeit der Abtragung anerkannt. Als eines der wichtigsten Ergebnisse dieser klimagenetischen Geomorphologie ist anzusehen, daß es Zeiten klimabedingter Abtragungsruhe gibt, und zwar selbst in Hebungsgebieten mit starkem Relief. Die Vorstellung eines klimabedingten Alternierens von Zeiten der Abtragungsruhe mit solchen starker Abtragung ist in Mitteleuropa besonders einleuchtend, da einerseits der natürliche Laubmischwald der pleistozänen Warmzeiten und des Holozäns — natürlich nur bei anthropogen ungestörter Vegetation — einen guten Bodenschutz gewährleistet und andererseits in den pleistozänen Kaltzeiten durch ein Periglazialklima mit stark bodenwirksamer Frostdynamik ein anderes Abtragungsregime herrschte, dessen Abtragungswirksamkeit schon durch die größtenteils lückige Vegetationsdecke manifestiert wird.

Anders liegen die Verhältnisse außerhalb der pleistozän-kaltzeitlichen Periglazialgebiete, also in den Subtropen und Tropen. Für diese Gebiete wurde noch lange und wird z. T. noch heute die alte Vorstellung der ständig weitergehenden Formung aufrechterhalten. Infolgedessen wird das Relief in den Tieflagen der Subtropen und Tropen häufig noch heute nur mit den klimatischen Verhältnissen der Gegenwart in Beziehung gebracht, wenn die Formendifferenzierung erklärt werden soll. Eine klimagenetische Fragestellung erscheint nach dieser Auffassung nicht ergiebig; deshalb kann der diesen Zonen fehlende, z. T. sogar deutlicher als in Mitteleuropa ausgeprägte Stockwerkbau des Reliefs dort nur tektogenetisch erklärt werden. In unserem Zusammenhang ist also wichtig, daß im Gegensatz zu Mitteleuropa in diesen Zonen vielfach weder für die Gegenwart noch für frühere Zeiten mit zeitweiliger Abtragungsruhe gerechnet wird. Eine Ausnahme machen allerdings die Vorländer von Gebirgen — und natürlich diese selbst —, die im Pleistozän große Areale mit Periglazialmilieu aufgewiesen haben und auf die wegen dieser Nachbarschaftswirkung schon seit längerem klimagenetische Fragestellungen angewandt worden sind. Insbesondere wurde die Pedimentbildung in den subtropischen Trockenräumen lange nur unter diesem Gesichtspunkt gesehen.

Heute ist jedoch allen geomorphologisch orientierten Bodenkundlern sowie allen bodenkundlich informierten Geomorphologen deutlich, daß es überall auf der Erde, also auch in den wechsel- und immerfeuchten Tropen (vgl. u. a. Fölster 1965, 1969, Rohdenburg 1969), ebenso ausgeprägte klimabedingte Formungswechsel gegeben hat wie in Mitteleuropa: Überall alternierten Zeiten starker Hangformung mit solchen der Abtragungsruhe. Im Mittelmeergebiet sind schon lange vorzeit-

liche Hangschuttdecken auch in den Tieflagen bekannt (u. a. MENSCHING 1955, WICHE 1961, BUTZER 1964a u. b, ROHDENBURG & SABELBERG 1969a u. b). Außerdem treten Fußflächen, bzw. Fußflächentreppen auch am Fuß niedriger Gebirge auf, deren Bildung nicht auf die Nachbarschaftswirkung einer periglazialen Höhenstufe zurückgeführt werden kann (WICHE 1959, 1961, MENSCHING 1964a). Diese Hangschuttdecken und Tieflagenpedimente werden allgemein durch die Annahme eines feuchteren („pluvialen") Klimas erklärt, in dem stärkere Oberflächenabspülung wirksam gewesen sein soll. Als Anzeichen eines vorzeitlich feuchteren Klimas werden auch frühere Seehochstände angesehen, die offensichtlich zeitgleich mit der Vergletscherung im Gebirge und der Hangschutt- und Pedimentbildung in den Tieflagen (z. B. COQUE 1962, MENSCHING 1964b) sind.

In den Tropen werden ebenfalls verbreitet Anzeichen ehemals weit stärkerer Abtragung gefunden, so z. B. Pedimenttreppen, Schutthorizonte und Steinsohlen sowie vorzeitlich viel breitere Flußbetten als in der Gegenwart (ROHDENBURG 1969, 1970). Sowohl in Südamerika (BIGARELLA 1966, MABESOONE 1966) als auch in Afrika (u. a. BRÜCKNER 1955, FÖLSTER 1964, 1969, DE PLOEY 1965, ROHDENBURG 1969, 1970, TRICART 1965, VINCENT 1966, VOGT 1966) werden diese Phasen starker Abtragung als Zeiten eines gegenüber heute wesentlich trockeneren Klimas mit weniger dichter Vegetation gedeutet [1]), da die gegenwärtige Vegetation nicht mit stark wirksamer, mehr als nur Feinmaterial verspülender Abtragung vereinbar ist. Betont werden muß, daß es in dieser Hinsicht keine wesentlichen Unterschiede zwischen den Gebieten mit Regenwald und denjenigen mit Trockenwald (Savanne) gibt, wenigstens soweit dies Westafrika betrifft.

Dieser Überblick zeigt, daß die unabhängig voneinander entwickelten paläoklimatischen Konzeptionen der Subtropen einerseits und der Tropen andererseits einander völlig entgegengesetzt argumentieren. Dabei fällt auf, daß in den die Subtropen betreffenden Arbeiten kaum Vorstellungen über die Vegetation der Zeiten starker Hangabtragung entwickelt worden sind. In einer der wenigen Stellungnahmen dazu äußert WICHE (1961, S. 148), daß der pluvialzeitliche Wald keineswegs dichter als derjenige der Gegenwart gewesen sein könne, vor allem aber sei er nicht mit zusammenhängendem Bodenbewuchs ausgestattet gewesen. Auch BUTZER (1961) rechnet trotz der angenommenen Niederschlagserhöhung nicht mit einer dichteren Vegetation als heute, wobei er die heutigen Vegetationstypen der Garriguen und der „light oak woodlands" mit „incomplete soil protection" für die natürliche Vegetation hält. Wenn man jedoch berücksichtigt, daß diese Vegetationstypen durch starke anthropo-zoogene Beeinflussung aus Wäldern mit sehr viel besserem Bodenschutz hervorgegangen sind, dann hätten WICHE und BUTZER für die „pluvialzeitliche" Vegetation eine Auflichtung gegenüber der heutigen natürlichen Vegetation fordern müssen. Diese kann dann aber nicht mehr durch die Annahme einer „pluvialzeitlichen" Niederschlagsvermehrung erklärt werden.

BUTZER hat allerdings ein vermeintliches Indiz für relativ humide Verhältnisse während der Ablagerung der Hangsedimente aufgeführt, nämlich ihre häufige Wechsellagerung mit Kalkkrustenlamellen, die er als sinterähnliche Ablagerung aus einer Zeit mit stärkerer Quellaktivität entstanden denkt. Aber auch dieses Argument für eine Niederschlagsvermehrung ist nicht stichhaltig, denn die Kalkkrustenlamellen sind nicht während der Sedimentation gebildet worden, sondern sie sind in diesen Sedimenten nachträglich als Teile eines vielgliedrigen Ca-Horizontes von einer höheren Oberfläche aus und in einer Zeit

[1]) Von bodenkundlicher Seite sind Steinsohlen und Schutthorizonte zunächst als subterran durch Termitentätigkeit und Bodenfließen verursachte Erscheinungen angesehen worden (NYE 1954, 1955). Diese Ansicht ist heute hinfällig, da die subaerische Entstehung der Grobmaterialkörper ausreichend belegt ist und außerdem deutlich wird, daß auf flachen Böschungen kein tiefgründiges Bodenfließen erfolgt.

mit kräftiger Bodenbildung entstanden (ROHDENBURG & SABELBERG 1969a, b[2]). Auch die höheren Seespiegel sind keine eindeutigen Indikatoren höherer Niederschläge, denn wie HAUDE (1969) am Beispiel des Toten Meeres nachweisen konnte, müßte der Seespiegel in kühleren Zeitabschnitten auch dann erheblich ansteigen, wenn die Niederschlagsmenge gleichbliebe, da die Verdunstung infolge der Temperaturerniedrigung stark verringert war (vgl. auch FRENZEL 1967). Wenn man jedoch eine höhere Abflußquote annimmt — etwa durch einen größeren Starkregenanteil am Niederschlag —, dann hätten die Seespiegel sogar bei geringerer Niederschlagsmenge höher stehen können (s. u.).

Für „pluvialzeitliche" Niederschlagserhöhung im Mittelmeergebiet schien jedoch noch ein indirektes Argument zu sprechen: Trockenzeiten waren nach allgemeiner Auffassung schon als Entstehungszeiten der verbreiteten Kalkkrusten „vergeben". Nun beobachtet man generell ein Alternieren von Schutthorizonten und Kalkkrusten; in der Überzeugung, es habe ein Alternieren von Trocken- und Feuchtzeiten gegeben, stellte man die Kalkkrusten in die Trockenzeiten, die Hangschuttdecken folglich in die Feuchtzeiten. Heute ist jedoch klar, daß die Kalkkrusten keine Oberflächenbildungen sind, sondern Ca-Horizonte kräftig entwickelter Böden und klimatisch somit als Feuchtzeitbildungen angesprochen werden müssen (ROHDENBURG & SABELBERG 1969a, b). Auch von diesem Aspekt aus wäre also der Weg frei, die morphodynamisch aktiven Zeiten als relative Trockenzeiten anzusehen.

Haben sich einerseits also alle angeblichen Feuchtzeitindikatoren als nicht aussagekräftig erwiesen, so gibt es andererseits heute positive Hinweise für kaltzeitliche Trockenzeiten, nämlich erstens Lößvorkommen im Mittelmeergebiet (VIRGILI & ZAMARREÑO 1957, RIBA 1957, ALIA MEDINA & RIBA 1957, ROHDENBURG & SABELBERG 1969a, b, BRUNNACKER 1969, BRUNNACKER & LOŽEK 1969) und zweitens das überraschende Ergebnis der in den letzten Jahren durchgeführten Pollenanalysen aus Mittelitalien (BONATTI 1962), Südspanien (MENÉNDEZ AMOR & FLORSCHÜTZ 1964) und Griechenland (VAN DER HAMMEN, WIJMSTRA & VAN DER MOLEN 1965), daß es im Mittelmeergebiet in der letzten Kaltzeit recht offene Vegetationstypen und zeitweilig sogar völlig waldfreie Abschnitte gegeben hat, wie BEUG (1968) eindrucksvoll zusammenstellte.

Demnach besteht also in neuerer Sicht kein grundsätzlicher Unterschied mehr zwischen Tropen und Subtropen hinsichtlich der paläoklimatischen Vorstellungen der Zeiten mit starker Hangabtragung. In beiden Zonen müssen nämlich Klimaverhältnisse geherrscht haben, die keine geschlossene Vegetationsdecke, sondern relativ offene Vegetationstypen mit geringem Bodenschutz bedingten. Gegenüber der älteren Auffassung, die der Vege-

[2]) Sickerwasser kann häufig nicht undifferenziert in den Boden eindringen, sondern es findet eine Differenzierung in eine Vielzahl von dünnen Wasserhorizonten statt. Wenn nach einem Niederschlag die Bodenluft in Ermangelung von kontinuierlichen groben Poren nicht rasch genug nach oben entweichen kann, sondern von der Sickerwasserfront eingeschlossen wird, kommt es schließlich zu einem Sickerwasserstau auf komprimitierten „Luftkissen", d. h. zur Bildung von „Wasserbändern" (im zweidimensionalen Profilbild) (MEYER & MOSHREFI 1969) mit hoher bis vollständiger Porenfüllung durch Wasser, die im großen oberflächenparallel angeordnet sind. Infolge der wachsenden Sickerwasserauflast kommt es lokal zu einem Durchbrechen der Luftkissen — nicht zu deren Auflösung —, jedoch in etwas größerer Tiefe zur Wiederholung der Wasserbänder-Luftkissenbildung. Die Sickerwasserbewegung ist nur im großen vertikal gerichtet, im einzelnen herrscht in den Wasserbändern laterale Bewegung — hangabwärts oder zu Durchbruchstellen — vor. Entsprechend dieser Sickerwasserdifferenzierung weisen auch Akkumulationshorizonte häufig einen lagigen Aufbau auf, wie z. B. Eisen- und Humusbänder in Podsolen und Tonbänder in Parabraunerden („Tüxen-Bänder"). Die Kalklamellenserien der Kalkkrusten stellen eine vollständig analoge Differenzierung von Ca-Horizonten dar. Mit der Luftkissen-Wasserbänder-Theorie von MEYER & MOSHREFI (1969) läßt sich also sowohl die Vielzahl der gleichzeitig übereinander gebildeten Lamellen als auch die laterale Wasserbewegung erklären, die für die Bildung der Kalklamellen stets betont worden ist und für die bislang nur eine oberflächliche Entstehung in Frage zu kommen schien.

tation keine wesentliche Beeinflussung der Abtragung zugestand, geht also heute die Tendenz eher dahin, eine sehr enge Abhängigkeit zwischen Vegetation und Formung anzunehmen und Klimawechsel vor allem nach dem Ausmaß ihrer Vegetationsveränderung zu beurteilen. Aber auch diese Ansicht kann nicht voll zutreffen, wie besonders gut anhand der Verhältnisse in den extremen Trockengebieten gezeigt werden kann.

Hinweise auf nicht aktualistisch deutbare Paläoklimate

Nach den vorangegangenen Ausführungen könnte man nämlich erwarten, daß die geomorphologische Aktivität mit der Zunahme der Aridität und der entsprechenden Abnahme der Vegetationsdichte zunimmt, also z. B. sowohl von Norden wie von Süden zur Sahara hin. Das ist zwar in gewissem Umfange der Fall, da in dieser Richtung die Breite der Talböden zunimmt und somit, z. B. am Fuß von Schichtstufen, ein relativ großer Teil des Reliefs dem Bereich starker rezenter Formung angehört. Aber gerade in diesen Gebieten wird auch heute noch wie selbstverständlich mit der Pluvialhypothese gearbeitet (vgl. MENSCHING 1964b) und offensichtlich nicht zu unrecht. Am Nord- und Südsaum der Sahara ebenso wie in der Zentralsahara (vgl. ROGNON 1967, sowie BUTZER & HANSEN 1968) zeigt sich nämlich, daß hier heute keine allgemeine Pedimentation stattfindet, wie sie vorzeitlich sowohl in diesen wie auch in den feuchteren Gebieten zeitweilig herrschte. Das demonstrieren auch sehr gut die Beobachtungen HÖVERMANNS (1967) und HAGEDORNS (1967) aus dem Tibestigebiet, wo heute im Gegensatz zu früheren Verhältnissen Inselberge und Flächen nicht in einem Formungszusammenhang stehen, sondern häufig durch Randfurchen voneinander getrennt werden.

In diesem Zusammenhang sind die Messungen der Schwebstofführung in Flüssen sehr aufschlußreich, die HERRMANN (1969) im Gebiet der klimatisch außerordentlich stark differenzierten Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien) durchgeführt hat. Wie zu erwarten war, steigt die Schwebstofführung mit abnehmender Niederschlagsmenge infolge des abnehmenden Bodenschutzes stark an, sinkt jedoch nach einem Maximum in der Zone des trockenkahlen Tieflandswaldes wieder ab, da im Bereich der offeneren Vegetations-

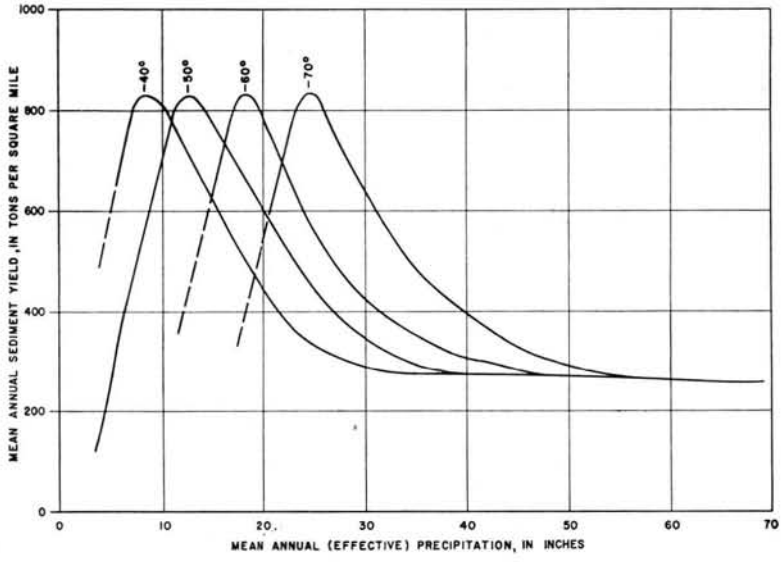


Abb. 1. Rezente Abtragung in Abhängigkeit von Niederschlagsmenge und Temperatur in den USA (aus SCHUMM 1965: fig. 2).

typen die Starkregenwirkung (Produkt aus Intensität und Dauer) geringer ist als in den etwas niederschlagsreicheren Gebieten. Aber selbst im Maximumgebiet der heutigen Abtragung ist die Abtragungswirkung sehr gering (heute fast nur Schwebstoffabtragung) im Vergleich zu einer vorzeitlichen Phase starker morphodynamischer Aktivität mit beträchtlicher Grobmaterialabfuhr sowohl an Hängen als auch in den Flüssen (BARTELS 1970). Eine Zusammenfassung der Abtragungsmessungen des Geological Survey der USA durch LANGBEIN & SCHUMM (1958) weist ebenfalls ein ausgesprochenes Maximum auf, das nach SCHUMM (1965) dort liegt, wo sich keine geschlossene Grasdecke mehr ausbilden kann (vgl. Abb. 1). SCHUMM (1965) benutzt nun dieses Diagramm, um aufgrund als bekannt vorausgesetzter Werte der pleistozänen Temperaturerniedrigung und der Niederschlagsveränderung detaillierte Angaben über die hydrologischen Bedingungen während der letzten Kaltzeit in unterschiedlichen Gebieten der USA machen zu können. Dieser rein aktualistische paläohydrologische Versuch muß aber a priori zum Scheitern verurteilt sein, da es im Pleistozän Abtragungsbedingungen gab, die heute in den USA nicht gegeben sind (nicht nur Schweb-, sondern auch starke Grobmaterialabfuhr sowohl an Hängen als auch in den Flüssen) und deshalb auch in dem hier wiedergegebenen Diagramm nicht enthalten sein können.

Es zeigt sich also überall, daß in den feuchteren Gebieten heute die Vegetation zu dicht ist für starke Abtragung, daß in den Trockengebieten mit ihrem weitaus geringeren Bodenschutz jedoch nicht genügend morphodynamisch wirksame Niederschläge fallen. Angesichts dieser Problemlage, daß nämlich eine einfache Verschiebung der heutigen Klimazonen auf keinen Fall ausreicht, die Phasen starker vorzeitlicher Morphodynamik zu erklären, müssen dafür zwangsläufig Klimaverhältnisse angenommen werden, die es zwischen Mitteleuropa und dem Golf von Guinea, zwischen den Feuchtwald- und den Trockengebieten im nördlichen Südamerika, sowie zwischen den humiden und den ariden Gebieten der USA in der Gegenwart nicht gibt.[3]) Da es außerdem den Anschein hat, als habe starke geomorphologische Aktivität in sehr großen Räumen gleichzeitig geherrscht, wird man nicht nur mit einem einheitlichen Klimatyp von hoher Abtragungsgunst rechnen dürfen, sondern diesem sogar eine erhebliche Variationsbreite zugestehen müssen.

Stabilitäts- und Aktivitätszeiten

Wenn man diese Voraussetzungen berücksichtigt, dann kann die Veränderung gegenüber der vorhergegangenen Phase mit verbreiteter Abtragungsruhe nur aus einer Faktorenveränderung resultieren, die in den vegetationsstabilisierten Gebieten zugleich den Oberflächenabfluß vermehrt und die Vegetation schädigt. Beide Bedingungen werden z. B. durch eine Temperaturerniedrigung erfüllt, wenn diese so stark ist, daß Periglazialmilieu erreicht wird. Für die Gebiete außerhalb der kaltzeitlichen Periglazialzone trifft dieser leicht verstehbare Fall nicht zu, dort genügen einfache Faktorenveränderungen (Temperaturerniedrigung, Niederschlagserniedrigung, Niederschlagserhöhung) nicht beiden genannten Bedingungen. Vielmehr kann außerhalb des vorzeitlichen Periglazialbereichs nur eine weniger gleichmäßige Niederschlagsverteilung sowohl die Leistungsfähigkeit und damit die bodenschützende Wirkung der Vegetation beeinträchtigen als auch den Oberflächenabfluß fördern.[4]) Das soll anhand der

[3]) Interessant ist, daß auch BÜDEL (1963) trotz seiner aktualistischen Vorstellung von der vorzeitlichen Morphodynamik sich zu einer nicht aktualistisch deutbaren Paläoklima-Konzeption gezwungen sieht.

[4]) In diesem Zusammenhang ist wichtig, daß FLOHN (1970) für die pleistozänen Kaltzeiten folgert, daß der konvektive Charakter der Niederschläge über den tropischen und subtropischen Kontinenten noch zugenommen hat, was in einer Akzentuierung der Niederschlagsverteilung resultieren dürfte.

ökologischen Verhältnisse bei zunehmender Akzentuierung der Niederschlagsverteilung näher erläutert werden, die sich allerdings nur auf die gegenwärtig vegetationsstabilisierten Gebiete (über 100—150 mm) beziehen soll: Bei schwachen Einzelregen und einer annähernd gleichmäßigen Niederschlagsverteilung über das Jahr, wie sie heute für humide Gebiete charakteristisch ist, wird fast der gesamte auf die Bodenoberfläche gelangende Teil des Niederschlags (Niederschlag minus Interception) in den Boden eindringen und dort entweder durch die Vegetation aufgenommen werden oder ins Grundwasser gelangen. Die Vegetation wird also bei dieser Niederschlagsverteilung optimal mit Wasser versorgt, während nur ein Bruchteil des Niederschlags als Oberflächenwasser abfließt (z. B. in den Mittelbreiten während der Schneeschmelze), der dichten Vegetation wegen aber kaum Abtragungswirkungen hervorrufen kann. Diese Niederschlagsverteilung ist zugleich optimal für starke Mineralverwitterung und weitere chemische Umsetzungen in Oberflächennähe (Bodenbildung) und in größerer Tiefe (Saprolithisierung).

Je stärker die Einzelregen und je unregelmäßiger die Niederschlagsverteilung während des Jahres, bzw. je stärker die Niederschlagsmengen von Jahr zu Jahr schwanken, desto ungünstiger ist die Wasserversorgung der Vegetation. Erstens geht ein größerer Teil des Niederschlagswassers für die Vegetation verloren, weil es bei Starkregen nicht sämtlich einsickert, sondern z. T. oberflächlich abfließt. Zweitens wird die Leistungsfähigkeit der Vegetation durch längere Trockenzeiten stark verringert; die Vegetation ist zwar trokkenheitsangepaßt, d. h. sie kann Trockenzeiten überstehen, aber ihre Assimilation ist stark eingeschränkt und außerdem kann bei xeromorphen Pflanzen ein geringerer Teil der Assimilate für die Vergrößerung der Blattmasse und damit der Assimilation eingesetzt werden als bei mesophytischen. Schon kleine Veränderungen im Sinne eines Ungleichmäßigerwerdens der Niederschläge können relativ große Wirkungen hervorrufen, denn die Schwächung der Leistungsfähigkeit der Vegetation bedeutet schlechteren Bodenschutz gegenüber dem Niederschlag, mehr Oberflächen- aber weniger Sickerwasser und folglich — im Sinne eines Selbstverstärkungsvorganges — eine schlechtere Wasserversorgung der Vegetation. Zugleich steigt aber mit dem Anwachsen der Oberflächenabspülung die Abtragungswirkung. Stärkere Abtragung kann jedoch wiederum die Kampfkraft der Vegetation verringern, erstens durch direkte Wirkungen wie etwa teilweise Freispülung des Wurzelsystems oder sogar Ausspülen von kleineren, aber für den Bodenschutz sehr wichtigen Pflanzenindividuen und zweitens durch eine Beeinträchtigung der Nährstoffversorgung, denn bei vielen Vegetationstypen ist ein sehr großer Teil der leicht verfügbaren Nährstoffvorräte des Ökosystems in der organischen Auflage und im oft geringmächtigen A_h-Hor. enthalten, also an die unmittelbare Oberflächennähe gebunden, so daß schon mäßige Abtragung zu relativ hohen Nährstoffverlusten führen kann. Die dadurch eintretende Schwächung der Kampfkraft der Vegetation kann somit — in einem zweiten Selbstverstärkungsprozeß — Oberflächenabfluß, Abtragung, Vegetationsschädigung usw. verstärken.

Bei einem Klimawechsel von gleichmäßiger zu immer ungleichmäßig werdender Niederschlagsverteilung wird durch die beiden dargestellten Selbstverstärkungsprozesse innerhalb einer relativ geringen Spanne ein „Umkippen" des ökologischen Systems erfolgen von einem ersten Zustand mit sehr hohem Sickerwasseranteil, gutem Bodenschutz durch die Vegetation und geringer Abtragung zu einem zweiten Zustand mit lückiger Vegetation, geringem Sickerwasseranteil und starker Abtragung. Der erste Zustand soll im folgenden als Zustand morphodynamischer Stabilität bezeichnet werden, während für den zweiten Grundzustand morphodynamische Aktivität kennzeichnend ist. Stabilitätszeiten sind außer durch dichte Vegetation und geringe Abtragung dadurch gekennzeichnet, daß in ihnen Bodenbildung erfolgt, während die Möglichkeiten dazu in den Aktivitätszeiten nur in sehr viel geringerem Maße oder gar nicht gegeben sind. Da Vegetation in ihnen jedoch nicht völlig fehlt, werden auch pedogenetische Prozesse ablaufen; diese können sich aufgrund ihrer Langsamkeit jedoch nicht im Sinne einer

deutlichen Bodenbildung ausprägen, wenn gleichzeitig rasche Materialumlagerung durch die Oberflächenabspülung stattfindet; allerdings ist nicht auszuschließen, daß die nicht an Oberflächennähe gebundene Saprolithisierung (Tiefenverwitterung) auch in den Aktivitätsphasen weitergeht. Von der Bodenoberfläche ausgehende Bodenbildung kann jedoch nur in einem durch Oberflächenstabilität gekennzeichneten Ökosystem stattfinden. In Akkumulationsstandorten sind deshalb in Sedimente eingeschaltete gut entwickelte Böden die besten Indikatoren für vorzeitliche Stabilitätszeiten.

Einen Widerspruch zu dieser Auffassung könnte man darin erblicken, daß die heutige Vegetation an sehr verschiedene Typen der Niederschlagsverteilung so erfolgreich angepaßt ist, daß außerhalb der Wüsten überall ausreichender Bodenschutz für Bodenentwicklung und morphodynamische Stabilität gewährleistet ist. Diese Anpassung ist jedoch erst durch die Klimaentwicklung „provoziert" worden. Sicher haben alle Abschnitte der Klimazyklen Auswirkungen auf die Floren- und Vegetationsentwicklung gehabt, aber vermutlich erfolgte optimale Anpassung nur für die Abschnitte mit der größten Leistungsfähigkeit der Vegetation, also für diejenigen mit der gebietsspezifisch gleichmäßigsten Niederschlagsverteilung und somit der günstigsten Wasserversorgung. Die geringere bzw. fehlende Anpassung der Vegetation eines bestimmten Gebietes an die Klimazyklusabschnitte mit schlechterer Bodenwasserversorgung konnte durch die mit den Klimaschwankungen verbundenen Verschiebungen der Vegetationszonen nicht voll kompensiert werden. Es werden ja nicht alle Klimafaktoren gleich stark verändert; so weisen u. a. das Strahlungsklima sowie das für die Niederschlagsbildung wichtige lokale Windfeld wegen der nicht veränderten Lagebeziehungen ortsspezifische Parameter auf. Bekanntermaßen ist ja das pleistozäne Periglazialklima Mitteleuropas mit keinem Periglazialklima der Gegenwart völlig gleichzusetzen, wie sich schon darin äußert, daß es heute kein Periglazialgebiet mit starker, nicht auf Flußnähe beschränkter Lößanwehung gibt. Der Schwellenwert des „Umkippens" vom Stabilitätszustand in den Aktivitätszustand wird deshalb von Klimagebiet zu Klimagebiet außerordentlich unterschiedlich sein — und selbst innerhalb dieser Gebiete bestehen Unterschiede in Abhängigkeit von der Bodenbeschaffenheit[5]) und dem Relief. In erster Näherung ist zu erwarten, daß die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre sich in den Aktivitätszeiten nicht vollständig von derjenigen der Stabilitätszeiten unterschieden hat, so daß die niederschlagsreichsten Gebiete der Stabilitätszeiten auch in den Aktivitätszeiten relativ hohe Niederschläge erhalten haben. Je größer die Niederschlagsdichte, desto dichter kann auch die Vegetation in demjenigen Zeitpunkt noch sein, in dem im Übergangsbereich von Stabilitäts- und Aktivitätszeit merkliche Abtragung (Teilaktivität) einsetzt. Auch in den Abschnitten mit voller Aktivität wird z. B. in den Tropen die Vegetation dichter gewesen sein als in den Trockenräumen sowohl während der Aktivitäts- als auch der Stabilitätszeiten. Einen eindeutigen Beleg für diese Auffassung erblicke ich darin, daß in der Savannenzone Westafrikas, in der die Stabilitätszeiten-

5) In einem kürzlich erschienenen sehr interessanten Aufsatz sehen Volk & Geyger (1970, Zeitschr. f. Geomorph., N. F. **14**, 79—95) „Schaumböden als Ursache der Vegetationslosigkeit in ariden Gebieten" an. Ich kann das Verhalten der Bodenluft in trockenen schluffreichen Böden, das ja stets das Eindringen des Sickerwassers beeinflußt (vgl. Fußn. 2), nur als einen von vielen Standortsfaktoren anerkennen, die das Umkippen von Stabilität zu Aktivität mitbestimmen. Auch in den Trockenräumen des Mittelmeergebietes wären die heute vegetationsfreien Standorte sicher vegetationsbedeckt, wenn der Mensch nicht in den Landschaftshaushalt eingegriffen hätte. Infolge dieser Störung sind natürlich Standorte mit geringer Regenverdaulichkeit am stärksten beeinträchtigt worden, so daß sie zuerst volle Aktivität aufweisen. Andererseits werden solche Standorte am Ende einer Aktivitätszeit die Wiederbesiedlung mit Vegetation am längsten behindern, so daß sie in extremen Trockengebieten auch vollständig vegetationsfrei bleiben können (vgl. die Beispiele aus Südmarokko). Es ist Volk & Geyger zu danken, daß sie die nicht zu unterschätzende Bedeutung der Bodenluft für den Wasserhaushalt (vgl. Fußn. 2 sowie Rohdenburg & Meyer 1966, Mitt. d. Dtsch. Bodenkundl. Ges. **5**, S. 101) betont und einen so einfachen Indikator für Böden mit geringer Regenverdaulichkeit herausgearbeitet haben.

Vegetation heute anthropo-zoogen (Brand, Beweidung) in ihrer Leistungsfähigkeit gehemmt ist, stellenweise schon beachtliche Formungsaktivität eintreten kann, selbst wenn das Wassersammelgebiet eine noch recht dichte Vegationsdecke aufweist (ROHDENBURG 1969). Diese Feststellung erleichtert das Verständnis von starker Formungsaktivität in den Gebieten mit großer Leistungsfähigkeit der Vegetation wesentlich, denn dann kann das Ausmaß des Klimawechsels zwischen Stabilitäts- und Aktivitätszeit als geringer veranschlagt werden, als wenn man etwa annehmen müßte, auch in den Regenwaldgebieten hätten in den Aktivitätszeiten heutige Wüsten- oder wenigstens Halbwüstenbedingungen geherrscht.

Die Niederschlagsverteilung, deren Bedeutung für die Vegetation in den Gebieten ohne ausgeprägte Temperaturminima seit der Arbeit LAUERS (1952) allgemein anerkannt ist, stellt nach der hier dargestellten Auffassung zugleich den wichtigsten Klimafaktor für die Steuerung des Verhältnisses von Vegetation zu Abtragung dar. Wie für den Vegetationstyp, so ist auch für das Vegetations-Abtragungs-Verhältnis die absolute Niederschlagsmenge erst in zweiter Linie wichtig. So könnte der Übergang von Stabilität zu Aktivität also auch bei gleichbleibender Niederschlagsmenge erfolgen; allerdings ist es weniger wahrscheinlich, daß bei einer Veränderung der Niederschlagsverteilung die Niederschlagsmenge unbeeinflußt bleibt. In Frage kommen deshalb vorwiegend die beiden Möglichkeiten der Aktivitätssteigerung bei a) zunehmender und b) abnehmender Niederschlagsmenge.

Der Fall a ist verwirklicht, wenn die ungleichmäßigere Niederschlagsverteilung darin besteht, daß bei etwa gleichbleibender Anzahl schwach- und mittelintensiver Niederschläge die Zahl der Starkregen zunimmt. So korreliert z. B. LEOPOLD (1951) die verstärkte Gully-Bildung um die letzte Jahrhundertwende in New-Mexico mit einer Periode vermehrter Sommergewitter (vgl. auch LEOPOLD, LEOPOLD & WENDORF, 1963). Dieser Fall ist wahrscheinlich dort von größter Bedeutung, wo die Vegetation auch bei morphodynamischer Stabilität nicht sehr dicht ist und wo deshalb durch die Starkregen die Leistungsfähigkeit der Vegetation nicht oder nur unbedeutend gesteigert werden kann, d. h. in den ausgesprochenen Trockenräumen.

Die andere Möglichkeit einer stärker akzentuierten Niederschlagsverteilung (b) besteht in einer Verkürzung der Regenzeit bzw. einer Häufung von Trockenjahren, die in der Regel mit einer Verminderung der Niederschlagsmenge einhergeht: Fall b. Abtragungsverstärkend ist eine Regenzeitverkürzung jedoch nur, wenn die Niederschlagsmenge weniger stark abnimmt als die Zahl der humiden Monate, d. h. wenn die Intensität der Einzelregen relativ zur Vegetationsdichte steigt. Andernfalls würde nur eine einfache Verschiebung der bestehenden Vegetationszonen ohne morphodynamischen Effekt erfolgen. Der Fall b erweist sich somit als Vegetationszonenverschiebung zur trockeneren Seite in Kombination mit Fall a, so daß es für unsere Zwecke also nicht von primärer Bedeutung ist, ob insgesamt Niederschlagserhöhung oder -verminderung eintritt.

Quartäre Klimazyklen, ihre Auswirkungen und ihre Verbreitung

In Abb. 2 ist der Versuch unternommen worden, die prinzipiellen Veränderungen der wichtigsten Wasserhaushaltsgrößen im Verlaufe eines Klimazyklus mit zunächst stärker werdender und dann wieder abnehmender Akzentuierung der Niederschlagsverteilung darzustellen. Dabei soll der oben beschriebene Fall b realisiert sein, d. h. geringerer Gesamtniederschlag in der Aktivitätszeit als in der Stabilitätszeit. Während für hydrologische Zwecke im allgemeinen Oberflächenabfluß und Grundwasserabfluß zusammengefaßt werden, erfordert unsere Betrachtungsweise eine Abtrennung des Oberflächenabflusses, während Evapotranspiration (Verdunstung von Boden und Pflanze) und Grundwasserabfluß wegen ihrer etwa gleichsinnigen Veränderung im Verlaufe eines Klimazyklus zu einer

übergeordneten Einheit zusammengefaßt werden können. Die wichtigste Eigenschaft des hier postulierten Klimaganges in ökologisch-morphodynamischer Betrachtung ist zweifellos die Gegenläufigkeit der Bereiche von Oberflächenabfluß einerseits und Evapotranspiration und Grundwasserabfluß andererseits. Dabei ist für die Zeichnung des Diagrammes vorausgesetzt worden, daß im Übergangsbereich zwischen Stabilität und Aktivität (bzw. umgekehrt) der Oberflächenabfluß (schraffierter Bereich) viel schneller anwächst als die Niederschlagsmenge absinkt, so daß die Abschnitte mit Teilaktivität also relativ kurz sind. Außerdem wurde aus weiter unten zu besprechenden Gründen eine ausgeprägte Asymmetrie der „Klimawelle" angenommen. Für den Oberflächenabfluß in den Stabilitätszeiten wurde ein vermittelnder Wert eingetragen zwischen nahezu Null bei dichter Vegetation sowie sehr gleichmäßiger Niederschlagsverteilung und höheren Werten sowohl

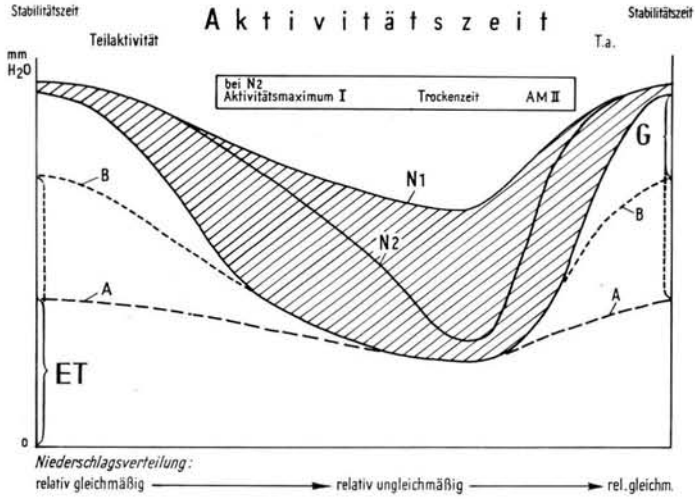


Abb. 2. Oberflächenabfluß (schraffiert), Grundwasserabfluß (G) und Evapotranspiration (ET) im Verlaufe eines Klimazyklus mit zunächst wachsender und später wieder abnehmender Akzentuierung der Niederschlagsverteilung. N = Niederschlagsmenge; A, B = Erläuterung im Text.

in den Trockengebieten als auch in den mit einer dichten Vegetationsdecke versehenen feuchten Tropen aufgrund des in beiden Bereichen hohen Starkregenanteils. Diesen Zustand mit z. T. recht hoher Schwebestoffabfuhr auf recht flachen Böschungen müssen wir entgegen anderen Auffassungen — wie z. B. Büdel trotz überreichlicher Gegenbeweise (und ohne diese Problematik überhaupt zu diskutieren) noch in neuester Zeit (1970) behauptet — als einen Zustand der Stabilität betrachten, denn einmal findet dort heute Bodenbildung statt und zum anderen sind auch in den immer- und wechselfeuchten Tropen die vorzeitlichen Aktivitätszeiten durch Grobmaterialtransport auf allen Böschungen gekennzeichnet (Fölster 1965, 1969, Rohdenburg 1969). Dieser Auffassung entspricht z. B. auch, daß heute in den wechselfeuchten Tropen auf Gesteinen hoher Regenverdaulichkeit (etwa dem grobkörnigen Falsebedded Sandstone der Oberkreide in SE-Nigeria) bei Böschungen unter 5° keinerlei Oberflächenabfluß stattfindet, während dort in der letzten Aktivitätszeit aufgrund hohen Oberflächenabflusses Pedimentation erfolgte (Herrmann 1968, Rohdenburg 1969, 1970)!

So wie der Oberflächenabfluß der Stabilitätszeiten in Abhängigkeit von Klima, Gestein und Relief außerordentlich stark variiert, so groß sind auch die Unterschiede im Verhältnis zwischen Grundwasserabfluß und Evapotranspiration. Dieser Variationsbreite soll durch die Einzeichnung der beiden Kurven A und B Rechnung getragen werden. Die Kurve

A trifft zu für Gebiete mit sehr hohen Niederschlagsmengen, in denen trotz hohen Wasserverbrauchs durch die Vegetation der ins Grundwasser gelangende Überschuß an Bodenwasser groß ist. Mit abnehmender Niederschlagsmenge sinkt zwar die Evapotranspiration, aber noch stärker der nicht von der Vegetation verbrauchte Bodenwasserüberschuß, so daß der Grundwasserabfluß schon im dauernd humiden Mittelbreitenklima (etwa Mitteleuropa) recht gering sein kann (etwa Kurve B), in Richtung auf die Trockengebiete jedoch bis auf Null absinkt.

Da bei den heutigen Bedingungen überwiegender morphodynamischer Stabilität der Oberflächenabfluß überall relativ klein ist, verändert sich auch der Gesamtabfluß gleichsinnig mit der Niederschlagsmenge. Man ist deshalb geneigt, vorzeitlich höhere Seespiegelstände ohne weiteres als Zeiten höherer Niederschläge zu deuten. Diese einfache Beziehung kann jedoch nur für Stabilitäts-, nicht aber uneingeschränkt ebenfalls für Aktivitätsbedingungen mit ihrem wesentlich erhöhten Oberflächenabfluß gelten, wie ebenfalls aus Abb. 2 zu entnehmen ist: In allen normal humiden bis semiariden Gebieten (Grundwasserabfluß gemäß Kurve B oder niedriger) ist zu erwarten, daß beim Übergang zur Aktivitätszeit die Abnahme des Grundwasserabflusses durch die Zunahme des Oberflächenabflusses überkompensiert wird, so daß die Folge ein erhöhter Gesamtabfluß ist. Seespiegelhochstände, die in diesen Gebieten mit einer Aktivitätszeit verknüpft sind, dürften also nicht auf erhöhte Grundwasserspende infolge höherer Niederschläge, sondern auf höheren Oberflächenabfluß infolge stärker akzentuierter Niederschlagsverteilung bei vermutlich sogar verringerten Gesamtniederschlägen zurückzuführen sein. Zwei Klimabereiche fallen jedoch nicht in den Geltungsbereich dieser wichtigen Beziehung:

1. In Gebieten mit stabilitätszeitlich sehr hohem Grundwasserabfluß (etwa Kurve A) aufgrund sehr hoher Niederschläge dürfte im Übergang zu Aktivitätsbedingungen die Abnahme des Grundwasserabflusses nicht völlig von der Zunahme des Oberflächenabflusses kompensiert werden. Dieser Fall ist jedoch von geringer Bedeutung für die Frage vorzeitlicher Seehochstände, da die stabilitätszeitlich niederschlagsreichen Gebiete bezeichnenderweise arm an abflußlosen Becken sind.
2. Extrem aride Gebiete weisen trotz Vegetationsmangels wegen zu geringer Niederschläge nur geringe morphodynamische Aktivität auf (s. o.). Sowohl Zeiten vorzeitlicher Bodenbildung als auch Zeiten vorzeitlich starker morphodynamischer Aktivität, wie sie in manchen dieser Gebiete festgestellt werden (z. B. in Nubien durch Butzer & Hansen 1968), können dort nur durch vorzeitlich höhere Niederschläge bedingt sein, die auch einen höheren Abfluß bewirkt haben werden. Dabei ist jedoch anzunehmen, daß der Gesamtabfluß in den Aktivitätszeiten größer war als in den Bodenbildungszeiten, es sei denn, diese wären durch sehr große Humidität gekennzeichnet gewesen. Jeder Versuch einer Analyse höherer Seespiegelstände in ariden Gebieten erfordert also zunächst eine Untersuchung darüber, ob sie entweder in eine Zeit erhöhter morphodynamischer Aktivität oder in eine Zeit mit Bodenbildung fallen.

Die bisherigen Betrachtungen sind davon ausgegangen, daß das Maximum der Niederschlagsverminderung mit dem Maximum der morphodynamischen Aktivität zusammenfällt. Diese Annahme mag für bestimmte Gebiete bzw. für bestimmte Aktivitätszeiten zutreffen (s. u.), so gilt sie nach vielen Geländebeobachtungen jedoch sicher nicht überall bzw. für alle Aktivitätszeiten. Bei sehr ausgeprägter Niederschlagsverminderung mit wachsender Akzentuierung der Niederschlagsverteilung, wie sie in Abb. 2 z. B. durch die Kurve N 2 dargestellt ist, steigt zwar der Oberflächenabfluß zunächst rasch an, nachdem die Vegetationsstabilisierung überwunden ist; er sinkt dann aber mit der weiterhin abnehmenden Niederschlagsmenge wieder ab. Bei wieder zunehmendem Niederschlag müssen wir eine Umkehrung dieser Entwicklung erwarten, d. h. ein erneutes Aktivitätsmaximum vor der Stabilisierung der Oberfläche durch Vegetation. Die Aktivitätszeit ist dann dreigeteilt:

Zwischen zwei Aktivitätsmaxima ist eine Trockenzeit eingeschaltet, die neben der geringeren Abspülungsintensität auch durch starke äolische Aktivität gekennzeichnet sein kann. Eine größere Zahl von Geländebefunden aus den Subtropen deutet darauf hin, daß die Aktivitätszeiten nicht symmetrisch, sondern in hohem Maße asymmetrisch aufgebaut waren, etwa wie in Abb. 2 dargestellt wurde. Die Trockenzeit ist gegen das Ende des Klimazyklus verschoben und das Aktivitätsmaximum II deutlich schwächer (weil kürzer) als das Aktivitätsmaximum I; im Extremfall kann das Aktivitätsmaximum II infolge sehr hohen Asymmetriegrades fast vollständig ausfallen [6]).

Was die letzte Kaltzeit im Mittelmeergebiet betrifft, so sprechen sich auch BUTZER (1958) und MESSERLI (1967) für ein sehr frühes Maximum der Abspülungswirkung aus. Ähnliche Verhältnisse liegen auch in Jordanien vor, wo die detaillierten Untersuchungen von HUCKRIEDE & WIESEMANN (1968) zu einem Vergleich anregen. Nach diesen Autoren gehören die jüngsten großen Seehochstände Jordaniens ins Alt- und Mittelwürm (Lisan-See, „Pluvial-See" von El Jafr); danach folgte eine sehr ausgeprägte Trockenzeit: („Post-Lisan-Trockenzeit") mit starker äolischer Aktivität (Windschliffe, Deflation, Dünen) und anschließend — noch im Jungwürm — wieder stärkere fluviale Aktivität mit Bildung der Regenpfanne von El Jafr, Einschneiden von Wadis in die „Pluvialkalke" und Ablagerung von Schottern und Lehmen in anderen Wadisystemen, während in der Gegenwart innerhalb der Regenpfanne „nur noch geringfügig in den obersten Lagen bei Winterregen umgelagert wird" (S. 82/83). Die offensichtliche Ähnlichkeit dieser Klimafolge, auch was die Asymmetrie der Klimawelle angeht, setzt allerdings ein Zusammenfallen von Seehochständen und starker Hangabtragung voraus (s. o.); HUCKRIEDE (1970) denkt bezüglich der Bildung des Lisan-Sees in Einklang mit unserer Ableitung an ausgeprägte winterliche Starkregen. Für das zweite Aktivitätsmaximum berichten auch HUCKRIEDE & WIESEMANN von verstärkter Waditätigkeit. Eine scheinbare Abweichung besteht darin, daß auch das Holozän als arid gilt und durch Dünenbildung charakterisiert wird, während nach Abb. 2 in der holozänen Stabilitätszeit relativ humide Verhältnisse herrschen sollten. Diese Abweichung liegt darin begründet, daß das Haupteinzugsgebiet des El Jafr-Beckens in niederschlagsreicheren Gebieten liegt und das Diagramm folglich vorwiegend für diese und weniger für das Becken selbst gilt.

In Mitteleuropa ist die Klimawelle der Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen deutlich durch Sekundär- und Tertiäroszillationen überlagert, die zu einer Gliederung der Kaltzeiten in Stadiale und Interstadiale führt. Dasselbe Phänomen ist auch außerhalb der ehemaligen Periglazialgebiete festzustellen; eigene Untersuchungen an mächtigen Hang- und Schwemmfächersedimenten auf den Balearen und in Marokko ergaben nämlich eine ebenso reiche Untergliederung durch fossile Böden wie z.B. in unseren mitteleuropäischen Lößprofilen. Daraus muß geschlossen werden, daß die Sekundär(usw.)oszillationen sich wie die Primäroszillationen nicht nur thermisch, sondern auch auf die Niederschlagsverteilung auswirken und zu — wenn auch z. T. nur kurzfristigen — Stabilitätszuständen innerhalb der Kaltzeiten führten. Da in den Subtropen und Tropen weniger unterschiedliche Temperaturen, sondern weitaus stärker unterschiedliche Durchfeuchtung die typologische und intensitätsmäßige

6) Diese Asymmetrie hat ihre Parallele in Mitteleuropa, wo schon seit längerem bekannt ist, daß die größte Kälte und Trockenheit innerhalb der letzten Kaltzeit erst für das Jungwürm kennzeichnend ist (vgl. LOŽEK 1964). Nach KUKLA (1969), der einen gleichartigen klimatischen Aufbau aller Glazialzyklen annimmt, gilt das entsprechend auch für alle anderen Kaltzeiten. KUKLA (1969) begründet die Asymmetrie der Klimawelle damit, daß gegenüber dem auslösenden Prozeß der Klimaveränderung der Aufbau der Inlandeismassen beträchtlich nachhinkt und daß deswegen alle Folgeerscheinungen (stärkste Abkühlung aufgrund größerer Albedo, stärkste Trockenheit aufgrund geringster Verdunstung bei stärkster Abkühlung) ebenfalls gegen das Ende eines Glazialzyklus verschoben sind. Auch FLOHN (1970) leitet aus einem rein geophysikalischen Modell ab, daß wohl in jeder Kaltzeit das Hochglazial und vielleicht auch das Spätglazial durch eine ausgesprochen aride Phase von weltweiter Verbreitung charakterisiert sind.

Ausbildung fossiler Böden bedingen, ist im Gegensatz zu Mitteleuropa oft nicht festzustellen, ob diese nun einer Warmzeit entstammen, oder ob sie aufgrund einer Sekundäroszillation innerhalb einer Kaltzeit gebildet wurden.

Ohne eine die Primäroszillationen untergliedernde Feinstratigraphie, wie sie in den Subtropen und Tropen erst in Ansätzen besteht, kann bei dieser Problemlage nicht sicher geklärt werden, ob die pleistozänen Klimaschwankungen in weiten Gebieten der Erde gleichartige Auswirkungen hatten oder nicht. MONOD (1963) stellt dementsprechend einem zusammenfassenden Aufsatz über „The late Tertiary and Pleistocene in the Sahara" die Äußerung WAYLANDS (1933) „I fear you are on rather ticklish ground with the Pluvials. We have yet much to learn ... we need more facts" als Motto voran und schreibt im Text (S. 119): „The literature, however considerable, deals more with theories, opinions, and suppositions than with observed facts. These themselves are often subject to interpretations which are hazardous, ambivalent, or even impossible ..." (vgl. auch FRENZEL 1967, S. 183). In diesem Sinne sollte dieser Aufsatz weniger eine neue „Pluvial-Theorie" zum Inhalt haben, sondern vielmehr ein Beitrag zur paläoklimatischen Deutung von „observed facts" sein, daß es nämlich unumgänglich ist, Bodenbildung und morphodynamische Aktivität grundsätzlich voneinander zu trennen und nicht etwa unter demselben Begriff („Pluvial") zu subsumieren.

Diese Unterscheidung könnte z. B. auch die verbreitete Vorstellung eines zeitlichen Alternierens von „Pluvialen" in den Gebieten nördlich und südlich der Sahara (u. a. BALOUT 1952, TRICART 1956, BÜDEL 1963) hinfällig machen, denn nördlich der Sahara sind vorwiegend Hinweise für morphodynamische Aktivität und in den wechselfeuchten Tropen solche für Bodenbildung als „Pluvial"indikatoren verwandt worden. Aufgrund unserer Unterscheidung in Stabilitäts- und Aktivitätszeiten gelangt man jedoch eher zu der umgekehrten Vorstellung weitreichender Parallelität zwischen den Subtropen und Tropen, denn in beiden Gebieten herrschen heute Stabilitätsbedingungen mit Bodenbildung, während die letzte Kaltzeit in beiden Zonen (wenigstens zeitweise) durch morphodynamische Aktivität und eine ausgeprägte Trockenzeit ausgezeichnet war (FLOHN 1970). Inwieweit jedoch die Aktivitätsmaxima bzw. durch Sekundäroszillationen mit Bodenbildung getrennte Aktivitätsphasen weiträumig gleichaltrig sind, läßt sich zur Zeit nicht sicher abschätzen. Selbst wenn nämlich die Aktivitätszeiten im großen gleichzeitig sind, müssen die Aktivitätsmaxima unterschiedlicher Gebiete auch nach den aus Abb. 2 zu ziehenden Folgerungen nicht streng gleichzeitig sein. So könnte nämlich in niederschlagsreichen Gebieten mit großer Kampfkraft der Vegetation die Aktivitätszeit erst relativ spät einsetzen und ihr Maximum bei stärkster Niederschlagsverminderung erreichen, während in trockeneren Gebieten Teilaktivität und Aktivität schon frühzeitig herrschen, während der maximalen Niederschlagserniedrigung jedoch eine Trockenzeit zwei Aktivitätsmaxima voneinander trennt (Kurve N 2).

Die bisherigen Betrachtungen gelten zudem mehr oder weniger nur für die Gebiete, in denen die Oberfläche bei anthropo-zoogen ungestörter Vegetation gegenwärtig stabilisiert wäre (〉100—150 mm Niederschlag). In den heute niederschlagsärmeren Gebieten (Halb- und Vollwüstenräume) müssen sowohl frühere Bodenbildungs- als auch Aktivitätszeiten niederschlagsreicher gewesen sein als heute (s. o.). Die gegenwärtige morphodynamische Stabilität auch der ariden Gebiete läßt darauf schließen, daß die Bildungszeiten der Paläoböden in weltweit sich auswirkenden Stabilitätszeiten mit wesentlich größerer Humidität als heute erfolgte[7]), in denen der Wüstenbereich der Sahara also sowohl von Norden als auch von Süden eingeengt war. Ein positiver Hinweis dafür ist z. B. darin zu

[7]) etwa in auf Sekundäroszillationen beruhenden Stabilitätszeiten mit temperaturbedingt geringer Verdunstung und dadurch höherer Humidität (vgl. FRENZEL 1967)?

sehen, daß das postglaziale Klimaoptimum sowohl in den Mittelbreiten (FRENZEL 1967) als auch nördlich und südlich der Sahara (BUTZER 1958) feuchter war als heute. Umgekehrt erfolgte in den kaltzeitlichen Trockenphasen eine beiderseitige Ausdehnung der Sahara. Problematisch bleiben jedoch die Aktivitätszeiten der ariden Gebiete, die sich nur durch gleichzeitige Akzentuierung der Niederschlagsverteilung und Niederschlagserhöhung erklären lassen. Falls solche Bedingungen, die nicht in Abb. 2 aufgenommen worden sind, in größeren Gebieten herrschten, muß damit gerechnet werden, daß morphodynamische Aktivität zwar auch auf semiaride Gebiete übergriff, aber in stärker humiden Gebieten die Vegetationsstabilisierung nicht überwunden werden konnte. Darauf folgt ein Alternieren der Aktivitätsmaxima zwischen den Trockengebieten einerseits und den Feuchtgebieten andererseits [8]), was sowohl die Subtropen als auch die Tropen anbetrifft.

Der Mangel an „facts", der im wesentlichen auf dem Fehlen einer Feinstratigraphie beruht, läßt keine Entscheidungen zu und verbietet zugleich die Fortführung dieser hypothetischen Erörterungen. Es erschien mir jedoch wesentlich, anzudeuten welche Konsequenzen aus einer Aufspaltung des mehrdeutigen Pluvialbegriffes gezogen werden müssen und in welcher Richtung zukünftige Forschungsergebnisse erwartet werden können.

Literaturverzeichnis

ALIA MEDINA, M. u. RIBA, O.: Livret — Guide de l'excursion C_4: Manzanares et Tolède. — INQUA V. Congr. Intern., Madrid-Barcelona 1957.

BALOUT, L.: Pluviaux interglaciaires et Préhistoire saharienne. — Trav. Inst. Rech. Sahar., **8**, 9—21, Algier 1952.

BARTELS, G.: Geomorphologische Höhenstufen der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien). — Gießener Geogr. Schr., **21**, Gießen 1970.

BEUG, H. J.: Probleme der Vegetationsgeschichte in Südeuropa. — Ber. d. Dtsch. Botan. Ges., **80**, 682—689, Berlin-Steglitz 1968.

BIGARELLA, J. J.: Slope development in south eastern and southern Brazil. — Z. f. Geomorph., **10**, 150—160, Berlin 1966.

BRÜCKNER, W.: The mantle rock ("laterite") of the Gold Coast and its origin. — Geol. Rdsch., **43**, 307—327, Stuttgart 1955.

BRUNNACKER, K.: Affleurements de loess dans les régions Nord-Méditerrannéennes. — Revue de Géographie et de Géologie dynamique, **11**, 325—334, Paris 1969.

BRUNNACKER, K. & LOŽEK, V.: Löß-Vorkommen in Südostspanien. — Z. f. Geomorph., **13**, 297—316, Berlin 1969.

BONATTI, E.: Late Quaternary pollen sequences from Central Italy. — Pollen et Spores, **4**, 335—336, Paris 1962.

BÜDEL, J.: Die pleistozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**, 161—187, Öhringen/Württ. 1963.

— : Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge. — Z. f. Geomorph. N. F., **14**, 1—57, Berlin-Stuttgart 1970.

BUTZER, K.: Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. — Bonner Geograph. Abh., **24**, 157, Bonn 1958.

— : Paleoclimatic Implications of Pleistocene Stratigraphy in the Mediterranean Area. — Ann. New York Acad. Sci., **95**, 449—456, New York 1961.

— : Pleistocene Geomorphology and Stratigraphy of the Costa Brava Region (Catalonia). — Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math.-Kat. K., Jg. **1964**, Nr. 1, Mainz 1964 (1964a).

— : Climatic-geomorphologic interpretation of Pleistocene Sediments in the Eurafrican Subtropics. — African Ecology and Human Evolution (Hrsg.: Howell & Bourlière), 1—27, London 1964 (1964b).

BUTZER, K. & HANSEN, C. L.: Desert and River in Nubia. Madison 1968.

COQUE, R.: La Tunisie présaharienne. Paris 1962.

---

8) Zwar nicht identische, aber in manchem ähnliche Vorstellungen entwickelte ANDRES (Kolloquiumsvortrag Geograph. Inst. Frankfurt, April 1970, über Südmarokko).

FLOHN, H.: Zur meterologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**, 153—160, Öhringen/Württ. 1963.

— : frdl. briefl. Mittlg. Februar 1970.

FÖLSTER, H.: Morphogenese der südsudanesischen Pediplane. — Z. f. Geomorph. N. F., **8**, 393—423, Berlin 1964.

— : Slope Development in SW-Nigeria during Late Pleistocene and Holocene. — Gießener Geogr. Schr., **20**, 3—56, Gießen 1969.

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

HAGEDORN, H.: Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. — Berliner Geogr. Abh., **5**, 17—22, Berlin 1967.

HAMMEN, Th. VAN DER & WIJMSTRA, T. A. & MOLEN, W. H. VAN DER: Palynological study of a very thick peat section in Greece, and the Würmglacial vegetation in the Mediterranean region. — Geologie en Mijnbouw, **44**, 37—39, S'Gravenhage 1965.

HAUDE, W.: Erfordern die Hochstände des Toten Meeres die Annahme von Pluvial-Zeiten während des Pleistozäns? — Meteorol. Rdsch., **22**, 29—40, Berlin 1969.

HERRMANN, R.: Methoden und Ergebnisse einer hydrographischen Landesaufnahme von Ostnigeria. — Erdkunde, **22**, 89—100, Bonn 1968.

— : Zur regionalhydrologischen Analyse und Gliederung der nordwestlichen Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien). Habilitationsschr. Math.-Nat. Fak. Univ. Gießen, im Druck in Gießener Geogr. Schr.

HÖVERMANN, J.: Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. L'Evolution des Versants; Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, **40**, 139—156, Liège 1967.

HUCKRIEDE, R.: frdl. briefl. Mittlg. Februar 1970.

HUCKRIEDE, R. & WIESEMANN, G.: Der jungpleistozäne Pluvial-See von El Jafr und weitere Daten zum Quartär Jordaniens. — Geologica et Palaeontologica, **2**, 73—95, Marburg 1968.

KUKLA, J.: Die zyklische Entwicklung und die absolute Datierung der Löß-Serien. — Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei, 75—95, Brno 1969.

LANGBEIN, W. B. & SCHUMM, S. A.: Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. — Amer. Geophys. Union Trans., **39**, 1076—1084, Washington 1958.

LAUER, W.: Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehungen zu den Vegetationsgürteln. — Bonner geogr. Abh., **9**, 15—66, Bonn 1952.

LEOPOLD, L. B.: Rainfall frequency, an aspect of climatic variation. — Trans. Amer. Geophys. Union, **32**, 347—357, Washington 1951.

LEOPOLD, L. B., LEOPOLD, E. B. & WENDORF, F.: Some climatic Indicators in the Period A. D. 1200—1400 in New Mexico. Changes of Climate (Arid Zone Research, UNESCO), 265—280, Paris 1963.

LOŽEK, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rospravy Ústředního Ústavu Geologického, **31**, Praha 1964.

MABESOONE, J. M.: Relief of northeastern Brazil and its correlated sediments. — Z. f. Geomorph., **10**, 419—453, Berlin 1966.

MENÉNDEZ AMOR, J. & FLORSCHÜTZ, F.: Results of the preliminary palynological investigation of samples from a 50 m boring in Southern Spain. — Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), **62**, 251—255, Madrid 1964.

MENSCHING, H.: Karst und Terra rossa auf Mallorca. — Erdkunde, **9**, 188—196, Bonn 1955.

— : Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfußflächen auf der Iberischen Halbinsel (Ebrobecken — Nordmeseta — Küstenraum Iberiens). — Würzburger Geogr. Arb., **12**, 141—158, Würzburg 1964 (1964a).

— : Zur Geomorphologie Südtunesiens. — Z. f. Geomorph., **8**, 424—439, Berlin 1964 (1964b).

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

MEYER, B. & MOSHREFI, N.: Experimente zur Entstehung von Einwaschungs-Tonlamellen in Böden und Sedimenten durch Fließvorgänge im ungesättigten Feuchtezustand. — Masch.-Schr. Mskr. 1969, im Druck in Göttinger Bodenkdl. Ber.

MONOD, Th.: The late Tertiary and Pleistocene in the Sahara. — African Ecology and Human Evolution (ed. F. C. Howell & F. Bourlière), 117—229, London 1964.

NYE, P.: Some soil-forming processes in the humid tropics: I A field study of a catena in the West African forest. — J. Soil Sci., **5**, 7—21, Oxford, Univ. Press 1954.

— : IV The action of the soil fauna. — J. Soil Sci., **6**, 73—83, Oxford 1955.

DE PLOEY, J.: Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental. — Quaternaria VII, 131—154, Roma 1965.

RIBA, O.: Livret-guide de l'excursion L_2: Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. — INQUA V. Congr. Intern. Madrid-Barcelona 1957.

ROGNON, P.: Climatic Influences on the African Hoggar During the Quaternary, Based on Geomorphologic Observations. — Ann. Assoc. Amer. Geogr., **57**, 115—127, Washington 1967.

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

— : Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. — Z. f. Geomorph. N. F., **14**, 58—78, Berlin-Stuttgart 1970.

ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U.: „Kalkkrusten" und ihr klimatischer Aussagewert — neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. — Göttinger Bodenkdl. Ber., **7**, 3—26, Göttingen 1969 (1969a).

— : Zur landschaftsökologisch-bodengeographischen und klimagenetisch-geomorphologischen Stellung des westlichen Mediterrangebietes. — Göttinger Bodenkdl. Ber., **7**, 27—47, Göttingen 1969 (1969b).

SCHUMM, S. A.: Quaternary Palaohydrology. The Quaternary of the United States (Hrsg. H. E. Wright & D. G. Frey), 783—794, Princeton 1965.

TRICART, J.: Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glacaires. C. R. Somm. Soc. Géol. France, **9** u. **10**, 164—167, Paris 1956.

— : Le modelé de régions chaudes forêts et savanes. — Traité de Géomorph., Tome, **5**, Paris 1965.

VINCENT, P. L.: Les formations meubles superficielles au Sud du Congo et au Gabon. vgl. Vogt & Vincent (1966).

VIRGILI, C. & ZAMARRENO, J.: Le Quaternaire continental de la plaine de Barcelone. — INQUA V. Congr. Intern. Livretguide de l'excursion B_1: Environs de Barcelone et Montserrat, 7—16, Madrid-Barcelone 1957.

VOGT, J.: Le complex de la stone-line. Mise au point. vgl. VOGT & VINCENT (1966).

VOGT, J. & VINCENT, P. L.: Terrains d'altération et de recouvrement en zone intertropicale. — Bull. du B. R. G. M., **4**, 1—111, Paris 1966.

WICHE, K.: Geomorphologische Studien in Südostspanien (Provinz Murcia). — Mitt. Österr. Geogr. Ges., **101**, 390—395, Wien 1959.

— : Beiträge zur Formenentwicklung der Sierren am unteren Segura (Südostspanien). — Mitt. d. Österr. Geograph. Ges., **103**, 125—157, Wien 1961.

Manuskr. eingeg. 22. 5. 1970.

Anschrift des Verf.: Wiss.R. u. Prof. Dr. H. Rohdenburg, Geographisches Institut der Justus-Liebig-Universität, 63 Gießen, Landgraf-Philipp-Platz 2, Neues Schloß.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 97-107	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Versuch einer neuen Pleistozän-Gliederung

Von Julius Hesemann, Krefeld

Mit 4 Tabellen

Zusammenfassung. Die Fülle altbekannter und neuerdings gefundener Bildungen sowie physikalischer Messungen des Pleistozäns legt ein intergredierendes Gliederungsschema zur wahlweisen Einordnung der Fakten nahe. Es basiert auf einer durch die Kalt- und Warmzeiten repräsentierten Zyklik und ist auf Mitteleuropa bezogen. Die Einwirkung von mindestens 25 Zyklen auf die Tier- und Pflanzenwelt wird diskutiert.

Summary. The abundance of old an new sediments and also physical measurements of Pleistocene suggest an integrating schema of organization to classify the facts by choice. This schema is based on a cycle reprented by the cold and warm periods and refers to Mid-Europe. The influence of at least twenty-five cycles on fauna and flora is discussed.

Die Gliederung des Pleistozäns erscheint in den derzeitigen Aufstellungen unbefriedigend. Unausgefüllt bleibt vor allem die Lücke zwischen der ältesten Kaltzeit und dem Pliozän, deren Schließung durch ungewöhnliche Verlängerungen voraufgegangener Kaltzeiten nicht überzeugen kann. Aber auch das klassische, inzwischen auf sechs (Weichsel-, Saale-, Elster-, Menap-, Eburon-, Brüggen-) Kalt- und Warmzeiten erweiterte System wird durch die Auffindung zwischenzeitlicher Boden- und Vegetationsprofile, neuer Terrassen und glaziärer Sequenzen fraglich. Das Unbehagen wird durch die Aufteilung von Kalt- und Warmzeiten auf Grund von Wärmeschwankungen von ungewisser Dauer (Großes Interglazial und Interglazial, Großes Interstadial und Interstadial, Schwankung und Horizont usw.) nicht beseitigt, sondern nur verlängert. Dabei ist der Zug vom Oligo- zum Polyglazialismus unverkennbar, nur vermißt man eine einleuchtende und die neuen Beobachtungen „intergrierende" Pleistozänstratigraphie.

In bisher noch nicht gekannter Vielseitigkeit stehen neue Fakten zur Verfügung: glaziäre Sequenzen, Böden und Diskordanzen, Faunen und Floren, Geschiebe-, Geröll- und Schwermineral-Gesellschaften, physikalische Altersdaten und Paläotemperaturen. Ihre Auswertung und Zusammenfügung wird beeinträchtigt durch

1. die fehlende Unterscheidung großer und kleiner Wärmeschwankungen (um eine Potenz, entweder wenige 100 bis 1000 oder ± 10 000 Jahre),
2. die Ignorierung jener Kalt- und Warmzeiten, welche keine sichtbaren Äquivalente in Moränen, Terrassen und Hochständen hinterlassen, weil sie in der Ausdehnung, Eintiefung oder in Hochständen hinter ihren Vorläufern zurückblieben und sich (wie z. B. in über 40 m hohen Terrassenstufen) nicht abheben,
3. die Unvereinbarkeit der Annahme einer Repräsentation des Pleistozäns durch lediglich etwa 10 Eiszeiten (unter Berücksichtigung von Weichsel I und II, Saale I und II usw.) mit der viel größeren Zahl von Terrassen und Zeitabschnitten ozeanischer Minimal- und Maximal-Temperaturen,
4. das Fehlen eines zeitlichen, übergeordneten Maßstabes in Form einer Periodizität, welche die Wärmeschwankungen reguliert und die Akkumulation wie die Erosion in einen immer wiederkehrenden Ablauf zwingt, den Fauna und Flora ebenfalls widerspiegeln (Zyklik).

Ich halte einen Versuch, alle bekannten Alters- und Paläotemperatur-Messungen sowie alle bekannten pleistozänen Bildungen einschließlich der Fauna und Flora miteinander in Beziehung zu setzen und in ein zeitliches Schema einzuordnen, trotz aller Lückenhaftigkeit als Zwischenergebnis schon jetzt für klärend und anregend. Das pleistozäne Geschehen

entspricht zweifellos einer Periodik. Sie tritt uns in verschiedener Ausbildung entgegen: in der Terrassenbildung (Schotter-Hochflutlehm-Hochflutlehm-Schotter), in den Bodenprofilen (Tundragley-Parabraunerde-Braunerde-Tundragley), in der Waldentwicklung (Kiefern/Birken - Zeit - Eichenmischwald - Birken/Kiefern - Zeit), in der Faunenfolge (Lößschnecken/arktische Wirbeltiere-Steppen- und Waldtiere-Lößfauna) oder in den glaziären Sequenzen (Löß-Vorschüttsande-Moräne-Nachschüttsande-Löß).

Sucht man die Periodik als Phasenfolge zu klassifizieren, so entspricht sie einer Zyklik oder Cyclothemen. Nimmt man als eine der Voraussetzungen zur Bildung von Sedimentations-Zyklen eustatische Meeresspiegelschwankungen an, wie sie dem Gletscherhaushalt, Terrassen und Hochständen entsprechen, dann hat man den Maßstab für den Ablauf und die Dauer der pleistozänen Kalt- und Warmzeiten gefunden (Tabellen 2 und 3). Setzt man die Cyclotheme in Beziehung zu den ozeanischen Wärmeschwankungen (EMILIANI 1966, MESOLELLA u. a. 1969, für Zentraleuropa ŠEGOTA 1967), zu den Ergebnissen der K/Ar-Methode (FRECHEN & LIPPOLT 1965) und zu den Berechnungen (Tab. 1) von SOERGEL (1937) und ZEUNER (1939), so ergibt sich, soweit überhaupt Bestimmungen vorgenommen wurden, eine gute Übereinstimmung. Differenzen erklären sich aus dem Bildungszeitraum von Terrassen und glaziären Bildungen. Manche Terrassen waren für ZEUNER und SOERGEL nicht erkennbar, so daß die Zuordnung der beobachteten Terrassen oder Kaltzeiten zu den Eiszeiten eine zu frühe Datierung ergeben mußte (Tab. 1). Die Namensgebung ist jedoch eine Sache der Konvention und hat mit der Einordnung der Kalt- und Warmzeiten in den jeweiligen Zyklus nichts zu tun. Wichtig ist aber die Dauer eines Zyklus von rund 40 000 Jahren, eine Zahl, welche sich aus den Altersmessungen ergibt und mit der Dauer der Cyclotheme des flözführenden Oberkarbons (JESSEN 1961) übereinstimmt.

Tabelle 1

Das Alter der Kaltzeiten nach verschiedenen Methoden und ihre Benennung nach SOERGEL (1937).

Zyklität	Alter in 1000 Jahren nach				
	Kalium/ Argon-Methode FRECHEN & LIPPOLD 1965	Ozeanische Minimal-temperaturen (EMILIANI 1966)	ZEUNER 1939	SOERGEL 1937	Eiszeit (SOERGEL 1937)
20	20	20	25	20	Würm 3
60	60	60	72	70	Würm 2
100	116	110	115	110	Würm 1 (Warthe)
140	140	150	145	140	Riß 3
180	—	—	187	185	Riß 2
220	220	235	230	230	Riß 1
260	—	270	—	—	—
300	300	—	305	305	Präriß
340	340	—	—	—	—
380	—	—	395	395	Mindel 3
420	420	434 (ŠEGOTA 1967)	435	430	Mindel 2
460	—	464 (ŠEGOTA)	476	475	Mindel 1
500	—	—	—	—	—
540	—	—	550	545	Günz 2
580	570	—	590	590	Günz 1

Es hat aber, wie z. B. in der Weichsel-Eiszeit, etliche dicht aufeinander folgende Wärmeschwankungen gegeben, welche nicht durch einen Temperaturanstieg wie bei Interglazialen, sondern durch ihre Häufung und Gesamtdauer eine (wenn auch in unseren Breiten abgeschwächte Zyklik und) Teilung einer Eiszeit zum Ausdruck bringen.

Für die rückwärtige Verfolgung der Kaltzeiten sind hier drei Kriterien benutzt worden: Rhein-Terrassen, K/Ar-Daten und das Villafranc mit seinen Lößprofilen (BRUNNACKER 1967). Terrassen lassen sich am Mittelrhein (QUITZOW 1962) und an der Ruhr bis zu den Oberen Höhen (Homberg-, Mettmann)-Terrassen [1]) verfolgen (Tab. 3). Stellt man die teilweise (bis 60 m) großen Abstände in Rechnung, lassen sich diese Terrassen nach Zyklen bis zum Abschnitt der Eintiefung der Terrassentreppen in die vorhergegangene Trogregion etwa um die Zeit von 0,8 Mio Jahren aufteilen. Veranschlagt man für die Zeit der Eintiefung der Trogregion zum Hochtal um 50 m die Dauer von vier Cyclothemen, so gelangt man bis zur Zeitmarke 0,94 Mio Jahre und damit nahe an das älteste physikalisch datierte Glazial (in Kalifornien) vor 0,98 Mio Jahren (Tab. 3).

Auf diese Weise ergibt sich ein mindestens 25 Eiszeiten umfassender Polyglazialismus. Es bleibt nur übrig, diese theoretisch gefolgerten Kaltzeiten auch durch Sedimente zu belegen. Einen Weg dazu hat BRUNNACKER mit seinen Schülern durch die planmäßige Bestandsaufnahme weit zurückreichender Quartärprofile am Mittelrhein mit Kärlich (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969) und am Niederrhein mit Brüggen (BOENIGK 1969) und Frechen (KOWALZIK 1970) beschritten. Dabei sind mehrere Löß- und Terassensysteme oberhalb der Hauptterrasse aufgefunden worden, welche die große Lücke zwischen Villafranc und Tegelen ausfüllen können und über ein einziges „Prätiglium" hinausgehen dürften. Versucht man das Villafranc von St. Vallier als Basis des Pleistozäns mit seinen drei Bodenprofilen und dem liegenden Periglazialschotter von Chambaran an die älteren Rheinterrassen anzuschließen, gelangt man für das hier fixierte älteste Glazial ebenfalls zu einem Alter von 0,9 Mio Jahren. Eine Diskordanz trennt das Villafranc von St. Vallier von ariden Liegendschottern, welche wohl ohne Bedenken dem Pliozän zugeordnet werden können (Tab. 3). Die Basis des Villafranc ist altersmäßig mit rund 1,6 Mio Jahren bestimmt. Es bleibt also eine Lücke von 0,6 Mio Jahren von der Basis des Villafranc bis zum ersten belegten Glazial. Ein solcher Zeitraum dürfte für die Ablösung der pliopleistozänen Wirbeltier-Mischfauna von Beginn bis Ende des Villafranc nötig sein. Die ersten Terrassentreppen (Höhenterrassen) bedeuten nicht nur morphogenetisch eine Wende, sondern dürften auch unschwer eine Tieferlegung der Erosionsbasis durch das jetzt auf Norddeutschland übergreifende Inlandeis anzeigen. Fortan gab es enge Wechselwirkungen zwischen Terrassen-Einschneidung und Lage der Nordseeküste, zwischen zeitweiliger Blockierung der Nordsee und Aufschotterung.

Die Tierwelt reagierte auf den mindestens 25maligen Wechsel von Warm- und Kaltzeiten schließlich (von der Gegenwart her betrachtet) mit dem Verschwinden wärmeliebender Elemente (Elefant, Nashorn, Antilope, Flußpferd, Wasserbüffel, Löwe, Panther, Hyäne usw.). Lediglich die Vögel kehrten dank ihrer größeren Beweglichkeit jahreszeitlich als Zugvögel zurück. Für das Verhalten der übrigen Fauna leuchtet die Vorstellung (KRETZOI 1961 nach TOEPFER 1963) ein, daß in günstigen Zeiten neue Formen in Wellen oder „Fronten" in Mitteleuropa einwanderten, sich in den Warm- (mediterrane Steppen und Wälder) und Kaltzeiten (Lößsteppen und Tundra-Gebiete) mit verschiedenem Erfolg (bei der Nichtumkehrbarkeit des Evolutionsgeschehens) anpaßten und in Warmzeiten durch neue Faunenwellen verdrängt wurden. Die einzelnen Zyklen waren indessen für die Setzung umfassender Zäsuren in der Veränderung der Tierwelt zu kurz. Abgesehen von

1) Die Zuordnung der Höhen (Mettmann-, Hösel-, Drüfel)-Terrassen zum Pliozän, der ich noch kürzlich (HESEMANN 1969) gefolgt war, ist demnach durch die Verweisung ins Altpleistozän zu berichtigen.

Tabelle 2 Gliederungsschema des Pleistozäns

Zyklen-Alter in cirka 1000 Jahren	Kalium-Argon-Alter (Frechen & Lippold 1965) in 1000 Jahren	Alter der ozeanischen Maximal (Ma-) und Minimal (Mi-)Temperaturen (Emiliani 1966) in 1000 Jahren	Terrassenhöhen am Mittelrhein (Quitzow 1962) in m über Rhein-Mittelwasser
20	20	20 Mi, 28 Mi	6
		48 Ma, 55 Ma	
60	60	65 Mi	10
		80 Ma	
100	116	115 Mi	30
		135 Ma	
140	143	150 Mi	
		170 Ma	
180		180 Mi	60
		210 Ma	
220	220	235 Mi	
		250 Ma	
260		270 Mi	80
		290 Ma (Mesolella 1969)	
300	300		
	320	325 Ma (Mesolella)	
340	340		100
380			120
		395 Ma (Mesolella)	
420	420	434 Mi (Šegota 1967)	
460		464 Mi (Šegota)	140
		485 Ma (Mesolella)	
500			170
540			
580	570		200
620			

seit 0,6 Mio Jahren nach Zyklen

Rheinterrassen, () vermutlich in der gleichen Terrassenstufe enthalten	Kalt- u. Warmzeiten, () theoretisch	Mögliche Einordnung	(Eu) Hominiden (HEBELER & KURTH 1966)
Untere Niederterrasse	Kaltzeit 1	Weichsel 2	Homo sapiens sapiens
	Warmzeit	Moershoofd / Poperinge-Torfe	
Obere Niederterrasse	Kaltzeit 2	Weichsel 1	H. sapiens neanderthalensis
	Warmzeit	Eem	H. sapiens praeneanderthalensis
Unt.Mittelterr.,Krefeld,Mittelterr.	Kaltzeit 3	Warthe	
	Warmzeit	Ohe ?	
Untere Mittelterr. (Talweg-Terr.)	Kaltzeit 4	Drenthe	
	Warmzeit	Holstein	H. sapiens praesapiens
Mittl. Mittelterr. (Rinnenschotter)	Kaltzeit 5		Homo erectus heidelbergensis
	Warmzeit		
(Oberer Mittl. Mittelterrasse)	Kaltzeit 6		
	Warmzeit		
Obere Mittelterrasse	Kaltzeit 7	Elster	
	Warmzeit		
Oberste Mittelterrasse	Kaltzeit 8		Homo erectus
	Warmzeit		
Untere jüng. Hauptterrasse	Kaltzeit 9		
	Warmzeit	Cromer 2	
Obere jüng. Hauptterrasse	Kaltzeit 10		
	Warmzeit	Cromer 1	
(Ob. jüng. Hauptterrasse)	Kaltzeit 11	Menap	
	Warmzeit	Waal	
Mittlere Hauptterrasse	Kaltzeit 12	Eburon	
	Warmzeit	Tegelen 2	
Obere Hauptterrasse	Kaltzeit 13		
	Warmzeit	Tegelen 1	
(Obere Hauptterrasse)	Kaltzeit 14	Brüggen	
	Warmzeit		
Untere (Drüfel) Höhenterrasse	Kaltzeit 15		
	Warmzeit		
Untere (Hösel) Höhenterrasse	Kaltzeit 16		

Tabelle 3

Gliederungsschema des Pleistozäns
vom Pliozän bis vor 0,6 Mio Jahren nach Zyklen

Zyklen-Alter in ca. 1000 Jahren	Kalt- und Warmzeiten	Mögliche Zuordnung von Terrassen am Mittelrhein (QUITZOW 1962) Villafranc-Profil (BRUNNACKER 1967)	Einschnitte in Morphologie, Fauna und Flora
	Warmzeit		
660	Kaltzeit 17	(Obere Höhenterrasse 1) (260 m üb. Rhein-Mittelwass.)	
	Warmzeit		
700	Kaltzeit 18	Obere Höhenterrasse (2) (Homberg-, Mettmann-T.)	0,7 Mio Jahre: Erscheinen instabiler Schwerminerale
	Warmzeit		
740	Kaltzeit 19	(Obere Höhenterrasse 3)	
	Warmzeit		
780	Kaltzeit 20	(Obere Höhenterrasse 4)	
	Warmzeit		0,8 — 1 Mio Jahre: Eintiefung der Trogregion am Mittelrhein um 50 m zum Hochtal (310—260 m über Rhein-Mittelwasser)
820	Kaltzeit 21	Villafranc: Löß 3	
	Bodenprofil		
860	Kaltzeit 22	Villafranc: Löß 2	
	Bodenprofil		
900	Kaltzeit 23	Villafranc: Löß 1	
	10 m mächtiges Bodenprofil		
940	Kaltzeit 24	Villafranc: Periglaziale Schotter von Chambaran	Hipparion, Antilopen und die meisten altweltlichen Affen verschwunden (DIETRICH 1953) Tertiäre Floren-Elemente unter 10 %
980	Älteste datierte Kaltzeit	Diskordanz	
1400	Villafranc		„Neue Wirbeltier-Gattungen in altertümlichen Assoziationen" (KAHLKE 1968)
1600	Früh-Villafranc		Australopithecus (älteste humane Hominiden)
	Pliozän	Liegendschotter ariden Charakters mit roten Einlagerungen	Tertiäre Floren-Elemente bis 32 %

Dauerformen (z. B. *Dicerorhinus etruscus, D. kirchbergensis)* lösen (besonders unter den Kleinsäugern, TOEPFER 1963) einzelne Gattungen einander ab oder (bei den Großsäugern) Stammreihen entwickeln sich. Die Lebensdauer von Arten und Gattungen liegt dabei vielfach zwischen 0,1—0,3 Mio Jahren.

Man hat deshalb die Glieder der Elefanten- oder Pferde-Stammreihen als Maßstäbe für die Pleistozän-Gliederung genommen und so Alt-, (vorher auch noch Ältest)-, Mittel- und Jungpleistozän unterschieden, ohne aber die Ungleichheit der Zeitabschnitte zu betonen. Von den (im Verhältnis zur theoretischen Vielzahl) überlieferten wenigen Faunen zeichnen sich jedoch einige dadurch aus, daß besonders viele alte Formen erloschen sind und besonders viele neue Formen erscheinen. Sechsmal fällt ein solcher Wechsel auf:

1. Am Ende des Früh-Villafranc, vor etwa 1,4 Mio Jahren.
   Nicht mehr vorhanden: *Zyglodon borsoni, Ursus etruscus,*
   neu: *Desmana vehringi, Mimomys pliocaenicus, Sus arvernensis, Leptobos elatus, Hystrix refossa.*
2. Am Ende des Villafranc, vor 1 Mio Jahren.
   Nicht mehr vorhanden: *Soriculus, Prospalax,*
   neu: *Equus stenonis, Allohippus robustus, Dicerorhinus etruscus, Dic. kirchbergensis, Archidiskon meridionalis, Elephas planifrons, Crocuta perrieri.*
3. Am Ende der Tegelen-Warmzeit, vor 0,5 Mio Jahren.
   Nicht mehr vorhanden: *Leptobos elatus, Macaca florentina, Talpa präglacialis, Ursus etruscus,*
   neu: *Desmana tegelensis, Sus strocci, Desmana tegelensis, Hystrix etrusca, Dolomys milleri, Trogontherium cuvieri.*
4. Am Ende der Cromer-Warmzeit, vor 0,32 Mio Jahren.
   Nicht mehr vorhanden: *Equus stenonis, Archidiskon meridionalis, Trogontherium,*
   neu: *Ursus spelaeus, Sorex, Discrostonyx Microtus, Desmana moschata mosbachensis, Ovibos, Bison schoetensacki, Caprea, Megaloceras, Orthogonoceras, Capreolus, Rangifer, Palaeoxolon antiquus, Mammontheus trogontherium, Hippopotamos, Machairodus, Equus süssenbornensis, E. mosbachensis, Sus scrofa.*
   (Ersatz von Leptobos durch Bos und Bison, der „Quaggas" durch caballische Pferde und von *Archidiskon meridionalis* durch *Mammontheus trogontheri,* DIETRICH 1953).
5. Am Ende der Elster-Kaltzeit vor 0,18 Mio Jahren.
   Nicht mehr vorhanden: *Archidiskon meridionalis, Hystrix refossa, Orthogonoceras, Dolichodoryceras, Hippopotamus, Equus mosbachensis,*
   neu: *Ursus arctos, Gulo.*
6. Am Ende der Eem-Warmzeit, vor etwa 0,08 Mio Jahren.
   Nicht mehr vorhanden: *Megaloceras, Bison priscus, Equus caballus, Dicerorhinus etruscus, Dic. kirchbergensis, Bos primigenius, Buffelus, Saiga tatarica, Palaeoloxodon antiquus,*
   neu: *Mammontheus primigenius, Equus caballus, E. germanicus, Coelodonta antiquitatis, Buffelus, Saiga tatarica.*

Aus der allmählich dichteren Aufeinanderfolge (wohl kein Trugschluß wegen der zunächst dürftigeren Belege) der „Faunenwellen" ergibt sich für das Altpleistozän ein langsameres, für das Jungpleistozän ein sich steigerndes Tempo der Evolution. Aber so wenig der vorgeschichtliche Mensch durch die Jagd die Wirbeltierwelt dezimiert hat (SOERGEL 1922), so gewiß ist dem Homo sapiens sapiens die derzeitige Verarmung der Wirbeltierwelt zur Last zu legen.

Auch in der Entwicklung der *Hominiden* scheinen Haupteinschnitte an der Grenze Plio/Pleistozän und um die Cromer-Warmzeit zu liegen. Die Plio-Pleistozän-Grenze bedeutet das Übergangsfeld von der „subhumanen Phase" der Hominiden über das Tier hinaus zur humanen Phase in Gestalt der Australopithecinen, welche als „pygmoide kleinhirnige Aufrechtgänger mit typischen Standfüßen und grundsätzlich menschlichem Gebiß" (HEBERER) sich schon mancher Werkzeuge und Geräte bedienten. Ihnen folgten die Frühmenschen mit (Pithecanthropus) Homo erectus (heidelbergensis als ältester Fund in der Elster-Kaltzeit) und diesen verhältnismäßig rasch aufeinander die Alt- (Homo sapiens neanderthalensis) und Jetztmenschen (Homo sapiens praesapiens u. H. sapiens sapiens) in der letzten Warm- und Kaltzeit (HEBERER & KURTH 1966). Also anscheinend wie bei den Wirbeltieren allgemein eine beschleunigte Evolution.

Bei den marinen Mollusken zeichnen sich der Einbruch der Kaltzeiten und der seitdem waltende Zyklus von Kalt-Warmzeiten mit der Mischung und Ablösung lusitanischer durch boreale Formen ab (vgl. Verzeichnis der Schnecken und Muscheln bei VAN DER KLERK & FLORSCHÜTZ 1953). Mit dem Aufhören besonders vieler alter und dem Erscheinen neuer Arten hebt sich die Cromer-Warmzeit als Wende ab, während Holstein-See und Eem-Meer sich durch das Ausscheiden weniger Formen *(Corbula fluminalis, Vivipara diluviana, Valvata naticina)* voneinander unterscheiden.

Eine gegensätzliche Entwicklung lehrt die Geschichte der pleistozänen Vegetation (soweit bei der Verschiedenheit pflanzlicher und tierischer Baupläne überhaupt ein Vergleich möglich ist). Nachdem bereits im Unteroligozän Mitteleuropas die ersten „arktotertiären" Floren-Elemente erschienen waren (AHRENS u. a. 1968), kommen sie in der Folgezeit in einem oftmaligen Wechsel zum Ausdruck. Im Pliozän aber kam es zu erheblichen Schwankungen in der Beteiligung typischer Tertiärformen (Tab. 4). Noch bleiben einschneidende Absenkungen der Temperatur aus, aber im Reuver-Abschnitt partizipieren als Vorboten einer erheblichen Abkühlung *Betula* und *Pinus silvestris* zeitweilig mit 50 % an der Zusammensetzung der Baumpollen, während die tertiären Formen auf den bis dahin noch nicht erreichten Tiefstand von wenig über 10 % zurückgehen (Tab. 4). Diese Tendenz setzt sich fort, bis in der Cromer-Warmzeit der Umbau der tertiären Waldvegetation in die pleistozäne warmzeitliche Waldvegetation vollzogen ist (FRENZEL 1968). Von nun an läuft in jeder Warmzeit eine schnelle Folge scharf getrennter Waldtypen (Birke/Kiefer, Kiefer/Birke/Fichte/Ulme, Eichenmischwald, Hainbuchen/Tanne oder Carpinus/Fichte, Kiefer/Fichte/Birke/Kiefer) ab, nur in der Holstein-Warmzeit durch eine starke Vorherrschaft von Nadelhölzern verschleiert.

Es bedurfte mithin der Einwirkung von Kalt- und Warmzeiten über 1,3 Mio Jahre hindurch, um die tertiären Baumpollen in Mitteleuropa auszuschalten. Aber während die Wirbeltiere auf diese periodischen Impulse einer veränderten Umwelt mit der Schöpfung ganzer Ketten von Stammesreihen reagierten, verhielten sich die Pflanzensippen physiologisch konservativ und wenig variabel. Abgesehen von der fortschreitenden Verarmung an tertiären Elementen konsolidierte sich die pleistozäne Vegetation in der Bildung zweier Standardtypen, die sich als Siedlungsgemeinschaften von Kältesteppen mit nur (für Mitteleuropa) kurzzeitig und schwach ausgeprägter Tundra und als Eichenmischwald mit einer Nadelwald-Phase am Anfang und am Ende präsentierten. Beide besetzten immer wieder je Kalt- oder Warmzeit die gleichen Areale (FRENZEL 1968), wobei sie sich aus den Refugien des Mittelmeerraumes oder den nordeuropäischen Tundren ergänzten. Dabei erwiesen sich Sumpf- und Wasserpflanzen als besonders konservativ. Die großen Einschnitte in der Entwicklung während des Pleistozäns liegen — wie bei den Wirbeltieren — im Früh-Abschnitt des Villafranc und in der Cromer-Warmzeit, so daß eine Wechselwirkung naheliegt. Wie die Evolution der Tierwelt verlangt auch die Vegetationsgeschichte des Pleistozäns die 1,3 Mio Jahre als Frist für die Reifung. Diese große und entscheidende Zeit

Tabelle 4

Der Anteil typischer Baumpollen an der Vegetation von Oberpliozän und Pleistozän (im wesentlichen nach ZAGWIJN aus FRENZEL 1968) in NW-Europa

Zeit-Abschnitte	Typische Tertiärformen	Zeitweiliger maximaler Anteil an			
		Eichenmisch-wald	*Pinus silvestris*	*Betula*	*Picea*
		in Prozenten			
Eem-Warmzeit	0	80	90	90	12
Holstein-Warmzeit	0	10	70	10	20
Cromer-Warmzeit	1—0	80	85	70	15
Waal-Warmzeit	4	45			
Tegelen-Warmzeit	8	12	80	6	55
Prätegelen	2	3			
Reuver (Asti)	12—38	40	50	35	4
Brunssumian C	20—70				
„ B	20—72				
„ A	30—70				
(Piacentin)					
Susterian (Pont)	20—30				

zwischen Pliozän und Cromer-Warmzeit ist geologisch und biologisch (Gleichsetzung von Villafranc und Tegelen, Annahme nur weniger Kaltzeiten vor der Tegelen-Warmzeit) nicht genügend gewürdigt. In den großen Einschnitten der Lebewelt vor 1,6 und 0,3 Mio Jahren darf man außer einer Verzahnung biologischer Zeitenwenden (DIETRICH 1953) auch eine, im großen gesehen ständige, noch nicht beendete Abkühlung seit dem Pliozän erblicken. Das wäre auch insofern nicht unwahrscheinlich, als die Gegenwart erst beim 25. Zyklus der Kaltzeiten angelangt ist und (wie im Permokarbon) ein Vielfaches noch bevorsteht.

Überblickt man die Entwicklung von Fauna und Flora im Quartär, die Dokumentierung von Kalt- und Warmzeiten durch Moränen, Lösse, Terrassen und Strandstände einerseits und das Ergebnis verschiedener Untersuchungsmethoden zu ihrer zeitlichen, räumlichen und klimatischen Erfassung andererseits, so ergibt sich ein im großen gerichteter und zyklisch gearteter Ablauf. Die jeweils fixierte organische und anorganische Materie entspricht dabei in ihrer Ausbildung sozusagen Variationen zum gleichen Thema, nämlich dem Arrangieren mit den durch Kalt- und Warmzeiten gebotenen Verhältnissen. Diese begrenzte Variabilität innerhalb der Zyklik ist durch den komplexen Charakter der steuernden Faktoren (Paläotopographie, sinkende Temperaturen, weichende Nordsee, extratellurische Ursachen usw.) begreiflich.

Die Bildungen des Pleistozäns müssen sich jedesmal ihren Raum und ihre Substanz größtenteils auf Kosten vorangegangener Ablagerungen selbst schaffen. Infolgedessen sind Moränen, Terrassen und Lösse wegen ihrer lockeren Beschaffenheit und exponierten Lage häufig verschwunden oder aber nach Morphologie und Zusammensetzung oft nicht von ihren Vorgängern zu unterscheiden. Die geologische Diagnose steht deshalb vor einer schwierigen Aufgabe. Sie kann sich aber der mannigfachen (von der Bodenkunde, Paläontologie, Petrographie, Morphologie, den physikalischen Alters- und Temperatur-Bestimmungen gebotenen) Indizien in gemeinsamer Abstimmung bedienen. Sie bleiben jedoch so lange erdgeschichtlich beziehungslos, bis für ihre Einordnung die spezifisch plei-

stozäne zyklische Periodik zur Verfügung steht. Daß diese einer Zyklik entspricht, bedarf angesichts der kalt-warmzeitlichen, durch Fauna und Flora widergespiegelten und durch physikalische Daten zeitlich bestätigten Sedimentations-Folge keiner weiteren Beweisführung, wenn auch die letzten Ursachen dafür unbekannt sind. Auf der Grundlage der Zyklik ist die vorstehende Gliederung des Pleistozäns entworfen, eine in sich konsequente Aufteilung, zwar immer noch unvollkommen, aber mit weniger Lücken als bisher, in einer natürlichen Ordnung und mit der Möglichkeit, alte sowie neue Beobachtungen und Daten erdgeschichtlich einzuordnen.

Mag man diesen Versuch als weitere Variation der bereits vorhandenen zahlreichen Hypothesen skeptisch aufnehmen und als verfrüht ansehen, so kann er gleichwohl bei der Reformbedürftigkeit des klassischen Eiszeiten-Systems wegen seines unleugbaren Zerfalls in mehrteilige Kalt- und Warmzeiten als Lückenbüßer dienen. Das Verharren im Oligoglazialismus engt den Blick für stratigraphische Vergleiche sowie für die Geschichte der Tier- und Pflanzenwelt angesichts der vermehrten Fakten ein. Das hier über die bisherigen Aufteilungen hinausgehende Schema soll lediglich eine Möglichkeit zur wahlfreien Einordnung alter und neuer Pleistozän-Bildungen bieten und für die Beurteilung der tierischen und pflanzlichen Entwicklung mehr Stationen, vor allem im Altpleistozän, zur Verfügung stellen. Was bei dieser Gelegenheit über Evolution gesagt ist, hat mehr die Bedeutung einer Fragestellung zur Wechselwirkung von geologischem und biologischem Geschehen als einer abschließenden Feststellung, weil die Kausalzusammenhänge zwischen Evolution und Umweltänderungen noch nicht geklärt sind.

Literaturhinweise

Ahrens, H. u. a.: Zur Plio/Pleistozän-Grenze in der Deutschen Demokratischen Republik. — 23. intern. geol. Congress, **10**, 65—77, 5 Abb., Prag 1968.

Boenick, W.: Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggen (westlicher Niederrhein). — Sonderveröff. geol. Inst. Köln, **17**, 138 S., 20 Abb., 7 Tab., 3 Taf., Köln 1969.

Brunnacker, K.: Der Villafranchium-Löß bei St. Vallier. — N. Jb. Geol. Paläont., Jg. 1967, 257—267, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.

Brunnacker, K., Streit, R. & Schirmer, W.: Der Aufbau des Quartär-Profils von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). — Mz. naturw. Arch., **8**, 102—133, 8 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Mainz 1969.

Dietrich, W. O.: Neue Funde des etruskischen Nashorns in Deutschland und die Frage der Villafranchium-Faunen. — Z. Geol., **2**, 417—430, 1 Abb., Berlin 1953.

Emiliani, C.: Palaeotemperature Analysis of Core 280 and pleistocene Correlations. — Journ. of Geol., **66**, 265—275, 5 Abb., 3 Tab., Chicago 1958.

Frechen, J. & Lippolt, H. J.: Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 5—30, 8 Abb., Öhringen 1965.

Frenzel, B.: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. — Erdwiss. Forsch., **1**, 326 S., 17 Taf., 67 Abb., Wiesbaden 1968.

Heberer, G. & Kurth, G.: Die (Eu)Hominiden vom Mittelpleistozän bis ins mittlere Jungpleistozän. — Handbuch der Urgeschichte, I, 209—233, 1 Taf., 5 Abb., 1 Tab., Bern 1966.

Hesemann, J.: Das Münsterland als pliozäne Erosionslandschaft. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1969, 530—534, 3 Tab., Stuttgart 1969.

Jessen, W.: Zur Sedimentologie des Karbons. — 4. Congr. Avancement Etudes Strat. Géol. Carbonifères, C. R., 307—322, Maastricht 1961.

Kahlke, H.-D.: Vertebratenstratigraphie zur Plio/Pleistozän-Grenze. — Report 23. Intern. geol. Congress, Section 10, 27—39, Prag 1968.

Kretzoi, M.: Stratigraphie und Chronologie. Czwartorzed europy Srodkoweji Wschodniej. — Inqua, 1961, 313—329, Łódź 1964.

Mesolella, K. M., Matthews, R., Broecker, W. S. & Thurber, D. L.: The astronomic Theory of climatic Change.: Barbados Data. — J. Geol., **77**, 250—274, 13 Abb., Chicago 1969.

Quitzow, H. W.: Mittelrhein und Niederrhein. — Beitr. z. Rheinkde., **13**, 27—39, 4 Abb., Koblenz 1962.

Šegota, T.: Paläotemperature Changes in the Upper and Middle Pleistocene. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**, 127—141, 3 Abb., Öhringen 1967.

Soergel, W.: Die Jagd der Vorzeit. — 149 S., 28 Abb., 1 Tab., Jena 1922.
— : Die Vereisungskurve. — 87 S., 1 Taf., 3 Tab., Berlin 1937.
Toepfer, V.: Tierwelt des Eiszeitalters. — 46 Abb., 20 Taf., 2 Tab., Leipzig 1963.
Vlerk, I. M. van der & Florschütz, F.: The palaeontological Base of the Subdivision of the Pleistocene in the Nederlands. — Verhandl. Koninkl. nederl. Akad. van Wetensch. afd. Natuurkunde, **1**, reeks, 20, Nr. 2, 58 S., 29 Tab., 4 Taf., Amsterdam 1953.
Zeuner, F. E.: Schwankungen der Sonnenstrahlung und des Klimas im Mittelmeergebiet während des Quartärs. — Geol. Rdsch., **30**, 650—656, 1 Tab., Stuttgart 1939.

Manuskr. eingeg. 13. 7. 1970.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. J. Hesemann, 415 Krefeld, Von-Steuben-Straße 17.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 108-121	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Die fossilen Böden im Lößprofil Wallertheim (Rheinhessisches Tafel- und Hügelland) [1])

Von Hartmut Leser, Hannover

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung. Das Profil Wallertheim/Rheinhessen (Kreis Alzey) wurde in den letzten Jahren mehrfach sedimentologisch und bodengeographisch untersucht. An der Basis des Profils wurden dunkelbraune Bodenhorizonte beobachtet, deren Einordnung sowohl in das Eem als auch in das Altwürm möglich schien. Neue Untersuchungen haben ergeben, daß die Lösse in das Jung-, Mittel- und Altwürm gehören. Die fossilen Böden an der Profilbasis sind mit den altwürmzeitlichen „Mosbacher Humuszonen" gleichzusetzen.

Summary. The soil-profile of Wallertheim/Rheinhessen (near Alzey) was investigated in recent years several times sedimentologically and pedologically. At the basis of this profile dark brown soil-horizons have been observed; the stratigraphical order and age of which were originally considered to be both Eem and Early Wuerm. New investigations have shown that the loesses belong to Late Wuerm, Middle Wuerm, and Early Wuerm. The fossile soils of the basis of the profile are comparable to the "Mosbacher Humuszonen" of Early Wuerm age.

1. Problemstellung

Nach dem Auffinden einer altpaläolithischen Jagdstelle bei Wallertheim durch Schmidtgen & Wagner (1929/1931), wurde das Lößprofil in der Ziegelei Schick mehrfach untersucht und publiziert. Neben den Neuuntersuchungen durch Fauler (1938) und Leser (1967) wird bei Schmidtgen & Wagner (1931), Woldstedt (1958), Falke (1960) und Semmel (1968a, 1969) darüber referiert. Dem Vorkommen des Tuffbändchens sind Arbeiten von Frechen (1959a, b) und Schönhals (1959a) gewidmet. Im Jahre 1964 äußerten sich dazu in einer mündlichen Diskussion auch Zakosek und Semmel (vgl. Leser 1967, S. 158).

Ein Vergleich der Stratigraphie in den zitierten Arbeiten wird dadurch erschwert, daß jede Profilaufnahme in einem anderen Abbaustadium erfolgte, die Abbauwände demzufolge immer eine andere Orientierung aufwiesen. Gewiß wäre es leicht, die von den einzelnen Autoren ausgegliederten Horizonte miteinander zu vergleichen. Die dann auftretenden Übereinstimmungen würden aber keine einwandfreie Parallelisierung bedeuten.

Seit meiner Untersuchung im Jahre 1963 (Leser 1967) suchte ich das Profil mehrfach auf, um im Zuge des fortschreitenden Abbaus eine Übersicht über die Lage und Ausbildung der Bodenhorizonte zu behalten. Vor allem die im Gespräch durch Zakosek und Semmel geäußerten Gedanken veranlaßten mich, das Problem weiterzuverfolgen. Außerdem erschien mir nach weiteren neun Besuchen bis August 1969 in der Grube eine Sichtung der bislang gegebenen Einstufungen der Böden angezeigt. In der schon zitierten Arbeit (Leser 1967) konnte diese Diskussion aus verschiedenen Gründen nicht durchgeführt werden.

Es muß also überprüft werden, welche der vorgenommenen Datierungen unter den gegenwärtigen Aufschlußverhältnisse noch aufrechterhalten werden können, wenn man die älteren Profile aus den vergangenen vier Jahrzehnten mitberücksichtigt. Mir liegt dabei die Absicht fern, eine endgültige Einordnung der Böden von Wallertheim vornehmen zu wollen. Diese ist schon deswegen nicht möglich, weil mehrere Autoren am Profil arbeiten und ihre Untersuchungen derzeitig z. T. noch laufen.

[1]) Herrn Professor Dr. A. Semmel möchte ich für die Aussprache am Aufschluß herzlich danken.

2. Grundlagen

Der Profilbeschreibung wird eine Schilderung der Landschaft und eine Charakterisierung des heutigen Aufschlusses vorangestellt, um Möglichkeiten zur Einschätzung der Morphodynamik dieses Raumes zu geben.

2.1. Landschaft

Wallertheim liegt am Wiesbach. Das muldenförmige Tal ist ein Teil des Hügellandes zwischen Wies- und Appelbach. Das Gebiet baut sich aus Schleichsanden (Ob. Mittel-Oligozän) auf, die höchsten Erhebungen, Schwarzen-Berg und Kuhhimmel, aus Cyrenenmergel und Süßwasserschichten (Unt. und Ob. Ober-Oligozän). Die Ostflanke dieses Hügellandes trägt eine Lößdecke, die bis an den Wiesbach hinabzieht. Gegliedert wird diese Abdachung durch Dellen und Trockentälchen. An einzelnen Stellen des Hanges kommen Reste pleistozäner Wiesbachterrassen vor (WAGNER 1935).

Auf der anderen Talseite tritt das Hügelland ebenfalls wieder auf (LESER 1965, 1966). Hier jedoch bildet es den Sockelteil der Nordwest- und Westrheinhessischen Plateaus, die durch zahlreiche Dellen und Tälchen stark aufgelöst sind. Stufenrandbuchten (Vendersheim, Sulzheim, Rommersheim) werden von Ausliegern oder Zeugenbergen (Wißberg) abgelöst. Die Plateaus tragen über den Süßwasserschichten eine Kalkdecke (Miozän). Meist handelt es sich um die Inflata-Schichten, weniger um die Cerithien-Schichten. Ebenso wie die unteren Teile des Hügellandes um den Wiesbach tragen auch die Plateaus eine Lößdecke, die auf den Hochflächen jedoch meist pliozäne Sande überlagert. Lößfrei sind die Gehänge der Plateaus im Sand- und Mergelstockwerk (Oligozän). In diesem Bereich spielen sich lebhafte Rutschvorgänge ab, die auch während des Pleistozäns wirksam waren und dabei die Lösse größtenteils entfernten oder wenigstens umlagerten, wie es in vielen rheinhessischen Profilen zum Ausdruck kommt. Wie jenseits des Wiesbaches kommen auch auf der Ostseite Reste pleistozäner Wiesbach-Terrassen vor. Der Mangel an Aufschlüssen verbietet jedoch deren Einordnung in das Schema der Pleistozängliederung.

2.2. Lage und Beschaffenheit des Profils

Die Grube befindet sich südlich Wallertheim. Der Ort liegt wenige Meter über dem Wiesbach am untersten Ende eines langen Gleithanges, der vom Schwarzen-Berg zum Wiesbachknie herunterzieht. Wie aus den Terrassenresten zu beiden Seiten des Baches hervorgeht, muß die heutige Fließrichtung mindestens seit dem Mittelpleistozän innegehalten worden sein. Nur so ist die große Stufenrandbucht zwischen Rommersheim—Sulzheim—Vendersheim und dem Wißberg sowie das Vorkommen von Wiesbachschottern unterschiedlicher Höhenlage in der Bucht zu deuten. Die niedrigeren Formen auf der Westseite des Wiesbaches und der Abfall der Plateaus auf der Gegenseite zeigen, daß es sich hierbei um einen großen, mehrfach gegliederten Gleit- und Prallhang handelt. Im Zuge der Tieferlegung des Wiesbaches erfolgte dann eine weitere Untergliederung dieser Großform.

Das Lößprofil Wallertheim wurde zuletzt an der Grubenwestwand aufgenommen. Gegenüber der Aufnahme von SCHMIDTGEN & WAGNER (1929) bedeutet das beachtliche Verschiebungen des Aufschlusses. Im Jahre 1963 war die Westwand fast in der gleichen Position wie 1966/1967 aufgeschlossen, nur war das fossile Bodensediment gerade an seiner Oberfläche angeschnitten, das heute eventuell als Durchmischungszone von B- und C-Material gedeutet werden muß; dies war jedoch seinerzeit nicht einwandfrei zu erkennen. Inzwischen wurde die Grubensohle tiefer gelegt, wobei aber große Teile der Jüngeren Mittelterrasse des Wiesbaches zerstört worden sind. Reste waren aber bis 1967 noch vorhanden, so daß der Anschluß an die Hangendsedimente hergestellt werden konnte. Der Terrassenkörper ist jedoch zerstört.

An der gesamten Westwand war (mit Unterbrechungen) von 1967 bis 1969 ein zweigegliederter, schwarzbrauner bzw. dunkelbrauner fossiler Boden sichtbar. Sein unterer Abschnitt ist vom oberen durch eine helle Lößschicht getrennt, die aber nach Norden hin auskeilt, so daß sich beide Bodenhorizonte vereinigen. Insgesamt sprechen die Lagerungsverhältnisse für eine Mulde (Abb. 3). An der Südostwand setzt sich der obere Boden fort. Der Unterteil ist jedoch noch nicht aufgeschlossen. Grabungen ergaben aber, daß hier die gleiche Zweigliederung besteht wie an der Westwand.

Sowohl an der West- als auch an der Südostwand sowie an der heute nicht mehr abgebauten Nordwand ist 200 cm unter der rezenten Landoberfläche das ca. 2 bis 3 cm mächtige Tuffbändchen aufgeschlossen, das lange Zeit dem Kärlicher Ausbläser zugeordnet wurde (FRECHEN 1959a, b, 1962, SCHÖNHALS 1959a, LESER 1967). Seine stratigraphische Position veranlaßte Semmel, bei diesem oder bei stratigraphisch gleichen Tuffbändchen vorläufig vom „Eltviller Tuff" zu sprechen [dazu Diskussionsbemerkungen von SEMMEL (1968a), außerdem in dem Aufsatz SEMMEL (1967)]. Die gleiche Tiefe wurde von SCHMIDTGEN & WAGNER (1929) festgestellt, wenngleich man seinerzeit im Tuffbändchen einen „Verlehmungsstreifen im Jüngeren Löß II" sehen wollte: „Nicht unerwähnt darf bleiben, daß auch dieser Jüngere Löß II nicht eine ununterbrochene Lößbildung darstellt. Ziemlich genau 2 m unter der Ackerkrume zieht sich durch das ganze Grubengebiet ein verlehmter Lößstreifen von etwa 2 cm Stärke, der auf eine kurze Klimaschwankung während dieser Lößbildung hinweist" (SCHMIDTGEN & WAGNER 1929). Auch in der durch SCHMIDTGEN angeregten Arbeit FAULERS (1938) wird das Bändchen als Verlehmungszone eingestuft. Siehe dazu auch die Bemerkungen von SCHÖNHALS (1959a). — Neuerlich wurde das Bändchen von ANDRES und SEMMEL untersucht.

3. Profilbeschreibung

Für die Gliederung des Profils kommt neben den fossilen Böden auch den Terrassenschottern entscheidende Bedeutung zu. Sie grenzen das Profil gegen das Liegende ab und stellen eine Datierungshilfe dar. Außerdem läßt die Terrasse wichtige Schlüsse hinsichtlich des Klimas zu.

Schon SCHMIDTGEN & WAGNER (1929, 1931) sowie FAULER (1938) erkannten den Wert der Terrassenablagerungen. In der Terrasse wurden durch SCHMIDTGEN & WAGNER Steinwerkzeuge eiszeitlicher Jäger gefunden, ebenso eine Fauna. Die Datierungen der Autoren unterscheiden sich voneinander. Während die paläolithischen Werkzeuge von den erstgenannten Autoren in den Vorstoß der Würm-Kaltzeit gestellt werden, sind die Funde nach FAULER rißglazialen Alters.

Von den früheren Bearbeitern wurden die Sedimentanalysen zwar auch schon angewandt, jedoch bleiben dabei geomorphologische und landschaftsökologische Aspekte im Hintergrund. Dieser Vorwurf wurde auch gegenüber WAGNER bei der DEUQUA-Exkursion 1951 nach Wallertheim erhoben. [2])

3.1. Wiesbachterrassen

Die Wiesbachterrassen in der Grube Wallertheim erfuhren durch die einzelnen Autoren ganz unterschiedliche Einstufungen. SCHMIDTGEN & WAGNER (1929) stellten für den Wiesbach folgende Terrassengliederung auf:

---

[2]) Mitteilung durch Herrn Professor Dr. Dr. h. c. C. TROLL, der mir seine Notizen von der DEUQUA-Exkursion 1951 freundlicherweise zur Verfügung stellte.

	Höhenlage	Mächtigkeiten	
Niederterrasse	3,5—4 m	1— 1,5 m	2. Vorstoß der Würmeiszeit
Talwegterrasse	8 m	0,8— 1,2 m	1. Vorstoß der Würmeiszeit
Hochterrasse	30—35 m	[0,5— 1,2] m	Rißeiszeitgruppe
Hauptterrasse	80 m	10,0 m	Mindel- oder Günzeiszeitgruppe

weil neuere Untersuchungen ergeben haben, daß Kärlich nicht den Herkunftsort des Tuffes darstellt, den SEMMEL (1967) jetzt als „Eltviller Tuff" bezeichnet hat. Immerhin läßt er doch eine Trennung der Naßböden zu.

Mächtigkeiten wurden von SCHMIDTGEN & WAGNER (1929) für die „Rißeiszeitgruppe" nicht angegeben. (Zahlen nach LESER 1967. Diese Terrasse wurde aber hier als Ältere Mittelterrasse des Wiesbaches eingestuft.) FAULER (1938), der sich nur zur Nieder- und Talwegterrasse äußerte, übernahm die Einstufungen der beiden Autoren und machte sie zur Grundlage seiner Datierungen.

Zunächst wären die Aufschluß- und Lagerungsverhältnisse der Terrasse zu beschreiben, wie sie bis kurz vor der Zerstörung des Schotterpaketes zu beobachten gewesen sind. Es muß dann geprüft werden, ob diese Terrasse mit den Terrassenkörpern, wie sie von SCHMIDTGEN & WAGNER (1929) bzw. FAULER (1938) beschrieben wurden, identisch ist. Außerdem wäre die Stellung der Niederterrasse dieser Autoren zu den hangenden Lössen und ihren fossilen Böden zu klären.

Die Terrasse war im Sommer 1963 vor der Südsüdwestwand in einem etwa W—E verlaufenden Schnitt aufgeschlossen. Aus dem 1967 publizierten Profil (LESER 1967) geht hervor, daß der um 100 cm mächtige Schotterkörper in sich gestuft ist und daß seine Mächtigkeit schwankt. Die Schotterlage zeigte aber, daß im Westteil des Aufschlusses die Obergrenze der Terrasse zu suchen ist bei 128 m NN, während die Untergrenze an der Ostflanke noch nicht erreicht war, jedoch unter 127 m NN liegen mußte. Das bedeutet eine Lage von unter 5,5 m über dem heutigen Wiesbach, der südlich von Wallertheim — auf der Höhe der Grube — im Niveau von 122,5 m NN fließt.

Im Vergleich zu SCHMIDTGEN & WAGNER (1929) ergeben sich folgende Konsequenzen: Die auf einer Breite von 40 m aufgeschlossene Terrasse liegt niveaumäßig zwischen den von o. a. Autoren angegebenen Werten für die Niederterrasse (Unterkante bei 3,5—4 m) und die untere Mittelterrasse (Unterkante bei 8 m). In der Skizze, die SCHMIDTGEN & WAGNERS Arbeit beigefügt ist, wird eine Niederterrasse als Grubensohle vorgeführt, deren Oberfläche bei 124 m NN liegt (= 1,5—2—2,5 m über dem Wiesbach).

Bei der 8-m-Terrasse SCHMIDTGEN & WAGNERS (1929) und meiner 5—6-m-Terrasse muß es sich jedoch um die gleichen Bildungen handeln, wie aus dem Vergleich des Geröll- und Fossilinhaltes hervorgeht. Eine morphometrische Schotteranalyse (LESER 1967) erbrachte — neben dem Auffinden von kryoturbaten Verwürgungen und offenbar frostgesprengten Geröllen —, daß es sich bei der Terrasse um eine kaltzeitliche Bildung handeln muß. Nicht mehr aufgefunden werden konnte die 2 m über dem Wiesbach liegende Niederterrasse, deren Oberfläche von den o. a. Autoren auf 124 m NN angesetzt wurde. Da die von mir aufgesundene Terrasse erheblich über der Talsohle liegt, handelt es sich vermutlich um eine Mittelterrasse. Für die Einstufung der Decksedimente ist diese Terrasse von Bedeutung.

3.2. Lößstratigraphie

Wie eine neuerliche Untersuchung des Lößprofils Wallertheim ergeben hat, scheint die Untergliederung des Alt- und Mittelwürmlösses einer Korrektur zu bedürfen. Ich nahm an, daß die Grenze an dem Südsüdwestwand-Profil bei 520 cm unter der rezenten Landoberfläche liegt, wo ein Geröllhorizont geringer Mächtigkeit eine Erosionsdiskordanz andeutet. Das Zurücktreten der Lößfraktion sowie der unterschiedliche Kalkgehalt oberhalb und unterhalb dieser Linie ließen neben dem anderen Charakter des Lösses hier einen Hiatus vermuten. Dieser liegt gewiß auch vor, doch darf seine pedogenetische und klimageographische-geomorphologische Bedeutung nicht überschätzt werden.

Bei Vergleich der beiden Profile, nämlich dem im Sommer 1963 an der Südsüdwestwand aufgenommenen und dem im Herbst 1966 bzw. Sommer 1967 an der Westwand beobachteten, sind folgende Schlüsse zu ziehen (auf die Gegebenheiten von 1969 mit den

gegenüber 1967 vergleichsweise geringen Änderungen der Aufschlußverhältnisse wird noch weiter unten eingegangen): Trotz der unterschiedlichen Mächtigkeit ist zu vermuten, daß beide Profile im wesentlichen einander entsprechen. Als Kennzeichen lassen sich der Charakter und die Ausbildung der Lösse sowie der fossilen Böden heranziehen. Ich gehe davon aus, daß es sich bei den Böden um gleichaltrige Bildungen handelt, weil sich die stratigraphischen Positionen entsprechen. Der Aufbau des Lößprofils an der Südsüdwestwand (Oberkante des Profils bei 135 m NN) wurde bereits in einer Publikation geschildert, so daß sich eine Wiederholung an dieser Stelle erübrigt (LESER 1967; die Horizontbeschreibungen wurden in dieser Publikation leicht gekürzt). Im Sommer 1967 erschien nun das neuerdings von der Westwand beschriebene Profil auch an der Südsüdwestwand. Während es 1969 in der letztgenannten Position mehr oder weniger gleich gut aufgeschlossen war, konnte es an der zerstörten Westwand nur noch punkthaft verfolgt werden.

Das Profil baut sich wie folgt auf: Der Boden an der rezenten Landoberfläche ist auf einem Löß gebildet, dessen Basisteil vom Band des „Eltviller Tuffs" markiert ist. Darunter folgt weiterhin Löß, der etwa bei 380—420 cm durch eine schwache Bodenbildung gekennzeichnet war. Danach folgt wiederum Löß, der dann deutlich gegen den hier im Detail zu schildernden Profilteil (= Profil II) angesetzt ist (Abb. 1):

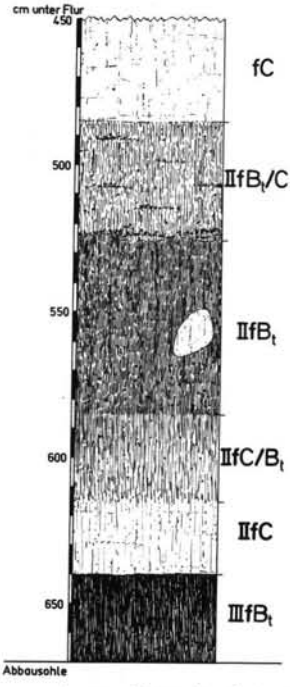


Abb. 1. Mosbacher Humuszonen im Profil Wallertheim/Rheinhessen im Jahre 1967.

1. 485 cm fC [3]) Heller, gelblich-brauner Löß (10 YR 7/4 - 10 YR 6/4). Schluffig-toniger Lehm bis lehmiger Ton. Porös. Kalkröhrchen, Wurzelspuren, kleine Manganflecken.

2. 485—525 cm IIfBt/C Heller, gelblich-brauner Löß (10 YR 6/4). Deutlich dunkler als fC-Horizont. Lehmiger Ton. Nach oben deutlich mit scharfer Linie abgegrenzt, stellenweise jedoch auch diffuser Übergang. Horizont sehr fest.

[3]) Die den Horizontsymbolen vorangestellten römischen Ziffern sind nur für den hier beschriebenen Profilteil gültig und der besseren Unterscheidung halber eingesetzt. Sie bedeuten keine Parallelisierung mit den Horizonten des in meiner Arbeit von 1967 geschilderten Profils aus Wallertheim.

Neben Wurzelspuren und Kalkröhrchen stellenweise auch einzelne Kiesbändchen eingeschaltet (ungleichmäßig verteilt). An der Basis des Horizontes gegen den liegenden Boden hin: Kiesbändchen zahlreicher, z. T. zu Kieslage zusammentretend.

3. 525—585 cm $IIfB_t$ [4]) Obergrenze scharf und linienhaft. Von Kiesbändchen umgeben, jedoch nur oberhalb. Grenze sehr deutlich, jedoch stark auf- und abschwingend. Kiesbändchen z. T. mit kleinen, gelbbraunen Kalkkonkretionen versetzt. Dunkler, gelblich-brauner lehmiger Ton (10 YR 5/4). Relativ fest. Subpolyedergefüge. Nach unten zu schalten sich bräunliche, hellere Lößflecken ein (bis 0,5 cm² groß). Werden aber erst im $IIfC/B_t$ zahlreicher. Wurzelspuren. Kalkröhrchen. Im Horizont: große Krotowine (20 mal 30 cm, oval). An der Untergrenze, ebenso an der von $IIfC/B_t$, Frostspalten und Eiskeile.

4. 585—615 cm $IIfC/B_t$ Dunkler, gelblich-brauner lehmiger Ton durch helleren, gelblich-braunen lehmigen Ton (10 YR 6/4) abgelöst. Helle Lößflecken werden zahlreicher und gehen an Untergrenze in Löß des IIfC-Horizontes über. Kompakt. Zahlreiche Wurzelspuren mit schwarzbrauner Auskleidung. Im Horizont und an der Untergrenze (bis in IIfC-Horizont hineinreichend): Eiskeile und Frostspalten.

5. 615—640 cm IIfC Heller, blaßbrauner poröser Löß (10 YR 7/4). Dunkles $IIfB_t$-Material tritt kaum noch auf oder nur sehr blaß (Obergrenze!). Wurzelröhrchen dunkel ausgekleidet.

6. 640—+665 cm $IIIfB_t$ Dunkler, gelblich-brauner lehmiger Ton (10 YR 5/4). Porös. Intensiver gefärbt sowie dichter und fester erscheinend als IIfB-Horizont. Subpolyeder- bis schwach ausgebildetes Polyedergefüge. Weiße Kalkröhrchen und punktförmige Kalkausscheidungen.

Der makroskopische Vergleich von den Unterteilen der beiden Profile erbringt, daß die Horizonte f3A(B)—(B)C und $IIfB_t/C$ offenbar nicht zu parallelisieren sind. Beide besitzen jedoch die gleiche Farbe (10 YR 6/4), sind sehr fest und führen Kiesstücke oder Kiesbändchen. Die Korngrößenanalysen (Abb. 2) zeigen folgende Werte [5]):

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Feinheitsgrad	$CaCO_3$
Profil I	$f_3A(B)$	24.6	6.4	20.4	40.0	3.9	2.7	1.3	0.4	0.3	75.1	23.8 %
	$f_3B(C)$	21.1	6.0	20.6	36.5	6.3	4.2	1.8	0.5	0.0	69.8	33.6 %
Profil II	$IIfB_t/C$ (oben)	32.1	5.3	14.0	27.3	14.4	4.2	1.9	0.4	0.4	68.9	29.3 %
	$IIfB_t/C$	31.5	6.1	12.5	28.4	13.5	4.1	2.7	1.0	0.2	68.4	26.6 %

Die hangenden C-Lösse der beiden Horizonte besitzen folgende Verteilung der Korngrößen, die — ebenso wie der Kalkgehalt — deutliche Übereinstimmungen aufweisen (Abb. 2):

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Feinheitsgrad	$CaCO_3$
Profil I	f_2C	**21.4**	**5.5**	**20.9**	**43.6**	3.8	3.3	1.0	0.4	0.1	73.2	**22.3** %
Profil II	fC (oben)	**22.2**	**4.7**	**20.0**	**40.6**	9.2	1.8	1.1	0.2	0.2	67.9	**22.6** %
	fC (unten)	31.5	5.3	15.9	30.4	7.9	5.3	3.0	0.5	0.2	69.1	28.2 %

[4]) Das Horizontsymbol B_t scheint für die 1966 in Wallertheim aufgeschlossenen und diesen Ausführungen zugrunde gelegten „Mosbacher Humuszonen" angemessen. Ursprünglich handelte es sich vielleicht um schwarzerdeartige Steppenböden (s. a. SEMMEL 1968b). Die B_t-Merkmale, die SCHÖNHALS et al. (1964) für die letztinterglaziale Parabraunerde angegeben haben, treffen auch auf die beiden in Wallertheim beobachteten Humuszonen zu. Diese Merkmale waren ja zunächst auch eine der Ursachen, den 1963 in Wallertheim gefundenen Bodenrest ins Eem zu stellen.

[5]) Einteilung der Fraktionen in Korngrößenklassen: I = <0,002 mm, II = 0,006—0,002 mm, III = 0,02—0,006 mm, IV = 0,06—0,02 mm, V = 0,12—0,06 mm, VI = 0,25—0,12 mm, VII = 0,5—0,25 mm, VIII = 1,0—0,5 mm, IX = 2,0—1,0 mm.

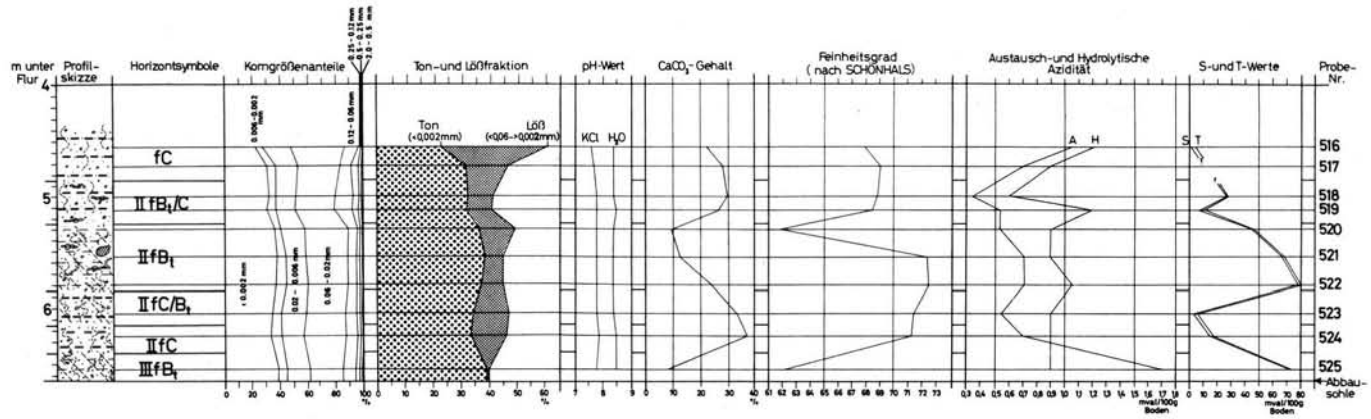


Abb. 2. Graphische Darstellung der Analysendaten des neu aufgeschlossenen Profilteils von Wallertheim mit den Mosbacher Humuszonen.

Die Auswertung dieser Aufstellungen zeigt, daß zwischen den Böden bzw. Bodenresten der Profile I und II deutliche Unterschiede in den Korngrößenzusammensetzungen auftreten, bei den hangenden Lössen jedoch nicht. Auch die Kalkgehalte differieren. Nach dem Wechsel der Aufschlußverhältnisse darf vermutet werden, daß mit den f_3-Horizonten des Profils I ein anderes Profilglied angeschnitten war, das sich nicht mit dem $IIfB_t/C$ von Profil II parallelisieren läßt. SEMMEL erwähnte mündlich, daß in Wallertheim zeitweise auch eine dritte Mosbacher Humuszone aufgeschlossen war. Möglicherweise handelt es sich bei den f_3-Horizonten um Teile dieser, ohne daß damit ein Beweis für deren Existenz erbracht sein soll. Ich selbst fand sie in Wallertheim nach 1963 nicht. Die unterschiedliche Korngrößenzusammensetzung und die verschiedenen Kalkgehalte sind einwandfrei auf jeweils andere Ablagerungsbedingungen zurückzuführen.

3.3. Fossile Böden

Die rezente Landoberfläche wird von einem Steppenboden eingenommen, der aus den postglazialen Wärmezeiten stammt und aufgrund der für seine Erhaltung günstigen Klimabedingungen im Rheinhessischen Tafel- und Hügelland bis heute überdauern konnte. Man spricht daher von einem Reliktboden (r). Die Steppenböden des nördlichen Oberrheinischen Tieflandes wurden in neuerer Zeit grundlegend von ZAKOSEK (1962) untersucht. Dieser Steppenboden grenzt das Profil zeitlich nach oben hin ab, so wie die Mittelterrasse im Liegenden des Lößprofiles von Wallertheim eine Zeitmarke für das Präwürm darstellt.

Als nächster Horizont (Boden) folgt ein ca. 40 cm mächtiger Naßboden vom Typ des Frosttundrengleys. Er liegt oberhalb des Tuffbändchens und trat erstmals 1967 in Erscheinung. Unterhalb des „Eltviller Tuffs" folgt ein Lößpaket, das möglicherweise einen schwach ausgebildeten Naßboden enthält. In seinem Liegenden tritt ein weiterer, ca. 60 cm mächtiger Naßboden auf. Der Boden wurde aufgrund der lößstratigraphischen Untersuchung als Repräsentant des Jung/Mittelwürm-Interstadials angesprochen (LESER 1967). Seine stratigraphische Position muß daher korrigiert werden, da er eindeutig in das Jungwürm zu gehören scheint. Er ließ sich in zahlreichen anderen Lößprofilen ebenfalls beobachten, war aber mit dem f_{1g} von Wallertheim nicht gleichzusetzen. Die zeitliche Zuordnung von Sprendlingen I und II sowie in Monsheim dürfte richtig gewesen sein (LESER 1967). Bemerkenswert ist nämlich die folgende Beobachtung: Im Sommer 1967 war in der Grube Schnell in Sprendlingen (Straße nach St. Johann) der Boden ebenfalls unter dem Tuffbändchen aufgeschlossen. Er entsprach noch den Verhältnissen der Untersuchung von 1963, obwohl der Abbau weiter vorangeschritten war. In der Südecke der Grube setzte aber der graue Naßboden (Frosttundrengley) auf einer Breite von ca. 8—10 m aus und an seine Stelle trat ein dunkelbrauner (10 YR 6/4—5/4) Boden. Er ging seitlich allmählich aus dem ca. 85 cm mächtigen Frosttundrengley sehr rasch hervor und wurde gleichzeitig mächtiger (maximal ca. 110 cm). Insgesamt ergaben sich für den Boden muldenförmige Ablagerungsverhältnisse. Seine Erhaltung verdankt er vermutlich anderen Grund- und Bodenwasserverhältnissen, die sich von denen seiner Umgebung unterschieden. Das seitliche Hervorgehen aus dem Frosttundrengley läßt dabei den Schluß zu, daß eventuell der gesamte Boden eine solche braune Farbe und ein Subpolyedergefüge bis krümeliges Gefüge aufwies und erst nachträglich die meisten Areale dieses Bodens überprägt wurden. Diese Deutung erscheint deswegen wahrscheinlich, weil der braune Lehm nach meinen Beobachtungen in Rheinhessen eigentlich den Ausnahmefall darstellt und Frosttundrengleye oder Braunerdereste in dieser stratigraphischen Position die Normalverhältnisse repräsentieren.

Im Sammelprofil für das Rhein-Main-Gebiet geben SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) als Abschluß des Mittelwürm den „Hahnstätter (Hainerberger) Boden" an. In der stratigriphischen Position entspricht er den Frosttundrengleyen und Braunerde-

resten aus dem Rheinhessischen Tafel- und Hügelland, die in das Jung/Mittelwürm-Interstadial eingestuft wurden. Diese Böden entsprechen wohl auch dem „Boden des Würm II/III-Interstadials", den SCHÖNHALS (1959a) für Wallertheim feststellte. Während im Rheinhessischen Tafel- und Hügelland bisher nur Frosttundrengleye und schwach ausgebildete Braunerdereste für das Jung/Mittelwürm-Interstadial festgestellt werden konnten, wurde mit dem oben beschriebenen Boden im Profil Sprendlingen erstmals eine in allen Merkmalen dem „Hahnstätter (Hainerberger) Boden" äquivalente Bildung aufgefunden. Dazu SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964): „Dort, wo der Boden der letzten Warmzeit nicht pseudovergleyt ist, hat er (der „Hahnstätter [Hainersberger] Boden", Anm. v. Verf.) eine schwach rötlich getönte Farbe (7.5—10 YR 5/4), dort, wo der letztwarmzeitliche Boden eine Marmorierung aufweist, entspricht die Farbe 10 YR 5/4. Im ersten Falle zeichnet sich der Boden durch ein plattig überprägtes Krümelgefüge aus, im zweiten Fall besitzt er ein plattig-polyedrisches Gefüge mit dunklen Anflügen auf den Aggregatflächen. In beiden Böden sind im oberen Profilteil häufig Krotowinen zu beob, achten. Der Tongehalt beträgt 25—30 %."

Für das Profil Wallertheim ergeben sich aus diesen Überlegungen und Beobachtungen einige Konsequenzen. Unter dem zweiten Naßboden im Liegenden des „Eltviller Tuffs" tritt zunächst Löß auf, den zahlreiche kryoturbat verwürgte Sandbändchen durchziehen. Auf diese Sandbändchen wurde schon hingewiesen (LESER 1967). Auch ANDRES (1968) stellte sie im nördlichen Rheinhessen fest. Eingeschaltet in die Sandlagen ist ein schwaches mittelgraues Tuffband. Unter den Sandbändchen folgt ein ca. 50—60 cm mächtiger schwach humoser Boden, der den schon beschriebenen Naßböden sehr ähnlich sieht. Seine Mächtigkeit und seine stratigraphische Position lassen vermuten, daß er dem „Hahnstätter (Hainerberger) Boden" von SCHÖNHALS et al. (1964) entspricht, mithin möglicherweise in das Paudorf-Interstadial gehört. Bei Vergleich mit Sprendlingen (s. o.) liegt der Schluß sehr nahe, daß dieser Jung-Mittelwürm-Interstadialboden — auch aufgrund seiner stratigraphischen Einordnung durch SCHÖNHALS (1959) — vermutlich dem „Hahnstätter (Hainerberger) Boden" entspricht. Diese Vermutung wurde schon in der Arbeit von 1967 ausgesprochen (LESER 1967) [6]). Ich möchte diese Datierung auch weiter beibehalten, obwohl sich vielleicht auch eine Übereinstimmung mit den Merkmalen des „Gräselberger Bodens" finden ließe. Den „Kirchberger (Gräselberger) Boden" konnte ich im Rheinhessischen Tafel- und Hügelland, mit Ausnahme des Profils Monsheim (Südrheinhessen), nicht finden. SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) dazu: „Der ‚Kirchberger (Gräselberger) Boden' besitzt in den außerhessischen Lößgebieten, soweit sie den Verfassern bekannt sind, kein sicheres Äquivalent. Es kann höchstens vermutet werden, daß er dem ‚FWc-Boden' BRUNNACKERS (u. a. 1958, S. 130) entspricht."

Bevor die Basis des Profils mit den mächtigen intensiv gefärbten Böden erreicht ist, [illegible] noch ein weiterer Bodenrest auf. Es handelt sich um einen grau-bräunlichen Löß wech[illegible]nder Mächtigkeit, den SEMMEL (1969) als „Nieder-Eschbacher Zone" auszuscheiden vermag.

Der nächste einwandfrei zu beobachtende Boden neben dem reliktischen Steppenboden aus dem Klimaoptimum des Postglazials (ZAKOSEK 1962) und dem Jung/Mittelwürm-Interstadialboden (entsprechend dem „Hahnstätter (Hainerberger) Boden" von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) sind die mächtigen dunkelbraunen Horizonte an der Basis des Lößprofiles von Wallertheim, die erst in den letzten Jahren aufgeschlossen wurden.

---

[6]) Die Arbeit wurde 1964 abgeschlossen und für den Druck unverändert gelassen. Ihr liegen die Aufschlußverhältnisse von 1963 und 1964 zugrunde, die sich bis 1966 (in Wallertheim) und 1967 (in Sprendlingen) nicht grundlegend wandelten.

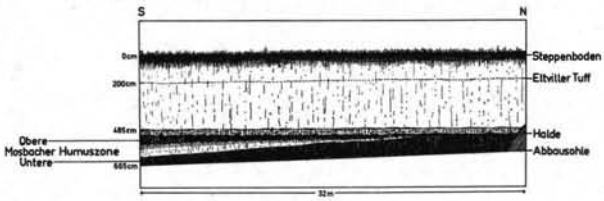


Abb. 3. Lagerung der Mosbacher Humuszonen an der Westwand in der Grube Wallertheim im Jahre 1966.

Wie schon oben angedeutet wurde, werden die beiden dunklen Böden an der Basis von Profil I und Profil II in Wallertheim nicht als gleichwertig angesehen. Gerade den unteren Boden des Profils I glaubte ZAKOSEK als junge Bildung ansehen zu dürfen, weil eine ^{14}C-Datierung ein Alter von 28 000 Jahre erbracht hat (^{14}C-Laboratorium Heidelberg). Siehe dazu auch LESER (1967, S. 258). Die Angabe des Alters wurde mir durch Herrn Professor Dr. ZAKOSEK freundlicherweise nochmals brieflich bestätigt (1966).

Die stratigraphische Position eines Bodens dieses Alters wird aber nun von den Naßböden im Hangenden beider Profile eingenommen, die sich wiederum mit dem neuerdings in Sprendlingen aufgeschlossenen braunen Lehm parallelisieren lassen und dessen Eigenschaften mit dem „Hahnstätter (Hainerberger) Boden" von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) übereinstimmen. In keinem Fall ist aber dieser Boden aus dem Jung/Mittelwürm-Interstadial mit den „Verbraunungszonen" der „Erbenheimer Böden" (= E_1 bis E_4) der o. e. Autoren zu parallelisieren, die in Wallertheim nur z. T. vorhanden, jedoch stratigraphisch durch den „Eltviller Tuff" bestimmt sind. Im Profil Monsheim (Südrheinhessen) sind sie ebenfalls deutlich ausgebildet. Außerdem sind dort zwei der vier Horizonte mit einem *Pupilla muscorum*-Horizont gekoppelt, den REMY (1959) aus dem Mittelrheingebiet beschreibt. Diese typische Ausbildung fehlt dem Löß im nördlichen Teil Rheinhessens. Für die Erklärung des Vorkommens gerade in Monsheim möchte ich die unterschiedlichen Klimaverhältnisse zwischen beiden Teilen Rheinhessens heranziehen: Monsheim liegt gegenüber den regenbringenden Winden in doppelter Leelage, die eine thermische Gunst bei geringen Niederschlägen verursacht (KLUG 1961, SCHWEIGMANN 1967). Da im Jungwürm zur Zeit der Boden- und Lößbildung die gleichen Reliefverhältnisse geherrscht haben wie heute (LESER 1967), dürfte das auch für die reliefbedingten Ausprägungen des Klimas anzunehmen sein.

Bei Vergleich der oben gegebenen Beschreibung des neuaufgeschlossenen Unterteiles des Wallertheimer Profils (Abb. 1) mit den Angaben über den „Homburger (Erbacher) Boden" im Sammelprofil von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) wird deutlich, daß sich einige Übereinstimmungen der Bodenmerkmale ergeben. Zunächst stimmt die Bodenfarbe überein (10 YR 5/3). Das gilt sowohl für den $IIfB_t$ als auch für den $IIIfB_t$-Horizont im Profil II von Wallertheim. Das Gefüge ist beim $IIfB_t$ subpolyedrig, während es beim kompakteren $IIIfB_t$ mehr plattig (bis polyedrig) ist. Wie beim „Homburger (Erbacher) Boden" erreicht der Tongehalt „stellenweise" 40 %:

$IIfB_t$ (oben)	$IIfB_t$ (Mitte)	$IIfB_t$ (unten)	$IIIfB_t$
36,2 %	38,0 %	37,0 %	39,3 %

Diese Übereinstimmungen dürfen aber nicht darüber hinwegtäuschen, daß durch die stratigraphische Position im Profil und bei Vergleich mit anderen Lößprofilen unter den neuen Aufschlußverhältnissen viel eher eine Korrelierung mit den „Mosbacher Humuszonen" als mit dem eeminterglazialen Boden wahrscheinlich ist.

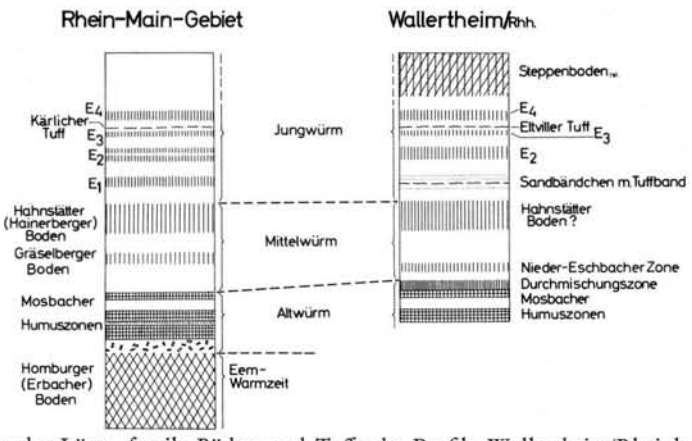


Abb. 4. Schema der Lösse, fossile Böden und Tuffe des Profils Wallertheim/Rheinhessen und des Normalprofils der Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet nach SCHÖNHALS, RHODENBURG u. SEMMEL, 1964 (unwesentlich verändert). — Die Mächtigkeit der einzelnen Straten und Horizonte beider Profile ist nicht maßstabsgleich.

Die von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) im Sammelprofil für das Rhein-Main-Gebiet ausgegliederten „Mosbacher Humuszonen" erscheinen gewöhnlich über dem „Erbacher-Boden" als Wechselfolge von Fließerde bzw. Löß und dunklen Humuszonen (Abb. 4). Die scharfe Obergrenze der intensiver gefärbten unteren Humuszone in Wallertheim zeigt an, daß auf die Bodenbildungszeit eine Erosionsphase gefolgt sein muß. Diese erscheint auch im Normalprofil für das Rhein-Main-Gebiet und zeichnet sich durch fluviatile bis solifluidale Vorgänge aus. Die o. a. Autoren rechnen für die Folgezeit nach dem Eem mit Lessivierung und Pseudovergleyung. Im Rhein-Main-Gebiet kann für das Eem-Interglazial und das Altwürm wohl auch mit Steppenbodenbildung gerechnet werden. Die Lessivierung hat vermutlich den Steppenbodencharakter der eem- und nacheemzeitlichen Bodenbildungen verwischt, so daß weniger von einem A- oder B_f- als von einem B_t-Horizont zu sprechen ist. Wie aus der Beschreibung des Sammelprofils von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) hervorgeht, ist der Profilteil mit den „Mosbacher Humuszonen" der Abschnitt des Würm, der sich in den einzelnen Aufschlüssen ganz unterschiedlich repräsentiert findet. Die hier vorliegenden Horizonte $IIfB_t$ und $IIIfB_t$ stellen in Wallertheim das Äquivalent der „Mosbacher Humuszonen" dar. Zumindest bei der oberen Zone kann es sich sicher nicht um den Eemboden handeln, weil an ihrer Basis ein rein äolischer Löß (IIfC) auftritt, der diskordant auf dem $IIIfB_t$ der unteren Humuszone liegt, deren Basis nicht aufschließbar war. Da für das ausgehende Eem-Interglazial trotz der Klimaverschlechterung kaum eine derart mächtige Lößakkumulation anzunehmen ist, muß dieser Profilteil einwandfrei schon in das Altwürm gestellt werden. Die Lößakkumulation muß mindestens bis auf 525 cm unter die rezente Landoberfläche gegangen sein, d. h. wenigstens eine 115 cm mächtige Lößdecke erbracht haben. Sie dürfte aber weitaus mächtiger gewesen sein, weil der $IIfB_t$-Horizont oben deutlich gekappt ist — und zwar fluviatil. Dazu gehört dann auch der $IIfB_t$/C-Horizont, der Wirkungen der Tätigkeit fließenden Wassers erkennen läßt. Bei ihm handelt es sich um eine Durchmischungszone von Löß mit Material der hier oben liegenden „Mosbacher Humuszone". Diese Durchmischungszone tritt im gesamten Wallertheimer Aufschluß über der oberen Humuszone auf. Nach dem Vergleich der Analysenergebnisse der Horizonte $f_3A(B)$ und f_3 (B) des Profils I (LESER, 1967) und den Daten von $IIfB_t$/C des Profils II (Abb. 2) läßt sich k e i n e Übereinstimmung feststellen. Es muß gefolgert werden, daß 1963 (LESER 1967) ein anderer Horizont aufgeschlossen gewesen ist, der sich heute in das neue Schema von Wallertheim nicht mehr einordnen läßt (siehe oben).

Die Diskordanzen an der Oberfläche des $IIIfB_t$-, des $IIfB_t$- und des $IIfB_t$/C-Horizontes zeigen, daß mit dem Ausgang des Eem und während des Altwürm Klimaphasen mit feuchteren, warmen oder kalten Bedingungen miteinander abwechselten. Dies nahm auch schon SCHÖNHALS (1958/59) an, der einen damals sichtbaren Steppenboden an der Basis des Wallertheimer Profils in das seinerzeitige Würm I (heute Altwürm) stellte. — Es scheint auch ausgeschlossen, daß derartig mächtige Böden, wie sie im $IIfB_t$—IIfC oder im $IIIfB_t$ vorliegen, nur lokale Bindungen darstellen. Trotz der von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) vorgeführten Vielgestaltigkeit der Altwürmbildungen ist der Schluß zulässig, daß das Profil Wallertheim in der nun hier beschriebenen Form Anschluß an die überregionale Gliederung besitzt. Der über dem $IIfB_t$/C-Horizont auftretende Löß dürfte dann, nach der Einordnung der liegenden Horizonte in das Altwürm, in das Mittelwürm gehören, weil er im Oberteil, aber noch weit unter dem „Eltviller Tuffbändchen", möglicherweise ein Äquivalent des „Hahnstätter (Hainerberger) Bodens" trägt.

Die Lagerung der „Mosbacher Humuszonen" im Profil Wallertheim (Abb. 3) spricht für ein stark reliefiertes Gelände zur Zeit der Ablagerung des Löß und der Bodenbildungen. Die altwürmzeitlichen Landoberflächen haben einen etwas anderen Verlauf als heute besessen, wie aus dem Oberflächenverlauf der beiden „Mosbacher Humuszonen" in Wallertheim hervorgeht. Sie wurden anscheinend in Mulden gebildet, die sich jedoch gegenseitig verschnitten. Deutlich wird dies am Nordende der Grubenwestwand (Abb. 3), wo beide Humuszonen zusammenfallen und einen scheinbar einheitlichen und intensiv gefärbten Boden bilden. Auch heute läßt sich noch ein Auf- und Abwandern dieser Bodenhorizonte in der gesamten Grube Wallertheim beim Nachgraben beobachten. Praktisch ab Mittelwürm, mindestens seit der Zeit, als der Löß zum Äquivalent des „Hahnstätter (Hainerberger) Bodens" sedimentiert wurde, spielten sich Sedimentationsvorgänge und Bodenbildungen fast parallel zur rezenten Landoberfläche mit dem reliktischen postglazialen Steppenboden ab.

4. Zur Boden- und Landschaftsentwicklung in der Würm-Kaltzeit

Nach zahlreichen, von verschiedenen Autoren in den sechziger Jahren vorgenommenen Untersuchungen an Lößprofilen des hessischen und rheinhessischen Raumes zeichnet sich immer stärker das Bild einer klimatisch und bodengeographisch stark differenzierten Würmkaltzeit ab. Besonders SEMMEL gelang es in verschiedenen Arbeiten (u. a. 1963, 1964, 1967, 1968a, b, 1969) das von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) gegebene Normalprofil für Nordhessen und das Rhein-Main-Gebiet zu verfeinern und auszuweiten. Auch die Arbeiten von ANDRES (1968) und LESER (1967) konnte dazu beitragen. Gegenüber den schon fast klassischen Arbeiten von SCHÖNHALS aus den fünfziger Jahren (1950, 1951, 1952, 1957a, b, 1959a, b, 1960) ergaben sich verschiedene Abweichungen.

Verfeinerung der Arbeitsmethoden und Verbesserung der Aufschlußverhältnisse führten zu der Erkenntnis, daß sich im Rhein-Main-Gebiet die Würm-Kaltzeit als eine Folge offenbar rasch wechselnder feuchter, trockener, kälterer und wärmerer Phasen repräsentiert. Diese Klimaschwankungen äußerten sich in einer großen Anzahl von fossilen Böden, Lößablagerungen und darin enthaltenen Erosionsspuren, die auf eine erhebliche Morphodynamik schließen lassen, worauf auch ROHDENBURG (1968) hingewiesen hat. Diese Abfolge läßt nicht mehr ohne weiteres eine schematische Gliederung der Lösse und Böden des Rhein-Main-Gebietes in Riß-Würm-Warmzeit, Alt-, Mittel- und Jungwürm zu, weil die Vielzahl der erkannten Böden und Übergangsbildungen eine Zuordnung erschweren. Auf jeden Fall dürfte aber die Berücksichtigung dieses Vorbehalts bei der Aufstellung von Regional- oder Überregionalgliederungen der Würm-Kaltzeit den tatsächlichen Verhältnissen vermehrt Rechnung tragen.

Für das Rheinhessische Tafel- und Hügelland ergeben sich aus dem neuen Aufschluß Wallertheim (Abb. 4) und aus den o. a. jüngeren Publikationen eine Reihe Konsequenzen, die an dieser Stelle nur stichwortartig zusammengefaßt werden sollen: (1) Der letzte Interglazialboden ist in Wallertheim im Augenblick nicht bestimmbar. Möglicherweise liegt er in einem unter starkem Wassereinfluß gebildeten Boden vor, der an einer tiefen Stelle der Grube aufgeschlossen ist und wo auch die paläolithische Jägerstation (SCHMIDTGEN & WAGNER 1929, 1931) gefunden worden sein soll. — Das Profil wurde von mir am 5. 8. 1963 aufgenommen (Feld-Nr. 444, Wallertheim III), jedoch nicht publiziert. Korngrößenanalysen und verschiedene andere Untersuchungsdaten liegen ebenfalls vor. Der seinerzeit postulierte verbraunte Steppenbodenrest (LESER 1967), der aus einer Schwarzerde hervorgegangen ist, konnte nicht wieder aufgefunden werden. Daß in Rheinhessen Schwarzerdebildung während des Eem möglich oder auch n i c h t möglich gewesen ist, bedarf noch der Beweise. (2) Mindestens zwei der „Mosbacher Humuszonen" liegen in Wallertheim vor. Sie deuten, weil auf rein äolischem und nicht ungelagerten Löß entwickelt, auf starke Klimaschwankungen im ersten Abschnitt des Würm hin. (3) Der folgende Teil des Lößpaketes enthält vermutlich die Nieder-Eschbacher Zone (Naßboden) sowie als zweiten mächtigeren Boden eine Bildung, die vielleicht das Paudorf-Interstadial markieren könnte. Der zuletzt erwähnte Boden tritt in mehreren rheinhessischen Profilen auf. In Sprendlingen ging er in einen braunen mächtigen Boden über. (4) Der letzte Abschnitt der Würm-Kaltzeit ist wiederum durch eine Reihe leichter Klimaschwankungen gekennzeichnet, die sich in Lößumlagerung, Sandbändchen- und Naßbodenbildung äußern. Den zwei (drei?) Naßböden in Wallertheim entsprechen zahlreiche weitere solche Böden vom Typ des Frosttundrengleys in vielen Lößprofilen des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes. (5) Der stratigraphische Wert des Tuffbändchens hat gegenüber den fünfziger Jahren eingebüßt,

Literatur

ANDRES, W.: Beobachtungen zur Gliederung eines Würmprofiles und zur spätwürmzeitlichen und holozänen Hangüberformung bei Marienborn (Rheinhessen). — Mainzer Naturwiss. Arch., **7**, 131—140, Mainz 1968.

BRUNNACKER, K.: Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns. — Geol. Jb., **76**, 129—150, Hannover 1958.

FALKE, H.: Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. — Sammlg. Geol. Führer, Bd. 38, 156 S., Berlin 1960.

FAULER, W.: Das Deckschichtenprofil und das geologische Alter der Moustierstation von Wallertheim (Rheinhessen). — Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F., **27**, 116—140, Stuttgart 1938.

FRECHEN, J.: Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. — Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf., **4**, 363—370, Krefeld 1959 (1959a).

— : Die basaltischen „Ausbläser" von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. — Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf., **4**, 301—312, Krefeld 1959 (1959b).

KLUG, H.: Das Klima Rheinhessens in seiner kleinräumigen Gliederung. — Mitteilungsbl. rheinh. Landeskde., **10**, 321—327, Wörrstadt 1961.

LESER, H.: Geomorphologische Gliederung des Alzeyer Hügellandes. — Mitteilungsbl. rheinh. Landeskde., **14**, 224—231 und 238—241, Wörrstadt 1965.

— : Geomorphologische Übersichtskarte des Rheinhessischen Hügellandes. Geomorphologische Einheiten und Gliederung einer oberrheinischen Landschaft. — Ber. z. dt. Landeskunde, Br. **36**, 65—88, Bad Godesberg 1966.

— : Beobachtungen und Studien zur quartären Landschaftsentwicklung des Pfrimmgebietes (Südrheinhessen). — Arbeiten z. rhein. Landeskunde, H. **24**, 442 S., Bonn 1967.

REMY, H.: Zur Gliederung des Lösses bei Kärlich und Bröl am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Faunen. — Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalen, **4**, 323—330, Krefeld 1969.

ROHDENBURG, H.: Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa — Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — Gött. Bodenkdl. Ber., **6**, 3—107, Göttingen 1968.

SCHMIDTGEN, O. u. WAGNER, W.: Eine altpaläolithische Jagdstelle bei Wallertheim in Rheinhessen. Notizbl. Ver. f. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst. f. 1928, V. F., H. **11**, 59—89, Darmstadt 1929.

Schmidtgen, O. u. Wagner, W.: Diluvium und Tertiär im Innern des Mainzer Beckens (Bericht über die Begehungen der Hauptversammlung in Mainz). — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, 687, Stuttgart 1931.

Schöhals, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (**VI**) 1, 244—259, Wiesbaden 1950.

— : Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsberg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (**VI**) 2, 160—183, Wiesbaden 1951.

— : Ergebnisse neuer Untersuchungen an Lößböden des Vogelsberg und seiner Randgebiete. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (**VI**) 3, 307—340, Wiesbaden 1952.

— : Eine äolische Ablagerung der jüngeren Tundrenzeit im Habichtswald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, 380—386, Wiesbaden 1957 (1957a).

— : Lößstratigraphie und fossile Böden des Mittel- und Jungpleistozäns in Hessen. — INQUA, 5. Congr. Int., Rés. des communications, 173—174, Madrid-Barcelona 1957 (1957b).

— : Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials. — Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf., **4**, 313—322, Krefeld 1959 (1959a).

— : Klima, äolische Sedimentation und Bodenbildung während der Eiszeit in Hessen. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 251—253, Hannover 1959 (1959b).

— : Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. — Proc. 7. Int. Congr. Soil Sci. Madison USA, 283—290, Madison, Wisc., USA 1960.

Schönhals, E.: Rohdenburg, H. u. Semmel, A.: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 199—206, Öhringen 1964.

Schweigmann, F.: Die Niederschlagsverhältnisse im Raume Worms, aufgezeigt an Meßergebnissen neueren Datums. — Mitteilungsbl. rheinh. Landeskde., **16**, 327—334, Wörrstadt 1967.

Semmel, A.: Mitteilungen über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken). — Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforsch., **91**, 359—365, Wiesbaden 1963.

— : Beobachtungen zur Gliederung pleistozäner Sedimente im Raum Flörsheim-Kriftel-Kelsterbach. — Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 985—986, Hannover 1964.

— : Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**, 104—108, Wiesbaden 1967.

— : Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankf. Geogr. Hefte, Nr. **45**, 133 S., Frankfurt 1968 (1968a).

— : Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich. — Mainzer Naturw. Arch., **7**, 74—79, Mainz 1968 (1968a).

— : Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**, Wiesbaden 1969.

Wagner, W.: Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000. Hrsg. v. d. Hess. Geol. L.-Anst., Blatt 6114 Wörrstadt, Darmstadt 1935.

Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 3 Bde., Stuttgart 1958—1965.

Zakosek, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., H. 37, 46 S., Wiesbaden 1962.

Manuskr. eingeg. 17. 10. 1969.

Anschrift des Verf.: Dozent Dr. rer. nat. H. Leser, Geogr. Institut der Technischen Universität Hannover. 3 Hannover, Im Moore 21.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 122-144	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lößprofile und ihre paläoklimatische Auswertung

Von Arnt Bronger, Kiel

Mit 10 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Gegenüber den westlichen Nachbargebieten sind Lößprofile in Ungarn durch fossile Böden besonders jungpleistozänen Alters detaillierter untergliedert. Für ihre paläoklimatische Auswertung dienen neben dem Geländebefund einmal mikromorphologische Beobachtungen, die eine genauere Zuordnung der Paläoböden jeweils zu einem Bodentyp als Ausdruck ihrer Genese gestatten. — Untersuchungen zum Tonmineralbestand der Lösse und der jeweils aus ihnen entstandenen Böden ermöglichen nähere Aussagen über das Ausmaß der Neubildung der einzelnen Minerale in den Tonteilfraktionen und damit unter bestimmten Voraussetzungen Hinweise auf die Intensität und Dauer einer Bodenbildung.

In allen Böden überwiegt die Neubildung des Montmorillonits bei weitem. Sie ist fast ausschließlich auf die Feintonfraktion beschränkt, jedoch sind die hohen Montmorillonitanteile auch in den B-Horizonten höchstens zu einem geringen Teil auf eine Tonverlagerung zurückzuführen — mikromorphologisch nachweisbar dadurch, daß Fließplasma (Braunlehm-Teilplasma) nicht oder nur in Spuren zu beobachten ist. Die Zunahme der einzelnen Tonmineralarten ist in den basalen Waldböden des Pakser Profils nicht wesentlich höher als in den jungpleistozänen Waldsteppenböden (mit Ausnahme des sehr schwachen „F_{4a}"-Bodens in Mende), in diesen aber mindestens so hoch wie im rezenten Braunerde-Tschernosem, wobei weitere rezente Lößböden in die vergleichende Untersuchung mit einzubeziehen sind.

Die jungpleistozänen Waldsteppenböden („F_4" bis „F_2") dieses Raumes müssen nach den vorgelegten Untersuchungsergebnissen als Zeugen nicht eines interstadialen, sondern eines warmzeitlichen Klimas etwa vergleichbar dem des heutigen angesehen werden.

Summary. In Hungary loess profiles are subdivised by paleosols especially of upper pleistocene age in much greater detail than in adjacent western countries. Paleoklimatic interpretations are based on field studies as well as on micromorphological observations, which permit an exact classification of paleosols regarding soil type and genesis. Investigations of the clay mineral contents of loess and of the various soils developing from loess show the amount of formation of clay minerals in the different particle size fractions and thus supply under certain conditions information about the intensity and duration of soil formation.

In all soils examined here the formation of montmorillonites is by far the largest. It is almost entirely limited to the fine clay fraction ($<0{,}2\ \mu$), however the large amount of montmorillonites in the B-horizons can be explained only to a small extent by clay illuviation. Illuviation, which is normally indicated micromorphologically by the existence of "Fließplasma (Braunlehm-Teilplasma)" was not found in these samples. The increase of clay mineral contents in the basic forest soils of the Paks profile is not much greater than in the upper pleistocene forest-steppe-soils (except in the weak „F_{4a}"-soil in Mende). In these the increase is at least as high as in the recent Braunerde-Tschernosem. However, other recent loess soils will have to be examined in comparison.

The upper pleistocene forest-steppe-soils („F_4" to „F_2") of this area must be considered according to these investigations not as proof of an interstadial but of a warm climate, comparable to our present one.

1. Problemstellung und Zielsetzung der Untersuchungen

Anläßlich der Arbeitstagung der Subkommission für Lößstratigraphie der INQUA 1965 konnten Lößprofile Ungarns studiert und in einem kleinen Fachkreis diskutiert werden. Die hier sehr detaillierte Abfolge von Paläoböden, besonders innerhalb der oberpleistozänen Lösse, entsprach so wenig derjenigen anderer Lößprofile Mitteleuropas, daß unter den Kommissionsteilnehmern beträchtliche Meinungsunterschiede über die bodentypologische Ansprache, die klimatische Bewertung und zeitliche Einordnung der fossilen Böden bestanden. Insbesondere die Frage, welcher fossile Boden das letzte Interglazial (Riß/

Würm) markiert, war Gegenstand von ausgedehnten Diskussionen (s. Diskussionsmaterial etc. 1965).

Für die Rekonstruktion einer Klimageschichte des Pleistozäns auf paläopedologischer Grundlage ist einmal eine möglichst genaue Zuordnung der fossilen Böden jeweils zu einem Bodentyp notwendig. Diese Zuordnung orientiert sich an den rezenten Böden. Jedoch sind manche Kriterien für die typologische Ansprache von rezenten Böden für fossile Böden nur noch mit Vorbehalten oder gar nicht mehr anwendbar. Selbst wenn Paläoböden nicht nach ihrer Bildung umgelagert wurden, liegen sie oft nur als mehr oder weniger stark gekappte Bodenreste vor. Jedenfalls ist bei Waldböden der im allgemeinen geringmächtige A-Horizont, meistens auch noch ein Teil des Unterbodens der späteren Abtragung zum Opfer gefallen. Der mit zunehmendem Alter fortschreitende Abbau der organischen Substanz (z. B. BRONGER 1966a, 1969b) erschwert auch bei weitestgehender Erhaltung eine makroskopische Horizontdifferenzierung.

Dazu sind manche bodenchemische Untersuchungsergebnisse, die mit Horizonteinheiten bzw. Humuswerten in einer Korrelation stehen, beispielsweise die von pedogenen Eisenoxiden (z. B. SCHLICHTING und BLUME 1962, SCHWERTMANN 1964) nur noch beschränkt ausdeutbar. Analysen u. a. des „freien" (dithionitlöslichen) Eisengehaltes — das „als brauchbarer Maßstab für die Charakterisierung der lösungschemischen Verwitterung" gilt (ROHDENBURG und MEYER 1966, 90) — ergaben zwar bei den heutigen Lößböden des Karpatenbeckens etwa die bekannten Korrelationen der Fe_d-Werte mit den Horizonten der verschiedenen Bodentypen, vor allem mit der jeweiligen Tonneubildungsrate. Dagegen wurden in den weiter unten beschriebenen Lößböden der Profile von Paks und Mende sowie in Paläoböden jugoslawischer Lößprofile im allgemeinen keine entsprechenden signifikanten Werte gefunden, was vielleicht auf bisher wenig beachtete Alterungsprozesse in den Paläoböden zurückgeführt werden könnte. In ähnlicher Richtung wiesen die sehr geringen Aktivitätsgrade der Eisenoxide (Fe_o/Fe_d-Werte nach SCHWERTMANN 1964) von stets $<0{,}1$: hier dürfte als Alterungsprozeß die Kristallisation eines Teiles der aktiven amorphen Eisenoxide in Betracht kommen. An anderer Stelle wird darüber näher berichtet werden.

Erschwert werden Ausdeutungen von bodenchemischen Analysen aber vor allem durch die fast stets erfolgende sekundäre Aufkalkung der fossilen Böden infolge Überlagerung von Löß. So geben die pH-Werte von Paläoböden — z. B. im Profil von Paks stets über 7 (KRIVÁN 1955b) oder in den Waldböden des Bugginger Profils (Südbaden) selbst in 0,1n KCl über 6 (BRONGER 1969b) — nur diesen sekundär veränderten, verfälschten Zustand wieder, entsprechend verhält es sich z. B. mit Sättigungsgraden (V-Werten). Der sekundäre Kalkgehalt erschwert insbesondere die Unterteilung des Tschernosems in Subtypen.

Schließlich ändert sich die Struktur eines begrabenen Bodens in Richtung auf eine Gefügeverdichtung, die mit zunehmender Mächtigkeit der Überlagerung (in unserem Fall bis über 40 m) und wohl auch mit fortschreitendem Alter zunimmt. Ein weiterer Faktor dürfte der in unseren Beispielen im allgemeinen relativ hohe Tongehalt der Lösse, erst recht der aus ihnen entstandenen Böden sein. So kann aus einem ehemaligen Krümelgefüge durch Reduzierung der Hohlräume ein mehr oder weniger stark verdichtetes Kohärentgefüge werden, was im Einzelfall weiter unten mikromorphologisch näher beschrieben wird. — Insgesamt kommt neben der makroskopischen Profilansprache der mikromorphologischen Untersuchung für die Zuordnung des fossilen Bodens zu einem Bodentyp besondere Bedeutung zu. Sie erlaubt zudem das Erkennen von polygenetischen Entwicklungen der Paläoböden (KUBIENA 1956, 1964, SMOLÍKOVÁ 1967, 1968, BRONGER 1966, 1969b).

Für das oben angedeutete Problem der Rekonstruktion einer Klimageschichte des Pleistozäns auf paläopedologischer Grundlage und speziell für die Frage, welcher Boden das

letzte Interglazial repräsentiert, ist es notwendig, gesicherte Hinweise auf die Intensität und Dauer einer Bodenbildung zu erhalten. Dafür ist ein großer Teil der üblichen chemischen Untersuchungsmethoden, wie dargelegt, weniger brauchbar. Bei bisherigen Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung an westmitteleuropäischen Lößprofilen (SCHROEDER 1954, 1955, BRONGER 1966, BRONGER, Graf v. REICHENBACH & SCHROEDER 1966, BRONGER 1969a, b) hat sich vor allem die Analyse des Tonmineralbestandes als eine wertvolle Hilfe erwiesen. Insbesondere bei einer weiteren Aufteilung der Tonfraktion sind — unter gleichzeitiger Berücksichtigung der Korngrößenverteilung der Lösse und der aus ihnen entstandenen Böden — nähere Aussagen über das Ausmaß der Neubildung der einzelnen Mineralarten möglich. Die Gleichartigkeit des Ausgangsmaterials sowie der mikromorphologische Befund, daß in zwei Paläoböden höchstens eine äußerst geringe, in allen anderen Böden überhaupt keine Tonverlagerung stattfand, erlaubt dazu die Aufstellung von angenäherten Verwitterungs(teil)bilanzen der einzelnen Paläoböden und ihren Vergleich untereinander.

In den Jahren 1966—1968 wurden neben anderen Geländearbeiten mehrere Lößaufschlüsse in Ungarn und Jugoslawien besonders entlang der Donau untersucht, um auf bodengeographischer Grundlage einmal eine quartäre Klimageschichte des Karpatenbeckens erstellen zu können. Hier soll über Untersuchungsergebnisse zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden der Lößprofile von Paks und Mende sowie des basalen Bodens des Profils von Nogradveröce berichtet werden. Zum Vergleich wurde ein rezenter Braunerde-Tschernosem aus Löß als charakteristischer Bodentyp des Hügellandes von Gödöllö-Monor herangezogen.

Bei den Geländearbeiten unterstützten mich der Direktor des Geographischen Instituts der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Prof. Dr. M. Pécsi mit seinen Mitarbeitern, insbesondere Dr. Gy. Hahn, Dr. S. Marosi und Dr. J. Szilárd, wofür ihnen herzlicher Dank gesagt sei. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft half bei zwei der Reisen mit Reisebeihilfen und finanzierte die Herstellung der Dünnschliffe.

Die Herstellung der sehr zahlreichen Texturpräparate und Röntgenaufnahmen besorgten Frau Lenthe und Herr Hinze; Frau Lenthe fertigte darüber hinaus die Reinzeichnungen der Abbildungen 1, 2 und 10 an. Ihnen sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

2. Untersuchungsergebnisse

2.1. Die Lößprofile von Paks, Mende und Nogradveröce Ein holozäner Boden als Vergleich

An dieser Stelle mag es genügen, die zahlreiche Literatur über das Lößprofil von Paks nur in aller Kürze auf die hier interessierenden Fragen hin anzuführen. Schon 1934 benutzte BULLA diesen Aufschluß zur Untergliederung einzelner Lößakkumulationsphasen, die er mit der Bildung von Flußterrassen gleichzusetzen versuchte. Später (1937) erkannte er wie schon SCHERF (1936) in den fossilen Böden die „B-Horizonte alter Waldböden" von Interglazial- bzw. Interstadialcharakter mit regionaler (nicht lokaler) Bedeutung. Seine stratigraphische Gliederung ging — wie die von SCHERF (1936) — von der Dreiteilung der Würmeiszeit nach SOERGEL aus.

In der Folgezeit stand die Untergliederung des Pleistozäns im allgemeinen, damit die Zuordnung einzelner Schichtenkomplexe des Pakser Profils zu Abschnitten des Pleistozäns im besonderen stark unter dem Einfluß der astronomischen Theorie der Klimaschwankungen von MILANKOVIČ und BACSÁK (1955), etwa die Gliederung von ADAM, MAROSI und SZILLÁRD (1954). HORVÁTH (1954) bearbeitete die Gastropodenfauna dieses Profils in sehr zahlreichen (im Abstand von 20 cm), aber kleinen Proben (jeweils nur einige 100 g), so daß meistens nur wenige Individuen angeführt wurden. Obwohl er in den oberen 35 m des Profils keine thermophilen Arten fand, wurde der — nicht ohne weiteres ersichtliche — periodische Wechsel der Fauna mit den Klimaschwankungen nach der MILANKOVIČ-BACSÁK'schen Theorie in Übereinstimmung gebracht. Ähnlich betrachtete KRIVÁN (1955a) diese Theorie „als eine exakte Basis der klimatischen Quartärgliederung" (S. 379), wobei er die fossilen Böden in Paks offensichtlich als feucht-kaltzeitliche Bildungen ansah (S. 379). In seiner Monographie, der bisher detailliertesten Untersuchung dieses Profils (1955b) wurden andererseits zahlreiche Proben in engem Abstand nach Korngröße[1]), pH-Wert

[1]) Vgl. Anmerkung 8, S. 140.

und Kalkgehalt analysiert. Während alle genannten Bearbeiter vor ihm das Pakser Profil für vollständig hielten, nahm KRIVÁN an, daß die ältesten pleistozänen Schichtserien bereits das Günz/Mindel-Interglazial repräsentieren.

Eine nähere Beschreibung auch der fossilen Böden mit chemischen und mikromorphologischen Angaben sowie einigen DTA-Kurven der Fraktion $<2\,\mu$ finden sich dann bei STEFANOVITS und ROZSAVÖGYI (1962), wobei die Paläoböden jedoch nicht typisiert werden — in der Profildarstellung sind nur „Bodenhorizonte" (mit einheitlicher Signatur) und „schwache Horizonte" unterschieden. Erst PÉCSI (1965a, 1966) versuchte — vom makroskopischen Befund ausgehend — eine typologische Zuordnung der fossilen Böden des Pakser Profils. — Von ihm wurde ebenfalls zuerst das Lößprofil von Mende, 35 km südöstlich Budapest im Hügelland von Gödöllö-Monor (neben zahlreichen weiteren Lößprofilen im Karpatenbecken) bearbeitet (1965c, 1966). Vom Profil von Mende wurden von STEFANOVITS (1965) Korngrößen- und chemische Analysen durchgeführt, worauf wir später noch zurückkommen.

Vom Lößprofil von Paks ist die Abfolge von Lössen und fossilen Böden nur noch im südlichen Teil des Aufschlusses sichtbar. Dabei waren einzelne Abschnitte in den Jahren 1966, 1967 und 1968, in denen das Profil immer wieder aufgesucht wurde, unterschiedlich gut zu bearbeiten, beispielsweise der unterste Boden („F_8")[2]) nur im Sommer 1967, der zweitunterste („F_7")[2]) in größerer horizontaler Erstreckung im Sommer 1966. — Vom Lößprofil der Ziegelei in Mende, 1965 anläßlich der Tagung der Subkommission noch gut aufgeschlossen, waren in den nächsten Jahren nur noch Teile aus dem oberen Abschnitt zu sehen. Jedoch waren besonders 1966 in einem wenige 100 m entfernt gelegenen Lößhohlweg die fossilen Böden gut aufgeschlossen, insbesondere bei dem hier als „F_3" bezeichneten Boden („Mende D-Boden" nach PÉCSI 1965c) unter dem A-Horizont ein geringmächtiger (B)-Horizont, der sich farblich aber deutlich absetzt. Die Profilzeichnung (Abb. 4) des Lößproenls von Mende gibt ein kombiniertes Bild (schematisiert) der beiden Profile wieder. Der unterste Teil des Aufschlusses bei der Ziegelei mit dem basalen Bodenkomplex („Mende H- und I-Boden" nach PÉCSI 1965c) konnte erst im Herbst 1968 wieder aufgegraben und deshalb noch nicht tonmineralogisch untersucht werden. Deshalb wurde der basale „Bodenkomplex" des in seiner hangenden Löß-Boden-Abfolge nicht so vollständigen Profils von Nogradveröce, 30 km nördlich Budapest, der dem des Profils von Mende stratigraphisch entsprechen dürfte, in die vergleichende Untersuchung mit einbezogen. — Da der rezente Boden in der Umgebung von Mende infolge beträchtlichen Mikroreliefs und Kulturmaßnahmen stark der Abtragung unterliegt, wurde im wenige km benachbarten Tapiosüly ein Braunerde-Tschernosem vergleichend untersucht.

Von diesem rezenten und den fossilen Böden sowie den unterlagernden Lössen der genannten Lößprofile wurden größere Proben für physikalische, chemische und mineralogische Untersuchungen, außerdem aus den verschiedenen Horizonten Rahmenproben der Lösse und Böden in natürlicher Lagerung zur Herstellung von Dünnschliffen für die mikromorphologische Untersuchung entnommen.

Die genannten Lößaufschlüsse sind in den Abbildungen 1 und 4 schematisch dargestellt. Im Hinblick auf die Zielsetzung dieser Arbeit mag es daher genügen, unter besonderer Berücksichtigung der mikromorphologischen Untersuchungsergebnisse kurz auf die Genese der Paläoböden näher einzugehen. Die bodentypologische Einordnung richtet sich einerseits soweit wie möglich nach der Systematik von MÜCKENHAUSEN (1962)[3]), obwohl in Ungarn genetische Klassifikationen der Wald- und Steppenböden vorliegen (STEFANOVITS

[2]) Die Indizes sollen hier die stratigraphische Position kennzeichnen, worauf im letzten Abschnitt noch eingegangen wird. Sie stimmen mit denen PÉCSIS (1966) oft nicht überein.

[3]) Dabei sei besonders auf die Bemerkung von MÜCKENHAUSEN (1962, 74) hingewiesen, wonach es noch nicht möglich ist (was leider auch heute noch gilt), die Klasse der Braunerden — und das trifft ähnlich auch für die Steppenböden zu — allgemeingültig voneinander abzugrenzen, insbesondere nicht, weil die bisher entwickelten Konzeptionen unzureichend aufeinander abgestimmt sind. Das wird bei Diskussionen an Aufschlüssen, z. B. anläßlich von Tagungen, immer besonders deutlich.

1959b, SZÜCS 1959, STEFANOVITS und SZÜCS 1961)[4]). Andererseits mußte die Abgrenzung einiger Typen und Subtypen nach der mikromorphologischen Definition von KUBIENA (1956, 1964) erfolgen, vor allem, weil bei stärker gekappten Waldböden nur eine mikromorphologische Unterscheidung von Braunerden und Parabraunerden eindeutig ist (s. auch BONGER 1969c) und auch, weil z. B. braunlehmartige Böden dort (1964) näher gekennzeichnet sind.

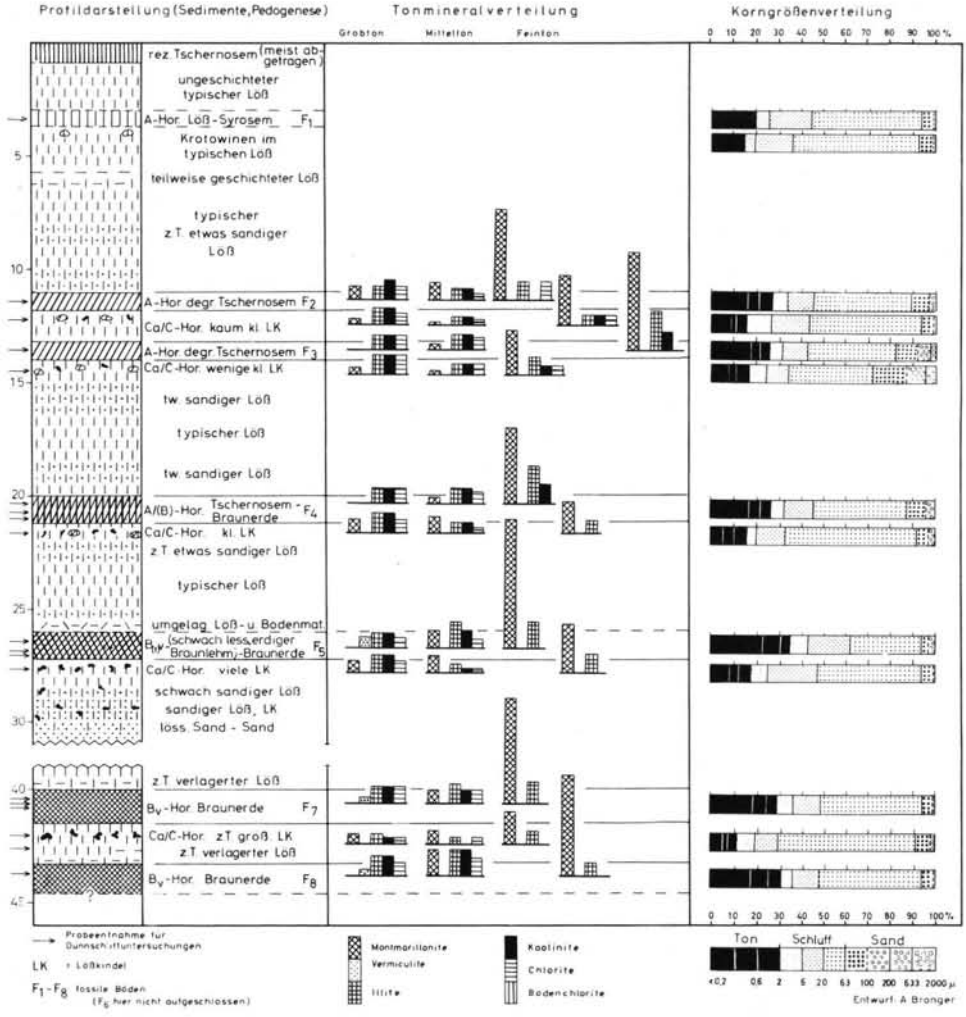


Abb. 1. Lößprofil von Paks.

Das Lößprofil von Paks

Die beiden untersten Paläoböden („F_7" und „F_8") sind sich sowohl nach Farbe und Gefüge wie nach ihrer Mikromorphologie außerordentlich ähnlich. Sie sind von auffallend

4) Diese Klassifikationen berücksichtigen insbesondere den jetzt noch oder vor den Meliorationsperioden vorhandenen Grundwassereinfluß, der wegen der Versalzungsgefahr natürlich ein äußerst wichtiger Faktor für die rezenten Böden in den tiefer gelegenen Teilen der Kleinen und Großen Ungarischen Tiefebene darstellt.

rötlichbrauner Farbe (5 YR 5/4)[5]), die sich deutlich von der rezenter Waldböden aus Löß unterscheidet. Die mächtigen, noch vorhandenen Unterböden haben ein dichtes Kohärentgefüge und sind anstehend sehr stark verhärtet. Die Böden sind sekundär aufgekalkt, kenntlich an oft zentimetergroßen Bieloglaska besonders im „F_7".

Mikromorphologisch zeigt sich einmal die gute Durchflockung der rötlich braunen Feinsubstanz im dichten Braunerdegefüge. Häufig umgibt sie in weiten Bögen heller gefärbte Teile des Grundgefüges, in welchem der Skelettanteil höher ist (Abb. 3). Es handelt sich aber sicher nicht um ehemalige Leitbahn(reste), denn abgesehen davon, daß diese feinsubstanzangereicherten Partien keine Richtung bevorzugen, fehlt — auch stark granuliertes und vererdetes — Braunlehmteilplasma. Möglicherweise sind es Spuren von Organismen, jedoch ist das Gefüge sehr hohlraumarm, Intergranularräume sind kaum vorhanden, so daß auch eine Aggregatbildung nur in Form von Mikroaggregaten an einigen Stellen zu erkennen ist. Andererseits fehlen aber auch Sprungrisse. Die Hohlraumarmut dürfte mindestens teilweise durch die hohe Auflast (über 40 m) verbunden mit einem relativ hohen Alter dieser Böden zu erklären sein.

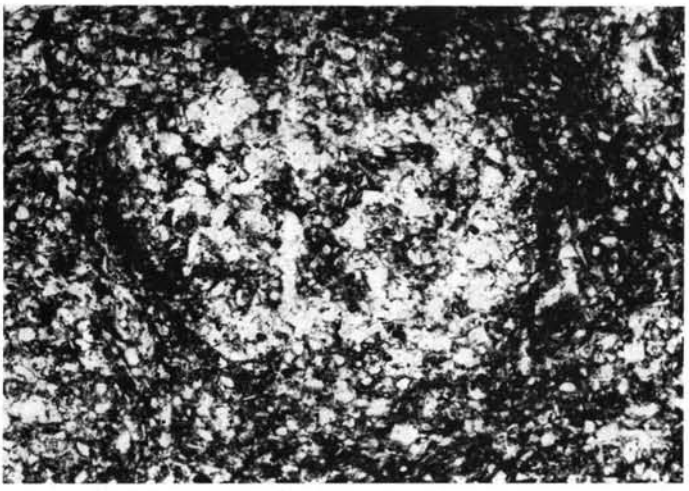


Abb. 2. Zweitunterste fossile Braunerde („F_8") im Lößprofil von Paks. — Hellere, skelettreichere Teile des gut durchflockten, aber hohlraumarmen Braunerdegefüges, umgeben von dunklerer, tonreicherer Feinsubstanz, vermutlich Spuren von Organismen. (Hellfeld, Vergrößerung 32-fach.)

Mit der beschriebenen, von heutigen Löß-Waldböden abweichenden Merkmalen sind sie typologisch als B_v-Horizonte von gut durchflockten Braunerden einzuordnen.

Der Löß zwischen den beiden Böden besitzt eine heterogene Mineralzusammensetzung (insbesondere Quarze, Feldspäte, Muskovite, Biotite, letztere meist mit starkem Pleochroismus); er ist gleichmäßig mit Kalzitkristallen durchsetzt. Die sekundäre Aufkalkung vom hangenden Boden reicht bis weit über 1 m hinab und ist kenntlich an den unzähligen Kalzitmikrolithen in den wenigen Hohlräumen. Einige große (mehrere 100 μ ϕ), an früherer Stelle (Bronger 1966a) näher beschriebene, aus mehreren Kalzitkristallen zusammengewasene Kalzitkörner, Ausscheidungen wahrscheinlich von Lumbriciden (Abb. 8) zeigen an, daß der Löß nicht unbelebt war. — Auf die im ganzen ähnliche Mikromorphologie der Ca/C-Horizonte der hangenden Paläoböden sei der notwendigen Kürze wegen nur summarisch hingewiesen.

[5]) Alle Munsell-Werte beziehen sich auf trockene Proben.

Von dem als „F_5" bezeichneten Boden ist nur noch der untere Teil (60 cm) des Unterbodens ungestört erhalten; der obere Teil (ebenfalls 60 cm) ist zunehmend mit hangendem Löß vermischt. Der untere Abschnitt ist (rötlich) braun gefärbt (7,5 YR 5/5) und enthält im untersten Teil zentimetergroße weiße Kalkausscheidungen, sowohl in rundlicher Form (Bieloglaska) als auch vertikal langgestreckt, sicherlich eine Folge sekundärer Aufkalkung. Das Gefüge ist undeutlich subpolyedrisch und etwas hohlraumreicher. — Der Ca/C-Horizont ist kräftig entwickelt, die lößkindelfreien Teile haben immer noch über 30 % $CaCO_3$.

Mikromorphologisch zeigt sich ein relativ hohlraumarmes Braunerdegefüge, was hier deutlicher als bei den beiden basalen Böden zu einem rötlichbraun gefärbten dichteren, erdigen Braunlehmgefüge mit einigen Sprungrissen überleitet. Nur an ganz wenigen Stellen sind sehr kleine Teile von Braunlehmteilplasmarestchen, meist auch granuliert, mit abnehmender Doppelbrechung sichtbar. Sie sind nachfolgend oft überdeckt von kleinen aber konzentrierten Fe-Mn-Oxiden (i.w.S.). Erwähnt seien schließlich Aggregate in Teilen der Grundmasse, deren größere meist scharfkantig umgrenzt sind. — Typologisch ist dieser Bodenrest als $B_{(t)v}$ oder B_v-Horizont einer (schwach lessivierten, erdigen Braunlehm)-Braunerde anzusprechen.

Obwohl der durch ca. 5 m Löß getrennte, hangende Boden („F_4") annähernd vollständig erhalten blieb, ist seine typologische Einordnung nicht leicht. Seine durchgehend (schwächer rötlich-)braune Farbe (7,5 YR 4/4) und Krotowinen im liegenden Löß haben Pécsi vielleicht veranlaßt, ihn einmal als „rosabraunfarbigen Steppenboden" bzw. „kastanienfarbigen Boden" (1966), an anderer Stelle als einen „Kastanosem" (1965b, S. 77) bzw. „chestnut-brown soil" (1967) zu bezeichnen. Jedoch sprechen schon seine Mächtigkeit (ca. 1,20 m) und der Ca/C-Horizont mit weitständig fautsgroßen Lößkindeln nicht für diese Deutung, ebenso die Zunahme der Tonfraktion von gut 10 % (Tab. 1). Kastanoseme bzw. kastanienfarbene Tschernoseme Südrumäniens haben nur einen wenige Prozent (2—4 %) höheren Tongehalt als der unterlagernde Löß (Exkursionsführer, S. 179—187). Südrussische Löß-Kastanoseme zeigen mikromorphologisch ein sehr porenreiches, gut aggregiertes Gefüge (Short Guide etc., S. 69). Dagegen erweist sich das hier anstehend sehr dichte Kohärentgefüge mikromorphologisch als hohlraumarmes, im Vergleich zu den basalen Böden skelettreiches, durchflocktes Braunerdegefüge, mit nur in kleinen Teilen undeutlicher Aggregatbildung. Die wesentlich geringere Verwitterungsintensität zeigt sich u. a. in den vielen Biotiten, die meist noch Pleochroismus aufweisen. Da insgesamt die Merkmale einer (schwächer verwitterten) Braunerde gegenüber makroskopisch sichtbaren eines Steppenbodens überwiegen, außerdem das Stratum nicht in einzelne Horizonte untergliederbar ist, soll dieser Boden als A/(B)-Horizont einer Tschernosem-Braunerde angesprochen werden.

Die beiden hangenden Böden („F_3" bzw. „F_2") sind wieder makro- wie mikromorphologische recht ähnlich. Die dunkelbraunen (7,5 YR 4/4) A-Horizonte, die noch nicht so stark an Humus verarmt sind wie die liegende Tschernosem-Braunerde, haben ebenfalls ein recht dichtes Korärentgefüge, was in Teilen aber bereits krümelig ist. Der untere der beiden Böden zeigt häufig an Kluftflächen schwarze Fe-Mn-Ausscheidungen, mikromorphologisch sind diese jedoch nur kleinflächig und vereinzelt sichtbar. — Mikroaggregate sind wegen der Hohlraumarmut nur in Teilen vorhanden (Abb. 3). Diese ist z. T. sicherlich ebenfalls auf eine noch beträchtliche Überlagerung (11 bzw. 13 m), verbunden mit einem höheren Tongehalt zurückzuführen. Der obere der beiden Böden ist kalkfrei, mit einem deutlichen sehr blaßbraunen (10 YR 7/3) Ca-Horizont, in dem sich einige Krotowinen stark abheben, aber nur vereinzelten, sehr kleinen Lößkindeln, wie der untere Boden, dessen geringer Kalkgehalt (ca. 3 %) sicher sekundär ist. Zahlreicher sind die Biotite, meist noch mit Pleochroismus. Beide Böden (der untere stärker geköpft) sind als degradierte Tschernoseme mit geringer Pseudovergleyung anzusprechen. — Bei allen

drei Böden „F_4" bis „F_2" dürfte es sich um zonale Böden der Waldsteppe handeln. Tonverlagerung in Form des Braunlehm-Teilplasmas ist in keinem Fall zu beobachten.

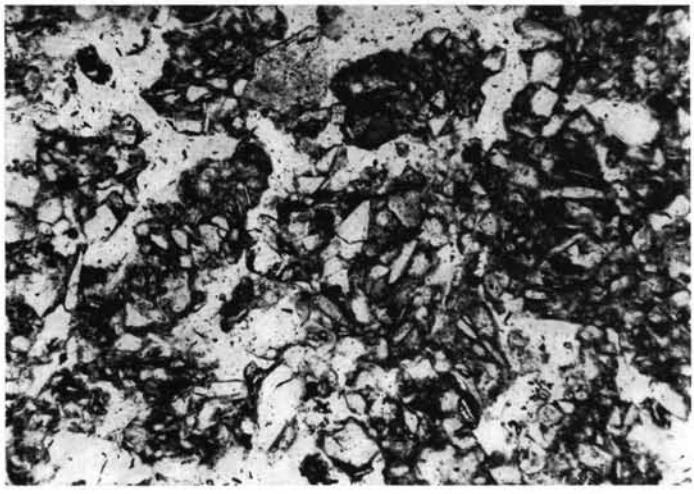


Abb. 3. Unterer fossiler degradierter Tschernosem („F_3") im Lößprofil von Paks. — Schorfig-krümelige Mikroaggregate in den wenigen hohlraumreicheren Teilen des sonst porenarmen Gefüges. (Hellfeld, Vergrößerung 80-fach.)

Der oberste blaßbraune (10 YR 6/3), pedogen wenig überprägte Löß-Syrosem („F_1") hat ein leicht zerbröckelbares Kohärentgefüge. Mikromorphologisch zeigt es sich in Teilen als lockeres Schwammgefüge mit meist kleinen Aggregaten, andere Teile sind mehr verdichtet. Die Kalzite und Schneckenschalenreste sind oft schon stärker angelöst. Krotowinen unter diesem bis 70 cm mächtigen Löß-Rohboden heben sich deutlich vom Löß ab. Dieser Boden ist in stratigraphisch aequivalenter Position in mehreren Profilen im südlichen Teil des Karpatenbeckens sichtbar.

Das Lößprofil von Mende

Aus den erwähnten Gründen konnte der „basale Bodenkomplex" („Mende H und I" nach Pécsi 1965c) tonmineralogisch noch nicht untersucht werden; er fehlt daher in Abb. 2. Einige makro- und mikromorphologische Angaben sollen hier schon gemacht werden.

Der obere Teil (100 cm, die obersten 10 cm Übergang vom hangenden Löß) stellt den A-Horizont eines (degradierten) Tschernosems dar, dessen Gefüge relativ locker, undeutlich subpolyedisch bis krümelig (im bergfeuchten Zustand) ist. Die Farbe ist — wohl infolge Humusentfernung — braun (7,5 YR 5/4—4/4) und wird nach unten etwas heller (7,5 YR 5/4), so daß sich eine Krotowine mit Material aus dem oberen A-Horizont deutlicher abhebt. Mikromorphologisch ist die Aggregatbildung trotz Komprimierung in den meisten Teilen gut sichtbar (Abb. 5), Hohlräume sind nicht so selten. Einige von ihnen sind sekundär mit Kalzitmikrolithen wandständig oder ganz ausgekleidet. Im untersten Teil mehren sich bis cm-große Kalkausscheidungen (Bieloglaska). — Obwohl der Übergang zum liegenden Boden (80 cm mächtig) kontinuierlich ist, besteht kein Zweifel, daß es sich hier um einen echten Pedokomplex handelt, denn der obere und mittlere Teil dieses Horizontes ist stark mit sekundärem Kalk inkrustiert, die weißen, schneidbaren Ausscheidungen erreichen 10 cm Länge. Infolgedessen muß es sich beim hangenden Tschernosem mindestens zum Teil um eine Neubildung aus frisch angewehtem kalkhaltigen Löß han-

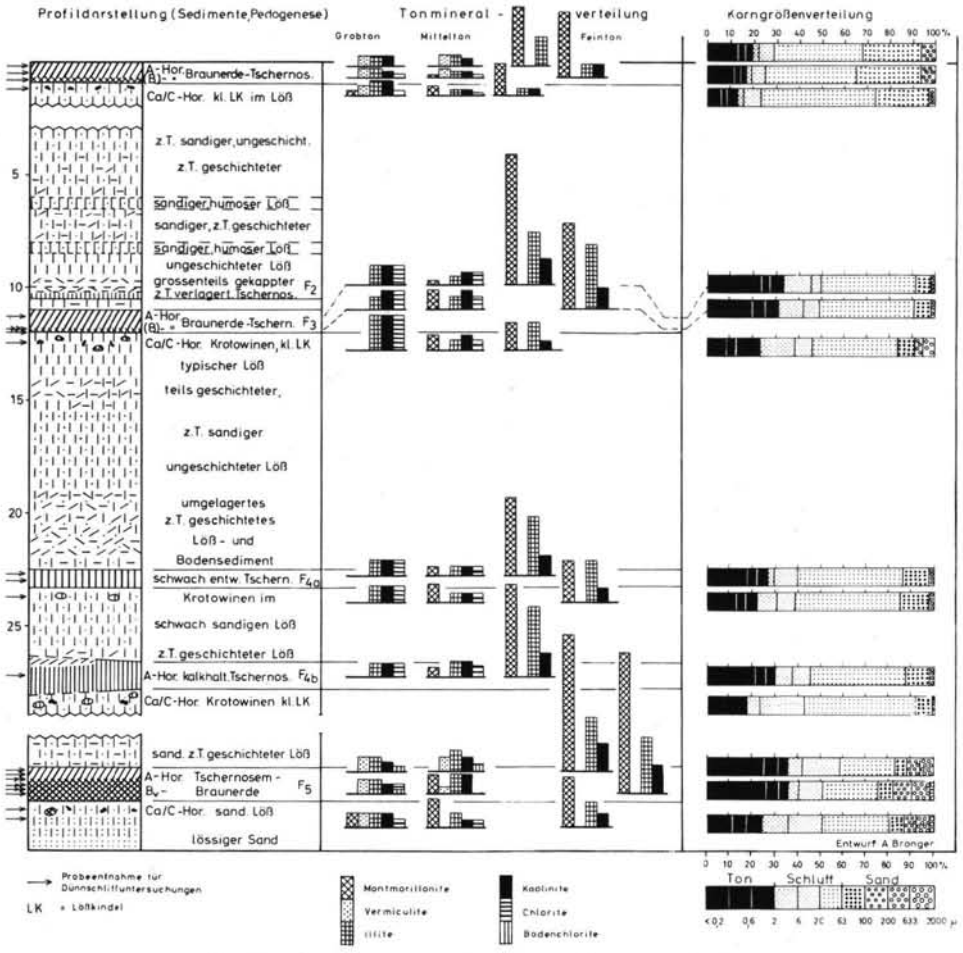


Abb. 4. Lößprofile von Tapiosüly - Mende - Nogradveröce.

deln. — Dieser unterste Boden hat ein mehr scharfkantig-feinpolyedrisches Gefüge. Der oberste Teil enthält mikromorphologisch viele große, verhältnismäßig scharf umgrenzte Aggregate neben kleineren rundlichen Formen. Die zahlreichen Leitbahnen sind völlig frei von Schlämmstoffen (Abb. 6), so daß es sich hier um den $A_{(l)}$-Horizont bzw. Reste von ihm handelt. Der liegende, farblich kaum abgesetzte, kräftig braune (7,5 YR 5/6, im untersten Teil 7,5 YR 5/6 bis 6/6) Teil enthält in geringen Mengen vom typischen Braunerdegrundgefüge deutlich abgesetztes Braunlehm-Teilplasma, bei dem alle Übergänge zwischen beweglichem, wanderständig geschichteten, stark doppelbrechenden und granuliertem bis vererdetem im Grundgefüge weitgehend vereinnahmten Plasma mit stark abgenommener Doppelbrechung zu beobachten sind. Insgesamt ist dieser unterste Boden als s c h w a c h d u r c h s c h l ä m m t e P a r a b r a u n e r d e anzusprechen.

Der nächsthöhere Boden („F_{4b}“)[6] hier, „Mende-G“ nach Pécsi (1965), in seinen oberen Abschnitten kolluvial verdickt, hat ein subpolyedrisches, in Teilen undeutlich krümeliges Gefüge von dunkelbrauner Farbe (10 YR 5/3). Mikromorphologisch ist es in

[6] Auch der „F_4“-Boden des Pakser Profils war nach Pécsi (1966, Tafel 32a) früher in Teilen des Aufschlusses durch einen „Gehängelöß“ zweigeteilt.

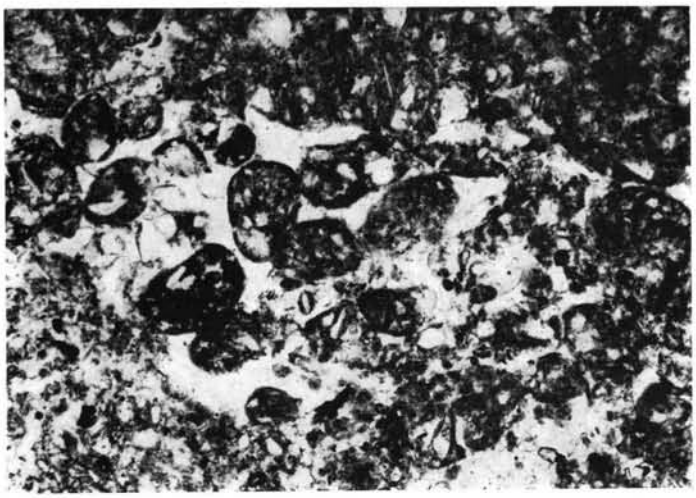


Abb. 5. Oberer Tschernosem des „basalen Bodenkomplexes" im Lößprofil von Mende. — Zahlreiche gut gerundete Mikroaggregate zeugen von einer einst hohen biologischen Aktivität. (Hellfeld, Vergrößerung 50-fach.)

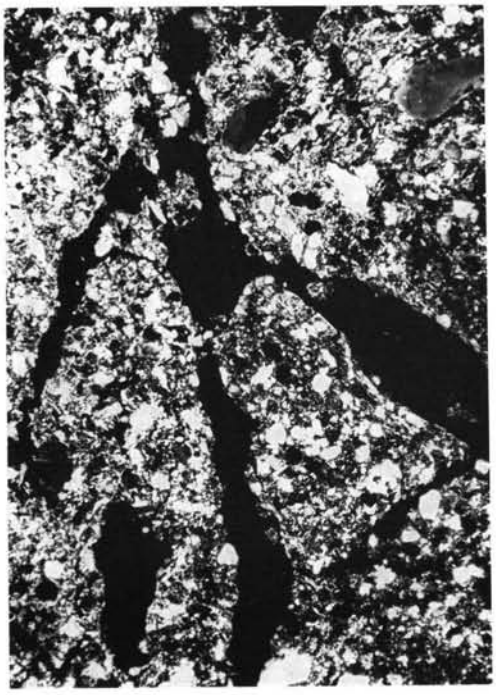


Abb. 6. Untere Parabraunerde des „basalen Bodenkomplexes" im Lößprofil von Mende. — Langgestreckte Hohlräume (Leitbahnen) völlig frei von Schlämmstoffen, kennzeichnend für den Eluvial (A_l)-horizont einer Parabranerde. (+ N, Vergrößerung 32-fach.)

Teilen stärker verdichtet, in den hohlraumreicheren Teilen sind viele kleine und größere Aggregate recht gut sichtbar. Hier erscheint die Wahrscheinlichkeit besonders groß, daß ein ehemaliges Krümelgefüge durch Auflast von 6—8 m im Hohlwegprofil über längere Zeit, verbunden mit relativ hohem Tongehalt mit den beschriebenen Gefügemerkmalen verdichtet wurde. — Auffallend sind die z. T. angelösten primären Kalzite, nur ein Teil des Kalkes hat sich unter diesem kalkhaltigen Tschernosem in einen Ca/C-Horizont mit kleinen Lößkindeln angereichert.

Ein im Hauptprofil durch ca. 3 m Löß getrennter, blaßbrauner (10 YR 6/3), schwach entwickelter Tschernosem („F_{4a}")[6]) hier bzw. „Mende-F" nach Pécsi 1959c), wie der untere mit Krotowinen und ähnlichem Gefüge, hat einen noch höheren Kalkgehalt (um 10 %), der zum großen Teil primär sein dürfte, worauf die kaum angelösten Kalzite, fehlende Häufung vom Kalzitmikrolithen in Hohlräumen und Nichtvorhandensein eines Ca-Horizontes hindeuten.

Die im Ziegeleiaufschluß über diesem Boden aufgeschlossenen, von Pécsi (1965c) als Bodenreste („Mende-E") bzw. „Semipedolithe" bezeichnet, waren 1965 anläßlich der Besichtigung durch die Subkommission nur als deutlich geschichtete Bodensedimente anzusprechen.

Über — im Ziegeleiaufschluß — weiteren ca. 7 m z. T. etwas sandigem Löß sind ähnlich wie bei Paks und anderen ungarischen Lößprofilen (Nogradveröce, Basaharc) zwei Steppenböden aufgeschlossen, deren oberer hier zum größten Teil abgetragen und mit Löß vermischt ist; er wird deshalb im folgenden nicht weiter beschrieben. Der untere besitzt einen besonders auffallend „gefleckten Horizont": (rötlich)braune, scharf umgrenzte, cm-große Flecken in einem dunkelbraunen (7,5 YR 4/2) 80 cm mächtigen Oberboden, der ebenfalls (etwas) gekappt ist. Im Lößhohlweg ist, wie oben erwähnt, unter dem stärker gekappten, weniger deutlich gefleckten A-Horizont mit verdichtetem Köhärentgefüge ein etwa 15—20 cm mächtiger (B)-Horizont mit einem braunen Farbton (7,5 YR 5/4) und undeutlichem Subpolyedergefüge sichtbar. Mikromorphologisch zeigt der A-Horizont bereits ein relativ dichtes Gefüge. Die Hohlräume sind meist klein und rundlich, ein großer Teil ist mit sekundärem Kalzit mehr oder weniger ausgefüllt. Die Spuren eines einstigen Bodenlebens sind fast überall zu sehen. Die vielen Biotite, meist noch mit deutlichem Pleochroismus lassen an eine nur mäßige Verwitterungsintensität denken. Das Mi-

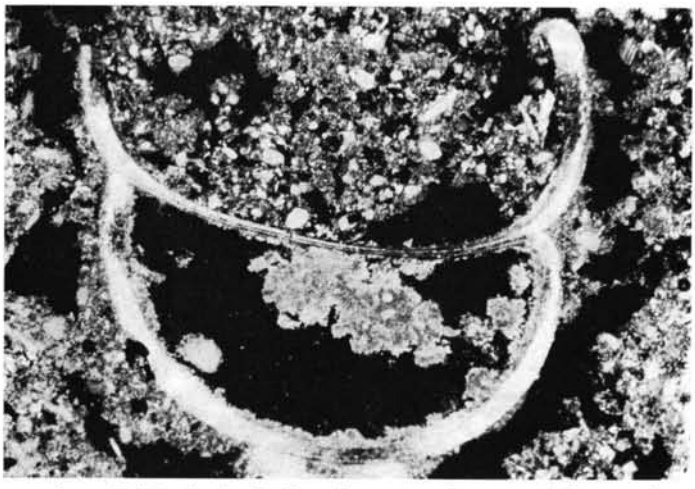


Abb. 7. Löß unter dem „F_3"-Boden im Lößprofil von Mende. — In Teilen angelöster Conchylienrest, daneben sowohl innerhalb wie außerhalb sekundär ausgefällte Kalzitmikrolithen, Anzeichen für eine hohe Karbonatdynamik. (+ N, Vergrößerung 50-fach.)

krogefüge im (B)-Horizont ist dem des Oberbodens im ganzen sehr ähnlich, mit häufig größeren Hohlräumen und z. T. schorfigen bis scharfkantig umgrenzten Aggregaten. Es ähnelt mehr einem gut durchflockten Braunerdegefüge, weist aber keine Spuren von Tonverlagerung in Form des Braunlehmteilplasmas auf, was durch die Tongehalte (Tab. 1) bestätigt wird.

Der Löß, aus dem dieser Braunerde-Tschernosem („F_3" hier bzw. „Mende D-Boden" nach Pécsi 1965c) hervorging, ist einerseits ein ausgesprochener Ca-Horizont (45 % $CaCO_3$), andererseits ein vorher bereits stärker verwitterter Löß, kenntlich z. B. an stärker angelösten Schneckenschalen (Abb. 7), koprogenen Aggregaten und anderen Organismenspuren (Abb. 8).

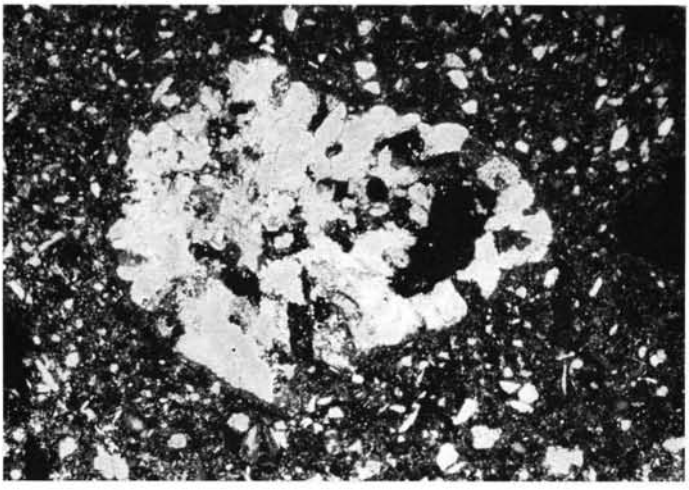


Abb. 8. Gleicher Ca/C-Horizont wie Abb. 7. Ein aus mehreren Kalzitkristallen zusammengewachsenes Kalzitkorn, maximaler Durchmesser 1,2 mm, wahrscheinlich Ausscheidung von Lumbricus terrestris L. (+ N, Vergrößerung 50-fach.)

Die von Pécsi (1965c) als „Mende B"- bzw. „Mende A"-bezeichneten Böden sind als etwas humose Lösse makroskopisch kaum von Löß zu unterscheiden, viel weniger als z. B. der oberste „F_1"-Boden im Pakser Profil.

Der basale Boden von Novgradveröce. Der holozäne Boden von Tapiosüly

Über sandig-tonigem Löß, dessen Sandanteil nach unten zunimmt, ist hier an der Basis einer Löß-Boden-Abfolge ein Paläoboden aufgeschlossen, der seinerzeit (1965, vgl. Schlußprotokoll) von vielen Subkommissionsteilnehmern als Pedokomplex (analog dem basalen Bodenkomplex von Mende) ausgesprochen wurde. Über einem ca. 1 m mächtigen braunen (10 YR 5/3) Unterboden mit Subpolyedergefüge liegt ein 50 cm mächtiger intensiv dunkelbrauner (10 YR 3/2) Oberboden mit in ausgetrocknetem Zustand dichten Kohärentgefüge direkt auf. An der Grenze zwischen beiden befindet sich ein „gefleckter Horizont" mit den gleichen Merkmalen, wie sie beim „F_3"-Boden des Profils von Mende beschrieben wurden. — Schon einige Kalkanalysen lassen die Deutung eines Pedokomplexes unwahrscheinlich erscheinen. Wäre der Oberboden im Sinne eines Bodenkomplexes aus frischem Lößmaterial entstanden, so müßte der Unterboden stärker sekundär aufgekalkt sein (wie im Mende). Der Kalkgehalt beträgt aber nur 1—2 %.

Dagegen ist die sekundäre Aufkalkung des Oberbodens (4,5 % $CaCO_3$), mikromorphologisch kenntlich an den Kalzitmikrolithen in den meist rundlichen, seltener langgestreckten Hohlräumen recht deutlich. Neben rundlichen sind schorfig bis eckig-scharfkantige Aggregate häufiger. In vielen Teilen ist das Gefüge auch hier zwar gut durchflockt aber relativ dicht, damit weniger typisch für einen Tschernosem. Jedoch findet man keine Spur von Braunlehm-Teilplasma wie im Pseudotschernosem (KUBIENA 1956).

Auch nach dem mikromorphologischen Befund dürfte die Fleckung wohl auf Humusentfernung in den braunen Stellen (10 YR 5/3) zurückzuführen sein, was ROHDENBURG (1964) an niedersächsischen Böden und STEFANOVITS (1965) am „Gefleckten Horizont" in „F_3" von Mende nachwiesen. Selbst im Dünnschliff ist eine auffallende Grenze zwischen hell- und dunkelbraunem Material gut sichtbar (Abb. 9).

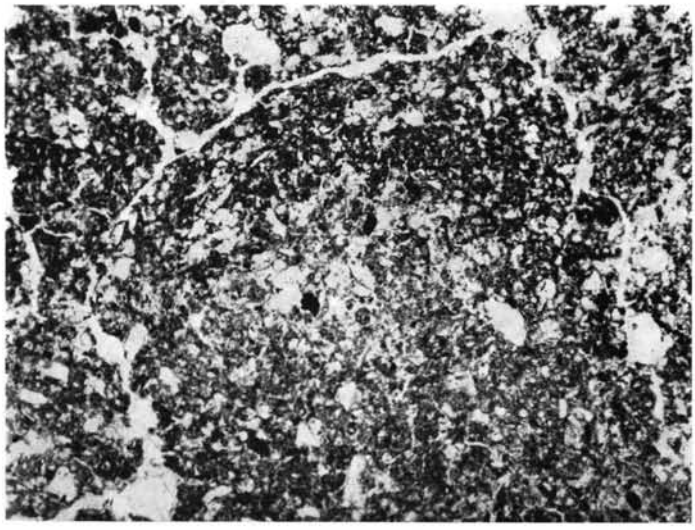


Abb. 9. „Gefleckter Horizont" des basalen Bodens von Nogradveröce. — Die Grenze zwischen hellbraunem (humusärmerem) und dunkelbraunem (humusreicherem) Material ist auch im Schwarz-Weiß-Photo noch gut sichtbar. (Hellfeld, Vergrößerung 32-fach.)

Der Unterboden hat ein dichteres aggregatärmeres, im ganzen gut durchflocktes Braunerdegefüge mit etlichen Sprungrissen. Einzelne Teile leiten etwas zu einem erdigen Braunlehmgefüge mit höherer Orientierungsdoppelbrechung über, aber weniger deutlich als im „F_5"-Boden des Pakser Profils. — Der gut ausgebildete weißliche $CaCO_3$-Horizont (2,5 Y 8/2) mit kleinen Lößkindeln enthält einige Krotowinen mit Unterbodenmaterial. Typologisch entspricht der Boden am ehesten einer (Tschernosem)-Braunerde.

Der am weitesten verbreitete Boden des Gödöllö-Monorer Lößhügellandes ist nach STEFANOVITS und SZÜCS (1961) ein „Tschernosem-Brauner Waldboden", in der Nomenklatur von MÜCKENHAUSEN (1962) ein Braunerde-Tschernosem. Das im Aufschluß von Tapiosüly nahe Mende gelegene Bodenprofil hat unter einem 65 cm mächtigen dunkelgraubraunen A-Horizont (10 YR 4/2) einen 20—25 cm mächtigen, farblich weniger deutlich abgesetzten braunen (10 YR 5/3) (B)-Horizont, beide sind nahezu kalkfrei (1,4 % $CaCO_3$). Der Ca/C-Horizont (22 % $CaCO_3$) enthält bis faustgroße Lößkindel. Mikromorphologisch hat der A-Horizont ein lockeres, relativ skelettreiches Gefüge und enthält noch mehr große rundliche, wie besonders Mikroaggregate. Aber auch im Unterboden sind die Spuren eines reichen Bodenlebens noch sehr auffällig, häufiger treten pleochroitische Biotite auf.

2.2. Untersuchungen zum Tonmineralbestand[7])

Über die mineralogische Zusammensetzung der Fraktion $<2\ \mu$ ungarischer Lößböden gibt es einige Untersuchungen mit Hilfe der Differentialthermoanalyse (GEREI 1964, STEFANOVITS 1959a). Danach scheint in vielen ungarischen Waldböden Illit vorherrschend zu sein, besonders in solchen, die aus Löß entstanden sind. Jedoch kommt auch Montmorillonit unter den Tonmineralen in Waldböden vor (STEFANOVITS 1959a, S. 48, zit. aus dem Engl.)

Vom rezenten und fossilen Boden des Pakser Profils liegen ebenfalls DTA-Kurven, jedoch ohne Erläuterungen vor (STEFANOVITS & ROZSAVÖLGYI 1962, 148, PÉCSI 1966, 188). Bei den Böden des Lößprofils von Mende unterscheidet STEFANOVITS (1965) lediglich „tschernosjomartige Tonbildung" und „unter Wald entstandene Tonminerale". —

Wie in früheren Arbeiten (BRONGER 1966, BRONGER, GRAF v. REICHENBACH & SCHROEDER 1966, BRONGER 1969b) wurden auch in dieser Arbeit die drei Teilfraktionen Grobton (2—0,6 μ), Mittelton (0,6—0,2 μ) und Feinton ($<0{,}2\ \mu$) getrennt röntgenographisch untersucht. Dadurch wird einerseits das Identifizieren begünstigt, da bestimmte Tonminerale häufig nur in einzelnen Fraktionen vorkommen, wodurch wiederum ein Abschätzen der Mengenverhältnisse erleichtert wird. Eine daraus abgeleitete relativ-quantitative Auswertung ermöglicht dann Aussagen über den Umfang der Neubildung der einzelnen Tonmineralarten in dem fossilen wie in dem rezenten Boden und damit über das Ausmaß der Verwitterung. Diese Schlußfolgerungen werden einmal durch eine annähernde Gleichartigkeit des Ausgangsmaterials (s. u.) sehr erleichtert. Zum anderen haben wir es hier nicht wie in typischen Parabraunerden mit einer ins Gewicht fallenden Tonverlagerung zu tun, wobei auch der „F_5"-Boden des Pakser Profils kaum eine Ausnahme macht.

Die Herstellung der Texturpräparate erfolgte nach dem von DÜMMLER & SCHROEDER (1965) beschriebenen Verfahren durch Absaugen der Suspensionen auf poröse keramische Platten. Die dort fixierten Minerale wurden a) mit Magnesium belegt und mit Glycerin gesättigt; zur näheren Diagnostizierung der Tonminerale wurde an den Proben b) eine „feuchte Kaliumbehandlung", c) eine „trockene Kaliumbehandlung", d) eine Hitzebehandlung bei 400° C und e) eine Hitzebehandlung bei 550° C vorgenommen (DÜMMLER & SCHROEDER, 1965, BRONGER, GRAF VON REICHENBACH & SCHROEDER 1966, dort nähere Angaben über die Vorbehandlung der Proben). Nach diesen Quell- und Kontraktionstests wurden die Proben in einer Müller-Mikro-101-Apparatur mit Bertholdzählrohrgoniometer (CuKα-Strahlung, Ni-Filter) untersucht. Bei der Auswertung der ca. 350 Röntgendiagramme wurden insbesondere unterschieden:

1. Montmorillonit, d = 18 Å bei Behandlung a), Kontraktion auf 10 Å bei e)
2. Vermiculit (bzw. aufgeweiteter Illit), d = 14 Å bei a), 10 Å bei c)
3. Illit, 10 Å bei a)
4. Kaolinit, 7,2 Å bei a) bis d), Verschwinden des Reflexes bei e)
5. Chlorit, 14 Å bzw. 7,2 Å bei e)
6. Bodenchlorit, 14 Å bei a) bis c), Verschwinden des Reflexes bei d).

Qualitative Ergebnisse

Die qualitativen Ergebnisse der Röntgenanalysen der sechs genannten Mineralgruppen sind der Tabelle 1 zu entnehmen. Bei jeder Probe sind die Angaben für Grob-, Mittel- und Feinton aufgeführt.

7) Diese sehr umfangreichen Untersuchungen waren möglich dank der überaus großzügigen Unterstützung des Direktors des Instituts für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Universität Kiel, Herrn Prof. Dr. Schroeder. Die Auswertung der Röntgendiagramme wurde gemeinsam mit ihm vorgenommen.

Tabelle 1: Korngrößenanalysen und röntgenographische

Probeentnahmestelle			Sand			Schluff			Ton	
			2000—633 µ	633—200 µ	200—63 µ (100—63 µ)	63—20 µ	20—6,3 µ	6,3—2 µ	< 2 µ %	Teilfraktionen
Tapiosüly	rezenter Boden	A-Horizont (25—30 cm)	0,1	0,3	32,0 (26,3)	38,6	6,4	2,7	19,3	*)a: 2,9 b: 3,3 c: 13,1
		(B)-Horizont (60—65 cm)	—	0,1	34,6 (28,7)	38,2	5,7	2,5	16,5	2,7 2,3 11,5
		(Ca) C-Horizont (100—110 cm)	0,1	0,3	26,1 (23,6)	49,0	7,5	2,8	12,7	4,4 2,6 5,7
Mende	„F_3“	A-Horizont	—	0,7	7,9 (6,6)	41,7	4,2	12,4	32,6	5,8 3,7 23,1
		(B)-Horizont	—	0,4	9,2 (7,9)	42,9	6,4	10,7	30,4	5,6 5,7 19,1
		Ca/C-Horizont	5,7	3,2	7,7 (5,4)	38,1	7,8	15,1	22,4	10,1 4,3 8,0
	„F_{4a}“	A-Horizont	—	0,8	13,2 (11,1)	46,4	10,3	3,1	25,7	4,6 3,8 17,3
		Ca/C-Horizont	—	0,6	14,7 (12,7)	46,8	7,8	8,7	21,3	4,8 4,1 12,4
	„F_{4b}“	A-Horizont	0,1	0,5	12,3 (10,6)	42,8	7,6	7,8	28,9	3,9 4,4 20,6
Nogradveröce	„F_5“	A-Horizont	1,1	5,5	10,9 (5,0)	24,7	16,7	6,8	34,3	4,1 6,1 24,1
		B_v-Horizont	2,4	7,7	14,8 (6,4)	24,9	11,1	4,4	34,7	4,2 5,5 25,0
		Ca/C-Horizont	2,6	5,8	11,9 (6,7)	29,8	15,0	11,5	23,6	6,5 6,1 11,0
Paks	„F_2“	A-Horizont	—	0,8	9,9 (7,7)	41,6	13,2	6,8	26,3	5,7 4,9 15,9
		Ca/C-Horizont	—	0,3	6,3 (5,3)	49,5	17,4	10,8	15,6	4,8 2,1 8,7
	„F_3“	A-Horizont	—	2,4	14,9 (9,5)	40,0	11,5	5,7	25,4	4,1 4,1 17,2
		Ca/C-Horizont	—	2,9	22,7 (14,5)	38,3	9,8	7,5	16,4	5,6 3,0 7,8
	„F_4“	A/(B)-Horizont	—	1,2	11,2 (7,2)	40,4	13,3	6,0	25,9	4,4 4,9 16,6
		Ca/C-Horizont	—	—	8,0 (5,0)	59,0	12,2	4,3	15,7	5,6 4,6 5,5
	„F_5“	$B_{(t)v}$-Horizont	—	1,0	4,8 (2,7)	31,7	19,3	8,4	34,5	4,2 7,6 22,7
		Ca/C-Horizont	—	0,3	5,7 (5,2)	46,0	22,6	7,6	17,5	5,2 3,8 8,5
	„F_7“	B_v-Horizont	0,1	0,1	5,4 (4,8)	45,7	12,6	7,1	29,1	4,8 5,8 18,5
		Ca/C-Horizont	0,3	0,4	9,7 (8,6)	62,0	10,0	5,7	11,9	3,1 3,0 5,8
	„F_8“	B_v-Horizont	0,1	0,1	5,5 (5,1)	46,3	12,2	5,1	30,8	5,5 7,5 17,8

*) a = Grobton 2—0,6 µ, b = Mittelton 0,6—0,2 µ, c = Feinton < 0,2 µ.

Untersuchung der Tonfraktionen

Tonmineralverteilung (nach Intensitätsstufen V bis I)				
V ≧75 %	75 > IV ≧55	55 > III ≧30	30 > II ≧15	15 > I ≧5 %
	M(70)	I(40), V(30), K(30) I(45), V(30)	K(25) I(25)	K(5)
M(80)		V(40), I(30) V(40)	K(25) I(25), K(25)	Cl(5) Cl(5), M(5) I(10), K(10)
M(90)		K(35), I(30) M(50)	V(20) I(25), K(20)	M(10), Cl(5) Cl(5) I(5), K(5)
M(80)		I(35), K(35), Cl(30) K(35), Cl(35)	I(25) I(15)	M(5) K(5)
	M(55)	K(40), Cl(35) M(30), K(30) I(40)	I(25) I(20), Cl(20)	K(5)
		I(35), Cl(35), K(30) M(30), K(30) I(50), M(45)	I(20), Cl(20)	K(5)
	M(55)	I(35, Cl(35), K(30) I(40)	M, I, K, Cl (je 25)	K(5)
	M(55)	J(35), Cl(35), K(30) I(50), M(45)	I, K, Cl (je 15)	K(5)
	M(60)	Cl(40), I(30), K(30) I(30), K(30) I(35)	Cl(20), M(20)	K(5)
M(80)		V(40), I(40) I(50)	K(15) V(20), K(15), Cl_B(15) I(15)	Cl_B(5) K(5)
M(80)		V(40), I(30) M(30), I(30), K(30)	K(20) I(15)	Cl_B(5), Cl(5) V(10) K(5)
	M(65) M(70)		I(25), K(25), M(20), V(20) I(15) I(20)	Cl(10) K(10), Cl(10) K(10)
M(90)		K(35) M(40)	I(25), M(20), Cl(20) I(25), K(25)	Cl(10) I(5), Cl(5)
M(80)		I(40), K(30) I(40), K(30)	Cl(25) Cl(25)	M(5) M(5) I(10), Cl(5), K(5)
M(80)		I(40), K(30), Cl(30) I(30), K(30)	Cl(15) I(15)	M(5) K(5)
M(80)		K(35), I(30), Cl(30) K(40), I(30)	Cl(20)	M(5) M(10) I(10), K(5), Cl(5)
	M(70)	I(40), K(30), Cl(30) I(45), K(30)	Cl(15) I(25)	M(10) K(5)
M(80)		I(30), K(30) M(50)	M(20), Cl(20) I(20), K(20) I(20)	Cl(10)
M(90)		I(30), K(30) I(45)	Cl(20), V(20) K(25), M(20)	Cl(10) I(10)
M(80)	M(60)	I(35), K(30)	M(20), Cl(15) I(20) I(20)	K(10), Cl(10)
M(90)		I(30), Cl(30), K(30) I(45)	K(25), M(15), Cl(15)	V(10) I(10)
M(80)	M(70)	M(30), I(30)	K(25), Cl(15) I(15), Cl(15) I(20)	
M(80)		I(40), K(30) M(30), I(30), K(30)	Cl(20) I(20)	V(10) Cl(10)

M=Montmorillonit, V=Vermikulit, I=Illit, K=Kaolinit, Cl=Chlorit, Cl_B=Bodenchlorit.

In allen Proben — Lösse, pleistozänen Böden recht unterschiedlicher Genese und holozäner Böden — sind Montmorillonit, Illit und Kaolinit vorhanden. Dabei findet sich Illit stets in allen drei Teilfraktionen, Kaolinit stets im Grobton, fast immer im Mittelton und bei $^2/_3$ aller Proben im Feinton. Montmorillonit tritt stets in der Feintonfraktion auf, fast immer auch im Mittelton. In den Lössen ist Montmorillonit meistens (in 7 von 9 Fällen) auch im Grobton vorhanden; in den Böden fehlt er dagegen, von einer Ausnahme abgesehen.

Ein auffallender Unterschied zum Tonmineralbestand südbadischer Lößprofile (Bronger 1966, 1969b) besteht darin, daß in den hier untersuchten ungarischen Lößprofilen Chlorit ebenfalls in allen Proben im Grob- und Mittelton, gelegentlich sogar im Feinton vorkommt. Im A- und B_v-Horizont des basalen Bodens in Nogradveröce finden sich daneben Bodenchlorite. Vermiculite sind im rezenten Boden und im basalen Boden in Nogradveröce sowie den jeweils unterlagernden Lössen, außerdem in den drei unteren noch erhaltenen B-Horizonten des Pakser Profils stets in der Grobtonfraktion, seltener im Mittelton, nie im Feinton zu beobachten. Minerale mit Wechsellagerungsstruktur, kenntlich an breiteren Interferenzen zwischen 10 und 14 Å, sind (entsprechend früheren Untersuchungen) nur gelegentlich auf den Diagrammen angedeutet, so daß sie in die Tabelle nicht aufgenommen wurden.

Darüber hinaus tritt im Grobton aller Proben Quarz in einem meist sehr starken Reflex von d = 3,35 Å und einem deutlichen von 4,25 Å in Erscheinung, weniger im Mittelton und selten in der Feintonfraktion. Hingegen konnten Feldspäte, kenntlich an den Interferenzen von d = 3,25 Å und 3,20 Å, selbst im Grobton kaum nachgewiesen werden.

Beim Vergleich des Tonmineralbestandes der Lösse mit dem der jeweils aus ihnen entstandenen Böden lassen sich — von den erwähnten Ausnahmen abgesehen — qualitativ kaum Unterschiede feststellen. Im Ganzen weichen die elf quartären Böden — sieht man von den häufig fehlenden Vermiculiten bzw. den nur in einem Boden (s. o.) auftretenden Bodenchloriten ab — im qualitativen Tonmineralbestand nur wenig voneinander ab, trotz ihrer recht verschiedenen Genese und, soweit bereits mikromorphologisch feststellbar, unterschiedlichen Verwitterungsintensität.

Wie schon bei der Untersuchung von Böden südbadischer Lößprofile festgestellt wurde, gibt auch hier die qualitative Zusammensetzung des Tonmineralbestandes keine Aufschlüsse über eine verschieden hohe Intensität der Verwitterung und das Ausmaß der Bodenbildung. Dieses Fazit unterstreicht erneut die Notwendigkeit des Versuchs einer relativ-quantitativen Auswertung, um zu einer angenäherten Vorstellung über den Umfang der Neubildung der einzelnen Tonmineralarten zu kommen.

Relativ-quantitative Auswertung

Wie schon früher (Bronger 1966a, b, 1969b) wurde angesichts der Problematik einer quantitativen Tonmineralbestimmung (u. a. Dümmler & Schroeder 1965) der Weg einer relativ-quantitativen Abschätzung des Tonmineralbestandes gewählt. Die verhältnismäßig einfache Zusammensetzung der Proben ermöglicht zumindest in Annäherung eine Vorstellung über die Mengenanteile, besonders der oben genannten fünf Mineralgruppen (Bodenchlorite kommen nur in zwei Proben vor). Durch den Vergleich der Intensitäten der Basisreflexe >7 Å, insbesondere aus den Intensitätsveränderungen des 10 Å-Reflexes nach den Behandlungen b), c) und e) (Dümmler & Schroeder 1965, 44, Bronger 1969b, Abb. 12 u. 13) wurden die Anteile in Prozenten der Summe der Montmorillonit-Vermiculit-Illit-Kaolinit-Chlorit-Bodenchlorit-Gehalte ausgedrückt (Abb. 10). Die auf diese Weise erhaltenen Zahlen sollen nicht als absolute Zahlen betrachtet werden, sondern nur eine Größenordnung angeben. Deshalb wurden die Prozentwerte zu fünf Gruppen bzw. fünf Intensitätsstufen I—V zusammengefaßt. In Tabelle 1 sind die Minerale nach ihren Basis-

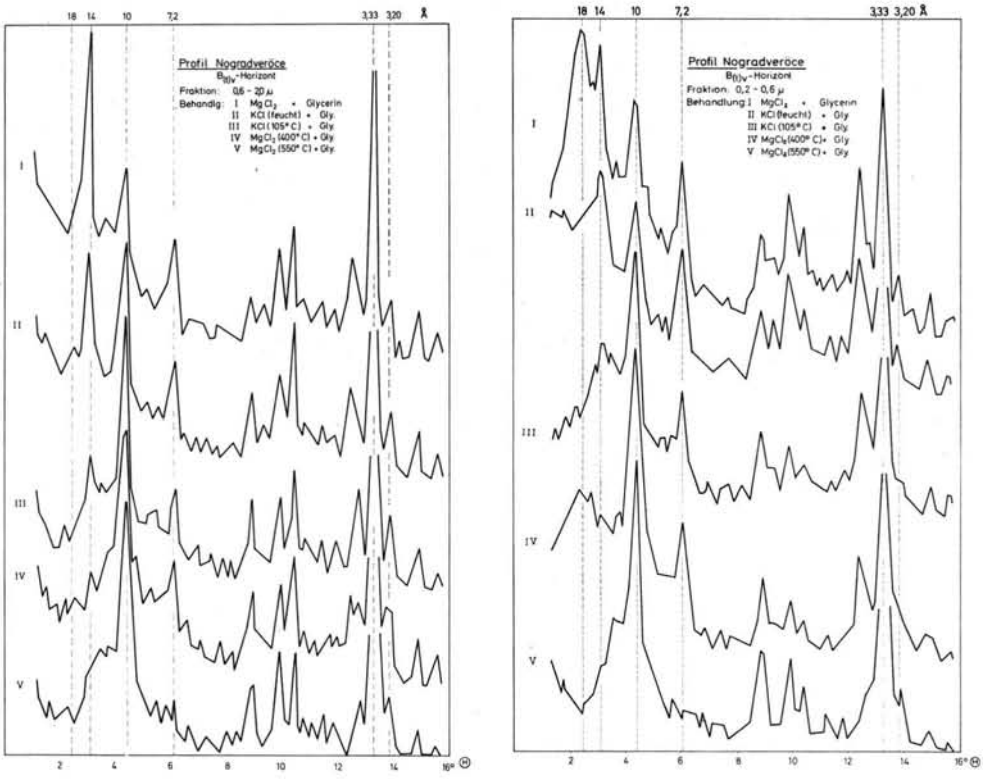


Abb. 10. Röntgendiagramme von verschieden behandelten Texturpräparaten der Grob- (a) und Mitteltonfraktion (b) vom $B_{(t)V}$-Horizont des basalen Bodens im Lößprofil von Nogradveröce. Hier verringert sich im Grobton der 14 Å-Reflex nach der „feuchten Kaliumbehandlung" infolge beträchtlicher Anteile von Vermiculit, während sich der 10 Å-Reflex entsprechend verstärkt. Der Rest des 14 Å-Reflexes weist auf sehr geringe Anteile von Bodenchlorit (Abnahme nach Behandlung d) und Chlorit hin. — Im Mittelton bedeutet die Zunahme des 10 Å-Reflexes nach der Behandlung c.) bzw. e.) geringe Anteile von Vermiculit und beträchtliche Anteile von Montmorillonit.

reflex-Intensitäten in eine entsprechende fünfstufige Skala eingeordnet. Durch Multiplikation der Intensitätsstufen V—I der jeweiligen Tonminerale mit den entsprechenden Anteilen der Tonfraktion (Tabelle 1, linke Seite) und Darstellung der erhaltenen Werte als Säulendiagramme (Abb. 1 und 2) erhält man ein Bild über das Ausmaß der Neubildung der einzelnen Tonmineralarten in den Böden.

Da in die berechneten Werte die Anteile der Tonfraktionen mit eingehen, sei zunächst auf die Unterschiede im Gesamttongehalt (Fraktion $< 2\ \mu$) sowie die Unterschiede in den Gehalten an Grob-, Mittel- und Feinton eingegangen. Neben der Darstellung der Analysendaten in der entsprechenden Spalte in den Abb. 1 und 2, sind die Werte auch der gröberen Fraktionen der nichtkarbonatischen Substanz (entkalkt bei pH > 4) in Tab. 1 angegeben.

Aus den Daten folgt einmal, daß — im Unterschied zu den untersuchten Lössen des Oberrheingebietes (1966a, b, 1969b) die Lösse in der Mehrzahl einen noch mäßigen Sandanteil haben. Die Lösse mit stärkerer Sandbeimengung (Nogradveröce, Löß des „F_3" in Paks) haben zugleich aber auch einen relativ hohen Tongehalt. Dennoch darf auch hier von der Korngrößenverteilung her von einer weitgehenden sedimentären Homogenität zwischen den Lössen und den daraus entstandenen Böden gesprochen werden; auch die Abweichung im Falle des „F_3" im Pakser Profil ist nicht zu groß.

Bemerkenswert ist zunächst der nicht geringe Grad der „Verlehmung" der oberen drei mehr oder weniger degradierten bis verbraunten Tschernoseme des Lößprofils von Paks und entsprechend des „F_3" und des „F_{4b}" in Mende (Abb. 2), d. h. die Zunahme der Tonfraktion[8]) um 9—12 % gegenüber der der jeweils unterlagernden Lösse. Diese Verlehmung drückt sich insbesondere in der Zunahme der Feintonfraktion aus, ohne daß hier eine nennenswerte Verlagerung dieser Fraktion wie bei Löß-Parabraunerden (1966, 1969b) in Frage kommt. Die Vermehrung des Tonanteils erreicht die des basalen Bodens von Nogradveröce und übertrifft die des rezenten Braunerde-Tschernosems, der freilich einen beträchtlichen Feinsandanteil aufweist. Es ist aber notwendig, mehrere rezente Lößböden in einen solchen Vergleich mit einzubeziehen. Entsprechende Profile sind in Arbeit.

Noch deutlich höher ist der Grad der Verlehmung in den unteren drei Waldböden des Profils von Paks.[9]) Ebenfalls ist hier die Tonzunahme größtenteils in der Feintonfraktion zu beobachten, die dann bis zu ¾ der Gesamttonfraktion ausmacht. Auch in diesen Waldböden fällt eine Erhöhung gerade der Feintonfraktion durch Verlagerung nicht ins Gewicht.

Bei vorsichtiger Auswertung der Tonmineralgehalte in den drei Tonfraktionen der verschiedenen Löß- und Bodenproben (Tab. 1, Abb. 1 und 2) seien folgende Ergebnisse hervorgehoben:

1. Auch die hier untersuchten Lösse recht verschiedenen Alters zeigen einmal einen merklichen Kaolinitgehalt, zum anderen einen oft hohen Montmorillonitgehalt, besonders in der Feintonfraktion, so daß er insgesamt den der Illite übertreffen kann. Dieser Befund entspricht durchaus denjenigen früherer Untersuchungen (Bronger 1966, 1969b) an südbadischen Lössen.
2. Beim Vergleich des Tonmineralbestandes der Tonfraktionen der Lösse mit denen der aus ihnen entstandenen Böden sowie der Böden untereinander sind gegenüber Löß-parabraunerden Südbadens[10]), wo sich eine deutliche bis starke Zunahme aller Mineralkomponenten (deutlich beim Kaolinit, etwa gleichermaßen stark beim Illit und Montmorillonit) zeigte, bemerkenswerte Unterschiede festzustellen:
   a) In allen Böden (mit Ausnahme des schwach entwickelten Tschernosems — „F_{4a}" — in Mende) überwiegt die Neubildung des Montmorillonits bei weitem. Sie ist zwar auch hier fast ausschließlich auf die Feintonfraktion beschränkt, jedoch sind die hohen Montmorillonitanteile auch in den B-Horizonten höchstens zu einem geringen Teil auf Verlagerung zurückzuführen. Die Zunahme ist in den Waldböden (soweit feststellbar) im Pakser Profil deutlich höher als in den hangenden Waldsteppenböden („F_4" — „F_2"); im Braunerde-Tschernosem („F_3") des Profils von Mende jedoch (mitbedingt durch den hier besonders hohen Feintonanteil) ist sie ebenfalls beträchtlich und bedeutend höher als im rezenten Boden.
   b) Die Illitneubildung tritt vergleichsweise stärker zurück, besonders in den Böden des Pakser Profils. Eine Neubildung von Kaolinit ist nur in einigen Böden recht gering bzw. in Spuren feststellbar. Vergleichsweise recht schwach (gegenüber den südbadischen Waldböden) [10]) ist auch die Neubildung von Vermiculiten im basalen Boden von Nogradveröce, im „F_5" und „F_8" von Paks bzw. im rezenten Boden. Diese geringe oder fehlende Vermiculitneubildung deutet andererseits darauf

8) Von den Böden des Lößprofils von Mende existieren bereits Korngrößenanalysen (Stefanovits 1965), jedoch wurde der jeweils zugehörige C-Horizont anscheinend nicht mituntersucht. Aussage über das unterschiedliche Ausmaß der Tonbildung (a. a. O., S. 342) in den einzelnen Böden bleiben daher unklar. — Obwohl Kriván seine Proben wohl weiter im Norden des Pakser Profils nahm, sind seine Korngrößenangaben (1955b, Tabelle im Anhang) mit oft geringerem Tongehalt in den fossilen Böden, wo selten über 10 % ermittelt wurde als in den unterlagernden Lössen, nicht ohne weiteres erklärlich.

9) Die Tonzunahme des basalen Bodens im Lößprofil von Mende ist etwa ebenso hoch, wobei hier aber (s. o.) Tonverlagerung in Form des Braunlehm-Teilplasmas zu beobachten ist.

10) Aus Gründen des veränderten Maßstabes konnten hier in den Abb. 1 und 2 — gegenüber entsprechenden Säulendiagrammen südbadischer Lößprofile — die Säulen bei entsprechender Breite jeweils nur mit halber Höhe dargestellt werden, was man bei einem Vergleich beachten mag.

hin, daß besonders die Montmorillonitbildung nicht nur wie die Illitbildung durch teilweisen Abbau und Umwandlung von Glimmern, sondern auch durch völligen Abbau von Feldspäten und nachfolgender Synthese aus den Zerfallsprodukten entstanden sein könnte. Besonders in den Waldsteppenböden sind in den gröberen Fraktionen im Dünnschliff etliche mehr oder weniger angewitterte Feldspäte zu beobachten, während sie bereits im Grobton — im Gegensatz zu den deutlichen Quarzanteilen — kaum nachzuweisen sind, was im Widerspruch zu den Ergebnissen anderer Autoren (ROHDENBURG & MEYER 1966, SCHEFFER at al. 1966) steht. Jedoch soll dieses spezielle Problem der Feldspatverwitterung in einer gesonderten Arbeit näher untersucht werden.

3. Schlußfolgerungen und Diskussion

Vergleicht man in den hier untersuchten Lößböden den jeweiligen Umfang der Neubildung der einzelnen Tonmineralarten als ein Ausdruck der Intensität ihrer Verwitterung, so kann man feststellen, daß hierin die Waldsteppenböden („F_4" bis „F_2") den unteren drei Waldböden des Pakser Profils nicht viel nachstehen. Andererseits ist das Ausmaß der Tonmineralneubildung in den drei „F_4"- bis „F_2"-Böden in Paks bzw. den beiden „F_{4b}" bzw. „F_3"-Böden in Mende gleich groß bzw. größer als beim typologisch vergleichbaren rezenten Boden. Hier müssen freilich noch weitere rezente Böden ähnlicher Genese in die vergleichende Untersuchung mit einbezogen werden.

Besonders die Löß-Boden-Abfolge des Pakser Profils vom jüngsten fossilen Waldboden an aufwärts, wie sie in Abb. 1 dargestellt ist, entspricht weitgehend derjenigen von mehreren großen Lößprofilen im südlichen Karpatenbecken, so daß hier von einer Standard-Abfolge gesprochen werden kann. Lediglich in Mende und im Lößprofil von Basaharc nahe Esztergom ist der in Paks als „F_4" bezeichnete Boden nochmals unterteilt[11]), wobei aber jeweils der oberste Boden („F_{4a}") in beiden Fällen nur durch eine recht schwache Verwitterung gekennzeichnet ist. — Der Faunenbefund der meisten Lößabschnitte, besonders der oberen 20 m des Pakser Profils (HORVÁTH 1954) ist dem von nördlicher gelegenen Lößgebieten Mitteleuropas (LOŽEK 1965) ähnlich.

Wie am Anfang (S. 124/125) erwähnt, hielten alle Bearbeiter von BULLA bis KRIVÁN die in Paks sichtbare bzw. früher sichtbare Schichtenfolge für eine komplette Serie des Pleistozäns, wobei nur KRIVÁN (1955b) ein Fehlen der Günzablagerungen annahm. Nach vergleichenden Untersuchungen an Lößprofilen des Karpatenbeckens (BRONGER 1969c) ist die Löß-Boden-Abfolge in Paks nicht annähernd vollständig. So ist im Lößprofil von Stari Slankamen Čot (gegenüber der Mündung der Theiß in die Donau) zwischen den stratigraphisch äquivalenten Böden „F_5" bis „F_2" und der zwei liegenden Braunerden hier wie dort ein typologisch andersartiger, intensiv rötlich gefärbter, nach dem mikromorphologischen Befund etwas rubefizierter erdiger Braunlehm-(Lessivé) aufgeschlossen, mit viel höherer Verwitterungsintensität als in allen Paläoböden von Paks. In Liegenden der beiden Braunerden in Paks („F_7" und „F_8", die sicher kein praepleistozänes Alter aufweisen, wie KRIVÁN 1955b und FINK 1965, S. 273 meinen), war früher noch ein rötlich brauner Boden aufgeschlossen (ADAM, MAROSI & SZILÁRD 1954). In Slankamen folgen unter den (aller Wahrscheinlichkeit nach zeitlich äquivalenten) beiden Braunerden weitere drei stark rot gefärbte, intensiv verwitterte, erdige Braunlehme (BRONGER 1969c).

Für eine abschließende paläoklimatische Auswertung unserer Untersuchungsergebnisse muß auf die viel diskutierte Frage kurz eingegangen werden, welcher der Böden etwa des Pakser Profils das Riß/Würm-Interglazial repräsentiert. BULLA (1934, 1937), SCHERF (1936) und ADAM, MAROSI & SZILLÁRD (1954) hielten den hier als „F_4" bezeichneten Boden für das Riß/Würm-Interglazial, PÉCSI (1966) den „F_5"-Boden. Mehrere Teilnehmer der o.g. Tagung der Subkommission für Löß-Stratigraphie vermuteten es besonders wegen des (B)-Horizontes im „F_3"-Boden von Mende. Dieser Boden entspricht einerseits trotz seiner an dieser Stelle intensiveren Ausbildung dem „F_3"-Boden von Paks und ist andererseits dem „gefleckten Horizont" des (am loc. typ., stärker erodierten) „Paudorfer Bodens" typologisch ähnlich, ohne daß er ihm stratigraphisch genau entsprechen müßte. Außerdem existiert eine ^{14}C-Analyse von Kohleresten im Bodenrest des „F_2"-Bodens in Mende, die

[11]) In Dellenpositionen kann der eine oder andere Boden gedoppelt auftreten.

ein Alter von 29800 ± 600 Jahre ergab (PÉCSI 1965); freilich sind weitere ^{14}C-Bestimmungen notwendig. Besonders im Hinblick auf den häufig zitierten „stratigraphischen Leitsatz", daß der jüngste fossile Waldboden das letzte Interglazial repräsentiert (FINK 1962, 19), ist die Einordnung, wie PÉCSI sie annimmt, am wahrscheinlichsten. Die beiden Böden „F_3" und „F_2" würden dann stratigraphisch am ehesten den Interstadialen von Hengelo und Denekamp entsprechen, der „F_4"-Boden bzw. die „F_{4a}" und „F_{4b}"-Böden vielleicht den Interstadialen von Amersfoort-Brörup. [12])

Aber die Frage nach einem letztinterglazialen Boden setzt in diesem Gebiet unrichtige Akzente. Aus den Untersuchungen hat sich vor allem ergeben, daß in diesem Raum für die jungpleistozänen Böden („F_4" bis „F_2") eine Unterscheidung nach Interstadial- oder Interglazialcharakter keinen Sinn hat. Auch diese Böden sind — im Gegensatz zu den zeitlich entsprechenden in Nordwest-Mitteleuropa (vgl. u. a. ZAGWIJN und PAEPE 1968) — Bildungen eines warmzeitlichen Klimas, da sie bei ähnlicher typologischer Ausbildung ihrem Verwitterungsgrad nach den des heutigen Klimaxbodens dieser Gebiete mindestens erreichen. Manche oft heftig geführte Diskussionen um den „letztinterglazialen Boden" im südöstlichen Mitteleuropa erscheinen bei Berücksichtigung dieses Sachverhalts als teilweise aneinander vorbeigeführt. —

Literatur

ADAM, L., MAROSI, S. & SZILÁRD, J.: A paksi löszfeltárás. (Der Lößaufschluß von Paks). — Földrajzi Közlemények **78**, 2, 239—254, Budapest 1954.

BACSÁK, Gy.: A pliozen és a pleistocén az égi mechanika in egvilági tásában. (Das Pliozän und Pleistozän im Lichte der Himmelsmechanik). — Földtáni Közlöny, **3**, 70—105, Budapest 1955.

BRONGER, A.: Lösse, ihre Verbraunungszonen und fossilen Böden. Ein Beitrag zur Stratigraphie des oberen Pleistozäns in Südbaden. — Schriften des Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, **XXIV**, H. 2, 104 S., Kiel 1966 (1966a).

— : Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. — Peterm. Geogr. Mitt., **113**, 2, 112—124, Gotha 1969 (1969a).

— : Zur Mikromorphogenese und zum Tonmineralbestand quartärer Lößböden in Südbaden. — Geoderma, 3 (1969/1970), Amsterdam 1970.

— : Zur Mikromorphologie und Genese von Paläoböden aus Löß im Karpatenbecken. — Third Intern. Working Meeting on Soil Micromorpholgy, Wroclaw 1969 (1969c) (im Druck).

BRONGER, A. GRAF V. REICHENBACH, H. & SCHROEDER, D.: Über den Tonmineralbestand des Lößprofils von Heitersheim, Südbaden. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, **113**, 3, 193—203, Weinheim 1966 (1966b).

BULLA, B.: A magyarországi löszög és folyóterraszok problémái. (Zum Problem der ungarischen Lösse und Flußterrassen). — Földrajzi Közlemények, **LXII k.**, 136—149, 166-168, Budapest 1934.

— : Der pleistozäne Löß im Karpatenbecken. — Földtáni Közlöny, 196—215, 289—309, 1937; 33—58, Budapest 1938.

Diskussionsmaterial und Protokoll der Schluß-Sitzung anläßlich der Tagung der Subkommission für Lößstratigraphie der INQUA, Budapest. — Földrajzi Közlemények, **89**, 371—384, Budapest 1965.

DÜMMLER, H. & SCHROEDER, D.: Zur qualitativen und quantitativen röntgenographischen Bestimmung von Dreischicht-Tonmineralen in Böden. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, **109**, 1, 35—47, Weinheim 1965.

Exkursionsführer, I. Bd., I. und III. Exkursion. — VIII. Intern. Bodenkundl. Kongreß, 385 S., Bukarest 1964.

FINK, J.: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, **54**, 1—25, Wien 1962.

— · Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 264—275, Öhringen 1965.

12) Von bodengeographischen Überlegungen her ist es eher denkbar, daß der „Paudorfer Boden" als Tschernosem einem der Tschernoseme (i. w. S.) des „PK II" tschechischer Nomenklatur auch stratigraphisch entspricht; der braune Verwitterungshorizont (schwach entwickelte Braunerde?) des „Stillfried-B-Bodens" eher dem „PK I" der tschechischen Profile, was ähnlich auch schon ROHDENBURG & MEYER (1966) annahmen.

Gerei, L.: Mikromineralogische Zusammensetzung einiger ungarischer Bodentypen (Zusammenfassung). — Agrokémia és Talajtan, **13**, 269, Budapest 1964.

Horváth, A.: A paksi pleistocén üledékek esigái és értékelesük (Snails of the Pleistocene sedimentations in Paks and their valuation). — Allattani Közlemények, **3—4**, 171—188, Budapest 1954.

Kriván, P.: Die klimatische Gliederung des mitteleuropäischen Pleistozäns. — Acta geologica, **3**, H. 4, 357—382, Budapest 1955 (1955a).

— : La division climatologique du Pleistocene en Europe centrale et le profil de loess de Paks. — A Magyar Allami Földtáni Intézet Evkönyve, **43**, 3, 441—512, Budapest 1955 (1955b).

Kubiena, W. L.: Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**, 102—112, Öhringen 1956.

— : Zur Mikromorphologie und Mikromorphogenese der Lößböden Neuseelands. In: Soil Micromorphology (Ed. A. Jongerius), 219—235, Amsterdam 1964.

Ložek, V.: Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken. Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 61—75, Öhringen 1965.

Pécsi, M.: Zur Frage der Typen der Lösse und lößartigen Sedimente im Karpatenbecken und ihrer lithostratigraphischen Einteilung. — Földrajzi Közlemények, **89**, 305—323, Budapest 1965 (1965a).

— : Genetic Classification of the Deposits constituting the Loess Profiles of Hungary. — Acta Geologica Hung., **9**, 65—84, Budapest 1965 (1965b).

— : Der Lößaufschluß von Mende. — Földrajzi Közlemények, **89**, 332—338, Budapest 1965 (1965c).

— : Lösse und lößartige Sedimente im Karpatenbecken und ihre lithostratigraphische Gliederung. — Peterm. Geogr. Mitt. **110**, 176—189 und 241—252, Gotha 1966.

— : Horizontal and vertical Distribution of the Loess in Hungary. — Studia Geomorphologica Carpatho — Balcanica, **1**, 13—20, Krakow 1967.

Rohdenburg, H.: Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes". — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 66—71, Öhringen 1964.

Rohdenburg, H. & Meyer, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., **5**, 1—137, Göttingen 1966.

Scheffer, F., Meyer, B. & Gebhardt, H.: Pedochemische und kryoklastische Verlehmung (Tonbildung) in Böden aus kalkreichen Lockersedimenten (Beispiel Löß). — Z. Pflanzenern. Düng., Bodenkunde, **114**, 77—89, Weinheim 1966.

Scherf, E.: Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner, polyglazialistischer Grundlage. — Verhandl. der II. Internat. Quartärkonferenz 1936, Wien 1938.

Schlichting, E. & Blume, H. P.: Art und Ausmaß der Veränderungen des Bestandes mobiler Oxide in Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel und ihren Horizonten. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, **96**, 144—156, Weinheim 1962.

Short Guide to Soil-Excursion from Moscow to Kherson. — ("Kolos" Publishing House) 94 S., Moskau 1964.

Schroeder, D.: Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung an Lößprofilen. — Habil.-Schrift, 84 S., Hannover 1954.

— : Mineralogische Untersuchungen an Lößprofilen. — Heidelberger Beiträge z. Mineralogie und Petrographie, **4**, 443—463, Heidelberg 1955.

Schwertmann, U.: Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch photochemische Extraktion mit saurer Ammoniumoxalat-Lösung. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, **105**, 194—202, Weinheim 1964.

Smolíková, L.: Mikromorphologie der altpleistozänen Fossilböden von Cservený kopec bei Brno (Brünn). — Vestnik Ustredniho ústavo geologického, **42**, 369—373, Prag 1967.

— : Mikromorphologie und Mikromorphometrie der pleistozänen Bodenkomplexe (Vergleichsuntersuchungen der Interglazialböden von Letky nad Vltavou). — Rozpravy Ceskoslovenské Akademie Ved. Rada Matematických a Privod nich Ved, Rocnik, **78**, 2, 47 S., Prag 1968.

Stefanovits, P.: Az agyagos rész viszgálata jelemzö talajtipusokhan (Investigation of the clay fraction of characteristical soil types). — Agrokémia es Talajtan, **8**, 37 ff., Budapest 1959 (1959a).

— : A magyarországi erdötalajok genetikus — taljaföldrajzi osztályozaga (Genetisch-bodengeographische Klassifikation der Waldböden Ungarns). — Agrokémia és Talajtan, **8**, 163—184, Budapest 1959 (1959b).

— : Untersuchungsangaben der begrabenen Bodenschichten im Lößprofil von Mende. — Földrajzi Közlemények, **89**, 339—344, Budapest 1965.

Stefanovits, P. & Szücs, L.: Magyarország Genetikus Talajtérképe (Genetische Bodenkarte Ungarns). Mit Erl. v. P. Stefanovits, Budapest 1961.

Stefanovits, P. & Roszavölgyi, J.: Ujabb paleopedológiai adatok a paksi szelvényrôl. (Weitere paläopedologische Angaben über das Bodenprofil von Paks). — Agrokémia és talajtan, **11**, 143—160, Budapest 1962.

— : Beschreibung des Lößprofils bei der Ziegelei Paks. — Földrajzi Közlemények, **89**, 357—360, Budapest 1965.

Szücs, L.: A hazai Csernozjom talajok osztályozása (Klassifikation der Tschernosemböden Ungarns). — Agrokémia és Talajtan, **8**, 83 ff., Budapest 1959.

Zagwijn, W. & Paepe, R.: Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 129—146, Budapest 1968.

Manuskr. eingeg. 19. 12. 1969.

Anschrift des Verf.: Dr. A. Bronger, Geographisches Institut der Universität Kiel, 23 Kiel, Olshausenstraße 40—60.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 145-160	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Kaltzeitliche Ablagerungen im Hochland von Angola

Von Frithjof Voss, Hamburg

Mit 6 Abbildungen

Zusammenfassung. Durch Forschungen im Hochland von Angola wurden einige Beweise verschiedenartigen Ursprungs entdeckt, die auf Wirkungen kalter klimatischer Bedingungen in geologisch junger Zeit zurückgehen und wie folgt zusammengefaßt werden können:

1. Die Ausbildung einer früher oberflächenbildenden Steinsohle, wenige Dezimeter unterhalb der heutigen Topographie, scheint sehr weit verbreitet zu sein, sogar über die angegebenen Lokalitäten hinaus.

2. Warventone in der Nähe von Silva Porto entstanden gleichfalls unter ähnlichen klimatischen Einflüssen. Von besonderem Interesse ist jedoch die Diskrepanz zwischen der herkömmlichen Warvenzählung und der Auswertung von Dünnschliffen. Zusätzliche Untersuchungen an anderen Proben werden nötig sein, um das Problem weiter zu verfolgen.

3. Schließlich wurden stark verwulstete, ehemals geschichtete Materialien, Würgeböden, nahe der Oberfläche auf dem „Planalto" südlich von Nova Lisboa gefunden und makro- sowie mikroskopisch untersucht.

In der vergleichenden Betrachtung der erarbeiteten verschiedenen Fakten ergibt sich aus der vorläufigen Korrelation mit der bis jetzt verfügbaren Chronologie des Quartärs das Haupt Gamblian (30 500—14 503 vor der Gegenwart) als Entstehungszeit.

Summary. Researches in the upland of Angola revealed several proofs of various origin, indicating the effects of cool climatic conditions in geologically recent times which can be summarized as follows:

1. A layerlike concentration of stones a few decimeters below the present topography represents a former surface which appears to be extremely widespread, even far beyond the mentioned places.

2. Varve clays in the vicinity of Silva Porto likewise originated under similar climatic influences. Of particular importance are, however, the discrepancies between the data obtained by the application of the conventional field measurements of varves and those derived from the evaluation of thin sections. Further investigations of other samples will be necessary, in order to pursue the problem.

3. Finally, irregularly contorted formerly stratified sediments, involutions, were found near the surface on the "Planalto" south of Nova Lisboa and investigated macro- and microscopically.

Taking the different elaborated facts into consideration, their preliminary correlation with the so far available Quarternary chronology strongly indicates their formation during the Main Gamblian stage (30 500 — 14 503 B.P.).

Vorbemerkungen

Durch das Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. Kolb und mit freundlicher Unterstützung der DFG erhielt ich Ende 1965 die Gelegenheit einer dreimonatigen Forschungsreise durch Angola, für deren Möglichkeit ich mich an dieser Stelle bedanken möchte.

Neben der Bearbeitung eines Hauptthemas, das die feste Bindung an eine bestimmte Reiseroute voraussetzte, ergaben sich vielfältige Ansätze zu weiteren Beobachtungen, von denen eine ausgewählte Anzahl in der vorliegenden Arbeit zusammengefaßt wurde. Auf die Fragestellung des vorliegenden Aufsatzes wurde ich von Herrn Prof. Dr. Borchert hingewiesen, der in seiner Arbeit (Borchert 1963) bereits ähnliche Phänomene beobachtet hatte, auf die an den entsprechenden Stellen im Text zurückgegriffen wird.

Wegen der bereits beschriebenen Reise- und Arbeitsbedingungen können die folgenden Ergebnisse natürlicherweise nur einen vorläufigen Überblick vermitteln und dürfen nicht als abgeschlossene Darstellung aufgefaßt werden. Es ist sicher, daß die bisherigen Ansätze und Resultate bei einer zukünftigen Spezialisierung des behandelten Fragenkreises beträchtlich erweitert werden können.

Steinhorizonte

Nach der bisherigen Literatur über Angola zu urteilen hat nur BORCHERT (1963) das Auftreten von Steinsohlen im Gebiet nordwestlich von Nova Lisboa (13° S/15° E) beschrieben. Hier liegen sie zwischen den Erhebungen des Veva, Mocco und Cobongo, überall dort, wo die 1700—1800 m Fläche an den Flanken höherer Berge erhalten ist. In diesen Bereichen folgt unter einer 30—50 cm mächtigen Durchwurzelungszone eine etwa 3 m umfassende Schicht strukturlosen Rotlehms äolischer Umlagerung, der die talwärts einfallenden, überall einfach auftretenden Steinsohlen aus zugerundeten Quarzitgesteinen überdeckt. Ihnen unterlagern Rotlehme mit noch erkennbarer Struktur des granitischen Ausgangsgesteins in nicht bekannter Mächtigkeit.

Während der eigenen Arbeiten wurden jedoch auch im Dreieck zwischen Quibala, Calulo und Cambambe (10° S/14° 30' E) sowie östlich von Vila Salazar (9° 20' S/15° E) Steinhorizonte in tiefer gelegenen Bereichen zwischen 1800 und 750 m beobachtet.

Da exakte topographische oder geologische Karten bisher fehlen, lassen sich zum gegenwärtigen Zeitpunkt die Beobachtungen nur in einer Beschreibung zusammenfassen, die allerdings auf Grund der überall ähnlich auftretenden Profile eine gewisse Allgemeingültigkeit besitzt.

Im Gegensatz zum örtlich wechselnden Liegenden der Steinsohlen, das meist aus verschiedenartigen Lehmen unbekannter Mächtigkeit besteht, ist das hervorstechendste Kennzeichen der Horizonte selbst ihr immer und überall e i n f a c h e s Vorkommen. Sie treten an allen beobachteten Fundorten in Tiefen von 50 cm bis zu 2 m unterhalb der heutigen Oberfläche auf und erreichen wechselnde Schichtstärken von 5—30 cm bei Neigungswinkeln von 2 (Min.) bis 25 (Max.) Grad. In Abhängigkeit von den jeweiligen örtlichen Verhältnissen ließen sich nur in wenigen Gebieten Einblicke in die Verbreitung der Steinsohlen erzielen, jedoch erreichen sie manchenorts gewaltige Ausdehnung. Im größten zusammenhängenden Vorkommen, 24 km östlich von Vila Salazar, beidseitig der Straße nach Malange, nehmen sie in 750 m Höhe eine Zone von mindestens 8 ha Fläche ein (Abb. 1). An zahlreichen Einschnitten wiederholt sich 4 km östlich der beschriebenen Lokalität das gleiche Erscheinungsbild nur in einer etwas geringeren Flächenausdehnung von 5,5 ha gemessener Größe.

Abb. 1. Steinhorizont 24 km östlich von Vila Salazar (9° 20' S / 15° E) in einer Höhenlage von 750 m; Länge der auf dem Photo sichtbaren Steinsohle: 350 m; Maßstableiste: 3 m.

Weitere generelle Merkmale sind in allen Aufschlüssen die eindeutigen Zusammenhänge zwischen Steinhorizont und Untergrund, wobei das Anstehende sich sowohl in einem nicht sichtbaren Relief unter der heutigen Oberfläche befinden kann oder aber meist in unmittelbarer Nähe zu größeren Höhen aufsteigt. Gleichfalls verbunden mit dieser Beziehung sind die sich entsprechenden Gesteinsarten, die eine nicht allzu große Distanz der transportierten Materialien belegen, wie sie darüber hinaus weit besser aus deren Zurundungsgrad hervorgeht. An allen Fundorten weisen die der Horizontlage gemäß eingeregelten, in Durchmessern von 2 bis 25 cm auftretenden Steine scharfe Formen auf, deren Kanten nur in den wenigsten Fällen gebrochen sind. Auch die vielfach andernorts beobachteten Verwitterungserscheinungen an Gesteinen in schalen- oder rindenartiger Weise bilden eine Seltenheit.

Schließlich bleibt noch als auffällige Tatsache erwähnenswert, daß sich in keiner der untersuchten Steinsohlen irgendwelche Einschlüsse fanden, die eine nähere Klärung der Datierung und der Morphogenese jener Schichten hätten bringen können.

Wie bei den Steinhorizonten so lassen sich vorerst ebenfalls für deren Deckschichten die typischen Eigenarten in einer kurzen, überall gültigen Beschreibung zusammenfassen. Sie bestehen in jedem Untersuchungsbeispiel aus umgelagerten Materialien vorwiegender Sand- und Kieskorngrößen der bereits genannten Mächtigkeit mit nur gelegentlich auftretenden Steinen und Blöcken. In nahezu keinem der vielen Fälle war eine eindeutige Schichtung festzustellen; auch läßt sich aus dem makroskopisch sichtbaren Bild nicht die Entstehungsweise der Umlagerung ableiten. Es scheint allerdings im Vergleich mit den gegenwärtigen Vorgängen in den jüngsten Teilen der Deckschichten vieles dafür zu sprechen, daß die Verlagerung der einzelnen Bestandteile überwiegend durch oberflächlich abfließende Wassermengen geschah und geschieht und weniger auf äolische Einflüsse zurückzuführen ist.

Obwohl diese Befunde mit den von Fölster (1964) beschriebenen Pedimentationsprozessen aus dem Südsudan prinzipielle Übereinstimmungen zeigen, fehlt es doch an hinreichend detaillierten Vergleichsmöglichkeiten. Ohne ähnliche Spezialuntersuchungen und großräumige Kartierungen lassen die dargelegten Beobachtungen nur die Schlußfolgerung zu, daß es sich bei den Steinsohlen in ihrer Verbreitung und ihren Lagerungsverhältnissen unzweifelhaft an jedem Beobachtungspunkt um Teile einer ehemaligen Oberfläche handelt. Die umrissene Einheitlichkeit und die Art ihres Auftretens an verschiedenen Orten legen zusätzlich ihre etwa gleichzeitige Entstehung nahe, die darüber hinaus auf Grund aller Befunde ein relativ geringes Alter der Steinhorizonte einschließt. Eine allein auf den vorliegenden Untersuchungen fußende Datierung ist im Augenblick wegen fehlender, dafür geeigneter Ablagerungen unmöglich; verläßlich dagegen ist die Aussage zu erschließen, daß sich die Steinpflaster als Oberflächen nur in einer Zeit weit geringerer Vegetationsbedekkung als heute entwickeln konnten. Die sich damit verbindende Frage nach den derzeitigen Klimaverhältnissen ist ebenfalls aus den Untersuchungsbeispielen nicht abzuleiten; eine Antwort darauf läßt sich nur in der abschließenden Zusammenfassung finden.

Warventone

Die weithin zu beobachtende Verbreitung der Steinhorizonte und die daran anknüpfenden klimatischen Erklärungsmöglichkeiten gaben den Anlaß zur Suche zusätzlicher Kennzeichen, um eine nähere Bestimmung ihrer einstigen Entstehungsvorgänge erzielen zu können. In diesem Rahmen verdiente eine bereits von Borges & Mouta (1929) beschriebene, von Jessen (1934) als Glazialvorkommen bezeichnete Ablagerung unweit nordwestlich von Silva Porto (12° 30'S / 17° E) Beachtung, die auch in den vorliegenden Zusammenhängen aufgesucht wurde (Abb. 2). Ergänzend zu dem damaligen Bericht stammen aus diesem Bereich in der jüngsten Literatur vier Kurzprofilbeschreibungen von

BORCHERT (1963), die sich auf bessere zusätzliche Aufschlüsse als vor einigen Jahrzehnten stützen.

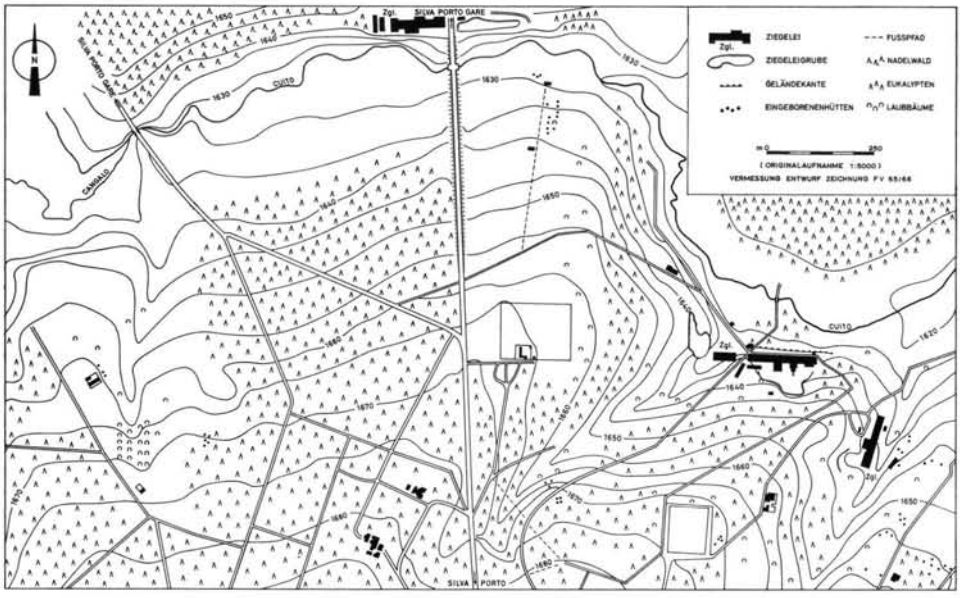


Abb. 2. Das Tal des Cuito zwischen Silva Porto und Silva Porto Gare.

Besonders problematisch ist allerdings die verschiedenartige Bestimmung des angesprochenen Materials, das sich nach JESSEN (1934) 30 bis 40 m hangaufwärts an den Oberflächen beider Talhangseiten als eine blockreiche, sandig tonige Grundmoräne findet. Während diese Schicht im überwiegenden Teil der Abb. 2 kaum hervorsticht, tritt sie auffallend typisch nur zwischen den beiden Straßenführungen von Silva Porto nach Silva Porto Gare am bewaldeten Nordhang des Cuito Tales in Erscheinung. Hier ist nach JESSEN (1934) die oberste Zone der Ablagerung durch starke Verwitterungserscheinungen und eine gewisse konglomeratische Verbackenheit gekennzeichnet, die sich mit zunehmender Tiefe in einen auffällig frischen Zustand der Schicht verändert, deren Geschiebezusammensetzung vorwiegend aus Gneisen, Quarziten und Quarzen besteht. Von den gleichfalls angegebenen Beimengungen erratischer Blöcke in Form von dunklen basischen Gesteinen und Graniten ließen sich nur für letztere Bestätigungen finden, während gekritzte Geschiebe ebenfalls nicht entdeckt werden konnten. Mit Recht haben BORGES & MOUTA (1929) auf Grund dieser Befunde bereits 1929 den glazialen Ursprung dieses Vorkommens bezweifelt und es mit der Bezeichnung „Conglomérat du Bié" belegt, da sich keine absolut eindeutigen Beweise für eine eiszeitliche Entstehung finden lassen. Vor allem ist es beim augenblicklichen Stand des Wissens ohne großmaßstäbige geologische Kartierungen unmöglich, eine Entscheidung über die Herkunft der sogenannten erratischen Blöcke zu erzielen.

Übereinstimmender läßt sich dagegen nach rein äußerlichen Gesichtspunkten betrachtet das Vorkommen von Bändertonen beurteilen, die nach JESSEN (1934) im Bachbett des Cuito unter der sogenannten Moräne angeschnitten werden. Sie liegen hier in 1637 m Höhe in nur Quadratmetergröße umfassendem Austritt, direkt nördlich der alten Straßenbrücke über den Rio Cuito, an der ehemaligen Wegführung von Silva Porto nach Silva Porto Gare, die heute durch eine geradlinige Trasse zwischen beiden Orten verkürzt worden ist (Abb. 2). Da diese interessierenden Ablagerungen auch an anderen Stellen der

Talung auftreten, erwies sich für weitere Untersuchungen die Erstellung einer genauen topographischen Grundlage als unerläßlich. Aus diesen Gründen wurde zunächst eine Karte des betreffenden Geländes im Maßstab 1 : 5000 mit terrestrisch tachymetrischen Methoden aufgenommen, als deren Ausgangsbasis sich ein dreieinhalb Kilometer nordnordöstlich des Arbeitsbereiches gelegener Höhenpunkt (1737,17 m) anbot. Die so entstandene kartographische Darstellung enthält außer der Topographie vor allem sämtliche in Frage kommenden Aufschlüsse, die zugleich auch Ziegeleigruben sind; eine Ausnahme bildet in dieser Reihe nur das bereits beschriebene, von JESSEN (1934) erwähnte Vorkommen.

In einem Gesamtüberblick zeigt sich in der Lage und Verteilung der Warventone, daß sie in jedem Fall in ihrer vollständigen, meist mit der Größe der Gruben identischen Ausdehnung an die Talformen des Cuito gebunden sind. Dieser Beweis ließ sich durch weitere Geländearbeiten in Form von Bohrungen und Aufgrabungen in den Randbereichen der

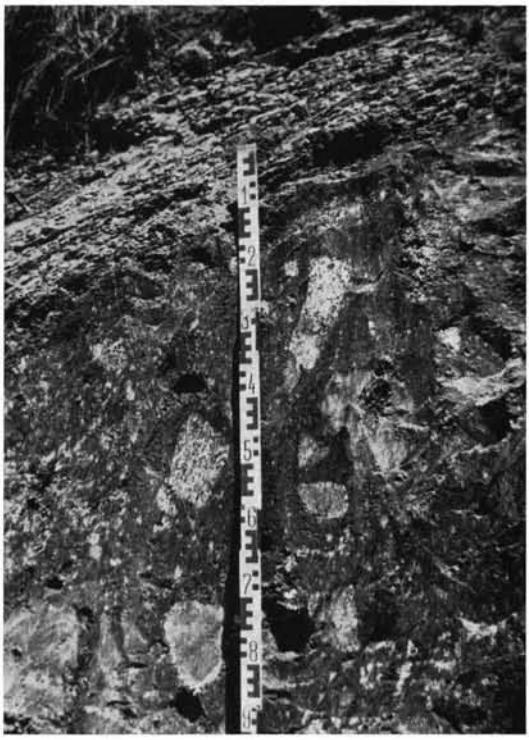


Abb. 3. Typische Aufgrabung der ausdünnenden Warven an den Rändern der Ziegeleigruben nördlich von Silva Porto (Abb. 2). Das Bild zeigt die allgemeingültigen Verhältnisse in allen Aufschlüssen. Die Schräglage der Bändertone ist durch Rutschungen hervorgerufen worden.

Ablagerungen erbringen (Abb. 3), die eindeutig überall ein Ausdünnen der Warvenmächtigkeit in aufwärtiger Talhangrichtung und ihr Austreten an der Oberfläche beweisen. Mit Ausnahme des von JESSEN (1934) entdeckten Aufschlusses und der westlichen Grube in der mittleren der drei Ziegeleien finden sich nirgends auflagernde jüngere, umgelagerte Materialien. Auch die untersuchten Schichtmächtigkeiten der Bändertone sprechen deutlich für ihre Lagebeziehung innerhalb der vermessenen Talformen, wie sie zum Beispiel an der östlichen Materialentnahmestelle der zentral gelegenen Ziegelei durch Bohrungen nachgewiesen werden konnten. Während hier die Grenzschichten bei 1631 m enden, ist in der 1 km entfernten nordwestlich gegenüberliegenden Grube an der Straße nach Silva Porto

Gare die Sohle schon bei 1635 m erreicht. Ähnliche Ergebnisse wurden in dem am östlichen Ortsausgang von Silva Porto gelegenen Ziegeleibetrieb gewonnen, wo die Warvenablagerungen in einer Höhe von etwa 1638 m angetroffen wurden. Vergleichbare Zusammenhänge ergaben sich auch aus den Feststellungen und Messungen der höchstgelegenen Warvenabsätze an den verschiedenen Stellen im Cuito Tal, die um geringe Meterbeträge schwanken. Beispielsweise erreichen die gebänderten Tone im Westen der Abb. 2, nördlich der Straßenbrücke, ihre größte Höhenlage bei 1637 m, 750 m nordöstlich davon wurden in der Ziegeleigrube an der Hauptstraße 1642 m auf die längste Distanz ihrer Ausdehnung gemessen. Auf der Südseite des Cuito Tales lagern die Warven an der jüngsten Materialentnahmestelle der zentral gelegenen Ziegelei in Hangnähe bis zu 1642 m Höhe, während sie in der Grube südlich des Ziegeleigebäudes bei 1638 m aufhören. Den größten Vergleichswert mit 1644 m ergaben schließlich die Vermessungen in dem am weitesten östlich gelegenen Aufschluß, der sich in ein kleines namenloses Nebental des Cuito hineinzieht (Abb. 2).

Die auffällige Unterschiedlichkeit von Lagerung und Höhenlage der Bändertonansätze hat keinen Zusammenhang mit einem somalischen Streichen der Warven, das JESSEN (1934) seinerzeit in seinem Profil festgestellt hatte. Vielmehr ist das in jedem Aufschluß wechselnde Streichen und Fallen der Schichten zusammen mit dem unterschiedlichen Höhenansatz nur mit ihrer speziellen Lage innerhalb des Cuito Tales zu erklären. Diese Eigentümlichkeiten im Schichtenaufbau sind überall dort zu beobachten, wo durch die Seiten- und Tiefenerosion des Flusses die Hangform angeschnitten und der Talboden tiefer gelegt wurde, so daß sich im Gefolge dieser Vorgänge bei Durchfeuchtung infolge nahen Grundwasserstandes Rutschungen durch Schwerkrafttransport ereigneten. Ihre Auswirkungen lassen sich sowohl im kleintektonischen Bild der Aufschlüsse als auch besonders eindrucksvoll auf den Oberflächen der Hänge beobachten, wo sie oft viele Meter von den Abbaustellen entfernt in langen talparallelen Spalten und Rissen in Erscheinung treten. Die einzige Ausnahme völlig störungsfrei lagernder Warventone zeigte sich auf dem Gelände der zentral gelegenen Ziegelei in der westlichen Grube, an deren beiden gegenüberliegenden 80 m langen und 5 m hohen Abbauwänden keine Veränderungen in der Horizontallage der Warven festgestellt werden konnten. Dieser Befund bestätigt zugleich die Richtigkeit der vorhergehenden Ableitungen, da die Grubenwände keilförmig quer in einen nach Osten vorspringenden, weit vom Haupttal entfernten Hangsporn vorgetrieben wurden (Abb. 2), in dessen tieferen Teilen kaum Feuchtigkeitsansammlungen wegen der Entwässerung eines kleinen Nebenbaches auftreten können.

Die durch die morphologischen Untersuchungen mehrfach bestätigte Abhängigkeit der Bändertonlagen vom Talformenschatz des Rio Cuito findet eine weitere Einengung in den Beziehungen der Warvensedimente zum Liegenden. Soweit es die Anzahl aller Aufschlüsse zeigte, bestehen die unterlagernden Schichten überall aus tiefgründig zersetzten braunroten Lehmen unbekannter Ausdehnung mit mehr oder minder häufig eingelagerten, verwitterten Blöcken unterschiedlicher Größe. Diese meist leicht mit dem Spaten zu durchstechenden Gesteine überwiegend gneisischer Struktur und noch teilweise im Kern erhaltenem Mineralbestand fanden sich auch gelegentlich innerhalb der frisch aussehenden, überall unverwitterten Warventone, in die sie nur durch Rutschungsvorgänge hineingelangt sein können.

Wesentlich deutlicher jedoch waren die Zusammenhänge zwischen den Bändertonen und dem Liegenden durch mikroskopische Untersuchungen im Gelände feststellbar, die das Auftreten gleicher Mineralien aus den verwitterten Gesteinen als umgelagerte Partikel in einzelnen, meist hell bis gelb gefärbten Warven belegten. Waren in diesen Lagen überwiegend Quarze mit maximalen Korngrößen bis 0,1 mm und seltene Glimmerpartikel anzutreffen, so bestanden die dazwischen geschalteten roten Bänder aus feinsten Tonen, die nur dem gleichgefärbten lehmigen Grundmaterial des Liegenden entstammen können.

Entsprechend bestätigende Ergebnisse erbrachten die Untersuchungen ungestörter Proben im Dünnschliff (Abb. 4), auch wenn deren Resultate allerdings zugleich die durchgeführten Warvenzählungen am ungestörten Profil der Westgrube der zentral gelegenen Ziegelei in Frage stellten. Denn sowohl im feuchten Zustand an der Aufschlußwand als auch in getrockneter Probenform konnten die Feinheiten der im Dünnschliff (Abb. 4) sichtbaren Warvengliederung nicht bemerkt werden, so daß sich erhebliche Auszählungsfehler ergaben. Die Gegenüberstellung der beiden verschiedenen Arbeitsweisen (Abb. 4) belegt zugleich auch die Unmöglichkeit einer sicheren Interpretation der Bänderung und zeigt eindeutig die Notwendigkeit der Verwendung ganzer Reihen von Dünnschliffen für eine exakte geochronologische Auswertung. Inwieweit dieses Ergebnis auch für andere Warvenzählungen gültig ist, läßt sich im Augenblick auf Grund fehlender Vergleichsuntersuchungen nicht abschätzen und muß weiteren Prüfungen vorbehalten bleiben.

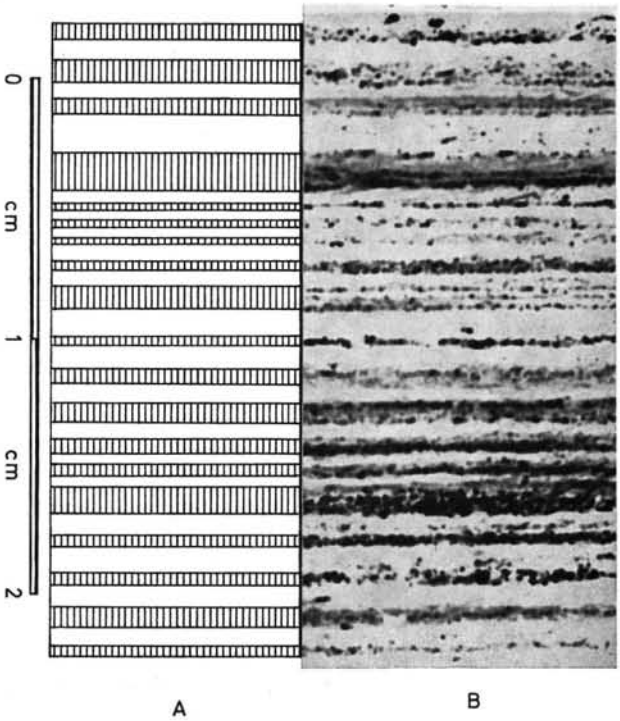


Abb. 4. Gegenüberstellung der Ergebnisse von Warvenzählungen im Aufschluß (A) mit entsprechenden Resultaten des gleichen Beispiels im Dünnschliff (B). Die unterschiedliche Auszählung beruht auf der makroskopisch nicht sichtbaren Feingliederung der Bändertone. Der Vergleich beider Arbeitsweisen zeigt deutlich die Notwendigkeit ganzer Schliffreihen für gesicherte, zuverlässige geochronologische Bestimmungen. Die waagerechten hellen Partien werden von feinsten Tonen gebildet, die dazwischen liegenden langgestreckten oder runden schwarzen Flecken bestehen aus locker gelagerten Quarzen und umgebenden Hohlräumen.

Die abschließende Frage nach der Ablagerungsdauer der Bändertone bleibt damit also offen, gleichwie eine präzise Altersdatierung der Warvenabsätze nicht möglich war, da weder bei der jahrelangen Abbautätigkeit noch bei den Geländearbeiten mit dem Mikroskop die geringsten Einschlüsse gefunden wurden. Die Annahme einer permokarbonischen

Stellung von glazigenen Ablagerungen im Cuito Tal nach JESSEN (1934) und MOUTA (1954) trifft jedoch für die Warventone auf Grund der eigenen Arbeitsresultate nicht zu. Relativ gesehen deuten die Ergebnisse der morphologischen Untersuchungen auf eine junge Entstehungszeit dieser Absätze hin, die sich aus der abschließenden Zusammenfassung einzelner Fakten ableiten läßt.

Der sicherste Ausgangspunkt ist in dieser Beziehung der mehrfache Nachweis einer Bindung an bestimmte beschriebene Ausbildungen des Liegenden und an bereits vorhandene Hohlformen innerhalb des jetzigen Cuito Tales. Allerdings ist die Herkunft und Morphogenese jener vorgezeichneten Senken im Rahmen des eng regional begrenzten Arbeitsgebietes nicht zu klären; außerdem fehlt es bisher an entsprechenden Untersuchungen, die irgendwelche Vergleiche ermöglichen würden. Mit Sicherheit läßt sich nur das Vorhandensein mehrerer voneinander getrennter Becken auf Grund der gemessenen unterschiedlichen Höhenansätze der Warven in den einzelnen Gruben erschließen, deren Werte auch durch die mancherorts beobachteten geringen Rutschungen nicht namhaft beeinträchtigt werden. Selbst wenn die einstigen Ausdehnungen der Senken in der morphologischen Uranlage des Cuito Laufes wegen der gezeigten späteren tiefen- und seitenerosiven Vorgänge nicht mehr völlig rekonstruierbar sind, so läßt sich doch für die Warvenentwicklung eine maximal mögliche Aufhöhung bis zu den niedrigst gelegenen Überlaufpunkten ihrer Beckenumrandungen folgern. Damit ist jedoch nicht gesagt und nicht zu beweisen, daß alle einstigen Gewässer während der Sedimentationsvorgänge miteinander in Beziehung standen.

Mit Sicherheit ist diese morphogenetische Entwicklungsphase der Verbindung aller einstigen Senkenzonen erst in geologisch jüngster Zeit durch die schnelle rückschreitende Erosion erfolgt, deren Auswirkungen auf die Zerstörung der 1700 m Hochfläche gerichtet ist (Abb. 2). Relikte aus jener Zeit sind als Terrassenreste mit geringer weißer Flußsandbedeckung am Westrand der Abb. 2 nachweisbar, wo sie 350 m südlich der Einmündung des Cangalo in den Cuito in 1650—1655 m Höhe liegen. Des weiteren werden Oberflächenteile des Eukalyptenwaldes im Nordosten zwischen 1625 und 1630 m von fluviatilen Sanden eingenommen, die sich schließlich ebenfalls in gleicher Höhenlage im rechten Abbildungsteil, 400 m östlich der beiden eng benachbarten Ziegeleien, auf einem zum Cuito nordwärts vorspringenden Terrassensporn wiederfinden. Aus diesen bisher nur lokal beobachteten Erscheinungen lassen sich jedoch im Augenblick ohne überregionale Kenntnisse keine weiteren Zusammenhänge ableiten.

Außer den morphologischen Fakten sprechen auch die Ergebnisse der gestörten Lagerungsverhältnisse der Warven und deren Ursachen für eine junge Entstehung der Bändertone. Vor allem belegen nicht feststellbare Verwitterungserscheinungen im Vergleich mit umgebenden Bereichen diese Schlüsse, die sowohl durch die mikroskopischen Untersuchungen von Proben im Gelände als auch durch den exemplarischen Beweis der Abb. 4 gestützt werden. Zusätzlich läßt sich aus diesen ausgewählten Beispielen eine weitere allgemeingültige Ableitung für ein relativ geringes Alter der Ablagerungen erzielen, die abschließend zugleich auch alle vorherigen Behauptungen unterbaut. Eindeutig wird nämlich durch die Anordnung langgestreckter Hohlräume im Sediment die denkbare Möglichkeit einstmals überlagernder Deckschichten ausgeschlossen, wie sie für den 85 km nordnordwestlich Silva Portos gelegenen Raum von Canata postpermisch in mindestens 200 m Mächtigkeit nachgewiesen wurden (BORCHERT 1963). Sprechen schließlich alle vorhergehenden Befunde für eine relativ kurz zurückliegende Entstehungszeit der Warventone, so lassen sich die klimatischen Eigenarten während ihrer Ablagerung auf Grund fehlender Fossilien zumindest als Kennzeichen einer sehr vegetationsarmen Periode charakterisieren. In Verbindung mit den zweifellos lange vorhanden gewesenen Wasserüberschüssen während der Sedimentationsvorgänge würde sich aus den gesammelten Tatsachen nur eine kalt feuchte Epoche als äußere Voraussetzung der Bändertonentwicklung erschließen lassen.

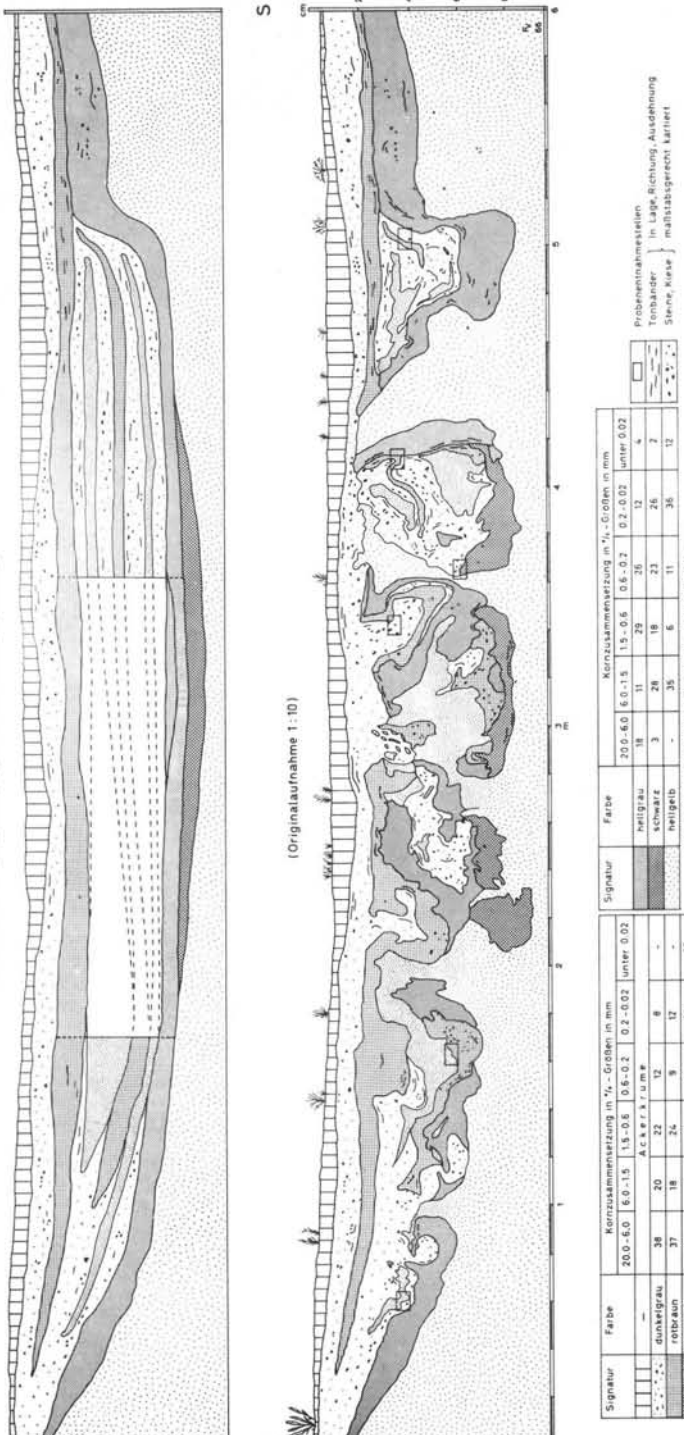


Abb. 5. Würgebodenprofil aus dem Gebiet der 1700 m Fläche südöstlich von Nova Lisboa.

Würgeböden

Anläßlich einer Geländebegehung im Randbereich des 1700 m hoch gelegenen Planaltos wurde auf der nahezu ebenen Hochfläche, 2 km südlich von Nova Lisboa (13°S/16°E), in einem Eingeborenenfeld ein Bodeneinschlag von 30 cm Durchmesser und 30 cm Tiefe mit deutlichen Verfärbungen entdeckt. Weitere Nachprüfungen legten gut sichtbare Materialsortierungen in Form von schräggestellten Schichten frei und veranlaßten größere Aufgrabungen an verschiedenen Stellen, aus deren Verbindung untereinander schließlich der auf der Abb. 5 sichtbare Aufschluß hervorging. Bereits während dieser Arbeiten widerlegten entstehende Abschnitte birnenförmig in den Boden sich einstülpender Schichtenverwulstungen die Vermutung, daß es sich bei den vorliegenden Bildungen um Folgeerscheinungen des Wanderhackbaues handeln könnte. Vielmehr zeigte sich auf Grund auffallender äußerer Ähnlichkeiten der gekröseartigen Strukturen mit solchen höherer Breiten die Notwendigkeit, genaue Aufnahmen und Untersuchungen des Profils anzustellen. Aus diesen Gründen wurde bereits während der Fertigstellung des Nord—Süd ausgerichteten Suchgrabens von 7 m Länge, 1,3 m Breite und 1 m Tiefe eine Anzahl von Ergebnissen gesammelt, bevor mit der Anfertigung eines typischen Längsschnittes der geglätteten Aufschlußwand nach archäologischer Manier begonnen werden konnte. Mit der Ausgangsbasis einer waagerecht an der Oberfläche gespannten, mit Dezimetermarken versehenen Meßleine ließen sich in der Horizontalen und Vertikalen alle äußerlich sichtbaren Einzelheiten kartieren und im Maßstab 1 : 10 auf Millimeterpapier übertragen. Diese Arbeitsweise erlaubte an Ort und Stelle in Verbindung mit den Beobachtungen während der Grabung die genaue Festlegung der Schichtenlagerung, ihrer Grenzen, Mächtigkeiten, unterschiedlichen Färbungen und Korngrößenzusammensetzungen, deren alle noch zeichnerisch darstellbaren Kiese und Steine lage- und maßstabgetreu übertragen wurden (Abb. 5). Vor allem konnten bei der Bestimmung sämtlicher Details in schwierigen Fällen die Entscheidungen durch zusätzliche Probenentnahmen leicht gefällt werden, so daß damit eine verläßliche Genauigkeit erreichbar war.

Aus der Verbindung aller durch makroskopische Untersuchungen gewonnenen Ergebnisse läßt sich zunächst die Ausdehnungsbeschränkung der interessierenden Ablagerungen auf den engen Raum einer ovalen, 6 mal 5 m messenden einstigen Muldenform unbekannter Entstehungsursache festlegen. Ihre Morphogenese muß als Problem wegen bisher fehlender geomorphologischer Studien über diesen Raum genauso offen bleiben wie dasjenige der Herkunft der verschiedenen, in die Senke eingelagerten Materialien. Die Beantwortung dieser Frage fällt angesichts der Fundstellenlage im Wasserscheidenbereich des hochgelegenen Flächenrestes besonders schwer und ist durch die heutigen Reliefgegebenheiten nicht zu erklären. Zum weitaus überwiegenden Teil handelt es sich bei jenen jüngeren Ablagerungen neben Sanden mit gelegentlich auftretenden Kiesen und Steinen vor allem um einstige Lateritkrustenbestandteile in verschiedenster Form. Diese bestehen einerseits aus rötlich braunen Partikeln von Mittelkies bis Grobsandgröße mit noch deutlich erkennbarer typischer Struktur, schalenartiger Verwitterungsschicht und allseitig zugerundeten Oberflächen. Andererseits finden sich die Zerfallsprodukte dieser Lockergesteine in mannigfacher Ausbildung von zertrümmerten Resten der Kiese und Sande über Quarzteilchen mit noch deutlichen Rotfärbungen in Vertiefungen und Rissen bis hin zu Schluffen und feinsten Tonen (Abb. 6).

Die Besonderheit der verschiedenen beschriebenen Bestandteile ist allerdings ihr nach bestimmten Korngrößen geordnetes Auftreten in Form teils stark voneinander abweichenden Schichten, die in größerer Anzahl in die Muldenform hineinziehen. Während das überall auf der umgebenden Fläche festgestellte Normalprofil von ungestörter horizontaler Lagerung gekennzeichnet ist und dem Anschnitt am Nordrand des Suchgrabens entspricht (Abb. 5), verändern sich diese Merkmale spontan mit dem Eintritt in die im Liegenden

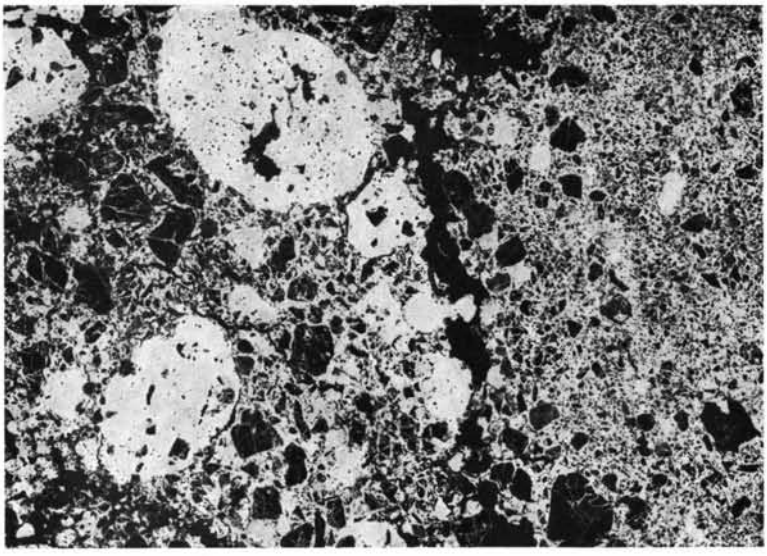


Abb. 6. Dünnschliff der Probe 2 aus dem Profil der Abb. 5 (Lage: 30 cm unter der Oberfläche und 410 cm vom Längsschnittbeginn entfernt). Im Vergleich mit der Originalaufnahme, Abb. 5, hebt sich deutlich die Schichtgrenze durch schwarze, langgestreckte Hohlräume und umgebende unterschiedliche Materialzusammensetzungen ab. Alle sichtbaren Bestandteile sind Reste einstiger Lateritkrusten. Besonders auffällig sind die Einregelungserscheinungen der unteren Korngrößen, vornehmlich auf der rechten Seite der Abb. (Erklärung siehe Text.)

vorgezeichnete Senke. Deutlich vermehrt sich vom allseitig umrahmenden Muldenrand her die bekannte Abfolge um wenige nur auf die Senkenform beschränkte Schichten, deren keilförmige Enden in Bodeneinschlägen wie im Nordteil der Aufgrabung in Erscheinung treten (Abb. 5). Besonders bemerkenswert ist jedoch mit zunehmender Annäherung zum Muldenmittelpunkt ein girlandeförmig sich verformendes Liegendes und zugleich ein verstärktes Verwinden aller Bodenschichten, deren Grenzen und Zusammenhänge zur Mitte hin durch Zerreißungen, Quetschungen, Verwürgungen und Injektionen verwischt und vermengt werden. Stellenweise ist sogar ein mauerartiges Aufsteigen des Liegenden bis zur Oberfläche oder seine direkte Verbindung mit durchstoßenden, auf die Muldenform beschränkten Schichten zu beobachten. Auch der Austausch ganzer Schichtfetzen oder ihr wellenförmiges Absinken gehören zu diesen Besonderheiten. Bemerkenswerterweise finden sich jene stattgefundenen, beschriebenen Bewegungsvorgänge auch in der makroskopisch sichtbaren Zusammensetzung der verschiedenen Schichten wieder, in deren Verbiegungsrichtungen stets eine Orientierung der unsortierten Kiese und gelegentlich auftretender dünner Tonbänder vorhanden ist (Abb. 5).

Die Analyse der beobachteten Details während der Grabung und der Kartierung führte schließlich zu einer Rekonstruktionsmöglichkeit der einstigen Lagerungsverhältnisse innerhalb der muldenförmigen Einsenkung, die sich an dem typischen Längsprofil (Abb. 5) nachvollziehen läßt. Unzweifelhaft sicher lassen sich im Nordbereich der Senke neben den bekannten, weit verbreiteten oberflächennahen Schichten die Ansätze derjenigen jüngeren auszählen, die überall im Umkreis nur auf kurze Distanz zur Mitte hin verfolgbar sind. Im Fall der dritten, unterhalb der Feldfläche befindlichen, bereits verbogenen und zerteilten Lage läßt sich sogar ihre einstige Zusammengehörigkeit durch einfache Ausmessung der vorhandenen Reste belegen.

Diese Kenntnisse sind selbst auf die bereits randlich verformten Partien im Süden des Aufschlusses übertragbar, wo mit ihrer Hilfe die korrespondierende Anzahl der einzelnen Bänder identifizierbar ist. Gemessen an der auftretenden Regelmäßigkeit dieser Schichtenabfolge lassen sich ihre ursprünglich vorhandenen Verbindungen auch für den Mittelteil des Senkenbereichs als ehemals kennzeichnend vermuten, wodurch zugleich eine Zuordnungsprüfung der verwürgten Schichtenteile am Normalfall möglich ist. In Anwendung jener Arbeitsweise lassen sich die Grenzen sicherer Aussagen beträchtlich zur Profilmitte hin ausweiten, so daß schließlich nur ein inneres Drittel der Fläche übrigbleibt, in dessen Bereich sich die Rekonstruktion wegen der ausgeprägten Gekrösestrukturen etwas schwieriger gestaltet. Auch wenn hier Aufgrabungsbeobachtungen unterstützend herangezogen werden können, deren Profilschnitte für den fraglichen Mittelteil nur gelegentlich als sichere Vergleiche verwendbar sind, so ist die einstige Schichtenabfolge trotzdem in befriedigender Weise schematisch ableitbar (Abb. 5 oben).

Damit ist schließlich die Möglichkeit gegeben, an diesem Standardquerschnitt das ungefähre Ausmaß der Verbiegung und Verwürgung oder die Bewegung einzelner Schichtenteile im Boden zu prüfen, auch wenn ihre früheren Mächtigkeiten an keiner Stelle mehr abschätzbar sind.

Zur ursächlichen Erklärung der beschriebenen Turbulenzerscheinungen waren allerdings die im Gelände benutzten Arbeitsweisen angesichts der besonderen geographischen Fundstellenlage nicht vollends ausreichend, so daß zusätzliche Detailuntersuchungen auf die rekonstruierten Ablagerungsverhältnisse ausgedehnt wurden. Insbesondere galten diese der makroskopisch nicht weiter bearbeitbaren Zusammensetzung der unterschiedlichen Schichten, deren ergänzende Korngrößenbestimmungen mit Hilfe des Mikroskops und durch Siebanalysen mitgeführter Proben abgesichert werden konnten (Abb. 5).

Vor allem jedoch erschien eine Untersuchung der beobachteten Orientierung von Kiesen und kleineren Steinen in ihrer Verbreitung innerhalb geringerer Korngrößenzusammensetzungen als ein Weg, die gesuchten Entstehungsursachen näher einzugrenzen. Zu diesem Zweck waren an ausgewählten Stellen des Profils eine Reihe von Bodenproben entnommen worden (Abb. 5), von denen sowohl im Anschnitt als auch rechtwinkligen Querschnitt Dünnschliffe hergestellt wurden. Insgesamt betrachtet erbrachten die mikroskopischen Auswertungen eine gute Ergänzung und Bestätigung der im Gelände gewonnenen Resultate, deren Vielfalt am besten mit der Abbildung der Probe 2 (Abb. 6) belegt werden kann. Eindrucksvoll scharf heben sich selbst in der Vergrößerung die Schichtgrenzen ab, die teilweise sogar in Form spaltenartiger Lücken, meistens jedoch durch starke Korngrößenunterschiede unterstrichen werden. Deutlich lassen sich auch die Arbeitsergebnisse im Gelände unterbauen, die die Materialien als lateritische Zerfallsprodukte in verschiedenen Stadien und unterschiedlicher Verteilung in einzelnen Schichten definiert hatten. Die Allgemeingültigkeit dieser Aussagen für sämtliche Proben bestätigt sich schließlich auch in den klar zu beobachtenden Einregelungen der unteren Korngrößen, wie sie beispielsweise am rechten Rand der Abb. 6 zu erkennen sind. Selbst in teilweise vergrößerten Ausschnitten dieser Partien ist noch im Maßstab 1 : 90 die Orientierung kleinster Teilchen bemerkenswert, die sich auf längere Strecken verfolgen läßt. Derartig beobachtete Anordnungen entsprechen in ihrem jeweiligen Auftreten, innerhalb der einzelnen Proben von verschiedenen Entnahmestellen, genau den angrenzenden, makroskopisch sichtbaren Schichtgrenzverläufen und ihren Verknetungen in allen Lagen und Richtungen. Auffälligerweise sind diese Eigenarten im vorliegenden Untersuchungsgebiet auf ganz bestimmte Korngrößenzusammensetzungen innerhalb der Schichten beschränkt, die sich folgendermaßen eingrenzen lassen: Während absolut keine Einregelungen in Materialien mit geringeren Durchmessern als 0,02 mm auftreten, ist jenes Kennzeichen am ausgeprägtesten von diesem Grenzwert an aufwärts bis zu Korngrößen von 1,5 mm zu finden und bestimmt zugleich in jedem Fall für alle ein- und angelagerten größeren Partikel bis zu Kiesgröße

ihre im Gelände kartierte auffällige Ausrichtung. Demgegenüber lassen die in den vorwiegend jüngeren Schichten auftretenden übrigen Sortierungsgrade von Grobsand aufwärts nur selten vergleichbare Eigentümlichkeiten erkennen; meistens kommt es in jenen Zonen in günstigen Fällen zu parallelen Anlagerungen einzelner Körner unterhalb größerer Kiese, die nur durch eine abwärtige Bewegung jener schwereren Partikel erklärt werden können.

Diese ergänzenden Detailstudien erlauben in der Verknüpfung mit den vorangegangenen Untersuchungsverfahren die abschließende Einengung der gesuchten Verwürgungsursachen der Schichten, von denen die anfangs geäußerte denkbare Möglichkeit durch Hackbau bereits ausgeschieden ist. Auch die von BREMER (1965) zusammengefaßte Deutung der Gilgaibildungen ist nicht als zutreffender Vergleich anzuwenden. Gleichfalls sind alle Ergebnisse mit einem weiteren vorstellbaren Zusammenhang unvereinbar, der die beobachteten Tatsachen als Folge von Einsinkprozessen spezifisch schwererer Sedimente in unterlagernde Schichten bei völliger Wasserdurchtränkung des Bodens in Erwägung ziehen würde. Zwar haben BUTRYM u. a. (1964) die dabei selten mehr als zwei Dezimeter erreichenden Bodenbewegungen beschrieben und mit solchen periglazialen Ursprungs verglichen, doch führten diese Umstände nie zu totalen Verwürgungen wie im vorliegenden Untersuchungsbeispiel. Der hier entwickelte Austausch ganzer Schichtfetzen über relativ große Distanzen sowie die meist deutlich erhaltenen Abgrenzungen verschiedener Lagen untereinander lassen sich kaum bei völliger Wasserübersättigung erklären; vor allem würden die beobachteten Einregelungserscheinungen unverständlich bleiben.

Alle gesammelten Beobachtungen und Ergebnisse lassen nur die letzte Erklärungsmöglichkeit der fraglichen Bildungen durch Frosteinwirkungen offen, deren Ansätze und Entstehungsursachen sich aus den Aufschlußverhältnissen selbst ergeben. Zwar bestehen im rein äußerlichen Erscheinungsbild auffällige Ähnlichkeiten mit vielen Beispielen aus der umfassenden Literatur, doch gelten diese Umstände allein nicht als Beweis. Offensichtlich liegt der auslösende Faktor der Verwürgungen in den wenigen, auf die Muldenform beschränkten Schichten begründet, die im vergleichsweise ungestörten Normalprofil der Umgebung nicht auftreten. Damit ist bereits der wichtigste Ausgangspunkt gefunden, der die Suche nach den ursächlichen Zusammenhängen auf eine ganz bestimmte verbleibende Anzahl von Schichten und ihre Beschaffenheit konzentriert. Von diesen läßt sich bereits durch das angewandte Rekonstruktionsverfahren die drittoberste Lage abtrennen, die an den umrahmenden Muldenrändern keine Verformungstendenz zeigt (Abb. 5) und deren frühere horizontale Verbindung zur Mitte hin durch Ausmessung kontrollierbar war. Jene Eigenschaften belegen eindeutig nur eine passive Reaktion dieser Zone auf gewisse Beanspruchungen, die teilweise auch im Anschnitt ihres tiefer gelegenen Äquivalents ähnlicher Materialbeschaffenheit sichtbar ist. Das gleiche gilt auch für die begleitenden, mehrfach auftretenden grobkörnigen Ablagerungen, sowohl direkt unterhalb der Oberfläche als auch besonders am Nordrand der Senke, die ebenfalls erst mit zunehmender Annäherung zur Mitte von Verwürgungen und Verknetungen gekennzeichnet sind. Diese übrigens auch in der untersten, ältesten Lage zu beobachtenden Kräfteauswirkungen auf ihre Verformung können schließlich nur den Ausgang von den zwei verbleibenden, aus Feinmaterialien bestehenden Schichten genommen haben, die auch die auffälligsten Veränderungen aufweisen.

An ihr Vorhandensein, ihre beschriebene Zusammensetzung und ihre Lage im gesamten übrigen Ablagerungsverband knüpft sich schließlich die Erklärung und der Beweis für den durch Frosteinwirkung entstandenen Würgeboden (STEEGER 1944). Unter der Voraussetzung starker Bodendurchfeuchtung und kalter klimatischer Bedingungen gingen von der Eigenschaft dieser Schichten, der Anziehung erheblicher Wassermengen des Untergrundes während des Gefrierens und der damit verbundenen Ausdehnung, die entscheidenden Wirkungen auf die festgestellten Verformungsprozesse aus. Gerade innerhalb der auf engem Raum stark wechselnden Lagen unterschiedlichster Korngrößen waren die fein-

körnigen, frostgefährlichen Bodenarten zur Ausbildung von Eisschichtnetzen prädestiniert, während es beim Gefriervorgang innerhalb der gröberen Materialien höchstens zur Eisausfüllung der vorhandenen Porenräume kommen konnte (DÜCKER 1954).

Deutlich gehen die Auswirkungen dieser prinzipiellen Entwicklungstendenzen aus dem abgebildeten Profil hervor, selbst wenn es augenblicklich nicht möglich ist, für jede Einzelform die Entstehungsursache durch Frieren oder Tauen oder einer Verbindung beider Vorgänge zu bestimmen. Gleichfalls ist es mangels vorhandenen Vergleichsmaterials ausgeschlossen, die beobachteten und beschriebenen Kräfteeinflüsse auf einmalige oder häufig sich wiederholende Vorgänge zurückzuführen, so daß schließlich nur das Endresultat jener Wirkungen analysiert werden kann.

Für die gesamte Entwicklung war die bereits mehrfach hervorgehobene Tatsache der verhältnismäßig gering beanspruchten, bis 25 cm hinabreichenden Schichten von ausschlaggebender Bedeutung, deren kaum veränderte Partien nur mit ihrem gefrorenen Zustand während der in tieferen Zonen ablaufenden Bodenbewegungen zu erklären sind. Demzufolge mußten sich zwangsweise in jenem unteren Bereich alle Kräftewirkungen in primär abwärts und seitwärts gerichteter Tendenz entwickeln, wobei ihre Bindung an das Auftreten der beschriebenen Schichten im Profilvergleich und den vorher dargestellten Untersuchungsergebnissen zum Ausdruck kommt. In übereinstimmender Weise nehmen daher sowohl die Verwürgungsbildungen als auch die Beanspruchungen des gefrorenen Oberbodens mit ansteigender Mächtigkeit der frostgefährlichen, feinkörnigen Lagen zum Mittelpunkt hin zu, in dessen Bereich sich folglich die größten Pressungserscheinungen bemerkbar machen. Aus diesen Gründen findet sich hier auch der bereits angeführte Austausch von Schichtteilen oder ihr birnenförmiges Einsinken, ihr Durchstoßen bis in das Liegende und wiederum dessen Aufsteigen bis an die Grenze der gefrorenen obersten Bodendecke. Die Wirkungen dieser nur als Ausgleich- und Ausweichbewegungen zu verstehenden Veränderungen sind ihrem Einfluß entsprechend bis in die girlandenähnlichen Formen der untersten Ablagerungen im Muldentiefsten zu verfolgen, wo sie erst am Übergang zum allseits unterlagernden Material enden. Doch werden diese Bewegungsvorgänge auch im aufgezeigten Zusammenhang der untersuchten Mikrostruktur innerhalb der Schichten nachgezeichnet, von denen folgerichtigerweise die frostgefährlichen Zonen mit Korngrößen unter 0,02 mm keine Besonderheiten aufweisen. Dagegen tritt das aufschlußreiche Merkmal der Orientierung von Partikeln größeren Durchmessers bis 1,5 mm und teils darüber in den meisten umgebenden Lagen auf, in welchen infolge der Druck- und Pressungserscheinungen alle Einregelungen den stattgefundenen Fließbewegungen entsprechend ausgerichtet sind.

Alle diese beschriebenen Eigenarten sind typisch für gewisse Bodenfrosterscheinungen in Gebieten höherer Breiten, die sich in vielerlei Veröffentlichungen und in einer besonders großen Anzahl ähnlicher Beispiele bei DÜCKER (1954) und STEEGER (1944) finden. In vielfacher Hinsicht zeigen die makroskopisch vergleichbaren Ausgangsbedingungen und Abhängigkeiten auffallend große Übereinstimmungen. Hingegen stehen bei der Anwendung von Dünnschliffen in ähnlichen Zusammenhängen erste Erfahrungen nur über die Mikrostruktur solifluidal bewegten Bodens von BECKMANN (1967) zur Verfügung.

Schwierigkeiten bereitet allerdings, in Verbindung mit den vorangegangenen Gegenüberstellungen, eine Antwort auf die klimatischen Voraussetzungen für das im Hochland Angolas entdeckte Untersuchungsbeispiel, dessen Entstehung nach allem bisherigen Wissen nicht auf „periglaziale" Einwirkungen zurückgeführt werden kann. Auch die gegenwärtigen Bedingungen mit ihren nur gelegentlich auftretenden Nachtfrösten sind als mögliche Erklärung völlig unzureichend, selbst wenn im Raume Silva Porto nach Aussagen von Einwohnern die Temperaturen bis auf —4° C absinken können (BORCHERT 1963). Die verfügbaren Tatsachen erlauben nur die bereits ausgeführte Ableitung eines kalt-feuchten

Klimas als Ursache der Bodenfrosterscheinungen, da allein unter diesen Bedingungen sowohl die Verwürgungsbildungen selbst als auch die große Bodenplastizität bei stärkster Feuchtigkeitssättigung der betreffenden Schichten und des Untergrundes erklärbar sind. Auffälligerweise waren genau die gleichen klimatischen Eigenarten im zweiten, vorangegangenen Untersuchungsabschnitt von ausschlaggebender Bedeutung, so daß daraus für den vorliegenden Fall nicht nur eine parallele Bestätigung erwächst, sondern auch die gleiche Schlußfolgerung einer im geringen Maße vorhandenen Vegetation in jener Zeit unterstützt wird.

In Fortsetzung der vergleichenden Betrachtung ergeben sich schließlich auch entsprechende Übereinstimmungen in bezug auf die relative Altersdatierung, die in den inzwischen noch nicht aufgetretenen Verwitterungserscheinungen den Hinweis einer verhältnismäßig kurz zurückliegenden Entstehungszeit trägt. Diese Bedingungen begünstigen vor allem die Kartierung sämtlicher wichtiger Aufschlußgegebenheiten im Gelände, deren makroskopisch sichtbare Einzelheiten nicht die geringsten Veränderungen oder Zerstörungen aufwiesen. Diese gleichfalls ein geringes Alter belegenden Tatsachen werden zusätzlich durch die Untersuchungen der Mikrostrukturen gestützt, die in ähnlicher Weise zu denselben Schlußfolgerungen führen. Selbst in diesen Korngrößenbereichen finden sich wider Erwarten keine Verlagerungen, die vielleicht in Anbetracht der jährlichen Niederschlagsmenge von 1124 mm und ihrer Verteilung angenommen werden könnten.

Die Altersstellung der untersuchten Ablagerungen

Obwohl absolute Datierungen auf Grund fehlender Kriterien nicht auszuführen waren, ließ sich doch aus den vorangegangenen morphologischen Untersuchungsergebnissen ein relativ junges Alter der verschiedenartigen Bildungen folgern. Im Fall der letzten beiden Arbeitskomplexe war darüber hinaus eine gegenüber der Gegenwart kältere Klimaphase die Voraussetzung der abgehandelten Formenentwicklung. Bei aller Vorsicht bietet sich so zunächst auch die Möglichkeit, vorläufig die Entstehung der Steinhorizonte als etwa gleichzeitig anzusetzen. Die genaue Datierung und zeitliche Einordnung jener klimatischen Wirkungen bereitet allerdings gewisse Schwierigkeiten, die zum einen in bis heute völlig fehlenden gleichartigen Arbeiten begründet sind. Zum anderen mangelt es im weiten Raum Angolas an entsprechenden, zuverlässigen Daten der bisher kaum bekannten klimatischen Gegegbenheiten aus jüngster geologischer Vergangenheit. Abgesehen von mehr oder minder spekulativen Vermutungen sind erste sichere diesbezügliche Angaben bisher nur aus der Dundo Region im Nordosten Angolas verfügbar, wo aus datierbaren Ablagerungen in 700—800 m hoch gelegenen Tälern um Mufo (7° 36′ S / 21° 25′ E) der beginnende Versuch einer Chronologie vom Jüngeren Pleistozän bis heute zusammengestellt wurde (Zinderen-Bakker & Clark 1962). Diese durch verschiedene, sich ergänzende Arbeitsweisen erlangten Daten bieten offensichtlich ein sehr hohes Maß an Sicherheit, sowohl durch die angewandten Methoden als auch durch ihre Parallelisierbarkeit mit entsprechenden Zeitmarken aus Gebieten des östlichen Afrika in ähnlicher Breitenlage.

Dementsprechend könnte auf Grund des erschlossenen, übereinstimmend relativ geringen Alters der eigenen Untersuchungsbeispiele vorläufig nur das Haupt Gamblian als einzig mögliche Entstehungsphase erschlossen werden. Da ausschließlich aus dieser Zeit, in der Spanne von 30 500 und 14 503 vor der Gegenwart, entsprechende Daten eines kälteren und feuchteren Klimas aus verschiedenen Gebieten vorliegen, bleibt beim jetzigen Stand des Wissens allein diese Periode als erklärende äußere Bedingung für die untersuchten Bildungen übrig. Im Gegensatz zu einem vorhergehenden, dem gegenwärtigen ähnlichen Klima wirkte sich jene folgende, kühl feuchte Epoche für den Nordosten Angolas in einem recht merklichen Temperaturabfall und einer Veränderung der Pflanzenbedeckung aus. Jene Vegetation ähnelte teilweise den heutigen Beständen in den zwischen

13°—15° S und 1700—2200 m hoch gelegenen Distriktteilen von Moxico, Bié, Benguela und Huila. Damit ergibt sich ein sicherer Indikator für den festgestellten, offenbar sehr deutlichen klimatischen Wechsel, der einer erhöhten Lage des auf 7° 36′ S gelegenen Geländes um mindestens 500 m entsprochen haben würde. Selbst wenn damit für die eigenen Untersuchungsgebiete in beinahe zweifacher Entfernung vom Äquator und doppelter Höhe die vollzogenen indirekten Schlüsse einer entsprechenden und gleichzeitigen Vegetationsverminderung nicht weiter präzisierbar sind, so fügen sich doch die Ableitungen der morphologischen Untersuchungen gut in jenes Gesamtbild ein. Vor allem belegen die sich gegenseitig stützenden Ergebnisse eindeutig das Absinken der Temperaturen in Verbindung mit der größeren Feuchtigkeit des damaligen Klimas, dessen Auswirkungen und Eigenarten allerdings noch nicht über die vorliegenden Ausführungen hinaus verallgemeinert werden können.

Schlußbemerkungen

Die unter den anfangs beschriebenen Umständen gewonnenen, verschiedenartigen Beobachtungen und Resultate zeigen deutlich, daß sie zur Zeit nur als einzelne Anhaltspunkte eines im praktischen Sinne bisher kaum bearbeiteten Problemkreises angesehen werden dürfen. Unzweifelhaft sicher müßten sich jedoch weitere, unter den gleichen klimatischen Bedingungen entstandene Zeugnisse verschiedener Art finden lassen.

In diesen Zusammenhängen nimmt offenbar der Planalto Angolas, besonders mit seinen randlichen Bereichen, eine Schlüsselstellung für weitere Untersuchungen zum vorliegenden Komplex ein, dessen Einzelfragen genau wie die Probleme der Warvenzählung und die der Mikrostruktur der Würgeböden weiterhin verfolgt werden müßten.

Alle bisher verfügbaren Tatsachen sind absolut noch nicht ausreichend genug, um aus ihnen bereits jetzt weitere Folgerungen und großräumige Verknüpfungen herleiten zu können. Die aus dem Fehlen verläßlicher Grundlagen verschiedener Art entstehenden Mängel und Schwierigkeiten bestimmen zum großen Teil, wie in der vorliegenden Arbeit, den Gang aller Untersuchungen und beschränken deren Aussagekraft auf den entsprechenden Standort.

Literaturverzeichnis

Beckmann, W.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Mikrostruktur von solifluidal bewegtem Bodenmaterial in der Sierra Nevada (Andalusien). — Anales de edafologia y agrobiologia, Tomo XXVI, Nums. 1—4, 351—360, Madrid 1967.

Borchert, G.: Südost-Angola. — Hamburger Geogr. Studien, **17**, Hamburg 1963.

Borges, A. & Mouta, F.: Sur l'existence et distribution du Karro dans l'Angola. — Compte rendu XV. Int. Geol.-Kongr. South Africa, **2**, 186—209, Pretoria 1929.

Bremer, H.: Musterböden in tropisch-subtropischen Gebieten und Frostmusterböden. — Z. f. Geomorphologie N. F., **9**, 222—236, Berlin 1965.

Butrym, J., Cegla, J., Dzulnynski, S. & Nakonieczny, S.: New Interpretation of "Periglacial Structures". — Folia Quaternaria, **17**, 1—34, Krakau 1964.

Dücker, A.: Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. — Göttinger Geogr. Abh., **16**, Göttingen 1954.

Fölster, H.: Morphogenese des südsudanesischen Pediplane. — Z. f. Geomorphologie N. F., **8**, 393—423, Berlin 1964.

Jessen, O.: Ein Glazialvorkommen in Mittel-Angola. — Geol. Rdsch., **XXV**, 38—41, Stuttgart 1934.

Mouta, F.: Nota Explicativa do Esboço Geologico de Angola. — Junta de Invest. do Ultramar, Lisboa 1954.

Steeger, A.: Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. — Geol. Rdsch. **XXXIV**, 520 ff., Stuttgart 1944.

van Zinderen-Bakker, E. M. & Clark, J. D.: Pleistocene Climates and Cultures in North-Eastern Angola. — Nature, Vol. 196, 639—642, London 1962.

Manuskr. eingeg. 18. 12. 1969.

Anschrift des Verf.: Dr. Frithjof Voss, 2 Hamburg 13, Rothenbaumchaussee 21/23, Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 161-172	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Untere Mittelterrasse und Krefelder Mittelterrasse im Südteil der Niederrheinischen Bucht

Von Klaus-P. Winter, Frankfurt am Main

Mit 5 Abbildungen

Zusammenfassung. Eine Revision der im Südteil der Niederrheinischen Bucht üblichen Gliederung der jüngeren Mittelterrassen in Untere Mittelterrasse (UMT) und Krefelder Mittelterrasse (KMT) ergab: Der morphologisch deutlichen Zweiteilung der Terrassenflur im Raume Köln liegt keine Unterteilung der fluviatilen Aufschüttung zugrunde. Sie wird durch stark unterschiedliche Deckschichtenmächtigkeiten vorgetäuscht. Die abgedeckte Schotteroberfläche der UMT ist mit ausgeglichenem Längs- und Quergefälle über die ganze Breite dieser Talstufe von Bonn bis Stommeln (südlich Köln) zu verfolgen. Es liegen keine Hinweise auf eine noch tiefere Mittelterrasse (= KMT) vor. Der Profilaufbau des Schotterkörpers und die sedimentologische Entwicklung geben ebenfalls keine Anhaltspunkte für die bisher u. a. angenommene streckenweise Überlagerung der UMT durch Aufschüttungen der KMT.

Die für die UMT als typisch geltende interglaziale Bodenbildung wurde in allen Profilen beobachtet. Diese Ergebnisse zeigen, daß die KMT im Südteil der Niederrheinischen Bucht nicht ausgebildet ist.

Summary. The area of the Lower Middle-Terrace (Untere Mittelterrasse) and the Krefeld Middle-Terrace (Krefelder Mittelterrasse) in the southern part of the Lower Rhine Vallay has been restudied. Results: In the western part of Köln the morphological division of these terraces is not due to fluvial accumulation but dependent on the different thickness of overlaying deposits (loess). The Lower Middle-Terrace covers the whole vallay step. The Krefeld Middle-Terrace is not developed.

I. Einleitung

Trotz der in den letzten zwanzig Jahren verstärkten Anstrengungen, unter Anwendung verschiedenster Untersuchungsmethoden die Gliederung der Rheinterrassen in der Niederrheinischen Bucht zu verbessern, blieben Probleme ungeklärt bzw. nur unbefriedigend gelöst. Das gilt in besonderem Maße für die Mittelterrassen im Südteil der Niederrheinischen Bucht — hier speziell für die Beziehungen zwischen der Unteren Mittelterrasse (UMT) und der Krefelder Mittelterrasse (KMT).

Nordwestlich von Köln ist neben der UMT eine weitere ausgedehnte Geländestufe ausgebildet, die von der UMT morphologisch deutlich abgesetzt ist. Sie wird seit Quitzow (1956) als der südliche Ausläufer der KMT im Raume Krefeld aufgefaßt.[1]) Stromaufwärts geht diese Geländestufe unter allmählicher Abnahme des vertikalen Abstandes westlich von Köln in die Terrassenflur der UMT über (Abb. 1).

Insbesondere das Problem dieses morphologischen Übergangs in die UMT gab seit Fliegel (1908) bis in die jüngste Zeit (z. B. Kopp & Woldstedt 1965) wiederholt Anlaß zu Deutungsversuchen. So war bislang die schon von Fliegel aufgeworfene Frage, ob diese „tiefste Mittelterrassenstufe" lediglich eine Erosionsform in der UMT ist, oder ob sie eine selbständige Akkumulation darstellt, nicht entschieden.

Quitzow (1956) nimmt an, daß diese Geländestufe zwischen UMT und Niederterrasse (NT) eine selbständige Aufschüttung (= KMT) darstellt. Diese Ansicht wird auch in den

[1]) Die Krefelder Mittelterrasse — als jüngste Mittelterrassenstufe — besitzt ihre größte Verbreitung im Raume Krefeld. War schon ihre Abgrenzung als selbständige Terrasse gegen die UMT problematisch (vgl. hierzu u. a. Steeger 1925a, 1925b, 1926 und Bertsch, Steeger & Steusloff 1931), so konnte ihre stratigraphische Stellung bis heute nicht eindeutig festgelegt werden (z. B. Thome 1959).

folgenden Arbeiten von BREDDIN (1958), VINKEN (1959), KAISER (1961) und PAAS (1962) vertreten. Für den morphologischen Angleichungsbereich beider Terrassen und die stromaufwärts gelegenen Abschnitte der UMT ergaben sich damit zwangsläufig zwei Deutungsmöglichkeiten:

a) Die Aufschüttung der KMT hat hier gerade das Niveau der UMT erreicht,
b) die KMT hat Teile der UMT überschottert.

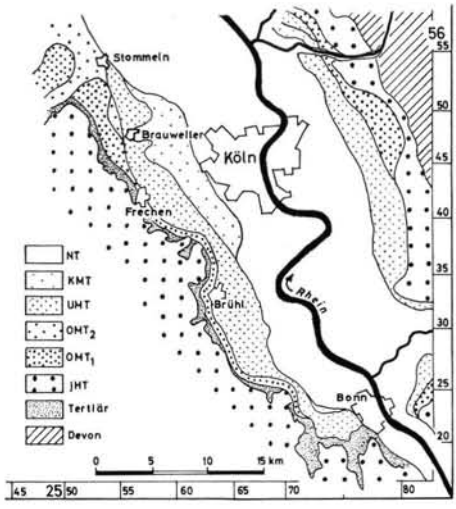


Abb. 1. Übersichtskarte der Flußterrassen im Südteil der Niederrheinischen Bucht (nach QUITZOW 1956, KAISER 1961, AHORNER 1962, PAAS 1962 und HELLER & BRUNNACKER 1966).

Von QUITZOW wird die zweite Möglichkeit als wahrscheinlicher angesehen. In gleichem Sinne äußert sich auch PAAS, der auf Grund pedologischer Untersuchungen eine Verbreitung des Schotterkörpers der KMT zumindest in den nahe zur Niederterrasse gelegenen Abschnitten der UMT bis in den Raum von Bonn annimmt (Abb. 1).

Eine Neubetrachtung der bisherigen Ergebnisse und Deutungen wurde ausgehend von einer morphologischen Aufnahme der Terrassenfluren der UMT und KMT und nach einer Auswertung der aus diesem Gebiet vorliegenden zahlreichen Bohrprofile möglich. Die Bohrprofile gestatteten sichere Aussagen über die Deckschichtenmächtigkeiten und damit über die Gestaltung der Schotteroberfläche. Zudem wurden die Untersuchungsergebnisse der Profilentwicklung und des sedimentologischen Aufbaus der UMT in diesem Gebiet (WINTER 1968) herangezogen.

Die Arbeiten blieben auf das linksrheinische Gebiet beschränkt, da rechtsrheinisch mit Ausnahme kleinerer, weiter nördlich gelegener Vorkommen der KMT zwischen Düsseldorf und Leverkusen (PAAS 1962) nur die UMT vertreten ist.

II. Morphologische Situation

Für die Untersuchungen im Bereich der UMT und KMT wurden neben der eigenen Kartierung auch die morphologischen Daten aus älteren geologischen Karten herangezogen, da die ursprüngliche Geländeform besonders im morphologischen Übergangsbereich UMT/KMT durch dichtere Besiedlung heute kaum noch in ihren Zusammenhängen zu erkennen ist. Der betrachtete Raum zeigt zwei morphologisch unterschiedliche Bereiche — im folgenden als südlicher und nördlicher Abschnitt bezeichnet — die etwa in Höhe des Frechener Baches aneinandergrenzen (Abb. 2).

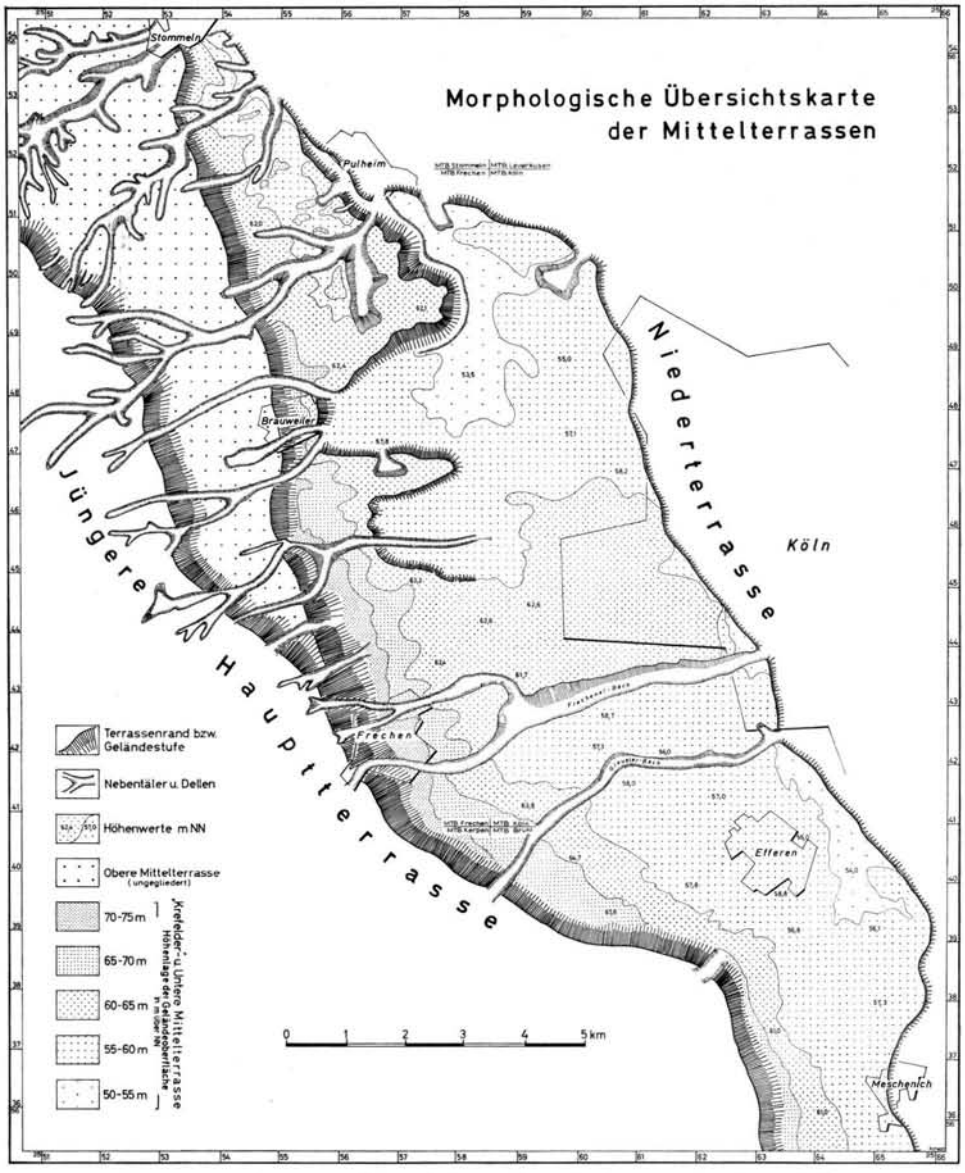


Abb. 2. Morphologische Übersichtskarte der Mittelterrassen im Raume Köln.

1. Südlicher Abschnitt

Der südliche Abschnitt — also die von der UMT eingenommene Terrassenfläche zwischen Bonn und dem Frechener Bach — zeigt ein ausgeglichenes Längsgefälle von ca. + 75 m NN bei Bonn auf + 57 m NN in der Höhe des Frechener Baches. Die UMT besitzt in diesem Abschnitt eine fast ebene Geländeoberfläche, die nur gelegentlich von flachen Dellen und Rinnen unterbrochen ist. Gegen die Niederterrasse ist die Terrassenflur durch einen markanten Erosionshang von 5—8 m Höhe morphologisch deutlich abgesetzt. Ihre uferwärtige Begrenzung ist in der Regel durch einen zunächst sanften, dann aber

steilen Geländeanstieg gegen die höheren Mittelterrassen (z. B. die OMT) bzw. gegen die Jüngere Hauptterrasse (jHT) charakterisiert. Die OMT ist hier nur in schmalen Erosionsresten erhalten, die im Anstieg zur Hauptterrasse morphologisch nicht sicher zu verfolgen sind.

Unmittelbar nördlich des Frechener Baches wird das bis dahin ausgeglichene Längsgefälle der UMT von einem bisher nicht weiter beachteten, quer über die ganze Terrassenflur verlaufenden, riegelartigen Geländeanstieg von 4—5 m Höhe (von + 57 m NN auf maximal + 63 m NN) unterbrochen (Abb. 2). Dieser Anstieg bildet die südliche Begrenzung eines 2—3 km breiten Geländerückens mit durchschnittlichen Höhenlagen um + 62 m NN, der in seiner Form an einen von Westen her angeschütteten Schwemmkegel erinnert. Gegen Norden erfolgt dann wieder ein ganz allmählicher, kaum wahrnehmbarer Geländeabfall. Er leitet in die bislang zur KMT gestellte Terrassenfläche über, deren Höhenwerte um + 55 m NN pendeln. Wir befinden uns damit bereits im nördlichen Abschnitt, in der Zone der bisher angenommenen morphologischen Differenzierung der KMT aus der UMT.

2. Nördlicher Abschnitt

Auch hier ist ein deutlicher Erosionshang gegen die Niederterrasse ausgebildet. Bemerkenswert ist eine stärkere Zerschneidung der Terrassenfläche, wobei die heute meist trockenen Rinnen bis in die Terrassenfluren der Hauptterrasse zurück zu verfolgen sind.

Dieser nördliche Abschnitt ist durch drei markante Geländestufen gekennzeichnet. Fliegel (1908) bezeichnete sie als „höchste, mittlere und tiefste Mittelterrassenstufe". Diese morphologische Aufgliederung wurde in den bisherigen Arbeiten übernommen. So wurde die obere Geländestufe (+ 70—90 m NN) zur OMT, die mittlere Geländestufe (+ 60—65 m NN) zur UMT und die untere Geländestufe (+ 50—55 m NN) zur KMT gestellt.

Stromaufwärts verschmälert sich die hier nicht weiter interessierende Terrassenflur der OMT bis sie nördlich Frechen morphologisch in den Erosionshang zur Jüngeren Hauptterrasse einmündet.

In der Folge werden zum besseren Verständnis die mittlere Geländestufe als „höhere Fläche" (bisher als UMT aufgefaßt) und die untere Geländestufe als „tiefere Fläche" (bisher als KMT aufgefaßt) bezeichnet.

Stromaufwärts gesehen zeigt sich das folgende morphologische Bild (Abb. 2). In der Höhe von Pulheim setzt, von der „höheren Fläche" durch einen markanten Geländeabfall (von + 60 auf 55 m NN) getrennt, die „tiefere Fläche" ein, die rasch an Breite gewinnt. Dieser Geländeabfall wurde in den bisherigen Arbeiten als Terrassenhang angesehen. Er zeigt zunächst einen über ca. 4 km verfolgbaren NW—SE gerichteten Verlauf parallel den Terrassenlehnen von OMT, UMT und NT. Nordöstlich von Brauweiler biegt er dann nach SW um, wodurch die Breite der „höheren Fläche" erheblich reduziert wird und setzt sich in einem weiten Bogen bis in die Höhe von Lövenich fort. Hier schwingt der bis dahin morphologisch gut auszumachende Geländeabfall erneut zurück und läuft unter allmählicher Abnahme der Böschungshöhe in einem zweiten, enger geschwungenen Bogen in der „höheren Fläche" aus (Abb. 2).

Betrachtet man nun das Längsgefälle der UMT im bisherigen Sinne, so fällt auf, daß nördlich des Frechener Baches von bereits erreichten + 57 m NN flußabwärts wieder ein Anstieg auf + 60 m NN festzustellen ist, und daß diese Höhe konstant über den ganzen nördlichen Bereich bis Stommeln beibehalten wird. Dagegen ist das Längsgefälle der bisher zur KMT gestellten „tieferen Fläche" nördlich des morphologischen Überganges mit anfänglich 5 m Höhenverlust auf 1,5 km auffällig stark.

Da für diese Störungen des Gefälles keinerlei Hinweise auf tektonische Einflüsse vorliegen, erschien der Verdacht begründet, daß durch Deckschichtenüberlagerung eine Terrassenaufgliederung nur vorgetäuscht wird; dies um so mehr, da beide Störungen des Längsgefälles und der Übergang der „tieferen Fläche" in die „höhere Fläche" im Gebiet des eingangs beschriebenen Geländerückens liegen.

Die gleiche Skepsis drängt sich auch gegenüber dem ungewöhnlichen, mäanderartigen Verlauf der Uferlinie der KMT auf, der nicht so recht in das Bild der in der Regel gradlinig oder sehr weit geschwungen verlaufenden Uferränder dieses Raumes passen will, zumal sich keine plausible Erklärung für die Anlage dieser engen Bögen findet.

III. Einfluß der Deckschichten auf die Gestaltung der Terrassenlandschaft

1. Morphologische Kriterien

In den bisherigen Bearbeitungen ist den Deckschichtenmächtigkeiten bei den morphologischen Terrassengliederungsversuchen so gut wie keine Beachtung zugekommen, obwohl seit FLIEGEL (1908) Lößmächtigkeiten bis zu 10 m auf den Mittelterrassen dieses Raumes bekannt sind. Eine Ausnahme bildet hier lediglich die Terrassengliederung im Mittelterrassenbogen von Niederaußem (BREDDIN 1958 und HELLER & BRUNNACKER 1966).

Die Vermutung, daß der Geländerücken nördlich des Frechener Baches von außerordentlich mächtigen Deckschichten verursacht wird — im südlichen Abschnitt der UMT liegen die durchschnittlichen Lößmächtigkeiten zwischen nur 1,5—3 m — bestätigte sich in zwei tieferen, kurzzeitig offenen Baugruben in Köln-Junkersdorf. Beide Aufschlüsse zeigten Lößmächtigkeiten von über 5 m, ohne daß der Schotterkörper erreicht wurde. Die unteren Partien der Lößprofile waren durch eine geringe Sandkomponente gekennzeichnet.

Wenn man die Deckschichten im Bereich des Geländerückens bis auf das Niveau der Terrassenfläche der UMT — hier bei ca. + 57 m NN — abdeckt (vgl. Kap. II. 1.), was die hier beobachteten Lößmächtigkeiten durchaus gestatten, so zeigt sich, daß die UMT unter Beibehaltung ihres ausgeglichenen Längsgefälles bis auf + 53 m NN im nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes ungestört durchzieht.

Die Annahme eines morphologischen Übergangsbereiches zwischen KMT und UMT im Sinne von QUITZOW wäre danach nicht mehr aufrechtzuerhalten. Gleichzeitig wäre damit die Existenz der KMT, zumindest im morphologischen Sinne, in Frage gestellt. Ungeklärt bliebe damit aber vorerst die Stellung der bisher als UMT gedeuteten „höheren Fläche" im nördlichen Abschnitt.

Auffälligerweise findet nun aber der Geländerücken nördlich des Frechener Baches seine höhenmäßige Fortsetzung (entlang der 60 m Isohypse) in dieser „höheren Fläche": zunächst in dem Geländevorsprung, der den doppelbogigen Verlauf des bisher als Uferrand der KMT aufgefaßten Geländeabfalls bedingt und daran anschließend in den weiten Flächen dieser Geländestufe nordöstlich von Brauweiler.

Die sich dann stellende Frage, ob nicht auch die „höhere Fläche" eine nur durch besonders mächtige Deckschichten vorgetäuschte Terrassenstufe darstellt, ließ sich durch Tagesaufschlüsse allein nicht klären. Außer der Ziegeleigrube von Brauweiler mit Lößmächtigkeiten um ca. 5 m standen keine weiteren Profilanschnitte zur Verfügung.

Hier bot sich mit einiger Aussicht auf Erfolg die Auswertung der aus dem Gebiet westlich von Köln vorhandenen zahlreichen Bohrungen an.

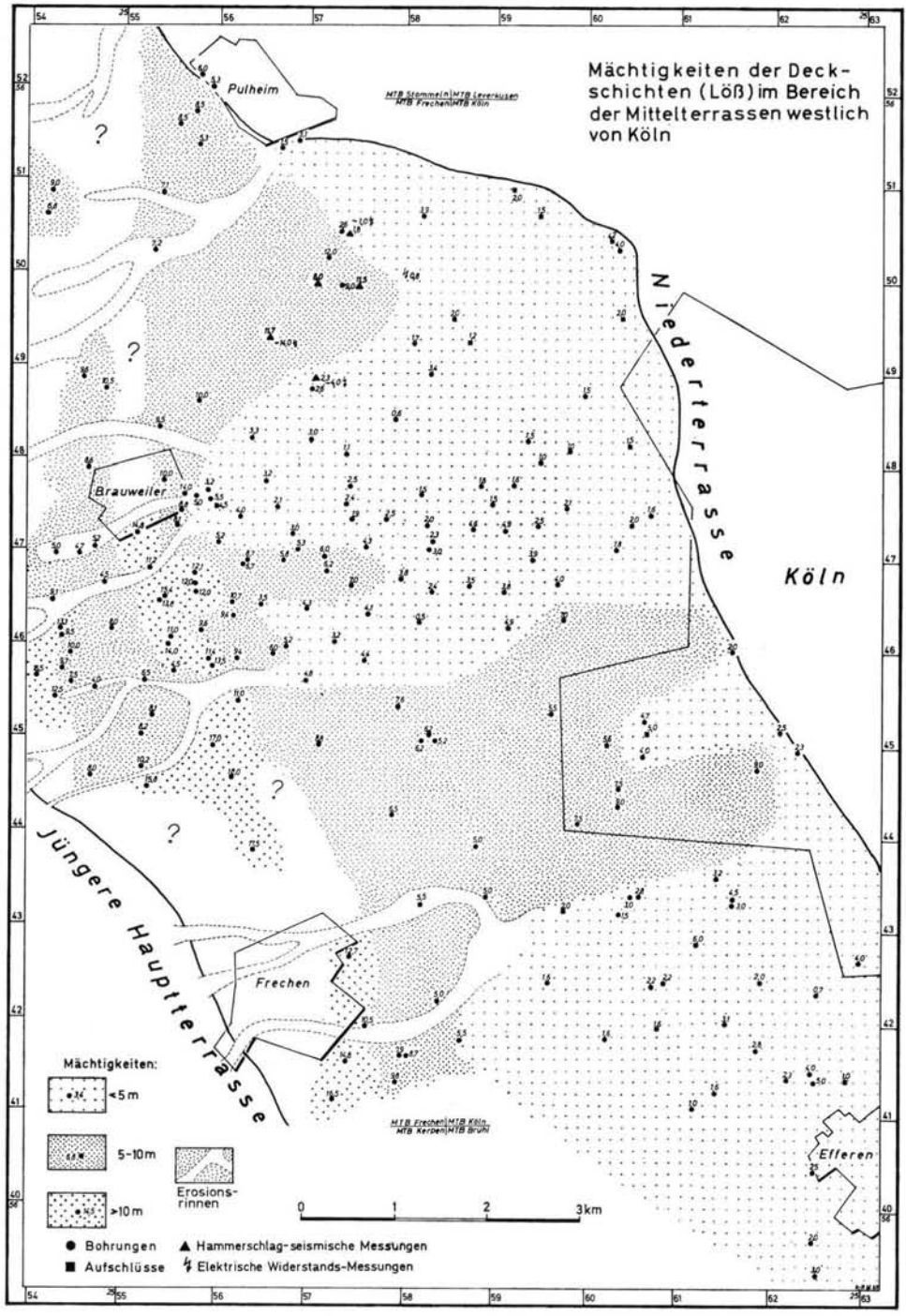


Abb. 3. Mächtigkeiten der Deckschichten (Löß) im Bereich der Mittelterrassen westlich von Köln.

2. Ergebnisse von Bohrungen und geophysikalischen Messungen

Das engmaschige Netz der hier niedergebrachten Bohrungen gibt einen guten Einblick in die Mächtigkeitsverhältnisse der Deckschichten.[2])

Nur in den nordwestlich von Brauweiler gelegenen Geländeabschnitten waren zusätzliche Untersuchungen zur Kenntnis der Tiefenlage der Grenzfläche Schotterkörper/Deckschichten notwendig. Hier standen nur zwei Bohrungen zur Verfügung, deren Ergebnisse mit 10 bzw. 12 m Lößlehm zunächst wenig wahrscheinlich erschienen.

Die daraufhin über dieses Gebiet gelegten refraktionsseismischen Profile und geoelektrischen Widerstandssondierungen (WINTER 1968) bestätigten jedoch diese Angaben. Auch hier lagen die ermittelten Deckschichtenmächtigkeiten zwischen 9 bis 12 m.

Der aus den gewonnenen Daten entworfene Deckschichten-Mächtigkeitsplan (Abb. 3) zeichnet deutlich das morphologische Bild nach.

Die „tiefere Fläche" (bislang KMT) des nördlichen Abschnitts zeigt ebenso wie die stromaufwärts im südlichen Abschnitt gelegenen Teile der UMT gleichmäßige Lößmächtigkeiten zwischen 2 bis 3 m. Größere Werte werden nur in kleineren, aufgefüllten Reliefdepressionen erreicht.

Dagegen ist eine auffällige sprunghafte Zunahme der Lößmächtigkeiten im Gebiet des Geländerückens nördlich des Frechener Baches zu beobachten. Hier steigen die Werte bis auf 12 m an, nach den mit einigen Vorbehalten zu betrachtenden Werten der geoelektrischen Widerstandssondierungen sogar auf 14 m und mehr.

Es bestätigte sich also die Vermutung des Verfassers, daß die von QUITZOW u. a. der UMT zugerechnete „höhere Fläche" nur eine durch überhöhte Deckschichten vorgetäuschte Terrassenstufe ist.

Der durch noch höhere Lößmächtigkeiten gekennzeichnete Bereich entlang der Linie Frechen—Brauweiler zeichnet den Terrassenhang der OMT nach, der, genau wie der Terrassenhang der Hauptterrasse, durch Lößlehm stark maskiert ist.

Die außerordentlich mächtigen Deckschichten können durch zwei verschiedene Sedimentationsvorgänge erklärt werden. Zunächst kamen auf der UMT vorzugsweise aus dem Bereich der Hauptterrassen abgeschwemmte Lösse, die mit Terrassensanden vermischt sind, schwemmfächerartig zur Ablagerung. Der Sandanteil ist in den kalkfreien Schwemmlössen in der Regel diffus verteilt, nur selten ist er in Schmitzen angereichert. Mit Mächtigkeiten von 6 m und darüber stellen diese Abschwemmassen den Hauptanteil der Deckschichtenkappe dar. Ihre talwärtige Verbreitung ist in erster Linie erosiv durch die aus der Hauptterrasse einziehenden Nebengewässer bestimmt. Der zweite Sedimentationsvorgang ist die eigentliche Lößanwehung, die mit durchschnittlich 2 bis 3 m Mächtigkeit die Abschwemmassen und die davor liegenden Schotterfluren überlagerte.

Die endgültige morphologische Gestaltung der Deckschichtenkappe durch jüngere Erosionstätigkeit wird besonders in der südlichen Begrenzung des Geländerückens durch den Frechener Bach und durch die Nahtrinne nordöstlich von Brauweiler deutlich (Abb. 2).

IV. Ausbildung der Schotteroberfläche

Zeigen schon die morphologischen Untersuchungen und der Mächtigkeitsplan, daß die bisher als KMT aufgefaßte Terrassenflur nördlich Köln nur die Fortsetzung der UMT des südlichen Abschnitts darstellt, und daß außerdem die bisher als UMT gedeutete Gelände-

[2]) Für das gesamte Arbeitsgebiet stehen annähernd 500 Schichten-Verzeichnisse von Flachbohrungen zur Verfügung. Die Unterlagen sind zum großen Teil im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen zugänglich.

stufe nur eine Terrasse vortäuscht, so wird dieses Bild durch die Ausbildung der von Deckschichten entblößten Schotterterrasse verdeutlicht (Abb. 4).

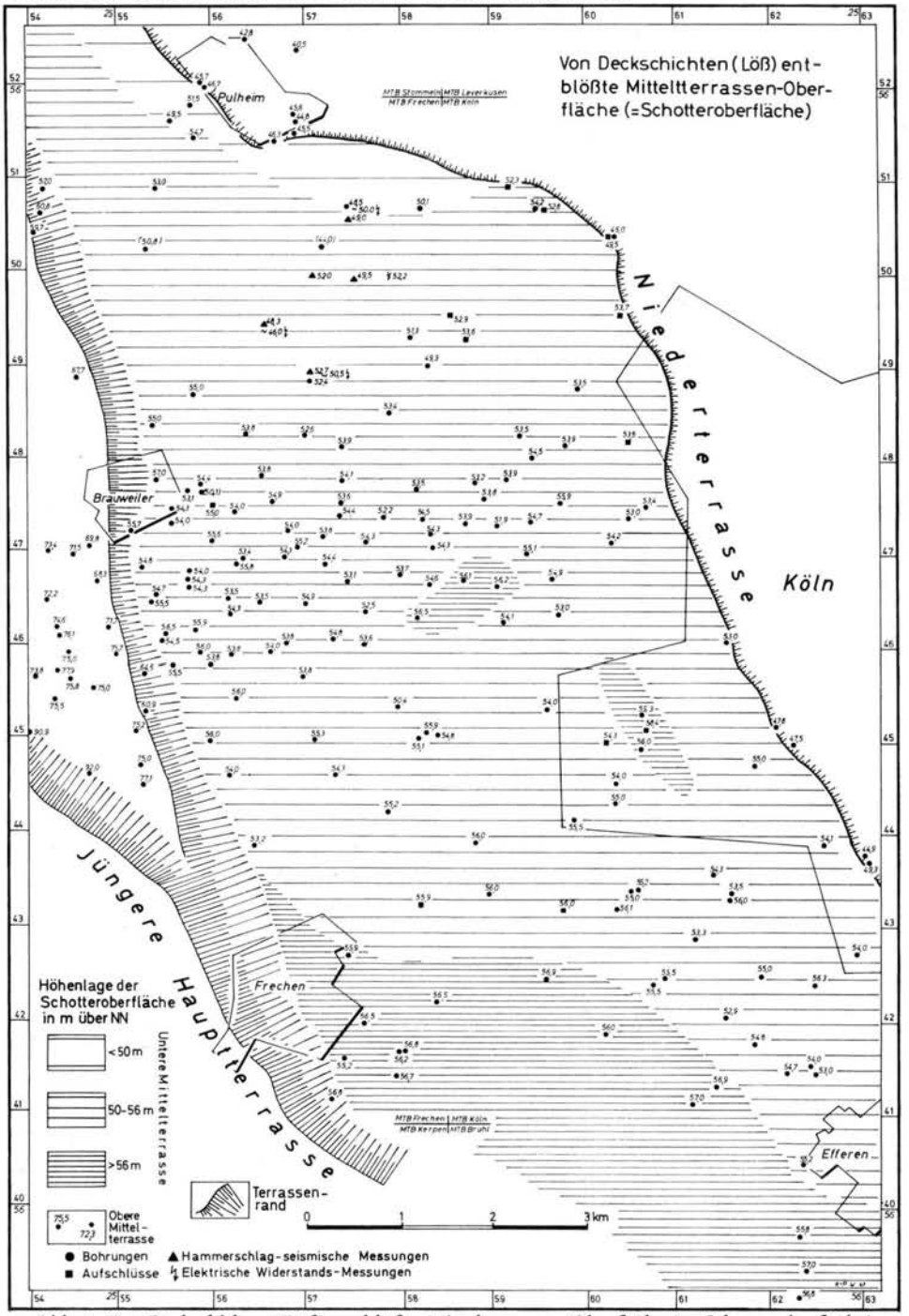


Abb. 4. Von Deckschichten (Löß) entblößte Mittelterrassen-Oberfläche (= Schotteroberfläche).

Die UMT nimmt im nördlichen Abschnitt, wie auch schon zwischen Bonn und Köln, mit einem ausgeglichenen Längsgefälle die ganze Breite dieser Talstufe vom Abfall zur Niederterrasse bis zum Terrassenhang der OMT ein. Es finden sich auch hier keine Hinweise für die Ausbildung einer tieferen Mittelterrasse.

Damit ist auch die von THOME (1958, 1959) für diesen Raum in Form einer Erosionsterrasse angenommene Verbreitung der KMT unbegründet. THOME (1958) vermutete, ausgehend von der von QUITZOW (1956) beschriebenen Vereinigung von KMT und UMT in der Höhe von Köln, daß hier die UMT — bedingt durch einen vom Inlandeis („Düsseldorfer Lobus") verursachten Hochwasserrückstau — zunächst überhöht aufgeschüttet wurde und mit beginnendem Eisrückzug bis auf das Niveau der KMT (= „tiefere Fläche", Abb. 2) erodiert wurde.

Die bei Pulheim (nördlich Köln) in den Schotterfluren der UMT vereinzelt auftretenden Eintiefungen zwischen 2 bis 3 m, die BREDDIN (1958) in Anlehnung an QUITZOW (1956) zur Annahme des Vorhandenseins der KMT veranlaßten, sind als Erosionsrinnen aufzufassen, die erst nach Ausbildung der Schotterflur angelegt wurden.

V. Sedimentologische und pedologische Verhältnisse

Die südlich Köln von QUITZOW (1956) angenommene Überlagerung der UMT durch Aufschüttungen der KMT wurde in der Folge durch PAAS (1962) gestützt.

PAAS stellt weite Teile der uferrandferneren Bereiche der UMT zwischen Bonn und Köln zur KMT (Abb. 1) und betont, daß die UMT hier zwei verschiedenaltrige Schotterkörper (UMT und KMT) enthält. Das Kriterium für diese Untergliederung der fluviatilen Aufschüttung ist für PAAS der von ihm für die UMT als typisch beschriebene Interglazialboden. Profile der UMT, an denen eine Überprägung der Schotter durch diese Bodenbildung nicht nachzuweisen war, stellt er in Analogie zu KMT-Profilen des Krefelder Raumes — dort war dieser Interglazialboden nicht nachzuweisen — zur KMT. Der Schwierigkeit einer solchen Deutung — die UMT bildet hier eine morphologische Einheit (vgl. Kap. II.1.) — begegnet er mit der wenig überzeugenden Argumentation, daß einer teilweisen Erosion der UMT (mindestens 10 m) in ihren randlichen Teilen und damit der Ausräumung des Interglazialbodens eine erneute Aufschotterung folgte, die dann genau das ursprüngliche Niveau der UMT erreichte.

Die einzige von PAAS (1962) als Beispiel für diese Schlußfolgerungen beschriebene Lokalität ist ein Profil östlich von Alfter bei Bonn, auf das noch speziell eingegangen wird.

Nach den hier durchgeführten Untersuchungen zur sedimentologischen Entwicklung der UMT kann die Frage einer möglichen Überlagerung der UMT durch Aufschüttungen einer nächst jüngeren Terrasse südlich Köln vom sedimentologischen Aufbau der Schotterprofile her klar verneint werden.

Die Aufschüttungen der UMT sind im Südteil der Niederrheinischen Bucht durch einen rhythmischen Wechsel von mächtigen Grob- und Feinschotter-Horizonten gekennzeichnet (WINTER 1968). Diese Horizonte sind über den gesamten Raum von Profil zu Profil zu verfolgen. Dadurch ist ein direkter profilmäßiger Vergleich der uferrandnahen oder weiter stromaufwärts gelegenen Profile, die sicher zur UMT gehören (Profile: 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11), mit den uferrandferneren Profilen, die nach PAAS im Bereich der KMT liegen (Profile: 1, 2, 12, 13, 14), möglich. (Profilverzeichnis s. S. 171. Lage der Profile vgl. Abb. 5.)

An keinem der fraglichen KMT-Profile lassen sich Spuren einer Erosion oder sonstige Hinweise finden, die für die von PAAS geforderte Ausräumung ganzer Teile der UMT sprächen. Die rhythmische Grob-Feinschotter-Wechselfolge ist hier in der gleichen Vollständigkeit und ungestört entwickelt, wie in allen anderen UMT-Profilen dieses Raumes.

Die hangenden Partien dieser Profile (Horizonte A und B, WINTER 1968), die im Sinne von PAAS die KMT repräsentieren müßten, zeigen nach den Ergebnissen der sedimentpetrographischen Analysen (Quarz/Buntschotter-Verhältnis, Korngrößenverteilung, Rundungsgradentwicklung) die gleiche Ausbildung, wie sie für alle anderen UMT-Profile ermittelt wurde.

Letzteres gilt auch für die im nördlichen Abschnitt gelegenen und bisher als Ablagerungen der KMT gedeuteten Schotterserien im Profil der Ziegeleigrube Brauweiler (Profil 17) und in Kiesgruben südöstlich von Pulheim (Profile 15, 16, 18).

Als ein Beispiel kann das auch von PAAS (1962) beschriebene Profil östlich Alfter bei Bonn gelten.

Hier wird der oberste Grobschotter-Horizont durch eine 2—3 m mächtige, vorwiegend sandige Abfolge überlagert, auf die wiederum eine bis zu 1,5 m mächtige Schotterpartie folgt. Diese Schotterlage ist durch einen braunlehmartigen Boden überprägt. Das Profil wird von einer geringmächtigen Lößkappe abgeschlossen.

PAAS deutete dieses Profil als zur KMT gehörig und vermutet in der sandigen Abfolge eine Hochflutbildung der KMT, in der abschließenden Schotterpartie eine Einschwemmung aus OMT und HT.

Die Schotteranalyse zeigt für diese Kiese aber das für die UMT typische Geröllspektrum mit durchschnittlichen Quarzzahlen um 31 %. Nach den vorliegenden Untersuchungen (WINTER 1968) lassen sich seitliche Materialzufuhren aus der OMT und der jHT für den Bereich der UMT zwischen Bonn und Köln recht sicher fassen. Die Quarzzahl steigt dann auf 40 % und darüber hinaus an. Eine seitliche Einschwemmung scheidet danach hier aus. Der gesamte Profilaufbau entspricht der typischen Entwicklung der UMT dieses Raumes.

Die die oberste Schotterlage überprägende Bodenbildung, die von PAAS als ein von OMT und HT her umgelagerter braunlehmartiger gelblichroter Interglazialboden beschrieben wird, läßt sich dann auch zwanglos mit der sonst auf der UMT entwickelten Bodenbildung vergleichen.

Auch die bisher vor allem durch ZONNEVELD (1956) und VINKEN (1959) aus dem Südteil der Niederrheinischen Bucht bekannten Ergebnisse von Schwermineraluntersuchungen geben keinen Anlaß, neben der UMT eine nächst jüngere Mittelterrassen-Aufschüttung anzunehmen.

Im gleichen Sinne sprechen auch die pedologischen Verhältnisse. In allen hier bearbeiteten Profilen sind die oberflächennahen Schotterpartien durch eine Bodenbildung überprägt, die in ihrer Intensität und Mächtigkeit allerdings stärkeren Schwankungen unterliegt. In Übereinstimmung mit PAAS (1962) kann diese Bodenbildung nach ihrer Entwicklung als ein die UMT überprägender Interglazialboden aufgefaßt werden.

PAAS weist darauf hin, daß in einigen nahe zur Niederterrasse gelegenen Profilen (z. B. Profile bei Brühl und Efferen) dieser Boden nicht mehr erhalten ist. [3]) Diese Profile stellt er entsprechend der oben angeführten Argumentation zur KMT.

Nach den hier aufgezeigten Kriterien ist dieser Schluß nicht zu rechtfertigen. Ist diese Bodenbildung in einigen uferrandfernen Profilen nicht erhalten, so ist dieser Umstand einfach dadurch zu erklären, daß hier in unmittelbarer Nähe des Abfalls der Ville eine flächenhafte oder auch nur lokal wirksame Abspülung und Ausräumung der obersten Profilabschnitte der UMT stattfand. Dafür spricht auch die von PAAS (1962) für UMT-Profile im Raum zwischen Bonn und Köln mitgeteilte Beobachtung, daß diese Bodenbildung immer stark gekappt ist.

Zusammenfassend ergeben die hier vorgelegten Ergebnisse, daß die K r e f e l d e r Mittelterrasse im Gegensatz zur bisherigen Auffassung im Südteil der Niederrheinischen Bucht n i c h t ausgebildet ist. Abb. 5 zeigt das revidierte Bild der Terrassenabfolge.

[3]) Ob die hier untersuchten Profile bei Brühl und Effern den von PAAS (1962) beschriebenen Lokalitäten entsprechen, ist durch die Anlage einer Reihe neuer Aufschlüsse in diesen Gebieten nicht gesichert.

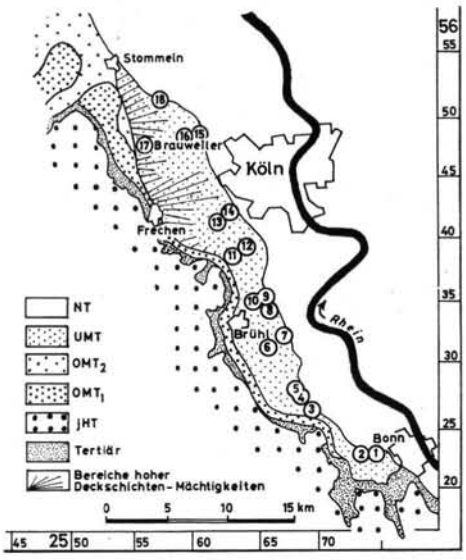


Abb. 5. Verbreitung der UMT im linksrheinischen Teil der Niederrheinischen Bucht mit Lage der bearbeiteten Profile.

Aufschlußverzeichnis

Profile		
	Blatt Bonn 5208	
1	R: 257304, H: 562275	Kiesgrube südöstl. Alfter
2	R: 257212, H: 562324	Kiesgrube östl. Alfter
	Blatt Sechtem 5207	
3	R: 256885, H: 562616	Kiesgrube nördl. Bornheim
4	R: 256836, H: 562775	Kiesgrube südöstl. Sechtem
5	R: 256822, H: 562815	Kiesgrube östl. Sechtem
	Blatt Brühl 5107	
6	R: 256647, H: 563035	Kiesgrube am Dickopshof
7	R: 256760, H: 563130	Kiesgrube westl. Keldenich
8	R: 256607, H: 563490	Kiesgrube nördl. d. Langenackerhofes
9	R: 256575, H: 563540	Kiesgrube südl. d. Engeldorferhofes
10	R: 256520, H: 563520	Kiesgrube westl. d. Engeldorferhofes
11	R: 256343, H: 563787	Ziegeleigrube Kalscheuren
12	R: 256495, H: 563857	Kiesgrube westl. d. Konraderhofes
13	R: 256429, H: 563965	Kiesgrube südl. Efferen
14	R: 256432, H: 564000	Kiesgrube westl. Efferen
	Blatt Köln 5007	
15	R: 255950, H: 565054	Kiesgrube nordwestl. Mengenich
16	R: 256305, H: 564928	Kiesgrube nordöstl. Widdersdorf
	Blatt Frechen 5006	
17	R: 255608, H: 564775	Ziegeleigrube Brauweiler
	Blatt Stommeln 4906	
18	R: 255438, H: 565570	Kiesgrube südl. Stommeln.

Literaturverzeichnis

Ahorner, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, 24—105, Öhringen 1962.

Bertsch, K.; Steeger, A. & Steusloff, U.: Fossilführende Schichten in der sogenannten Krefelder Mittelterrasse. — Sitz.-Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver., **23** (f. 1929), 1—20, Bonn 1931.

Breddin, H.: Die unterirdische Oxydation der Braunkohle im Kölner Revier während der Pleistozän-Zeit. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**, 683—720, Krefeld 1958.

Fliegel, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Frechen. — Berlin 1908.

Heller, F. & Brunnacker, K.: Halsbandlemming-Reste aus einer Oberen Mittelterrasse des Rheins bei Niederaußem. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 97—112, Öhringen 1966.

Kaiser, Kh.: Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. — In: Köln und die Rheinlande (Festschr. z. XXXIII. Deutsch. Geographentag 1961 in Köln) 236—278, Wiesbaden 1961.

Kopp, E. & Woldstedt, P.: Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Norddeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 37—46, Öhringen 1965.

Paas, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **12**, 165—230, Öhringen 1962.

Quitzow, H. W.: Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. — Geol. en Mijnbouw (N. S.), **18**, 357—373, 's Gravenhage 1956.

Steeger, A.: Landschaftsformen am linken Niederrhein. — Die Natur am Niederrhein, **1**, 1—12, Krefeld 1925 (1925a).

— : Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. — Beitr. I.—VII. Ber. Versamml. niederrh. geol. Ver., f. **1923**, 1—46, Bonn 1925 (1925b).

— : Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. — Beitr. VIII.-Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver., f. **1925**, 48—60, Bonn 1926.

Thome, K. N.: Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. — Geol. Jb., **76**, 261—308, Hannover 1958.

— : Eisvorstoß und Flußregime am Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**, 197—246, Krefeld 1959.

Vinken, R.: Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**, 127—170, Krefeld 1959.

Winter, K.-P.: Die Untere Mittelterrasse im Südteil der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **15**, Köln 1968.

Zonneveld, J. I. S.: Schwermineralgesellschaften in niederrheinischen Terrassensedimenten. — Geol. en Mijnbouw (N. S.), **18**, 395—401, 's Gravenhage 1956.

Manuskr. eingeg. 19. 8. 1970.

Anschrift des Verf.: Dr. K.-P. Winter, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, 6 Frankfurt (Main), Senckenberganlage 32—34.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 173-176	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

B. Mitteilungen

Comparison between Late Weichselian and Late Wisconsin ice marginal changes

By Nils-Axel Mörner, Stockholm

With 1 figure

Zusammenfassung. Die Spätweichsel-zeitlichen Eisrand-Lagen Süd-Skandinaviens scheinen genau den Spätwisconsin-zeitlichen des Erie-Lobus-Gebietes zu entsprechen. Eine klimatische Steuerung von erdweiter Bedeutung wird hierdurch angezeigt. Acht ausgewählte Kurven veranschaulichen die Klima-Schwankungen in verschiedenen Teilen der Erde. Sie alle sagen fast genau die gleiche Geschichte aus. Daraus läßt sich folgern, daß sich Klima-Schwankungen von einer Dauer von um hundert bis einige Zehner von Jahren erdweit aufeinander beziehen lassen.

Abstract. The Late Weichselian ice marginal changes in Southern Scandinavia and the Late Wisconsin ice marginal changes in the Erie lobe area seem exactly to correspond, indicating a close climatic control of global validity. Eight selected curves depicting climatic changes in different parts of the globe are compared. They seem all to tell almost exactly the same story. It is therefore concluded that also climatic changes of a duration of a hundred to some tens of years can be correlated globally.

The extreme cold and warm peaks during the last ice age can be identified and correlated without difficulties: e. g. the glaciation maxima at 14,400—14,800 BP, 18,00—20,00 BP, 32,000—35,000 BP, (about 40,000 BP), 60,000—72,000 BP and about 85,000 BP, and the warm intervals at 15,500 BP, 28,000—32,000 BP, (35,000—39,000 BP), 41,000—54,000 BP and about 80,000 BP. These major climatic changes occured simultaneously all over the globe, and four units of the last ice age distinguishable (Mörner 1971a):

Late W.	10,000—23,000 BP
Mid-W.	23,000—60,000 BP (—54,000 BP, C^{14} age)
Early W.	60,000—72,000 BP
Earliest W.	72,000—94,000 BP

If these major climatic changes have global validity, how about the minor climatic changes?

The sequence of ice marginal changes in the Erie-Ontario lobe area was studied during a year at the University of Western Ontario (London, Canada) and a preliminary scheme established, which is here compared to the one for Southern Scandinavia (Table 1; cf. Mörner 1970a). There seems to be an almost exact correlation between the two sequences, indicating a close climatic control of global validity.

The global background for the ice marginal changes on both sides of the Atlantic is supported by numerous climatic records from other areas of the world (Fig. 1). The threefold sequence; first glaciation maximum (20,000—17,500 BP) — interstadial — second glaciation maximum (14,800 BP), is extermely well recorded all over the globe as shown by Mörner & Dreimanis (1970).

The Susacá Interstadial of South America (van der Hammen & Gonzalez 1965) is well registered in North America (Lake Arkona Interstadial) and in Europe (Raunis and Vintapper Interstadials) as shown by van der Hammen & Vogel (1966) and Dreimanis (1966).

The short Fjärås Stadial of Southern Scandinavia corresponds to the Highland Front Moraine in Eastern North America. The classical Valders readvance seems to correspond to the later part (the Berghem Phase) of the Older Dryas of Europe. The Sumas Stadial in Washinton State and British Columbia corresponds to the well-known Younger Dryas Stadial of Europe. Furthermore, the number of moraines and outwash terraces suggest that the Sumas Stadial was composed of 2—3 Phases (just as the Younger Dryas Stadial of Europe was). The Younger Dryas Stadial seems also to be present in Sout America.

The Greenland O^{18} curve (DANSGAARD et al. 1969) show several oscillations, but the floating time scale prevent close correlations, except for the above-mentioned threefold division. A reevaluated curve (Fig. 1) seem, however, to show all the climatic oscillations listed in Table 1.

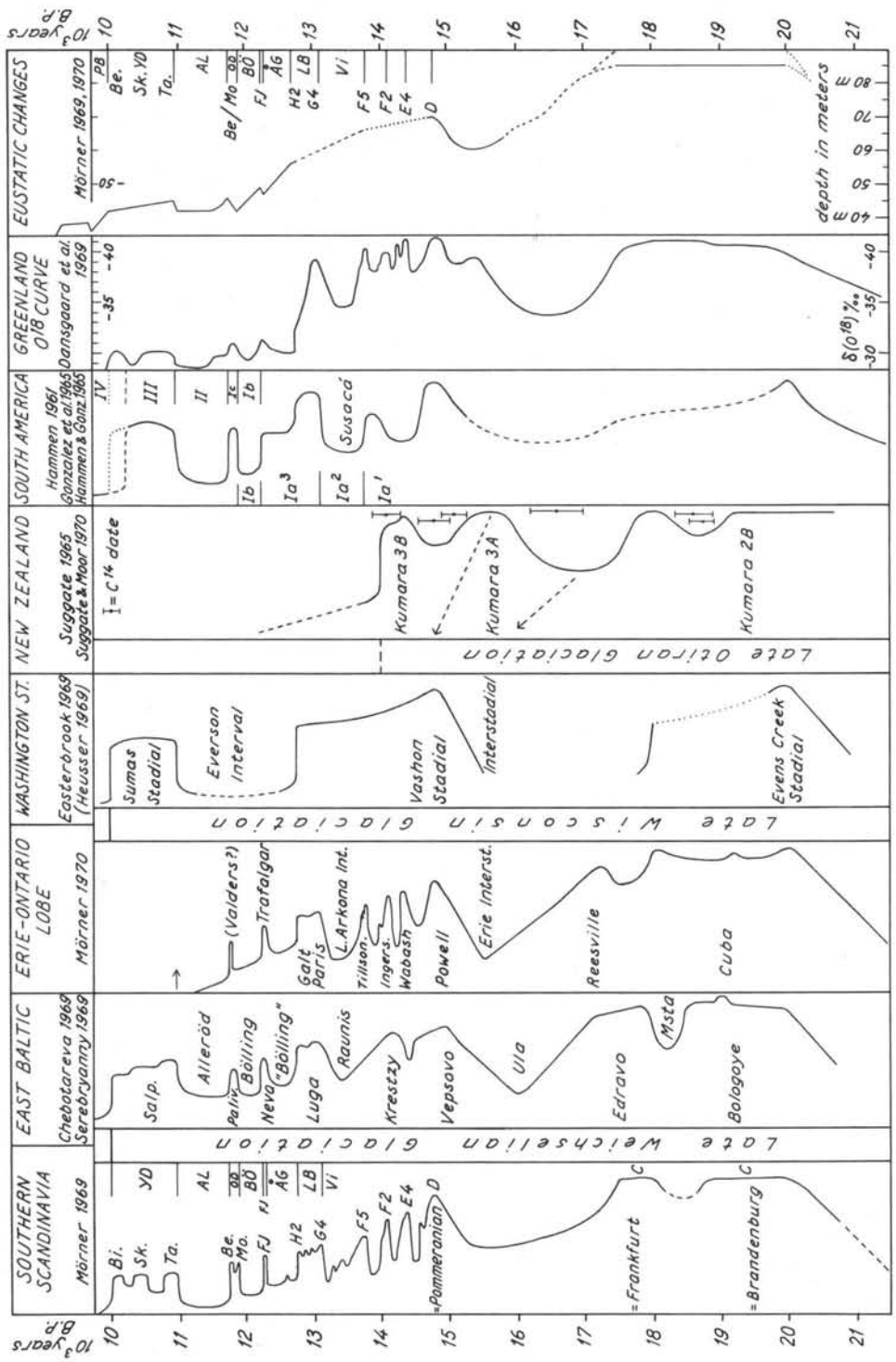
Most of the climatic changes listed in Table 1 are also seen in the eustatic curve by MÖRNER (1969a, 1969b, 1970b), which is a real indication of global validity.

Table 1.

Comparison between Late Wisconsin and Late Weichelian ice marginal changes

the Late Wisconsin in the Erie-Ontario lobe area (MÖRNER 1970a)	age in BP	the Late Weichselian in Southern Scandinavia (MÖRNER 1969)
	23,000	
advance		advance
	20,000	
Cuba/Reesville		Brandenburg/Frankfurt (C)
	17,500	
recession		recession
Lake Erie Interstadial	15,500	Interstadial (Pre-D)
Powell — Valley Heads	14,800	East Jylland (D) — Pommeranian St.
Recession (Defiance)		Interstadial or Interval (Pre-E4)
Wabash	14,400	Odden (E4) Stadial
Rec., Dingman Cr. Interval		Interval or Interstadial (Pre-F2)
Ashtabula — Ingersoll	14,100	Langeland (F2) Stadial
Rec., Kettle Cr. Interval		Recession
Tillsonburg — Sparta	13,750	Ängelholm (F5) Stadial
Lake Arkona Interstadial		Rec. + Vintapper Interstadial
	13,100	
Paris + Galt		Low Baltic to Veinge (G4—H2) St.
	12,700	
recession		Ågård Interstadial
	12,300	
Niagara — Trafalger		Fjärås Stadial
	12,250	
recession		Bölling Interstadial
	11,900	
(St. Narcisse — Dummer?)		Older Dryas (Berghem) Stadial
	11,750	
?		Alleröd Interstadial
	10,950	
?		Younger Dryas Stadial
	10,000	

Fig. 1. Eight climatic curves from different parts of the world showing almost exact correlations even of minor climatic changes. Curves 1 and 2 give the Late Weichselian ice marginal changes in Southern Scandinavia (according to MÖRNER 1969a) and in East Baltic (according to CHEBOTAREVA 1969 and SEREBRYANNY 1969), respectively. The older half of the "Bölling" Interstadial in East Baltic corresponds to the Ågård Interstadial in Southern Scandinavia and therefore has to be renamed. Curves 3 and 4 give the Late Wisconsin ice marginal changes in the Erie-Ontario lobe area (according to MÖRNER 1970a) and on the North American West Coast (according to EASTERBROOK 1969; cf. HEUSSER 1969). Curve 5 gives the Late Otira ice marginal changes in New Zealand and the available radiocarbon dates (according to SUGGATE 1965 and SUGATDE & MOOR 1970). The Kumara 3A Glaciation most probably corresponds to the 14,800 BP maximum indicating a minor chronological change of the curve (dashed arrows). Curve 6 gives the climatic changes in South America according to pollen studies (VAN DER HAMMEN 1961, VAN DER HAMMEN & GONZALEZ 1965, GONZALEZ et. al. 1965). The curve is a synthesis of different papers. Curve 7 gives the O^{18} variations in the Greenland ice core (DANSGAARD et al. 1969) with a totally revised time scale (MÖRNER 1971b) as the original logaritmic time scale turned out to be based on wrong assumptions about the dynamics of the glacier. Curve 8 gives the eustatic changes according to MÖRNER (1969a, 1970b), with the South Scandinavian climatic zones (MÖRNER 1971c) and moraines marked.


SOUTHERN SCANDINAVIA
Mörner 1969
EAST BALTIC
Chebotareva 1969
Serebryanny 1969
ERIE-ONTARIO LOBE
Mörner 1970
WASHINGTON ST.
Easterbrook 1969
(Heusser 1969)
NEW ZEALAND
Suggate 1965
Suggate & Moar 1970
SOUTH AMERICA
Hammen 1961
Gonzalez et al. 1965
Hammen & Gonz 1965
GREENLAND
O18 CURVE
Dansgaard et al.
1969
EUSTATIC CHANGES
Mörner 1969, 1970
depth in meters
Late Weichselian Glaciation
Late Wisconsin Glaciation
Late Otiran Glaciation
Bi.
Sk.
Ta.
YD
AL
Be.
Mo.
FJ
H2
G4
F5
F2
E4
D
Pommeranian
Frankfurt
Brandenburg
Salp.
Alleröd
Palv.
Bölling
Neva
"Bölling"
Luga
Raunis
Krestzy
Vepsovo
Ula
Edrovo
Msta
Bologoye
(Valders?)
Trafalgar
Galt
Paris
L. Arkona Int.
Tilson.
Ingers.
Wabash
Powell
Erie Interst.
Reesville
Cuba
Sumas Stadial
Eversor Interval
Vashon Stadial
Interstadial
Evens Creek Stadial
I = C14 date
Kumara 3B
Kumara 3A
Kumara 2B
IV
III
II
Ic
Ib
Ia3
Ia2
Ia1
Susacá
δ(O18) ‰
10³ years B.P.

References

Chebotareva, N. S.: Recession of the Last Glaciation in Northeastern European USSR. in: „Quaternary geology and climate (Ed. Wright), INQUA VII, vol. 16. National Acad. Sci., Publ. **1701**, 79—83, Washington D. C. 1969.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Møller, J. & Langway, C. C.: One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. Science **166**, 378—381, Washington D. C. 1969.

Dreimanis, A.: The Susacá-Interstadial and the sub-division of the Late-Glacial. A discussion. Geol. en Mijnbouw **45**, 445—448, 's-Gravenhage 1966.

Easterbrook, D. J.: Pleistocene chronology of the Puget Lowland and San Juan Islands, Washington. Geol. Soc. America Bull. **80**, 2273—2286, Boulder 1969.

Gonzalez, E., van der Hammen, T. & Flint, R. F.: Late Quaternary glacial and vegetational sequence in Valle de Lagunillas, Sierra Nevada del Cocuy, Columbia. Leidse Geol. Meded. **32**, 157—182, Leiden 1965.

Hammen, T., van der: The Quaternary climatic changes of northern South America. Ann. New York Acad. Sci. **95**, 676—683, New York 1961.

Hammen, T. van der, & Gonzalez, E.: A Late-Glacial and Holocene pollen diagramm from Cienaga del Visitador (Dept. Boyaca, Columbia). Leidse Geol. Meded. **32**, 193—201, Leiden 1965.

Hammen, T., van der, & Vogel, J. C.: The Susacá-Interstadial and the subdivision of the Late-Glacial. Geol. en Mijnbouw **45**, 33—35, 's-Gravenhage 1966.

Heusser, C. J.: Pleistocene environments and chronology of the western Olympic Peninsula, Washington. Abstracts, Geol. Soc. America, 1969 Annual Meeting, Boulder 1969.

Mörner, N.-A.: The Late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast; deglaciation, shorelevel displacement, chronology, isostasy and eustasy. Sveriges Geol. Undersökning **C-640**, 1—487, Stockholm 1969 [1969a].

— : Climatic and eustatic changes during the last 15,000 years. Geol. en Mijnbouw **48**, 389—399, 's-Gravenhage 1969 [1969b].

— : The Late Wisconsin ice marginal changes in the Erie lobe area and comparisons with the Late Weichselian sequence in Southern Scandinavia. Abstracts with programs, Geol. Soc. America, 1970 annual meetings, Milwaukee, 751—752, Boulder 1970 [1970a].

— : Eustatic changes during the last 20,000 years and the method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeogeography, in press, Amsterdam 1970 [1970b].

— : The position of the ocean level during the interstadial at about 30,000 BP — A discussion from a climatic point of view. Canadian J. Earth Sci. **8**, in press, Ottawa 1971 [1971a].

— : Time scale and ice accumulation during the last 125,000 years as indicated by the Greenland O^{18} curve. Manuscript, Stockholm 1971 [1971b].

— : A Late Weichselian climatic zone system for Southern Scandinavia and related areas. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., in press, Stockholm 1971 [1971c].

Mörner, N.-A. & Dreimanis, A.: The Erie Interstadial. Manuskript, (cf. Abstracts with programs, Geol. Soc. America, 1970 annual meeting, Milwaukee, 631, Boulder 1970), Stockholm 1970.

Serebryanny, L. R.: L'apport de la radio-chronométrie a l'étude de l'histoire Tardi-Quaternaire des régions de glaciation ancienne de la plaine Russue. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. **11**, 293—302, Paris 1969.

Suggate, R. P.: Late Pleistocene geology of the northern part of the South Island, New Zealand. Geol. Survey Bull. **77**, 1—91, Wellington 1965.

Suggate, R. P. & Moor, N. T.: Revision of Late Otira glacial chronology. New Zealand J. Geol. Geophys., in press, Wellington 1970.

Anschrift des Verf.: Dozent Dr. Nils-Axel Mörner, Stockholms Universitet, Kvartärgeologiska Institutionen, Stockholm 50, Villa Pomona, Schweden.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 177-181	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

Neue C^{14}-Datierungen zum Alter der Eifelmaare

(Vorläufige Mitteilung)

Von H. Erlenkeuser, H. Straka und H. Willkomm

Aus dem C^{14}-Labor des Instituts für Reine und Angewandte Kernphysik
und dem Botanischen Institut der Universität Kiel

Mit 1 Abbildung

Durch drei holländische Kollegen (Jungerius, Riezebos & Slotboom 1968) wurde die Frage nach der Herkunft und dem Alter der in den vermoorten Eifel-Maaren gefundenen Tuffschichten aufgerollt. Straka (1960, dort weitere Literatur, 1961, ferner unveröffentlichte Ergebnisse) fand diese bei seinen Bohrungen in den Jahren 1948 bis 1968 und hat versucht, sie pollenanalytisch zu datieren. Die vulkanologisch-petrologischen Untersuchungen hat Prof. J. Frechen, Mineralogisches Institut der Universität Bonn, durchgeführt.

Am bekanntesten ist der große Ausbruch des Laacher-See-Kessels, der etwa um die Mitte der späteiszeitlichen Alleröd-Wärmeschwankung Tuffsand und -staub über große Teile Mitteleuropas ausstreute. Nach Osten hin wird der Tuff noch in Mooren östlich von Berlin, nach Süden hin bis um Genf gefunden. Laacher Tuffe sind bisher in nördlicher und in westlicher Richtung vom Ausbruchsort nur bis zum Brohltal und Nettetal gefunden worden. (Siehe zuletzt Frechen, Hopmann & Knetsch). Angaben von Hulshof, Jungerius & Riezebos (1968) und von Jungerius, Riezebos & Slotboom (1968) über Vorkommen von Laacher Tuffen in den Ardennen und in der West-Eifel konnten bei eigenen Bohrungen und solchen von belgischen Kollegen im Marais de Vance (südöstliches Belgien) nicht bestätigt werden.

Tabelle 1

Das Alter der Maar-Ausbrüche nach den bisher vorliegenden Pollenanalysen. Links: Jahre v. Chr. Mitte: Zonen nach Overbeck. Rechts: Vulkanausbrüche, deren Tuffschichten in vermoorten Maaren gefunden wurden. Das ungefähre Alter läßt sich aus der Höhe der Zeile ablesen. Pfeile nach unten = „älter als".

8000—	V Vorwärmezeit	
8200—		Pulvermaar, Booser Weiher
8600—	IV Jüngere Tundrenzeit	Strohner Maarchen, Weinfeldener Maar
		2. Ausbruch Hitsche, (Gemündener Maar)
9000—		∫ Westlicher Kessel des Schalkenmehrener Maares ⌊ Mosbrucher Weiher 2. Ausbruch Trautzberger Maar 2. Ausbruch Mürmes
9400—	III Alleröd-Wärmeschwankung	∫ Laacher See (Ahrens u. Steinberg) ⌊ Meerfelder Maar
9800—		
10 000—	II Ältere Tundrenzeit	Dürres Maar am Holzmaar
10 400—	I Älteste Tundrenzeit	1. Ausbrüche ↓ Hitsche, Mürmes, Trautzberger Maar Hinkels-„Maar"-Krater des Mosenberges

Soweit Tuffsandschichten in spätglazialen Seeablagerungen von Maaren der West-Eifel gefunden wurden, war ihre Datierung nach der Lage im Pollendiagramm möglich. Nach den mineralogisch-petrologischen Untersuchungen (FRECHEN & STRAKA 1950, FRECHEN 1962, FRECHEN, HOPMANN & KNETSCH, unveröffentlichte briefliche Mitteilungen von FRECHEN) handelt es sich jeweils um Tuffe, die entweder aus dem Maar stammen, in dem sie sich befinden, oder die von einem benachbarten Maar eingeweht wurden. Für die Tuffschichten im Liegenden der organischen Seeablagerungen war die Datierung nur möglich, wenn in den untersten Schichten der Seeablagerungen eine Folge von Pollenspektren auftrat, die man als Abbild einer Pioniersukzession deuten mußte (FRECHEN & STRAKA 1950, STRAKA 1956, 1960, dort weitere Literatur, STRAKA 1961). Man kann dann annehmen, daß die Ablagerungen dieser Mudden bald nach dem Maar-Ausbruch einsetzten. Ihr Alter entsprach dann recht genau dem des Ausbruchs, der die darunter liegenden Tuffstaub- und -sandschichten geliefert hatte.

Die Tabelle 1 zeigt uns die Daten für alle bisher bestimmten Maar-Ausbrüche (bzw. für das Hinkels„maar" den Vulkan-Ausbruch), wie sie sich nach dem letzten Stand der Pollenanalysen ergibt. Die absoluten Zeiten für die Pollenzonengrenzen sind einem noch unveröffentlichten Vortrag von TAUBER (1969) entnommen und entsprechen dem letzten Stand.

1968 erschien die eingangs zitierte Arbeit aus dem Physisch-geographischen und Bodenkundlichen Laboratorium der Universität Amsterdam. Die Autoren halten alle in den vermoorten Maaren der West-Eifel eingelagerten spätglazialen Tuffsandschichten für Laacher-See-Tuffe; diese müßten dann alle gleichaltrig sein und etwa aus der Mitte (bis dem Ende) Alleröd stammen. Ihre Pollenanalysen hatten die gleichen Ergebnisse wie die von STRAKA. Deshalb mußten sie für viele Diagramme mit der Annahme arbeiten, daß in ihnen die Allerödschichten und evtl. noch mehr fehlen.

Um diese Angaben zu prüfen, die den vulkanologisch-petrologischen Ergebnissen von FRECHEN und den Schlüssen von STRAKA aus seinen Pollenanalysen widersprechen, entschloß sich der letzte Autor, 1969 und 1970 neue Bohrungen in allen vermoorten Eifel-Maaren auszuführen. Es wurden jeweils die ältesten Mudden aus dem Spätglazial und dem frühen Postglazial für C^{14}-Bestimmungen und Pollenanalysen sowie die Tuffe für eine mineralogisch-petrologische Untersuchung erbohrt.

Herr Prof. FRECHEN hat bei der Bearbeitung dieser Proben seine früheren Ergebnisse bestätigen können, daß es sich bei den Tuffen um lokale Ablagerungen der Maare handelt. Seiner Veröffentlichung kann hier nicht vorgegriffen werden.

Die Radiokarbon-Datierungen wurden im C^{14}-Labor der Universität Kiel durch ERLENKEUSER und WILLKOMM gemacht. Die genauen Daten für die jeweils aus dem Liegenden und dem Hangenden der eingelagerten Tuffsandschichten bzw. dem Hangenden der unterlagernden Tuffstaubschich-

Tabelle 2

Das Alter von Maar- und Vulkanausbrüchen nach den neuesten C^{14}-Daten (2. Spalte) im Vergleich mit den pollenanalytischen Altersangaben (3. Spalte). Daten in Jahren vor heute. 4. Spalte: Unterschied zwischen den beiden Daten in Jahren; in Klammern gesetzt, wenn eine Altersangabe „älter als" lautet.

	Alter in Jahren vor heute		
	Radiokarbon	Pollenanalyse	Unterschied
Dürres Maar am Holzmaar	älter als 10250	älter als 12250	(—2000 Jahre)
Hitsche, 2. Ausbruch	etwa 10700	etwa 10750	(— 50 Jahre)
Booser Weiher	älter als 10900	etwa 10150	(+ 750 Jahre)
Meerfelder Maar	etwa 10950	etwa 11350	— 400 Jahre
Mürmes, 2. Ausbruch	etwa 11250	etwa 11200	+ 50 Jahre
Pulvermaar	etwa 11300	etwa 10150	+1150 Jahre
Weinfeldener Maar	etwa 11400	etwa 10550	+ 850 Jahre
Trautzberger Maar, 2. Ausbruch	etwa 11750	etwa 11100	+ 650 Jahre
Mürmes, 1. Ausbruch	älter als 12250	älter als 12350	(— 100 Jahre)
Hitsche, 1. Ausbruch	älter als 12300	älter als 12500	(— 200 Jahre)
Strohner Maarchen	älter als 12350	etwa 10550	(+1800 Jahre)
Hinkels-„Maar"	älter als 12400	älter als 12500	(— 100 Jahre)
Trautzberger Maar, 1. Ausbruch	älter als 12500	älter als 12350	(+ 150 Jahre)
W-Kessel Schalkenmehrener M.	älter als 13900	etwa 10950	(+2950 Jahre)
Mosbrucher Weiher	älter als 14500	etwa 10950	(+3550 Jahre)

ten stammenden Proben werden in „Radiocarbon" veröffentlicht werden. Die hieraus resultierenden Daten für die Tuffschichten sind in Tabelle 2 neben den pollenanalytisch ermittelten angegeben.

Die Differenzen zwischen C^{14}-Alter und dem nach den Pollendiagrammen erwarteten Alter (hier kurz „Pollenerwartung" genannt) gehen bei den Proben aus den Eifel-Maaren z. T. erheblich über den Standardfehler hinaus. Das weist auf systematische Einflüsse hin, die, wie im folgenden diskutiert, zu einem großen Teil die C^{14}-Methode berühren.

Die Tuffsandschichten wurden durch C^{14}-Bestimmungen von Ablagerungen aus dem Hangenden und dem Liegenden datiert und sind durch deren Altersangaben eingegrenzt. Wo infolge der Datierung von Ablagerungen im Hangenden der Tuffschichten nur eine „älter-als"-Abschätzung möglich war (s. Pfeile an den Fehlerbalken der Abb. 1), konnte in einigen Fällen auf die Tuffschichtgrenze extrapoliert werden (angedeutet durch die strichlierte Grenze in Abb. 1). Innerhalb der einzelnen Profile entsprechen die C^{14}-Altersangaben stets der stratigraphischen Lage der Proben.

Einen Hinweis auf die mögliche Ursache der Differenzen zwischen C^{14}-Alter und Pollenerwartung kann ein Vergleich dieser Differenzen mit dem C^{13}-Gehalt der Proben liefern (Münnich 1959, Pearson 1965). In Abb. 1 ist das C^{13}/C^{12}-Verhältnis der Proben durch die relative Abweichung δ C^{13} von dem eines Kalksteinstandards (Solnhofener Kalk) wiedergegeben.

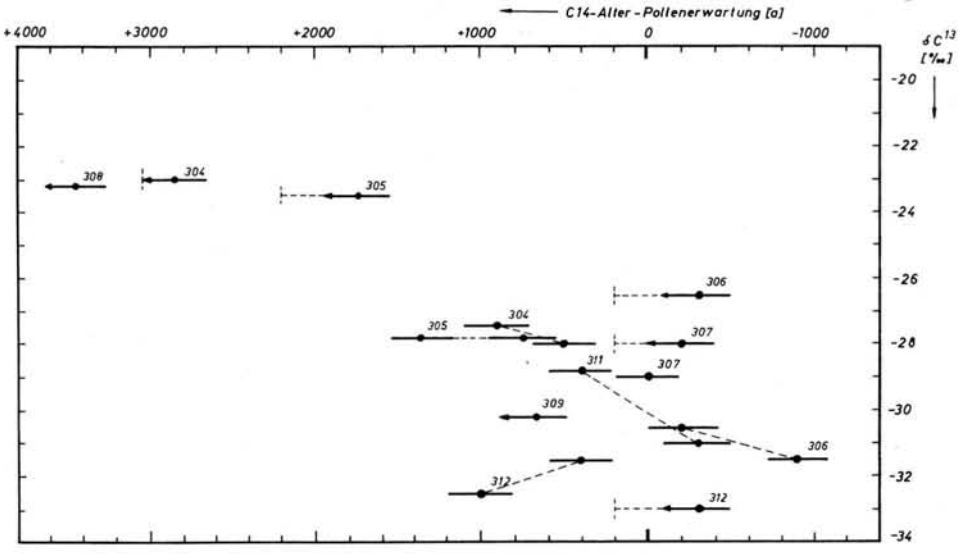


Abb. 1. Vergleich der Differenzen von C^{14}-Daten (Libby-Alter) und pollenanalytischem Alter („Pollenerwartung") mit den C^{13}/C^{12}-Verhältnissen. Die Nummern beziehen sich auf die C^{14}-Probenserien: 304 — Schalkenmehrener Maar, 305 — Strohner Maarchen, 306 — Hinkelsmaar, 307 — Hitsche, 308 — Mosbrucher Weiher, 309 — Booser Weiher, 310 — Dürres Maar am Holzmaar, 311 — Mürmes, 312 — Trautzberger Maar. Wenn die Nummern doppelt auftreten, bezieht sich die eine auf das Hangende des unteren Tuffstaubes, die andere auf das Liegende und das Hangende (durch strichlierte Linien verbunden) der eingelagerten Tuffsandschichten.

Abb. 1 zeigt, daß die C^{14}-Altersangaben stets größer oder doch nicht wesentlich kleiner ausfallen als die Pollenerwartungen (einzige Ausnahme: Dürres Maar, Differenz —2000 Jahre, noch ungeklärt). Dabei ist zu beachten, daß bei Verwendung der korrekteren Halbwertszeit (5730 ± 40 Jahre) anstelle des gebräuchlichen LIBBY-Wertes (5568 Jahre) sich alle C^{14}-Altersangaben um 3 % erhöhen, entsprechend hier um einen Betrag von ca. 300 bis 400 Jahren. Das Gros der Messungen zeigt nach dieser Korrektur somit Differenzen zum pollenanalytischen Alter bis höchstens +1500 Jahre. Diese können für Proben aus dem vorliegenden Zeitraum nach neueren warvenchronologischen Untersuchungen von Tauber (1969) und Hinweisen aus eigenen Untersuchungen am Segeberger See (Averdieck, Erlenkeuser & Willkomm sowie Willkomm & Erlenkeuser 1970) nicht mit Variationen der C^{14}-Zeitskala erklärt werden. Vielmehr sind C^{14}-Altersverschiebungen dieser Größenordnung typisch für Süßwassersedimente. Denn der C^{14}-Gehalt von hartem Grundwasser und der darin assimilierenden Pflanzen ist geringer als der der Landpflanzen, weil an der Bildung

des Bikarbonats neben rezentem CO_2 der Bodenhumusschicht C^{14}-inaktives Karbonat des Kalksteins beteiligt ist (MÜNNICH 1957, MÜNNICH & VOGEL 1959, VOGEL 1959).

Die C^{14}-Altersverschiebungen der Süßwasser-Sedimente betragen +600 bis +1200 Jahre (ERLENKEUSER & WILLKOMM, Mitt. auf der DEUQUA-Tagung 1970 in Kiel, STUIVER 1969, OGDEN & HAY 1969). Im einzelnen hängt die genaue Größe dieses „See-Effektes" von vielerlei Faktoren ab, die das Verhältnis der Sedimentanteile submers und emers assimilierender Pflanzen beeinflussen, von der Entstehungsgeschichte der Quellwässer und von dem CO_2-Austausch des Sees mit der Atmosphäre (BRINKMANN, MÜNNICH & VOGEL 1960) sowie von möglichen Istotopie-Effekten bei diesen Reaktionen. Unter günstigen Bedingungen kann man das Verhältnis des CO_2 terrestrisch-pflanzlichen Ursprungs auf der einen und anorganischen Ursprungs auf der anderen Seite über das C^{13}/C^{12}-Verhältnis der Probe erfassen (PEARSON 1965), doch zeigt Abb. 1, daß in unserem Fall zwischen den δ C^{13}-Werten und der Altersdiskrepanz kaum eine eindeutige Relation besteht.

Der See-Effekt scheint nach den bisherigen Erfahrungen nicht die großen Abweichungen der Probenserien KI-304, KI-305 und KI-308 erklären zu können. Beachtet man den hohen C^{13}-Gehalt dieser Proben, so bietet sich als Erklärung an, daß der Karbonat-Gehalt des Maar-Seewassers durch magmatisches CO_2 beeinflußt gewesen sein könnte. Der δ C^{13}-Wert des Grundwassers liegt üblicherweise zwischen —15 ‰ und —20 ‰. Dieser Wert ist im organischen Sediment noch einmal verschoben und liegt bei —25 ‰ bis —30 ‰ (so z. B. im Plöner See, WILLKOMM & ERLENKEUSER 1970). Magmatisches CO_2 zeigt, weil es von marinem Kalkstein abstammt, δ C^{13}-Werte um 0 ‰ (BRINKMANN, MÜNNICH & VOGEL 1960) und erhöht daher als Beimischung den normalen C^{13}-Gehalt des Grundwassers. Zugleich wird die C^{14}-Konzentration durch diesen inaktiven Anteil erniedrigt. Setzt man pauschal als ungestörten δ C^{13}-Wert den Mittelwert des Gros der Proben —29,7 $\pm$ 2,1 ‰, dann müßten die betroffenen Proben zur Erklärung des beobachteten Wertes von —23 ‰ durch ca. 23 % magmatisches CO_2 kontaminiert sein. Diese Beimischung erhöht das C^{14}-Alter um ca. 2000 Jahre, so daß auf diese Weise die großen Altersverschiebungen ihre Erklärung finden könnten.

Wir danken dem Bundesministerium für Bildung und Wissenschaft für Personalmittel (H. E.) und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Gewährung von Sachbeihilfen für die Bohrungen in der Eifel (H. S.).

Zitierte Literatur

AHRENS, W. & STEINBERG, K.: Jungdiluvialer Tuff im Eichsfeld. Ber. Reichsamt Bodenforsch. Jg. **1943**, 17—30, Wien 1943.

AVERDIECK, F. R., ERLENKEUSER, H. & WILLKOMM, H.: in Vorbereitung.

BRINKMANN, R., MÜNNICH, K. O. & VOGEL, J. C.: Anwendung der C^{14}-Methode auf Bodenbildung und Grundwasserkreislauf. — Geol. Rundsch., **49**, 244—253, Stuttgart 1960.

FRECHEN, J.: Führer zu vulkanologisch-petrographischen Exkursionen im Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet und Maargebiet der Westeifel. — 151 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1962.

FRECHEN, J., HOPMANN, M. & KNETSCH, G.: Die vulkanische Eifel. — 140 S., 3. Aufl., Bonn (Stollfuß) ohne Jahresangabe.

FRECHEN, J. & STRAKA, H.: Die pollenanalytische Datierung der letzten vulkanischen Tätigkeit im Gebiet einiger Eifelmaare. — Naturwiss., **37**, 184 —185, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1950.

HULSHOF, A. K., JUNGERIUS, P. D. & RIEZEBOS, P. A.: A Late-Glacial Volcanic Ash Deposit in Southeastern Belgium. — Geol. Mijnb., **47**, 106—111, s'Gravenhage 1968.

JUNGERIUS, P. D., RIEZEBOS, P. A. & SLOTBOOM, R. T.: The Age of Eifel Maars as Shown by the Presence of Laacher See Ash of Allerød Age. — Geol. Mijnb., **47**, 199—205, s'Gravenhage 1968.

MÜNNICH, K. O.: Messungen des C^{14}-Gehaltes von hartem Grundwasser. — Naturwiss., **44**, 32—33, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1957.

MÜNNICH, K. O. & VOGEL, J. C.: C^{14}-Altersbestimmungen von Süßwasser-Kalkablagerungen. — Naturwiss., **46**, 168—169, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1959.

OGDEN, J. G. & HAY, R. J.: Ohio Wesleyan University Naturals Radiocarbon Measurements IV. — Radiocarbon, **11**, 137—149, Yale 1969.

PEARSON, F. J. Jr.: Use of C^{13}/C^{12} Ratios to Correct Radiocarbon Ages of Materials Initially Diluted by Limestone. — Proc. 6th internat. Conf. Radiocarbon Tritium Dating, Pullmann, Wash. DC. 357—366, 1965.

STRAKA, H.: Die pollenanalytische Datierung von jüngeren Vulkanausbrüchen. — Erdkunde, **10**, 204—216, Bonn 1956.

— : Spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Rheinlandes auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. — Ber. deutsch. botan. Ges., **73**, 307—318, Berlin 1961.

— : Pollenanalytische Untersuchungen spätglazialer Ablagerungen aus zwei Maaren westlich Gillenfeld (Vulkaneifel). — Pollen Spores, **3**, 275—302, Paris 1961.

Stuiver, M.: Yale Natural Radiocarbon Measurements IX. — Radiocarbon, **11**, 545—658, Yale 1969.
Tauber, H.: The Scandinavian varve chronology and C-14 dating. — XII Nobel Symposium, Uppsala 1969. (Vervielfältigtes Manuskript.)
Vogel, J. C.: Über den Isotopengehalt des Kohlenstoffs in Süßwasser-Kalkablagerungen. — Geochim. Cosmochim. Acta, **16**, 236—242, London 1959.
Willkomm, H. & Erlenkeuser, H.: University of Kiel Radiocarbon Measurements V. — Radiocarbon, **12**, 526—533, Yale 1970.

Manuskr. eingeg. 29. 10. 1970.

Anschrift der Verf.: Dipl.-Phys. H. Erlenkeuser und Dr. H. Willkomm, Institut für Reine und Angewandte Kernphysik, C14-Labor, 23 Kiel, Neue Universität, Haus 23, Olshausenstraße 40-60; Prof. Dr. Herbert Straka, Botanisches Institut der Universität Kiel, 23 Kiel, Düsternbrooker Weg 17.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 182-197	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

C. Berichte - Tagungen

Die 15. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 23. 9. – 2. 10. 1970 in Kiel

Den Veranstaltungen in Kiel gingen zwei von dänischen und schwedischen Kollegen hervorragend vorbereitete und geführte Auslandsexkursionen voraus. Beide Exkursionen brachten den Teilnehmern nicht nur großen fachlichen Gewinn, sondern sind auch ein bleibendes persönliches Erlebnis. Allen an der Vorbereitung und Führung beteiligten Herren ist die Deutsche Quartärvereinigung zu größtem Dank verpflichtet.

A. Exkursion nach Westschweden (23. 9. — 27. 9. 1970)

Die Exkursion führte von Kiel über Kopenhagen nach Hälsingborg, durch die westschwedischen Küstenebenen über Halmstad nach Göteborg und von dort durch die Schärenlandschaft Bohusläns nach Bråstad und an den Väner-See.

Führung: Dr. C. Cullberg (Archaeolog. Institut, Göteborg)
Dr. C. Fredén (Geolog. Landesanstalt, Göteborg)
Dr. Å. Hillefors (Göteborg)
Dr. E. Mohrén (Geolog. Landesansalt, Lund)
Dr. P. Wedel (Göteborg)

Während der Durchfahrt durch Dänemark gaben die Herren Prof. N. Nielsen und Prof. A. Schou, Kopenhagen, einen geomorphologisch-geographischen Überblick über Dänemark. Die technische Leitung seitens der DEUQUA hatte Herr W. Funk, Kiel.

Einzelheiten aus der Fülle und Vielschichtigkeit des gebotenen Stoffs hervorzuheben, ist kaum möglich. Auf der von E. Mohrén klar geführten Fahrt durch Halland standen hauptsächlich drei Problemkreise im Vordergrund:

1. Die Grundgliederung des Pleistozäns in Südwestschweden (Jungbaltische Moräne, Intermoräne Schmelzwasserablagerungen und Deflationsflächen, Nordostmoräne, Tone und Sande, wahrscheinlich marinen Ursprungs, Altbaltische Moräne),
2. das Glazifluvium (Åsar, Deltas, Terrassen u. a.),
3. die Glazialisostasie und -eustasie (Deltas, Terrassen, Kliffs, spätglaziale Sedimentebenen in verschiedenen Niveaus, Strandwälle und Kliffs der Litorina-Transgression).

Lebhaftes Interesse fanden auch die Aufschlüsse von Dösebacka und Ellesbo, wo Å. Hillefors Deflationsflächen zur Diskussion stellte, die er mit dem Brørup- und dem Paudorf-Interstadial verglich.

Von Göteborg aus führte die Exkursion weiter nach Norden. In Uddevalla konnten die Exkursionsteilnehmer unter Führung von C. Fredén und P. Wedel die eindrucksvollen marinen Schalenbänke studieren. Die lebhafte Führung von Å. Hillefors löste sich teilweise vom Exkursionsprogramm. Am Vänersee demonstrierte er eisgeschliffene Gesteine der präkambrischen Rumpffläche, am Göta Elv Tal die noch in historischer Zeit entstandenen großen Erdrutsche. Mehrfach wurden auch archaeologische Denkmäler besucht, so ein eisenzeitliches Gräberfeld mit 103 Bautasteinen bei Stenhusen (Fjärås bräcka). Einen Höhepunkt bildeten die Felszeichnungen von Backa bei Bråstad unter Führung von C. Cullberg.

B. Exkursion nach Dänemark (24. 9. — 27. 9. 1970)

Die Exkursion führte von Kiel über Fehmarn nach Lolland, Falster, Seeland und Mön.

Führung: Dr. S. Hansen und Dr. F. C. Surlyk (beide Danm. Geol. Unders., Kopenhagen). Die technische Leitung seitens der DEUQUA hatte Prof. H. Stremme, Kiel.

Die Exkursion gab einen hervorragenden Überblick über die Glazialgeologie der dänischen Inseln. Die waldarmen Landschaften lassen die glazialmorphologischen Zusammenhänge klar erkennen. Besonders eindrucksvoll waren die Grundmoränenflächen und die hervortretenden Gletscher-Randlagen, die Tunneltäler und vor allem die Oser von gewaltigem Ausmaß, deren Entstehung als Aufschüttungs- oder Aufpressungsoser eingehend diskutiert wurde. Gute Aufschlüsse

ließen den Aufbau und die Struktur der Oser erkennen. Einen Höhepunkt der Exkursion bildete der Rundgang am Möns Klint. Hochmön ist aus mächtigen Kreideschollen aufgebaut, die durch Eisdruck übereinander geschoben oder aufgerichtet sind. Zwischen und unter den Schollen sind weichseleiszeitliche Ablagerungen aus der Zeit vor der Stauchung erhalten geblieben und zwar: Obere Grundmoräne, Ton und Cyprina-Sand, untere Grundmoräne. Die Cyprina-Sande sind wahrscheinlich glazifluviatile Ablagerungen aus aufgearbeiteten Sedimenten des Eem-Meeres.

Zahlreiche Aufschlüsse hatte S. Hansen in mühevoller Arbeit selbst hergerichtet.

C. Halbtagesexkursionen (28. 9. 1970)

Großes Interesse fanden die meeresgeologischen Exkursionen mit den Forschungsschiffen der Universität Kiel F. K. „Alkor" und F. K. „H. Wattenberg" in die Kieler Außenförde. Dr. F. C. Kögler und Dr. F. Werner, Kiel, demonstrierten den Einsatz von Bodengreifer, Schwerelot, Kastenlot, Dredge, Sediment-Echolot, Unterwasser-Fernsehen. Weitere Exkursionen führten in die Umgebung Kiels. Vormittags stellte Dr. A. Herrmann (München) eigene Untersuchungen zu Fragen der Genese der weichseleiszeitlichen Landschaft südlich von Kiel zur Diskussion (vgl. Kurzfassung des Referats Nr. 24). Nachmittags nutzten viele Tagungsteilnehmer die Möglichkeit, das Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte zu besichtigen (Führung: Dr. K.-H. Struve, Schleswig). Unterwegs führten Prof. K. Gripp (Lübeck) und Dr. K.-E. Behre (Wilhelmshaven) bei einem Halt in der ehemaligen Wikingerstadt Haithabu.

D. Vortragssitzungen (29. 9. und 30. 9. 1970)

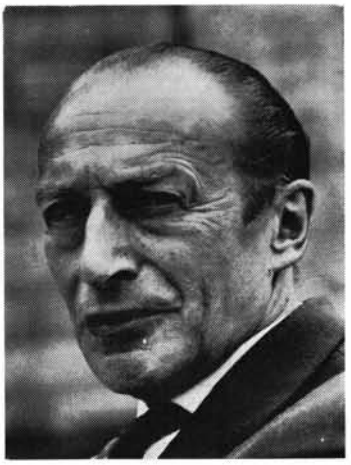
Am Vormittag des 29. 9. eröffnete der 2. Vorsitzende der DEUQUA, Prof. B. Frenzel, in Vertretung des erkrankten 1. Vorsitzenden, Dr. K. Picard, im Auditorium maximum der Universität Kiel die 15. Jahrestagung der Deutschen Quartärvereinigung und begrüßte die mehr als 200 in- und ausländischen Tagungsteilnehmer. Sein besonderer Dank galt vor allem Herrn Dr. K. Picard, Herrn Prof. H. Stremme und den Mitarbeitern des Geologischen Landesamtes, Kiel, vor allem Herrn W. Funk und Herrn Dr. B. Menke, sowie der Universität Kiel, insbesondere Herrn Prof. E. Seibold und den Mitarbeitern des Geologisch-Paläontologischen Instituts. Nach der Begrüßung der Versammelten durch den Rektor der Christian-Albrechts-Universität Magnifizenz Prof. Schroeder und den Minister für Wirtschaft und Verkehr des Landes Schleswig-Holstein Dr. Narjes, verlas Prof. Frenzel die diesjährigen

Ehrungen der Deutschen Quartärvereinigung.

Die 13. Albrecht-Penck-Medaille wurde Herrn Prof. Konrad Richter, Hannover, verliehen. Die Laudatio hat folgenden Wortlaut:

Aufbauend auf seine quartärstratigraphischen Untersuchungen in Pommern hat K. Richter durch Einsatz neuer geschiebestatistischer Methoden Licht in zahlreiche Probleme der nordwestdeutschen Glaziär- und Periglaziärablagerungen gebracht und maßgeblich dazu beigetragen, daß die Quartärforschung in Deutschland sowohl internationale Ausstrahlung als auch große Bedeutung für die praktische Geologie erhalten hat.

Die Ehrenmitgliedschaft erhielt Herr Adolf Luttropp, Ziegenhain (Hessen).



Anläßlich der 100. Wiederkehr des Geburtstages von ALBRECHT PENCK stiftete die Deutsche Quartärvereinigung 1958 die ALBRECHT-PENCK-Medaille, die in Kiel zum 13. Male verliehen wurde.
(Vgl. auch H. LOUIS: Albrecht Penck zum Gedächtnis. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **9**, 5—9, Öhringen 1958).

Die Laudatio lautet wie folgt:

ADOLF LUTTROPP hat aufgrund systematischer Forschungen im Gebiet der Hessischen Senke zahlreiche Stationen des altsteinzeitlichen Menschen entdeckt und erforscht und auf diese Weise in einem bis dahin nahezu fundleeren Gebiet eine neue Fundprovinz des Paläolithikums in Mitteleuropa erschlossen. Von den gegenwärtig in Mitteleuropa bekannten ca. 1000 Faustkeilen entfällt rund die Hälfte auf die Fundplätze von A. LUTTROPP.

ADOLF LUTTROPP ging von der Erkenntnis aus, daß eine von Flüssen durchzogene Landschaft ein paläolithisches Siedlungsgebiet darstellen müsse, auch wenn dort kein Feuerstein als Werkstoff zur Verfügung stände. Er wandte seine Aufmerksamkeit deshalb den vorhandenen Quarzitvorkommen zu und gelangte so zu seinen Entdeckungen. LUTTROPP hat damit der Altsteinzeitforschung wichtige Anregungen vermittelt.

Den Festvortrag hielt am Abend des 29. 9. Prof. H. SCHWABEDISSEN in einer Gemeinschaftsveranstaltung mit dem Naturwissenschaftlichen Verein für Schleswig-Holstein zu dem Thema „Schleswig-Holstein in der frühen Menschheitsgeschichte".

Die Jahreshauptversammlung der DEUQUA fand am 29. 9. im Anschluß an die Fachvorträge im Auditorium maximum statt.

Aus der Mitgliederversammlung

Anwesend waren 65 Mitglieder der Deutschen Quartärvereinigung. Den Vorsitz führte Prof. FRENZEL.

Die Versammlung ehrte die verstorbenen Mitglieder der Deutschen Quartärvereinigung.

Der neue Vorstand ab 1. Januar 1971:

1. Vorsitzender	Prof. B. FRENZEL, Stuttgart-Hohenheim
2. Vorsitzender	Prof. A. SEMMEL, Frankfurt
1. Schriftleiter	Prof. E. SCHÖNHALS, Gießen
2. Schriftleiter	Prof. R. HUCKRIEDE, Marburg
1. Schriftführer	Dr. K. H. PFEFFER, Frankfurt
2. Schriftführer	Prof. H. J. MÜLLER-BECK, Tübingen
Schatzmeister	Dr. H. SCHNEEKLOTH, Hannover
Archivar	Dr. L. BENDA, Hannover

In den Beirat wurden gewählt die Herren Prof. R. HANTKE, Zürich, Dr. K. PICARD, Kiel, Prof. R. SCHÜTRUMPF, Köln.

Beitragserhöhung: Angesichts der Kassenlage und der steigenden Druckkosten wurde der Jahresbeitrag mit großer Mehrheit ab 1. 1. 1971 auf 30.— DM (Studenten 15.— DM) festgesetzt. Das Jahrbuch soll in Zukunft nur derjenige erhalten, der auch den Beitrag für das entsprechende Jahr entrichtet hat.

Fachvorträge

1. MENKE, B. (Kiel): **Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein** (vgl. diesen Band S. 5—21).

   Diskussion: v. D. BRELIE, FRENZEL, PRANGE, SEMMEL, AVERDIECK, MÜLLER, STEPHAN, LÖHNERT.

2. GROBA, E., ORTLAM, D. & VIERHUFF, H. (Hannover): **Peistozäne Rinnen in der Lüneburger Heide**. — Die Basis des Quartärs und die Verbreitung der Rinnen (G.), Der Aufbau der Sedimente in den Rinnen (O.), Genese von Form und Inhalt der Rinnen (V.).

In den letzten Jahren wurden im Bereich der nördlichen Lüneburger Heide (ca. 4000 km²) über 120 Aufschlußbohrungen zur Erkundung des geologischen Aufbaues von Quartär und Jungtertiär niedergebracht und geologisch bearbeitet. Außerdem standen zur Auswertung rund 3000 weitere Aufschlußbohrungen zur Verfügung.

Das für die Quartärgeologie ebenso wie für die Wassererschließung wichtigste Ergebnis war das Auffinden von Stellen sehr großer Quartärmächtigkeiten (200—500 m), wie sie seit langem aus der Gegend von Hamburg und seit einigen Jahren aus der DDR bekannt sind.

Es handelt sich meist um schmale, langgestreckte Formen („Rinnen"), die durch das sandige Miozän hindurch in die tonigen Gesteine des tiefen Miozän oder des Mittel- bis Oberoligozän eingeschnitten sind. Die Füllung besteht vor allem aus fluvioglaziären Sedimenten. Geschiebemergel tritt im Gegensatz zu anderen Gebieten stark zurück, präglaziale Ablagerungen wurden an keiner Stelle beobachtet. Meist wird die Sedimentation in der Rinne durch die Ablagerungen des Lauenburger Tons abgeschlossen.

Als Ablagerungszeit der Rinnenfüllung kommt lediglich die Elstereiszeit in Betracht. Die Hohlformen werden gedeutet als Spuren der glaziären und subglaziär-fluviatilen Erosion, die ein vielleicht vorher vorhandenes präglaziales Relief übertieft hat und stellenweise durch tektonische Einflüsse verstärkt wurde.

Diskussion: Stremme, Niedermayer, Galon, Schroeder-Lanz, Richter, Johannsen.

3. Oele, E. (Haarlem): **Quaternary Deposits of the Southern North Sea: A Cross Section from Southern Holland to the Dogger Bank.**

— : The Quaternary Geology of the Dutch Part of the North Sea, North of the Frisian Isles. — Geologie en Minjnbouw, **48**, 467—480, 's-Gravenhage 1969.

Diskussion: Barckhausen, Schroeder-Lanz.

4. Kögler, F. C., Hinz, K. & Seibold, E. (Kiel): **Seeseismische Methoden für das Studium des Holozäns in der westlichen Ostsee.**

In Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Bodenforschung wurden reflexionsseismische Untersuchungen mit einer pneumatischen Schallquelle und einem Sedimentechographen auf rund 2000 Profilkilometern in der Kieler Bucht kontinuierlich durchgeführt.

Die Koppelung beider Verfahren bietet den Vorteil, die hohe Eindringtiefe (max. 1000 m) mit relativ grober Auflösung (um 4 m) des Pneuflex-Systems mit der geringen Eindringtiefe (max. 40 m), aber hervorragenden Auflösung (um 0,3 m) für die oberflächennahen Horizonte zu koppeln. Im allgemeinen ist die Oberkante des Pleistozäns eine markante seeseismische Grenzfläche. Im Westteil der Kieler Bucht zeigt sie ein ausgeprägtes Relief. Die durchschnittliche Mächtigkeit der holozänen Weichsedimente liegt bei 5—20 m (max. 50—55 m). Diese Füllung von Rinnen und Becken muß Vorgängen zugeschrieben werden, die komplizierter sind, als zunächst angenommen wurde.

Diskussion: Averdieck.

5. Kudrass, H. R. & Thiede, J. (Kiel): **Sedimente im Spätpleistozän und Holozän auf dem Ibero-marokkanischen Kontinentalrand.**

Im Rahmen einer sedimentologischen und mikropaläontologischen Untersuchung pelagischer Sedimente des Pleistozäns und Holozäns im mittleren Nordatlantik sind Kastenlotkerne aus den Tiefsee-Ebenen und dem Kontinentalrand vor Portugal und Marokko bearbeitet worden. Die Untersuchungen sollen die Klimaveränderungen und deren Einfluß auf die pelagische Sedimentation erfassen.

Die Sandfraktion dieser Tone ergibt mit Hilfe der Grobkornanalyse die Sedimentkomponenten und ermöglicht es, den Anteil des terrigenen Materials zu bestimmen. Die Faunen der planktonischen Foraminiferen lassen kräftige Klimaschwankungen erkennen. Maxima des terrigenen, grobkörnigen Detritusanteiles fallen mit den faunistisch erarbeiteten Minima in den relativen Temperaturkurven zusammen und erlauben es, dieses Material als eistransportiert zu interpretieren. Eine deutliche Temperaturzunahme nach Süden hin bei gleichzeitiger Abnahme des terrigenen Detritusanteiles stützen u. a. diese Annahme.

Die Ergebnisse werden in detaillierterer Form in den „Meteor"-Forschungsergebnissen, Reihe C, veröffentlicht.

Diskussion: Müller, Frenzel.

6. Sarnthein, M. (Kiel): **Zur nachpleistozänen Transgression im persischen Golf.**

In weiten Gebieten des Persischen Golfs liegt die rezente Sedimentationsrate sehr niedrig. Die Oberflächenproben führen hier große Mengen parautochthoner Reliktkomponenten mit ^{14}C-Altern von rund 7000 bis 13 000 Jahren. Die größtenteils noch aragonitischen Reliktkörner sind Flachstwassersedimente und zeigen eine kleinräumige Faziesverteilung. Darin spiegeln sich Paläogeographie und Paläoklima aus der Zeit der nachpleistozänen Transgression. Die tiefsten Reste wasserspiegelnaher Bildungen (u. a. Oolithe) liegen in der Umgebung des Schelfknicks im Golf von Oman (105—125 m Tiefe). Zwischen 100 und 65 m Tiefe deuten polymikte Schillsande und unverfestigte Aragonitschlamme auf ein rasches Vorgreifen der Transgression. Bei 64 bis 61 m und 53 bis 41 m Tiefe lassen morphologische und sedimentologische Kriterien (u. a. Zonen mit Quarz- und Ooidanreicherung) auf zwei Transgressionsstillstände schließen, denen noch ein dritter in 25 bis 30 m Tiefe gefolgt sein könnte. Die Tiefenlage dieser Horizonte läßt sich gut mit der von gleichartigen Vorkommen auf anderen Schelfregionen vergleichen.

Diskussion: Einsele.

7. Werner, F. & Willkomm, H. (Kiel): **Prälitorinazeitliche Sedimente aus der Kieler Bucht.**

Zahlreiche Sedimentkerne aus den inneren (landfernen) Teilen der Kieler Bucht, die die rezente Schlickauflage durchteuft haben, ergeben zusammen mit Sedimentechogrammen ein erstes Bild über die Entwicklung des Gebietes vor der Litorinatransgression. Danach waren die tieferen Teile (unter ca. —20 m) der topographisch in mehrere Becken, Rücken und Rinnen gegliederten Bucht seit dem frühen Boreal von einem Süßwassersee bedeckt, der im frühen Atlantikum vom Litorinameer ingrediert wurde (Pollendatierung: F. Averdieck). Schluffsedimente, Tongyttjen und kalkige Mudden bis Seekreiden kamen zur Ablagerung und haben sich während der Transgression in geschützteren Lagen erhalten können. Ein liegender Torfhorizont frühborealen Alters bei ca. —30 m, ist nicht überall vorhanden; die Pleistozänbasis unter den Schlickgebieten liegt teilweise wesentlich höher. Der See ist unmittelbar vor der marinen Transgression teilweise verlandet (Torfbildung über Kalkgyttja).

C^{14}-Datierungen von Torfhorizonten liegen in guter Übereinstimmung mit bisherigen Kenntnissen auf dem steilen Anstieg der eustatischen Meeresspiegelkurve im jüngeren Boreal/älteren Atlantikum.

8. Lundqvist, J. (Stockholm): **Neue Ergebnisse über den Verlauf der Würmvereisung in Schweden.**

— : Submoräna Sediment i Jämtlands län (Engl. Summary). — Sver. geol. unders., Ser. C, Nr. 618, 1967; Interstadiala avlagringar i norra Sverige. Ref. — Geol. Fören. Förhandl., **90**, 1968.

Diskussion: Frenzel, Schroeder-Lanz, Averdieck, Vortisch.

9. Hoika, J. (Köln): **Steinzeitliche Siedlungen in Ostholstein und ihr Kontakt zur Ostseegeschichte.**

Rosenhof: Artefakte der Ellerbeker Stufe auf einer sandigen Erhöhung am Gruber See. Nach vorläufigem Ergebnis liegt die Fundschicht in einem Strandsand (Uferzone) mit marinen Mollusken, der eine sandige Gyttja überlagert. Höhenlage der damaligen Uferlinie: zwischen 3,0 und 3,5 m unter NN.

Dannau: Mittelneolithische Siedlung (zeitlich denen von Bundsø und Lindsø nahestehend). Die Funde lagen in einem marinen Sand (Diatomeen, marine Mollusken) sowie tiefer in einer brackisch-marinen Gyttja. Höhenlage der damaligen Uferlinie: zwischen 1,5 und 2,0 m unter NN.

Süssau: Siedlung der mittelneolithischen Trichterbecherkultur (vielleicht etwas jünger als die Funde von Dannau). In größerer Entfernung des Siedlungshügels liegen die Funde in einem muddigen Schilftorf und schließlich in einer Feindetritusgyttja mit marinen Mollusken. Höhenlage der damaligen Uferzone: zwischen 1,0 und 1,5 m unter NN.

Diskussion gemeinsam mit folgendem Referat.

10. Schütrumpf, R. (Köln): **Pollenanalytisch-moorstratigraphische Untersuchungen an den archaeologischen Fundplätzen Rosenhof, Dannau und Süssau im Oldenburger Graben.**

Es wird versucht, die von J. Hoika in seinem Vortrag beschriebenen verschiedenen jungsteinzeitlichen Kulturschichten über die vegetationsgeschichtliche Entwicklung untereinander in ein chronologisches Verhältnis zu bringen und außerdem die Zeitpunkte der Ostseetransgression dazu zu fixieren. Die Pollendiagramme aus dem brackisch-marinen Bereich werden mit solchen aus Süßwasser-Verlandungsfolgen und Mooren des Festlandes, in die ebenfalls neolithische Kulturschichten eingelagert sind, verglichen.

Diskussion: Woszidlo, Behre, Müller, Heinemann, Köster.

11. Berger, W. H. (Kiel-La Jolla): **Korrelation von pleistozänen Tiefseekernen — eine statistische Studie.**

Stratigraphische Korrelation heißt, beobachtete Eigenschaften zumindest zweier Sedimentprofile einander gleichzusetzen, entweder zeitlich oder faziell. Korrelation ist dann am schwierigsten, wenn zeitliche Gleichstellung von quasi-zyklischen Erscheinungen unternommen wird, wie das bei der Korrelation pleistozäner Tiefseekerne der Fall ist.

Zwei Kunstgriffe werden hierbei angewandt. Zum ersten wird das mit einer gegebenen Abfolge (A) zu korrelierende Profil (B) um den Faktor T („telescoping") zusammengedrückt oder auseinandergezogen, um unterschiedlichen Sedimentationsraten gerecht zu werden. Zum zweiten wird B um einen Faktor S („sliding") verschoben, um dem Profil A möglichst genau entsprechende Eigenschaften gegenüberzustellen. S wird gemessen als der Quotient aus dem Verschiebungsbetrag von der Sedimentoberfläche und der Länge des kürzeren Profils. Der „Korrelationsaufwand" E („effort") ist definiert durch

$$E = (1 + S) \times T.$$

Es wird untersucht, wie groß der Korrelationsaufwand bei pleistozänen Tiefseekernen ist, und wie sich dieser Aufwand zu demjenigen verhält, der notwendig ist für die Korrelation von Parallelserien von Zufallszahlen und von gemessenen Profilen, bei denen das erste aufrecht steht, das zweite aber umgedreht ist. Es wird versucht, hieraus eine Definition für „gute" und „schlechte" Korrelierung abzuleiten.

Diskussion: Einsele.

12. Brümmer, G., de Groot, A., Salomons, W. & Zschuppe, K.-H. (Kiel, Groningen): **Schlickherkunft, -transport und -ablagerung im Nordseeküstenbereich zwischen Frankreich und Dänemark.**

An zahlreichen Schlickproben aus dem Nordseeküstenbereich zwischen der Kanalküste und Süd-Jütland sowie aus den Ästuaren von Seine, Somme, Schelde, Maas-Rhein, Ems und Elbe wurden die Gehalte an Gesamt-Carbonaten, Dolomit und organischer Substanz sowie die Gehalte an Gesamt-Mangan und einigen anderen Spurenelementen bestimmt. Anhand der für die verschiedenen fluvialen Sedimente charakteristischen Gehalte an diesen Mineralen, Substanzen und Elementen kann nachgewiesen werden, daß die in die Nordsee mündenden Flüsse bedeutende Sinkstoffmengen für die Ablagerungsgebiete im marinen Bereich der Nordseeküste liefern.

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse zeigen, daß der Schlicktransport vorwiegend von Südwesten nach Nordosten entlang der französischen und belgischen Küste zu den niederländischen, deutschen und dänischen Wattgebieten erfolgt.

Diskussion: Scholz, Frenzel, Stremme, de Groot.

13. Dümmler, H. (Kiel): **Das Küstenholozän im Broklandsautal zwischen Kleve und Lunden.**

— : & Menke, B.: Der Einfluß der Holozänentwicklung auf Landschaft und Böden der Broklandsauniederung (Dithmarschen). — Meyniana, **20**, 9—16, Kiel 1970.

14. Behre, K.-E. (Wilhelmshaven): **Vegetationsentwicklung, Meeresspiegelanstieg und Siedlungsbedingungen im Emsmündungsgebiet seit dem frühen Subboreal.**

— : Die Entwicklungsgeschichte der natürlichen Vegetation im Gebiet der unteren Ems und ihre Abhängigkeit von den Bewegungen des Meeresspiegels. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **9**, 13—47, Hildesheim 1970.

Diskussion Heinemann, Streif, Lang.

15. Rust, A. (Ahrensburg): **Neue prähistorische Grabung im Ahrensburger Tunneltal.**

Unter der Leitung von G. Tromnau wurde ein Zeltplatz aus der Hamburger Renjäger-Kultur ausgegraben. Das artefakttypologische Bild weicht von allen bisher bekannten Vorkommen dieser Art ab und läßt die Möglichkeit offen, daß es sich um einen Wohnplatz aus der bisher fundsterilen älteren Dryaszeit handeln könnte.

Neben einer Federmesser-Industrie aus der Allerödzeit wurden acht jungdryaszeitliche Wohnplätze aus der Ahrensburger Stufe (ein Hüttengrundriß) freigelegt. Die jeweils unterschiedlichen Artefaktformen werden wesentlich zur Differenzierung einzelner Ahrensburger Kulturgruppen beitragen.

Als geologischer Leithorizont erwies sich allerödzeitlicher Bleichsand als zur Datierung wichtig.

Abschließend wurde ein fundplatznaher Toteisteich mit einem Seilbagger angeschnitten. Eine Ausgrabung ist geplant.

16. Tromnau, G. (Bad Oldesloe): **Ein neuer Fundplatz der Hamburger Stufe bei Schalkholz, Kreis Dithmarschen.**

Bei der geologischen Kartierung (Geol. Landesamt, Kiel) wurde auf einer Moräne des Schalkholzer Zungenbeckens ein Wohnplatz der Hamburger Kultur gefunden. Die Notbergung erbrachte etwa 300 geschlagene Flintstücke. In einem Fundzusammenhang damit stehen die Reste einer Behausung in Form einer Grube, deren Ränder mit Steinplatten abgesteift waren. Holzkohle und Aschenreste zeigten die Lage einer Feuerstelle an. Möglicherweise handelt es sich um eine jüngere Phase der Hamburger Kultur. Rentierjäger dieser Kultur haben demnach auch auf hohen Kuppen Wohnplätze angelegt. Das läßt die Vermutung zu, daß auch im bisher sterilen Jungmoränengebiet Lagerplätze auf den Kuppen gefunden werden könnten.

Diskussion: Stephan.

17. Bokelmann, K. (Schleswig): **Nachweis einer borealzeitlichen schwimmenden Insel im Duvenseer Moor.**

An den borealzeitlichen Wohnplätzen Duvensee (Krs. Herzogtum Lauenburg) wurde ein auf einem Schilftorf liegender Wohnplatz mit einem Bretter- und Birkenrandbelag erfaßt, sowie die den Wohnplatz umgebende Flachwasserzone mit dem Abfallmaterial des eigentlichen Siedlungsniveaus. Die Gleichzeitigkeit beider Fundschichten konnte archäologisch durch Aneinanderpassen von Artefakten aus dem Siedlungshorizont (Schilftorf) und der Abfallzone (Gyttja) erkannt werden. Archäologisch und pollenanalytisch (R. SCHÜTRUMPF) konnte ermittelt werden, daß nach Verlassen des Wohnplatzes ein Steigen des Seespiegels ein Abreißen der Wohnplatzfläche (Schilftorf) vom Untergrund (Gyttja) bewirkte. Gleichzeitig wurde unter die aufgewölbten Randpartien des Wohnplatzes eine Grobdetritusgyttja und Holzkohle aus der Abfallzone nach Größe sortiert eingespült, so daß eine stratigraphische Abfolge vorgetäuscht wird.

Diskussion: ROSS, LANG, SCHÜTRUMPF.

18. REGENHARDT, H. (Kiel): **Kehlgeschiebe — ein glazigenes Spitzgeschiebe.**

Die Kehlgeschiebe sind spezifische Spitzgeschiebe. Sie gehören zum Formenschatz glaziärer Bildungen. Als Indikator des Hochglazials sind sie allen anderen Groß- und Kleinformen der „Gletscher-Erosion" wegen der Eindeutigkeit ihrer Form überlegen.

Kehlgeschiebe weisen eine bevorzugte Kante bzw. Spitze auf. Diese Kante wird charakterisiert durch zwei mehr oder weniger tiefe Einbuchtungen, die sog. Kehlkerben. Als Ursache der Herausbildung der Kante sind Druck- und Schubwirkungen des Eises auf die in der Grundmoräne eingebetteten Geschiebe anzusehen.

Ob Kehlgeschiebe vorzugsweise im Bereich des Inlandeises auftreten, bedarf noch weiterer Untersuchungen. Sie wurden auch im alpinen Bereich in etwas abgeänderter Form aufgefunden. Für Vereisungen in älteren Formationen könnte der Nachweis von Kehlgeschieben in fraglichen fossilen Moränenablagerungen recht bedeutsam werden. Die Ähnlichkeiten der Kehlgeschiebe mit manchen Artefakten, z. B. mit den „Nasensteinen" (Werkzeuge des *Homo heidelbergensis)* machen Funde von Kehlgeschieben sowohl für den Geschiebesammler wie auch für den Prähistoriker wissenschaftlich wichtig.

Diskussion: MARCZINSKI, BARCKHAUSEN, RUST, GÜNTHER.

19. KNUDSEN, L. K. V. (Aarhus): **Micropaleontological investigations of the Quaternary of the Lökken area, Vendsyssel.**

Foraminiferal assemblages from marine Late Quaternary deposits of the Lökken area were quantitatively analysed. Samples were collected from four borings in Lökken and from the coastal cliff north of Lökken.

The following marine deposits were present in the area: Postglacial Litorina deposits, Lateglacial Younger Yoldia clay, and interstadial Older Yoldia clay.

The most frequent species in the Litorina deposits were *Ammonia batavus* and *Protelphidium anglicum,* and the assemblages are equivalent to Recent boreal shallow-water and brackishwater faunas.

The Younger Yoldia clay assemblages were dominated by *Elphidium clavatum* and *Cassidulina crassa.* The are comparable to Recent arctic faunas of areas with a large melt-water supply.

The assemblages of the Older Yoldia clay are comparable to those recorded from the *Portlandia arctica* zone of the Skaerumhede boring and from the coastal cliff of Hirtshals. They also compare very well with the assemblages of the Sandnes clay, which were described by FEYLING-HANSSEN (1966) and correlated with the Paudorf Interstadial. MÖRNER (1969) proposed a correlation of the Older Yoldia clay with the Interpleniglacial of the Netherlands, but the present investigations suggest, that only the upper part of the Older Yoldia clay in Vendsyssel should be referred to that interstadial.

20. FEYLING-HANSSEN, R. W. (Aarhus): **Interpleniglacial in southwest Norway.**

Five short borings in the town of Sandnes, south of Stavanger, revealed, under a cover of sandy till with large blocks of Archean rocks, clay deposits which contained marine fossils. This clay is called the Sandnes clay. It was stiff and preconsolidated, and disturbed only in the uppermost part. Four foraminiferal zones were distinguished: 1) the *labradoricum-norcrossi* assemblage; 2) the upper zone with scattered spcimens; 3) the *asklunde-bartletti* assemblage; 4) the lower zone with scattered specimens. The assemblages were usually dominated by *Elphidium clavatum* and *Cassidulina crassa.* The faunas are of post Cromerian age, and they are interstadial, not interglacial. The till, which covers the clay, was left there by Weichselian glaciers. Not other bouldery layer, which would infer an earlier glacier advance than the upper one, was found in the clay. The Sandnes clay belongs to the Weichselian. It was deposited after the Last Interglacial and after any early glacier advance of the Weichsel ice age, in a Weichselian interstadial during which the area was ice free and accessable to the sea. This interstadial is called the Sandnes Interstadial.

Diskussion: KNUDSEN, ANDERSEN, FRENZEL, SCHROEDER-LANZ, HUCKRIEDE.

21. Semmel, A. (Frankfurt): **Zur Frage quartärer Klimaschwankungen in der Danakilwüste (Äthiopien).**

Aus dem äthiopischen Hochland liegen Hinweise auf mindestens eine deutliche Schneegrenzdrepression im jüngeren Quartär vor. Auch in den tiefer liegenden Gebieten soll sich diese Klimaschwankung als feuchtere Phase bemerkbar gemacht haben. Ausnahmslos wurden diese Erscheinungen bisher zeitlich mit der Würmkaltzeit gleichgestellt.

Durch eigene Untersuchungen wurden mehrere Indikatoren für ein ehemals feuchteres Klima in der Danakilwüste gefunden. Von besonderer Bedeutung sind fossile tropische Schwarzerden (Tirse). Sämtliche ^{14}C-Datierungen aus solchen Böden ergaben Alter um 6000 a. b. p. Damit ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, daß der entsprechende feuchtere Klimaabschnitt nicht ins Würm, sondern in das ältere Holozän gehört und somit ein „tropisches Pluvial" darstellt. Fossile Schotterakkumulationen, die aus dem feuchten Hochland in die Wüste hineinreichen, scheinen aufgrund von ^{14}C-Daten ebenfalls in diese Zeit zu gehören und dürfen demnach nicht — wie häufig geschehen — als sicheres Anzeichen einer pleistozänen Klimaschwankung gewertet werden.

Diskussion: Heine, Frenzel, Jäckel.

22. Stegmann, N. (Neumünster): **Das Eem-Interglazial von Kiel-Holtenau.**

Bohrungen für eine Zweitbrücke über den Nord-Ostsee-Kanal trafen im Jahre 1967/68 auf der Kanal-Nordseite in Kiel-Holtenau folgende Schichten an:

1. Hangendes: Geschiebemergel und kiesiger Schmelzwassersand (Weichsel),
2. Detritus-, Kalk- und Tongyttja (Eem- und Frühweichsel),
3. Liegendes: Geschiebemergel und Beckensedimente (Saale).

Die organischen Ablagerungen sind maximal etwa 35 m mächtig. Nach pollenanalytischen Untersuchungen (B. Menke) entfallen davon auf das Eem rund 19 m (die pollenfloristischen Zonen I bis VII sind fast lückenlos vertreten), der Rest auf das Frühweichsel.

Die Gyttjen sind überwiegend stark verfestigt (Eis- und Sedimentauflast, Diagenese), intensiv geklüftet und lagenweise zerruschelt (dynamische Beanspruchung bzw. Durchbewegung in gefrorenem Zustand).

Eine ausführliche Veröffentlichung ist vorgesehen.

Diskussion: Löhnert, Frenzel, Stephan, Vierhuff.

23. Grube, F. (Hamburg): **Die Randzone der Weichsel-Inlandgletscher im Hamburger Raum.**

Durch eine gründliche Kartierung des reichen Formenschatzes der Jungmoräne im Maßstab 1 : 5 000 kann die erdgeschichtliche Entwicklung der Weichsel-(Würm)-Vergletscherung mit einer Genauigkeit rekonstruiert werden, die bisher von älteren Kaltzeiten noch nicht bekannt geworden ist. Vom Inlandeise drangen ca. 1 km breite Gletscherzungen in das Vorland. Da im Hamburger Raum die Überschotterung (Sanderbildung) und die Zerstörung durch nachträgliche Schmelzwassererosion gering waren, können diese Gletscherloben durch erhaltene Seiten- und Stirnmoränen, subglaziale Entwässerungssysteme, Drumlins und andere Kleinformen kartiert werden. Im Gegensatz zur tonig-schluffigen Grundmoräne des Stormarner Weichsel-Inlandgletschers überwiegt bei den „Vorland"-Gletscherzungen die sandig-kiesige Blockmoräne. Drumlin-Landschaften und Tunneltäler lassen sich mit den Strukturen vergleichen, die von älteren Vergletscherungen bekannt geworden sind (abgedeckte Karten).

Diskussion: Gripp.

24. Herrmann, A. (München): **Neue Ergebnisse zur Morphogenese der jungpleistozänen Vereisungsgebiete südlich von Kiel.**

Der Versuch einer Morphogenese führte zu anderen Ergebnissen als die bisherige Gliederung in Eisrandlagensysteme (Gripp 1952, Hölting 1958) nach überwiegend formalen Kriterien. Stratigraphische Aufnahmen in Verbindung mit Schotteranalysen (Korngrößen, Rundungsgrad, Längsachseneinregelung) ermöglichten eine Trennung zwischen Gletscherrandlagen und den ihnen zuzuordnenden Vorschüttsandern.

Aus den Strukturen (ungestörter, oberflächenparalleler Schichtverlauf, zerrungstektonische Verwerfungen) der Sander innerhalb des ehemaligen Vereisungsgebietes kann gefolgert werden, daß sie über Toteis geschüttet wurden. Mit dessen Ausschmelzen im Postglazial wurden die glazialen Sanderflächen deformiert. Die dadurch entstandenen Rücken sind also keine Eisrandlagen. Andere müssen als Kames und nicht als Oser (Eggers 1934, Gripp 1964) gedeutet werden.

Von nachweisbar drei Eisrandlagen (einschl. Maximalstand) kann auf einen dieser Inlandvereisung adäquateren Vereisungsablauf geschlossen werden: nicht auf eine in schmale, weit ins Vor-

land vorstoßende Eiszungen aufgelöste Gletscherstirn, sondern auf einen breiten Zerlappungsbereich.

Diskussion: GRIPP, HOFFMANN, STEPHAN, GALON, GUENTHER, PETERS.

25. STEPHAN, H. J. (Kiel): **Glazialgeologische Untersuchungen im Raum Heiligenhafen (Ostholstein).**

Die Heiligenhafener Moräne ist keine Toteisstauchmoräne wie von SEIFERT (1954) nach der Definition von GRIPP (1942) vermutet. Sie stellt den etwa E—W verlaufenden, mittleren Teil eines Komplexes ehemaliger, nach N bis NE geöffneter Stauchmoränenbögen dar, der von einem aus E (65°—120°) heranrückenden jüngeren Eisvorstoß überrannt und bis auf diesen Rest abgeschliffen wurde. Auch der zur heutigen Heiligenhafener „Stauchmoräne" gehörende Teil ist überfahren und stark drumlinisiert worden. Im überfahrenen Gebiet lagerte sich der etwas lückenhafte „obere Mergel" ab, der diskordant auf gestauchtem Glazial und eingeschupptem Tertiär liegt. Ein „unterer Mergel" wurde an der Nordseite der Heiligenhafener Moräne gefunden. Er scheint unter einem von NNE—NE nach SSW—SW fließenden Eis entstanden zu sein.

Die Morphologie der Heiligenhafener Moräne und ihre Umgebung ist weitgehend eine Folge des letzten Eisvorstoßes. Das Gebiet Heiligenhafens stellt zusammen mit der Halbinsel Großenbrode die südliche Fortsetzung der „Exarationslandschaft" (s. GRIPP 1942, nach J. WALTHER) Fehmarns dar.

Der jüngste Eisvorstoß erweist sich als eine ausgeprägte „Phase", die nicht nur lokale Bedeutung haben dürfte.

Diskussion: GUENTHER, PRIESMEIER.

26. AVERDIECK, F. R. (Kiel): **Sedimentuntersuchungen an ostholsteinischen Seen.**

Untersuchungen an 4 nahe beieinanderliegenden ostholsteinischen Seen ergaben wider Erwarten große Unterschiede in den Sedimentationsraten, sowohl was deren Beträge als auch Zeitstellung anbelangt.

Zone	Beginn vor bzw. nach Chr. Geb.	Dauer in Jahren	1 Gr. Plöner See		2 Schöh See bei Plön *		3 Poggensee b. Bad Oldesloe		4 Gr. Segeberger See	
			Sedimentmächtigkeit	Sedimentation	Sedimentmächtigkeit	Sedimentation	Sedimentmächtigkeit	Sedimentation	Sedimentmächtigkeit	Sedimentation
XII	—1000	950	460	4,85	40	0,42	215	2,26	142	1,50
XI	0	1000	460	4,60	162	1,62	320	3,20	98	0,98
X	— 900	900	130	1,44	48	0,54	190	2,11	140	1,55
IX	—3000	2100	210	1,00	185	0,88	980	4,66	375	1,79
VIII	—6200	3200	110	0,35	135	0,42	410	1,28	275	0,86
VI/VII	—7500	1300	55	0,43	40	0,31	110	0,77	109	0,84
V	—8200	700	25	0,35	25	0,35	40	0,57	96	1,38

* SAAD, Arch. Hydrobiol. **67**, 1970.

Die Zusammenstellung zeigt neben einem angenähert ausgeglichenen Sedimentationstyp (2; 4) einen Typ mit starker spätwürmzeitlicher (3) und einen mit überwiegend nachwärmezeitlicher (1) Sedimentation. Als Ursache für letztere konnte auch aufgrund chemisch-limnologischer Untersuchungen W. OHLE (Arch. Hydrobiol., im Druck) menschliche Beeinflussung wahrscheinlich machen.

Deutliche Jahresschichtungen haben sich besonders aus derFrühen und der Mittleren Wärmezeit erhalten (VII und VIII).

27. WILLKOMM, H. & ERLENKEUSER, H. (Kiel): **C^{14}-Datierungen an nacheiszeitlichen Sedimenten ostholsteinischer Seen.**

Geht man von der Voraussetzung aus, daß das Sediment bei seiner Bildung jeweils dasselbe Isotopenverhältnis $C^{14} : C^{12}$ hatte wie rezente Wasserpflanzen, so erhält man durch Extrapolation der organischen Anteile bei beiden untersuchten Seen (Gr. Plöner See, Gr. Segeberger See) für die rezente Sedimentoberfläche ein C^{14}-Alter von etwa 1000 Jahren. Auch tiefer liegende Grenzen von Pollenzonen ergeben ähnliche Altersdifferenzen im Vergleich zu entsprechenden Schichten aus Hochmooren. Der Unterschied im C^{14}-Gehalt und im $C^{13} : C^{12}$-Verhältnis zwischen organischem

und anorganischem Material bestätigt, daß im See Kohlenstoff verschiedenen Ursprungs vorhanden ist: Ein Teil des gelösten CO_2 stammt aus altem, C^{14}-freiem Karbonat. Ein konstanter Anteil von 12 % „totem" CO_2 würde bedeuten, daß rezente Sedimente nur 88 % der C^{14}-Aktivität von rezenten Pflanzen haben und hätte zur Folge, daß die Altersskala in beiden Diagrammen um 1000 Jahre zu verschieben wäre. Weiterhin kann das berichtigte C^{14}-Alter noch dendrochronologisch korrigiert werden.

Diskussion: MÜLLER.

28. BOCK, W. (Kiel): **Jungpleistozäne Salztektonik im nördlichen Schleswig-Holstein.**

Aufgrund der Mächtigkeiten feingebänderter Beckenschluffe in etwa 30 Bohrungen SE Flensburgs wird die Paläogeographie eines kleinen Zungenbeckens rekonstruiert, das die Salinarstruktur Maasbüll und die Sieverstedter Störungszone quert. Ober- und Unterkante der Beckensedimente folgen etwa der heutigen Oberfläche, die über der Struktur gegenüber der Umgebung um 30 m ansteigt. Rund 15 m Hebung der Bezugsfläche Beckensedimentunterkante über der Struktur Maasbüll und rund 25 m Absenkung im Bereich der Störungszone gegenüber einem Gebiet geringerer Mobilität machen den genetischen Zusammenhang mit Salzbewegungen wahrscheinlich. Diese Deutung wird gestützt durch die gute Korrelierbarkeit aller Profile. Das Maß der Eisstauchung erscheint unbedeutend. Die aus dem Mesozoikum und Tertiär bekannten Bewegungstendenzen leben bis ins Jungpleistozän fort.

Diskussion: SCHREINER.

29. SCHROEDER-LANZ, H. (München): **Probleme der Elbeterrassen bei Hamburg.**

Am südlichen Elbegeestrand zwischen Harsefeld und Winsen/Luhe treten mindestens 4 verschiedene Terrassen auf, und zwar im Raume Ashusen-Wulfsen nebeneinander.

1. Die 20-m-Terrasse stellt einen bislang als eemzeitlich datierten Feinsandkomplex dar.

2. Überlagert wird dieser Feinsandkomplex von elbabwärts geschütteten lyditführenden Kiesen und Sanden, die von Grundmoräne bedeckt werden. Sie bilden eine gut erkennbare morphologische Terrasse in 25—30 m Höhe.

3. Aus dem Tal der Toppenstedter Aue (Nebenfluß der Luhe) wird eine bislang nicht bekannte Terrasse in 36—40 m Höhe beschrieben; sie wird von nach N geschütteten Kiesen mit geringmächtigen zwischengeschalteten Sandlagen aufgebaut, ist periglazial überformt, aber nicht flächenhaft von Grundmoräne überzogen.

4. Bei Stelle und Maschen ist eine Terrasse in 10—15 m Höhe vorhanden, die zumeist im Geschiebelehm ausgebildet ist. Es handelt sich um eine Erosionsterrasse.

Diskussion: MEYER, MARCZINSKI.

30. LÖHNERT, E. (Hamburg): **Pleistozän-Stratigraphie aufgrund geophysikalischer Bohrlochmessungen.**

In den letzten 3 Jahren wurden rund 60 Bohrungen im Raum Hamburg geophysikalisch vermessen. Die Bohrprofile umfassen sämtliche Schichtglieder des norddeutschen Pleistozäns, angefangen von Elster-kaltzeitlichen Bildungen in tiefen Rinnen (bis —400 m NN) bis hin zu Weichselkaltzeitlichen Grundmoränen und Beckensedimenten.

Das vorliegende Material wird unter folgenden Aspekten kritisch gesichtet:

1. Gegenüberstellung von mit üblichen Methoden aufgestellten Bohrprofilen einerseits und Meßdiagrammen andererseits,

2. Reproduzierbarkeit geophysikalischer Parameter (RES-, GRL-Werte) gleichaltriger Schichtkomplexe und

3. Typprofile zur „Feinstratigraphie" unter besonderer Berücksichtigung des Grenzbereichs Elster-Glazial/Holstein-Interglazial und des Saale-Glazials (verschiedene Grundmoränen).

Diskussion: ORTLAM, EINSELE, VIERHUFF.

31. PRANGE, W. (Kiel): **Die mittelalterliche Salztorfgewinnung auf dem nordfriesischen Festland und ihre geologisch-bodenkundliche Bedeutung.**

Die gefundenen Kulturspuren der Salztorfgewinnung und die Datierung der Schichtfolge zeigen, daß die Randmoore Mitte des 1. Jahrtausends n. Chr. durch Salzwasser abstarben und daß zwischen dem 12. Jahrhundert und 1362 Salztorf im offenen Moor gestochen wurde. Die Salzgewinnung ging noch bis etwa 1400 weiter, obwohl sich spätestens seit 1362 stark toniger Klei ablagerte. Das geschah bei etwa 20—25 ‰ Salzgehalt, und der Klei war damals kalkhaltig, denn Süßwasserzuflüsse sind kaum oder gar nicht vorhanden, die Salzgewinnung hätte sonst nicht gelohnt, und der Klei in den zugeschlickten Torfstichen ist noch heute kalkhaltig. Das sehr niedrige Ca/Mg-Verhältnis in heute kalkfreiem, tonreichem Klei durch kalkfreie oder -arme Sedimentation

im Brackwasser von 2—3 ‰ zu erklären und solche Böden als Brackmarschen zu bezeichnen (W. Müller 1964), ist demnach nicht zutreffend, wie auch neuere bodenkundliche Untersuchungen zeigten (vgl. Schroeder und Brümmer 1969).

Diskussion: Heinemann, Barckhausen.

32. Schröder, E. (Göttingen): **Zum Problem des parallelen Verlaufs der Täler in der Grundmoränenlandschaft des Hümmling.**

In der flachen, drenthezeitlichen Grundmoränenlandschaft des Hümmling sind die Haupttäler NNO/SSW (Beeke, Ohe) und NO/SW (Nord-, Mittel-, Süd-Radde) ausgerichtet. Für die Mittel- und Unterläufe der drei Radden läßt sich mit Hilfe einer Karte der Geschiebelehmbasis nachweisen, daß sie während eines kurzen Stillstandes des nach SW vordringenden Eises angelegt wurden; dabei flossen die Schmelzwässer bis zum Eisrand subglaziär nach SW, in seinem Vorland, der Abdachung nach SSW folgend, subaerisch ab.

Der Oberlauf der Nord-Radde wurde durch die Schmelzwässer eines später aus W vorgerückten Gletschers geschaffen, die parallel zum Eisrand abflossen.

Die Täler im N sind während einer kurzen Vorstoßphase gebildet worden, die den allgemeinen Rückzug des Eises aus dem Hümmling unterbrach. Der Talraum der Ohe war das Becken einer etwa 8 km langen und 3 km breiten Gletscherzunge. Ein ähnlicher, aber kürzerer Lobus lag im benachbarten Beeke-Tal.

Diskussion: Graul, Heinemann, Poser.

33. Koehn, W. (Göttingen): **Zur glazialen Entwicklung von Eisrandlagen in den Dammer und Fürstenauer Bergen.**

Die Dammer und Fürstenauer Berge bilden nordwestlich der Mittelgebirgsschwelle den sichtbaren Ausdruck einer glazigen geformten Landschaft. Bisher fehlte eine glazialmorphologische Untersuchung dieser Höhen. Mit Hilfe verschiedener Arbeitsweisen der Quartärgeologie und Glazialmorphologie wurde versucht, zu einer genetischen Deutung des glazialen Reliefs zu kommen. Die Deutung beruhte auf der kartographischen Erfassung der Quartärsedimente und der glazigenen Formen und Strukturen. Dadurch konnte die Anlage der Endmoränen auf einen mindestens vierphasigen Entwicklungsgang zurückgeführt werden. Die älteste Randlage ist die Bippener Staffel, die beim Vorrücken des Bersenbrücker Lobus vom Eisgestaucht und überfahren wurde. Im Vorland dieser Randlage hinterläßt die Überfahrung die gestauchte Dammer Staffel. Die beiden nächst jüngeren Randlagen, die gestauchte Ankumer und Lohner Staffel, deuten in Ausdehnung und geringerer orographischer Höhe auf ein Nachlassen der Eisdynamik hin.

Diskussion: Heinemann, Meyer, Galon, Grimmel.

34. Garleff, K. (Braunschweig): **Jungquartäre Tal- und Flächenbildung am Wilseder Berg/Lüneburger Heide.**

Aus Untersuchungen an Tälern und Flächen im Bereich der warthezeitlichen Altmoränenlandschaft der westlichen Lüneburger Heide ergaben sich Hinweise auf Art und Ausmaß der Umgestaltung des primären glazigenen Reliefs. Danach wirkte sich diese Umgestaltung bei vorgegebener starker Reliefenergie in intensiver Zertalung aus, wobei mehrere Eintiefungsphasen mit Eintiefungsbeträgen von lokal 10—15 m erkannt werden konnten. Bei flacherem Ausgangsrelief tendierte die periglaziale Formung dagegen zu weiterer Verebnung. Dabei wurden Hohlformen aufgefüllt, aber auch Kuppen eingeebnet. Eine derartige Verebnungsfläche am Fuße des Wilseder Berges konnte anhand eeminterglazialer Torfe, Bodenbildungen und mineralischer Sedimente datiert und in ihrer Genese als „periglaziale Fußfläche" erkannt werden. Es ergab sich hier eine Reliefverringerung von 10—15 m.

Diskussion: Hagedorn.

35. Straka, H.: Erlenkeuser, H. & Willkomm, H. (Kiel): **Neue C^{14}-Datierungen zum Alter der Eifelmaare.**

Mit Hilfe der Lage von vulkanischen Tuffschichten in Pollendiagrammen hat Straka (1952 bis 1961) zusammen mit J. Frechen versucht, das Alter einiger Eifelmaare zu bestimmen. Radiocarbon-Daten des Kieler C^{14}-Laboratoriums haben diese Datierungen nur zum Teil bestätigt: Mosbrucher Weiher (1100 v. h.) 14 500 v. h.; Schalkenmehrener Maar, 1. Ausbruch (ca. 1100 v. h.) vor 13800 v. h.; 2. Ausbruch (10500 v. h.) 11400 v. h.; Strohner Maarchen, 1. Ausbruch (10700 v. h.) vor 12300 v. h.; 2. Ausbruch (10200 v. h.) 11300 v. h.; Trautzberger Maar (11300 v. h.) 11800 v. h.; Booser Weiher (10200 v. h.) 1100 v. h.; Hitsche, 1. Ausbruch (1300 v. h.) vor 12200 v. h.; 2. Ausbruch (10900 v. h.) 10900 v. h.; Mürmes, 2. Ausbruch (11500 v. h.) 11300 v. h.; Hinkelsmaar, 1. Ausbruch (11500 v. h.) 11000 v. h.; Dürres Maar (vor 12500 v. h.) ca. 10 000 v. h.

(eingeklammert: Alter geschätzt nach Pollenanalysen, zweite Zahl: abgerundetes C^{14}-Alter). Die Unterschiede werden diskutiert (vgl. S. 177).

Diskussion: Müller, Behre, Semmel.

36. Stephan, W. (München): **Frühwürmzeitliche Ablagerungen im Bereich des östlichen Isar-Vorlandgletschers.**

— : Frühwürmzeitliche Schieferkohlevorkommen im Bereich des östlichen Isar-Vorlandgletschers. — Geologica Bavarica, **63**, München 1970.

Diskussion: Scheuenpflug, Frenzel, Graul.

37. Hantke, R. (Zürich): **Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (W-Schweiz).**

Im beginnenden Spätglazial stand der Saanegletscher, W von Bulle, durch Mittelmoränen dokumentiert, noch mit dem vom Genfersee-Becken ins Mittelland vorgestoßenen Rhonegletscher-Arm in Verbindung. Über den 1435 m hohen Col des Mosses lassen sich spätere Rückzugslagen ihrer Eiszuflüsse miteinander parallelisieren. Da das Firneis in den Romanischen Voralpen nach verschiedenen Talgletschern abfloß, ergaben sich Korrelationen späterer Stände. Aus Konfiguration und Exposition zugehöriger Firnbecken und Endmoränen lassen sich Schneegrenzen ermitteln. Für die einzelnen Rückzugsstadien, die über Reuss- und Linth- mit dem Rhein-System zusammenhängen, zeichnet sich dabei ein analoger Anstieg von den äußeren Voralpen zu den Hochalpen ab, wie bei der heutigen Waldgrenze.

Im Thunersee-Gebiet vereinigten sich Simmen- und Kandergletscher zunächst noch mit dem Aaregletscher; später wurden sie schrittweise selbständig. Dabei hing der Simmengletscher anfänglich noch über den nur 1270 m hohen Pass von Saanenmöser mit dem Saanegletscher zusammen, was eine Korrelation in beiden Systemen ermöglicht. Beim weiteren Eisabbau unterblieb der Zuschuß von Saane-Eis, so daß sich der gefällsärmere Simmengletscher rascher zurückzog. Durch das verschieden späte Einsetzen der Moorbildung in pollenanalytisch untersuchten Simmentaler Mooren (M. Welten, 1952) und deren Verbindung mit Eisrandlagen läßt sich der Eiszerfall in den Romanischen Voralpen mit der Vegetationsentwicklung zeitlich korrelieren.

Diskussion: Barsch, Kaiser.

38. Barsch, D. (Basel): **Fossile Blockgletscher als Klimaindikatoren der letzten Kaltzeit.**

Aktive Blockgletscher sind große, zungenförmige, in ihrem Innern fest gefrorene Schuttmassen, die sich aufgrund ihres Gehaltes an Eis im Porenraum des Schuttes langsam hang- oder talabwärts bewegen. Es sind keine echten Eisgletscher. Übergangsformen zwischen Eisgletschern und Blockgletschern sind in den Alpen kaum bekannt. Die aktiven Blockgletscher treten — entgegen allen anders lautenden Berichten — nur in der oberen subnivalen Höhenstufe (in den Alpen bis zu 400 m unter der heutigen Schneegrenze) auf.

Inaktive Blockgletscher bewegen sich heute nicht mehr. Das Poren erfüllende Eis in ihrem Innern ist abgeschmolzen, da es sich nicht mehr im Gleichgewicht mit dem Klima in der Umgebung dieser fossilen Formen befindet. Die inaktiven Blockgletscher treten daher heute in fast allen Höhenlagen der Alpen auf. Sie können als fossile Zeugen eines ehemaligen extremen subnivalen Klimas mit verbreitetem Permafrost für die Zeit ihrer Entstehung angesehen werden. Am Beispiel von Arizona kann gezeigt werden, daß fossile, inaktive Blockgletscher die Lage der letztkaltzeitlichen oberen subnivalen Höhenstufe genau umschreiben.

Diskussion: Kaiser, Hantke, Koehn, Hormann, Hagedorn, Poser.

39. Heine, K. (Bonn): **Fossile Bodenbildungen auf quartären Flußschottern an der Mittellahn und ihre Bedeutung für die Terrassenstratigraphie.**

Ein ausführlicher Bericht wird in Eiszeitalter und Gegenwart erscheinen.

Diskussion: Frenzel, Lang.

40. Lang, H. D. (Hannover): **Über eine quartäre Seifenlagerstätte in der Sierra Leone.**

— : Sekundäre Rutillagerstätten in der Sierra Leone. — Erzmetall, **23**, 4, 179—183, Stuttgart 1970.

Diskussion: Semmel.

41. Heinemann, B. (Hannover): **Bodenbildungen in bronzezeitlichen Hügelgräbern aus Grundmoränenmaterial im Uelzener Becken.**

—: & Schirnig, H.: Hügelgräber der älteren Bronzezeit in Oldenstadt, Kreis Uelzen. — Ein Beispiel archäologisch-bodenkundlicher Zusammenarbeit. — Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen, **6** [Jankuhn-Festschrift], 6—25, 1970.

Diskussion: Gripp, Semmel.

42. Glaser, U. (Würzburg): **Der zeitliche Gang und die räumliche Ausdehnung der letztkaltzeitlichen Vergletscherung Spitzbergens.**

Bis in die inneren Fjorde Spitzbergens finden wir Strandterrassen bis zu 150 m Höhe. Eine Terrasse in 85 m Höhe wurde von Feyling-Hanssen auf 21 300 Jahre datiert. Somit muß die 150-m-Terrasse dann 30—35 000 Jahre alt sein. In dieser Zeit kann Spitzbergen nicht wesentlich stärker vergletschert gewesen sein als heute. Andererseits reichte die Maximalausdehnung in der letzten Kaltzeit über die heutige Küste hinaus. Dieses Maximum muß wesentlich früher erreicht worden sein als beim skandinavischen Inlandeis, nämlich schon an der Wende vom Frühglazial zum Hochglazial.

Nach dem feuchtkalten Frühglazial wurde es im Hochglazial zu trocken: die Gletscher mußten schrumpfen. Am Ende des Hochglazials waren sie in einigen Fjorden kleiner als heute.

Aus diesen klimatischen, wie auch aus zeitlichen Gründen ist heute ein Inlandeis über dem Barentschelf, das mit dem skandinavischen verwachsen war, nicht mehr vertretbar.

Diskussion: Frenzel, Usinger, Semmel.

43. Kaiser, K. (Berlin): **Quartäre Mollusken des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara.**

Im Tibesti-Gebirge (3415 m) und seinen Rahmenbereichen werden Vorzeitseen unterschiedlicher Größe sowie Breiten- und Höhenlage größtenteils von pflanzlichen Organismen gebildeten Absätzen (Seekreiden, Diatomite) dokumentiert. Sie sind einerseits an vulkanische Hohlformen (Krater, Calderen, Maare) und wannenartige Ausraum-Depressionen im Bereich älterer Flachrelief-Relikte oder der Talsysteme (teilw. durch Talverbauungen im Rahmen vulkanischer Vorgänge erzeugt) geknüpft; andererseits erklären sie sich als weit in die Gebirgsvorländer hinausreichende Endpfannen (z. B. Urtschadseesystem).

Im Zusammenhang mit C^{14}-Datierungen, palynologischen, säugetier-paläontologischen, bodenkundlichen sowie ur- und frühgeschichtlichen Untersuchungen weisen die quantitativen Mollusken-Befunde neben warm-trockenen vor allem „nord-" und seltener auch „südpluviale" Zeitstellungen dieser Seen aus. Während der „Nordpluviale" waren Mollusken-Biozönosen der Paläbzw. Holarktis bis an den Südrand des Tibesti-Gebirges verbreitet, um ab dort (Urtschadseesystem) ausschließlich von solchen der afrikanisch-äthiopischen bzw. afrikanisch-orientalischen Tropen-Region abgelöst zu werden.

Diskussion: Jäckel, Sarnthein.

44. Galon, R. (Torun): **Einige Ergebnisse der polnischen Vatnajökull-Expedition 1968.** — : Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Geol. et Géogr. Varsovie 1970.

Diskussion: Stephan, Frenzel, Stremme, Behre, Marczinski, Schreiner.

Abschließend dankte Prof. Frenzel allen Referenten und Teilnehmern, insbesondere auch dem Personal des Geologischen Landesamtes, Kiel, dessen unermüdlicher Einsatz den reibungslosen Verlauf der Tagung ermöglichte.

E. Eintagesexkursionen in Schleswig-Holstein

1. Westholstein-Exkursion (1. 10. 1970)

Die Exkursion führte von Kiel über Neumünster nach Lieth/Elmshorn, von dort über Itzehoe nach Wacken und weiter nach Odderade, von dort über Albersdorf zurück nach Kiel. Sie hatte in erster Linie die Pleistozän-Stratigraphie Schleswig-Holsteins zum Gegenstand. Ein ausführlicher Exkursionsführer berichtete über z. T. bisher noch nicht veröffentlichte Ergebnisse.

Führung in den Bussen: S. Bressau, H. Regenhardt, H. Stremme; Führung in den Aufschlüssen: F.-R. Averdieck (Odderade), B. Menke (Lieth, Wacken), G. Schlüter (Wacken), Führung in Albersdorf: J. Hoika. In Lieth/Elmshorn wurde in der Zechsteingrube der Liether Kalkwerke („Meinert'sche Kalkgrube") auf dem Elmshorner Salzstock der eindrucksvolle Aufschluß des ältesten Pleistozäns besucht. Von Mitarbeitern des Geologischen Landesamtes, Kiel, waren an der Aufschlußwand mehrere Wege angelegt und die altpleistozänen Schichten freigelegt worden. Beschriftungen und ausgehängte Pollendiagramme erleichterten die Orientierung. Intensiv diskutiert wurden vor allem die Ablagerungsbedingungen der Sedimente zwischen den Flözen und die Konnektierung der Serie mit dem niederrheinischen Altpleistozän. Das nahezu völlige Fehlen von Kryoturbationserscheinungen in den Ablagerungen der „kalten" Abschnitte kann vielleicht auf das aus der Vegetation ableitbare euozeanische Klima zurückgeführt werden. Die Konnektierung mit dem niederrheinischen Altpleistozän stützt sich hauptsächlich auf die Abfolge der Klimaschwankungen (vgl. diesen Band S. 5—21).

In dem großen Aufschluß der ALSEN'schen Portlandzementfabrik in W a c k e n standen vor allem die marinen Ablagerungen der Holstein-Warmzeit und die Stratigraphie der Hangendserie zur Diskussion, also die Mehlbeck-Kaltzeit und die Wacken-Warmzeit (vgl. diesen Band S. 5—21). Vor allem wurde die Entstehung der Kerkoboloide diskutiert. Die Annahme einer Kaltzeit zwischen Holstein-Warmzeit und Wacken-Warmzeit stützt sich jedoch nicht auf die Kerkoboloide oder die Petrographie der Ablagerungen, sondern auf die Vegetationsentwicklung in den marinen Ablagerungen und im hangenden autochthonen Torf der Wacken-Warmzeit. G. SCHLÜTER erläuterte die Lagerungsverhältnisse dieser in einem Stauchmoränenkomplex der Drenthe-Zeit liegenden Ablagerungen.

Der Aufschluß in O d d e r a d e (weichselfrühglaziale Sedimente und Böden) war kurz vor der Exkursion durch Sandentnahme stark in Mitleidenschaft gezogen worden, so daß der vermutliche Eem-Boden (Odderade I) und der allochthone Bleichsand („Odderade II") nicht diskutiert werden konnten. Die Diskussion betraf vor allem die Tektonik und die Frage, ob die „Böden" Odderade III und Odderade IV autochthon oder allochthon sind. F. R. AVERDIECK erläuterte anhand seiner Pollendiagramme aus der westlich vom Abhang liegenden Mulde die Vegetationsentwicklung und die stratigraphische Gliederung der weichselfrühglazialen Serie. Den Abschluß der Exkursion bildete ein Besuch des neolithischen Steingrabes „Brutkamp" in Albersdorf.

2. Ostholstein-Exkursion (2. 10. 1970)

Die Exkursion führte in die Jungpleistozän-Landschaft Ostholsteins, von Kiel nach Heiligenhafen, von dort nach Siggeneben und über Eutin zurück nach Kiel.

Führung im Bus und in Heiligenhafen: H. J. STEPHAN, in Siggeneben: H. SCHWABEDISSEN, J. HOIKA, R. SCHÜTRUMPF. Ein Exkursionsführer berichtete u. a. über bisher noch nicht veröffentlichte Ergebnisse.

Auf der Fahrt von Kiel nach Oldenburg wurde der Charakter der wagrischen Landschaft deutlich: Fortwährender Wechsel zwischen Stauchmoränengebieten und Eiszungenbecken. Ein kurzer Halt beim Aufschluß Hoheneichen (Rastorfer Passau) gab einen Einblick in die Seitenmoräne einer Eiszunge. Es wurde gezeigt, daß die Zungenbecken nicht durch einen einmaligen Akt entstanden sind, sondern offenbar mehrphasig gebildet wurden. Aus der Lagerung der Schmelzwassersedimente im Aufschluß ließ sich schließen, daß die Seitenmoränen kaum aufgeschoben worden, eher aufgeschüttet worden sind; die Zungenbecken sind im wesentlichen durch Einschneiden des Eises in den Untergrund entstanden. Ab Weißenhaus erfolgte der Übergang in die ganz andersartige flachwellige Exarationslandschaft der Halbinsel Oldenburg. Von der Heiligenhafener Moräne aus wurde die Genese des Gebietes um Heiligenhafen erklärt (Drumlinisierung bei einem späten E—W-Vorstoß). Die Entstehung der Warder vor Heiligenhafen und die Probleme des holozänen Meeresspiegelanstiegs wurden gestreift (zunehmende Aufhöhung von den älteren zu den jüngeren Strandhaken hin). Das Heiligenhafener Kliff bot Einblicke in gestauchtes Glazial mit Schuppen von Tertiär (eozänes Heiligenhafener Kieselgestein, miozäne Sande). Die Diskordanz zwischen älterem Weichsel-Glazial und dem „oberen Mergel" der Exarationsphase mit dem Blockpflaster war erkennbar.

Bei Siggeneben wurde die Genese des Oldenburger Grabens diskutiert (Eiszungenbecken, Schmelzwassertal). Einblicke in eine mesoneolithische Siedlung gab die Grabung Rosenhof als typisches Beispiel einer Anzahl weiterer Ausgrabungen auf der Halbinsel Oldenburg (Lage auf kleinen Anhöhen an Binnenseen oder Buchten während der Ostsee-Transgression). Fragen des Meeresspiegelanstiegs wurden diskutiert.

3. Eiderstedt-Exkursion (2. 10. 1970)

Die Exkursion führte in die Marschen-Randgebiete und die Marschen der schleswig-holsteinischen Westküste und hatte den Aufbau und die Entstehungsbedingungen dieser unter dem Einfluß des eustatischen Meeresspiegelanstiegs gebildeten holozänen Ablagerungen im Eidergebiet und in Eiderstedt zum Gegenstand, ferner die Besiedlung dieser Gebiete durch den urgeschichtlichen Menschen. Ein Exkursionsführer mit z. T. bisher unveröffentlichten Abbildungen und Karten der geologisch-bodenkundlichen Landesaufnahme führte in den Fragenkomplex ein.

Führung in den Bussen: S. BRESSAU, D. ELWERT, D. HOFFMANN; Führung an den Haltepunkten: K. E. BEHRE (Tofting), D. ELWERT (Eckhof, Tating), D. HOFFMANN (Tofting), K. H. DITTMANN (Tofting), B. MENKE (Delve, Eckhof, Tholendorf).

Die Exkursion führte von Kiel über Rendsburg und Erfde nach Delve (Eider), weiter über Friedrichstadt nach Eckhof (St. Peter) und Tholendorf, Tating und Tofting (Eiderstedt) und über Lunden, Heide zurück nach Kiel.

In D e l v e wurde anhand von drei Bohrungen mit laufender Kernung von typischen Punkten aus einem der im Exkursionsführer dargestellten Schnitte die jungpleistozäne und holozäne Geschichte des Eidertales erläutert. Die wechselnden tonigen und torfigen Ablagerungen lassen nach

pollenanalytischen Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen die gleiche Gliederung des Holozäns in Ingressionszyklen erkennen, wie sie aus anderen Gebieten der südlichen Nordseeküste beschrieben wurden. Seit dem mittleren Subboreal (Do der niederländischen Gliederung) sind allerdings die Ingressionen an der Eider schwächer ausgeprägt als in anderen Gebieten, was auf die teilweise Abriegelung des Mündungstrichters durch die Vergrößerung der Lundener Nehrung um 1800 v. Chr. zurückgeführt werden kann.

In Eckhof (St. Peter) war ein kurzer Ausflug in die Salzwiesen des Vorlandes möglich. Hier wurden u. a. die Bildungsbedingungen der Marschen erläutert.

Eine Sandgrube in Tholendorf gewährte Einblicke in den Aufbau und die Entstehung eines überdünten Strandwalles an der früheren Südküste des ehemals vermoorten Landes im heutigen nordfriesischen Wattengebiet. Durch pollenanalytische Untersuchungen wurden in Tholendorf 1966/67 erstmals für Eiderstedt Spuren einer Besiedlung während der vorchristlichen Eisenzeit aufgedeckt. Sie konnten später im benachbarten Haferacker durch eine Grabung (A. BANTELMANN) bestätigt werden. Auch in Tholendorf waren zur Zeit der Exkursion Spuren menschlicher Tätigkeit aus dieser Zeit aufgeschlossen. Insbesondere wurde durch die pollenanalytischen Untersuchungen eine starke Zunahme des Meereseinflusses in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten (bald nach 1950 v. h. beginnend) nachgewiesen, die durch die geologische Landesaufnahme flächenhaft belegt werden konnte. In Tating führte Herr ELWERT die Sedimente dieses nachchristlichen Meereseinbruches vor (schwerer Ton über Torf). In Haferacker sind bereits Soden aus diesem Ton (Pollenanalysen) zum Brunnenbau in der Röm. Kaiserzeit (um 200 n. Chr.) verwendet worden.

Diese Ergebnisse standen in krassem Widerspruch zu früheren Auffassungen, die sich vor allem auf den älteren Grabungsbefund der Wurt Tofting stützten (ausgesüßte Marschenoberfläche umChr. Geb. unter der Wurt, höhengleich mit heutiger Oberfläche der Umgebung und fast reine Süßwasserflora in den Wurtenschichten von ca. 100 bis 500 n. Chr.), nach denen eine Zunahme des Meereseinflusses in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten in diesem Gebiet nicht erfolgt sei. Zur Überprüfung der älteren Befunde hatte A. BANTELMANN in Tofting daher einen neuen Einschlag machen lassen, der bis zur Exkursion offen gehalten wurde, um den Teilnehmern einen Einblick in den Aufbau der aus Dung und Kleisoden errichteten Wurt zu gewähren.

D. HOFFMANN erläuterte die urgeschichtlichen Befunde. K.-E. BEHRE berichtete über die neuen paläobotanischen Untersuchungen an den Wurtenschichten der Röm. Kaiserzeit. Er konnte u. a. eine reichhaltige Salzwiesenflora nachweisen und sie den Exkursionsteilnehmern demonstrieren. Damit sind die älteren Grabungsbefunde überholt. Die neuen Befunde stehen mit den Ergebnissen aus Westeiderstedt im Einklang. Auch die im wesentlichen auf die älteren Befunde aus Tofting gegründete Auffassung einer Wurtenbildung lediglich durch „Hochwohnen" (also nicht beabsichtigte Aufwarftung zum Schutz gegen Überschwemmungen) bedarf damit einer Revision.

Den Abschluß der Exkursion bildete die Fahrt durch die Lundener Nehrung.

B. Menke.

ISSS - INQUA - UNESCO-Symposium

Etwa 70 Geowissenschaftler aus 24 Ländern nahmen vom 10. bis 15. 8. 1970 in Amsterdam an einem von der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft, der INQUA und der UNESCO veranstalteten Symposium über das Thema „Das Alter von Ausgangssubstraten und von Böden" teil. Zahlreiche Referenten beschäftigten sich mit grundsätzlichen Problemen der Erforschung der Paläoböden und mit methodischen Fragen ihrer Untersuchung. Eine Exkursion nach Süd-Limburg bot Gelegenheit zur Diskussion. — Die bei dem Symposium gehaltenen Referate erscheinen im Mai/Juni 1971 als Sammelband, der vom Generalsekretär der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft 63, Mauritskade, Amsterdam, Niederlande, bezogen werden kann.

INQUA-Lößkommission

Vom 17. bis 21. 9. 1970 trafen sich auf Einladung der Bulgarischen Akademie der Wissenschaften die Mitglieder der Lößkommission zu einer Tagung in Sofia. Wichtigster Verhandlungsgegenstand war die Lößkarte von Europa im Maßstab 1 : 2 500 000, die 1971 zum Druck fertiggestellt werden soll. Wie bisher so soll auch in Zukunft die Stratigraphie der Lösse (einschließlich Paläoböden) im Mittelpunkt der Kommissionsarbeit stehen, wobei ältere Quartärabschnitte stärker als bisher berücksichtigt werden sollen. Eine mehrtägige Exkursion in die westliche und zentrale Donauebene Bulgariens schloß sich an die Tagung an. — Es sei noch darauf hingewiesen, daß vom 15. bis 19. 8. 1971 die Lößkommission zusammen mit der IGU in Budapest ein Löß-Symposium veranstaltet. Die Teilnehmerzahl ist allerdings begrenzt. Anfragen sind zu richten an Herrn Prof. Dr. Pecsi, Budapest VI, Népköztársaság úcta 62. E. Schönhals.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 198-208	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

D. Buchbesprechungen

HERM, D.: **Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen.** — Zitteliana. Abh. bayer. Staatssammlung für Paläontol. u. histor. Geol. Bd. **2**, 159 S., 47 Abb., 4 Tab., 18 Taf., München 1969.

Die Münchener Habilitationsschrift bringt Ergebnisse, die über das rein regionale Interesse hinausgehen und Bedeutung haben für viele der großen Fragen der Neogen- und Quartär-Geologie. Sie betreffen die ehemaligen Meeresspiegel-Stände, die Meeresströmungen vor und während des Quartärs, die Wanderungen der marinen Faunen und die Verschiebung von Faunen-Provinzen. Bemerkenswert ist die Hinwendung zur Theorie der eustatisch bedingten Meeresspiegel-Schwankungen. Während man bisher — DARWINS Gedankengänge folgend — gewöhnt war, bei den Küsten Nord-Chiles und des nördlichen Mittel-Chiles einen dominanten Einfluß von tektonischen Hebungen anzunehmen, wird nun das Gebiet — im Gegensatz zu den südlichen Küsten Chiles — als ziemlich stabil erachtet, werden Zonen neotektonischer Vertikal-Bewegungen nur dort gesehen, wo N—S gerichtete Grabensysteme direkt an der Küste verlaufen. Die in verschiedenen Niveaus liegenden Sediment-Relikte des immer nur randlich auf das Festland übergreifenden Meeres werden verschiedenen Meeresständen zugeordnet. Eine allgemeine langsame Heraushebung des Kontinentalrandes wird berücksichtigt, doch in ihrer Wirkung nur für sekundär gehalten.

Das Pliozän-Meer ist trotz des hohen ermittelten Standes von +180 bis 200 m über NN nur wenig landeinwärts vorgedrungen. An der Wende Pliozän/Pleistozän erfolgte eine Regression. Für das marine Pleistozän ließen sich 5 selbständige Ingressions-Regressions-Phasen erarbeiten, für die eine Parallelisierung mit den bekannten europäischen Meeresständen versucht wurde. Die höchste Terrasse des Alt-Pleistozäns liegt bei 120—130 m, die jüngste des Pleistozäns bei 5—7 m. Im Holozän lassen sich eine flandrische Ingression und eine seitdem erfolgte Regression erkennen.

Schwerpunkte der Arbeit liegen bei der Paläoökolgie, der Sedimentologie, bei der Mollusken-Beschreibung und der Aufhellung der Faunenentwicklung. Ein grundlegender Faunenwechsel vollzog sich im älteren Pliozän. Gattungen, die im Miozän noch eine Faunenverbindung zum atlantischen Bereich aufzeigen, verschwanden, die Fauna erhielt pazifisches Gepräge. Die neu auftretenden Gattungen haben vielfach nahe verwandte Arten in den pliozänen bis rezenten Faunen der sich nördlich entlang der pazifischen Küste anschließenden Faunen-Provinzen. Die Beziehungen nach N sind enger als bei der rezenten Fauna des Gebietes. Bei einigen Gattungen, die den Faunenschnitt überdauerten, kam es zu einer starken endemischen Art-Entfaltung: die peruanischen Faunen-Provinz bildete sich heraus. Ursache des Faunen-Umbaues ist nach HERMS die Entstehung des Humboldt-Stromes.

Eine Unterscheidung der pliozänen von den pleistozänen Sedimenten ist überall sowohl sedimentologisch als auch faunistisch möglich. Es war eine sehr entscheidende Umformung, die mit dem Beginn des Pleistozäns die Faunen aller untersuchten Biotope erfaßte. Die Zahl der Gattungen und Arten verringerte sich, und Dominanz-Arten wurden abgelöst. Zwar wandern wiederum einige Mollusken-Arten aus nördlicher gelegenen Gebieten ein, ein freier Austausch entlang der Küste mit der sich nördlich anschließenden Warmwasser-Provinz fand aber selbst in den Interglazial-Zeiten nicht mehr statt. Hierbei wirkte neben der Erniedrigung der Wasser-Temperatur vor allem der die ökologischen Hauptfaktoren diktierende Humboldt-Strom. Zwei verschiedene Ursachen sind es also, die weltweite Veränderung des Klimas und der auf regionaler Konstellation beruhende Meeresstrom, die zur Ausbildung der heute so isolierten und eigenständigen marinen Fauna entlang der chilenischen Küste führten. Während des ganzen Quartärs halten sie die Mollusken-Fauna in ihrer Zusammensetzung relativ konstant. Nur eine geringfügige Verarmung an Arten ist im Verlauf des Pleistozäns zu bemerken: wärmeliebende Faunenelemente ziehen sich nach N zurück.

Das Werk von HERM ist der erste erschienene Band der neu eröffneten Abhandlungs-Reihe Zitteliana, ein wirklich hervorragender Beginn. R. Huckriede.

RICHTER, M.: **Vorarlberger Alpen.** Sammlung geologischer Führer, Bd. 49, 169 S., 58 Abb. und einer fünffarbigen geologischen Karte; Gebr. Borntraeger, Berlin - Stuttgart 1969; DM 36.—.

Die Vorarlberger Alpen im Grenzbereich zwischen Ost- und Westalpen bieten auf engstem Raum eine seltene Vielfalt an tektonischen Einheiten, von der aufgerichteten Molasse am Bodensee über subalpine Molasseschuppen, Helvetikum, Ultrahelvetikum und penninischen Flysch im Rheintal, im Walgau und im Bregenzerwald bis zum Penninikum, Unter- und Oberostalpin im Rätikon.

Nach einem Überblick über die einzelnen Schichtreihen, einem Abriß über Pleistozän und Holozän, über die Geomorphologie und einer Darlegung des Gebirgsbaues werden von einem der Befugtesten 30 ausgewählte Exkursionen — von geruhsamen Autofahrten mit kurzen Fußmärschen bis zu genußreichen Hochgebirgswanderungen — anschaulich und allgemein verständlich beschrieben und durch instruktive Profil- und Kartenskizzen ergänzt.

Der an pleistozänen und holozänen Bildungen Interessierte findet ebenfalls eine Fülle von Informationen. Morphologisch werden mehrere Gipfelfluren und Altflächen unterschieden. Die verschiedenen Stauterrassen im Bregenzerwald werden mit MUHEIM mit Rückzugslagen des Rheingletschers in Zusammenhang gebracht. Zahlreiche spätwürmzeitliche Moränenwälle finden Erwähnung und werden den klassischen Rückzugsstadien zugeordnet.

Die unter verfestigten Gehängeschuttbrekzien und zementierten Schottern am Ausgang des Brandnertales auftretende Moräne wird dagegen mit HEISSEL, OBERHAUSER & SCHMIDEGG (1967) als mindelzeitlich, die Schottermassen an den Talausgängen zum Illtal werden als mindel/riß-interglazial betrachtet. Die würmzeitliche Eishöhe von 1000 m im Transfluenzbereich des Rheingletschers ins System der Bregenzer Ach wird dem Konstanzer Stand zugeordnet, während diese, nach Befunden in der Nordostschweiz, dem Stein am Rhein/Singener Stadium zuzuweisen wäre.

Dank der klaren Einführung und der Übersichtskarte weist der Exkursionsführer nicht nur den Fachgeologen auf bedeutsame Aufschlüsse hin, sondern weckt auch im erdwissenschaftlich Interessierten das Verlangen, tiefer in den Bau dieser Bergwelt einzudringen. R. Hantke.

Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet. — Schriftenreihe d. Niedersächsischen Landesinstituts für Marschen- und Wurtenforschung in Wilhelmshaven, **9** (Haarnagel-Festschrift), 112 S., 19 Abb., 24 Taf. u. 7 Tab., A. Lax-Verlagsbuchhandlung, Hildesheim 1970; Preis: DM 32.—.

Dieser Band der Schriftenreihe des Niedersächsischen Landesinstitutes für Marschen- und Wurtenforschung, Wilhelmshaven, enthält sieben Aufsätze. Die urgeschichtliche Fragestellung steht meist im Vordergrund. H. T. WATERBOLK („Die Deutung der Wurten in historischer Sicht", S. 1—12) gibt einen interessanten Überblick über die Geschichte der Wurtenforschung.

In einer grundlegenden Arbeit behandelt K.-E. BEHRE unter dem Thema „Entwicklungsgeschichte der natürlichen Vegetation im Gebiet der unteren Ems und ihre Abhängigkeit von den Bewegungen des Meeresspiegels" (S. 13—47) Fragen der holozänen vegetations- und erdgeschichtlichen Entwicklung des Niederrheiderlandes. Den Ausgangspunkt bildete eine Untersuchung der botanischen Makro- und Mikroreste aus Siedlungsplätzen der Älteren Eisenzeit, der Römischen Kaiserzeit und dem Mittelalter. Aus den reichen Artenbeständen wird versucht, die Vegetation in der Umgebung der Siedlungen zu rekonstruieren. Die Ergebnisse werden mit zwei Schnitten durch die Niederung, aus denen mehrere Sondierungen für pollenanalytische Untersuchungen ausgewählt wurden, in einen erdgeschichtlichen Zusammenhang gestellt. Diese Profile erhellen erst richtig den Aufbau und die Entwicklungsgeschichte der Landschaft und zeigen, wie notwendig es ist, die Untersuchungen nicht auf die archäologischen Grabungsflächen zu beschränken. Zweifellos wäre eine flächenhafte petrographische Aufnahme noch ergiebiger gewesen, doch ist sie im Rahmen einer einzelnen Arbeit nicht durchführbar. Der Wechsel der Vegetationseinheiten unter dem Einfluß der Ingressionszyklen spiegelt sich deutlich in den Pollendiagrammen. Folgende Ingressionsphasen konnten nachgewiesen werden: D 0 (1800—1000 v. Chr.), D I (ca. 500—100 v. Chr.) und D IIIb (14.—15. Jahrhundert n. Chr., Dollarteinbruch). Auf Fragen der quantitativen Bewegungen des Meeresspiegels wird nicht eingegangen. Die überraschend tiefen Lagen der einzelnen Niveaus möchte der Verf. wenigstens teilweise auf eine lokale Salztektonik zurückzuführen. In einem noch nicht näher bestimmbaren Umfang können auch Sackungen daran beteiligt sein.

Die pollenfloristische Datierung der Ablagerungen wird durch die wechselnde, z. T. große (mehrfach über 80 % des Baumpollens) Lokalbeeinflussung sehr erschwert. Diese in den Küstenablagerungen häufige Erscheinung legt es nahe, in Zukunft zusätzliche Diagramme unter Ausschluß der Lokalspender beizufügen. Warum die basalen Torfe generell „echte" Basistorfe (i. e. S. nach LANGE & MENKE 1967) sind, müßte im einzelnen noch weiter begründet werden. Von besonderem botanischen Interesse sind vor allem der Nachweis eines Eschen-Ulmen-Auenwaldes (an der Ems) und genutztes „Grünlandes" in der Älteren Eisenzeit, eine leichte Verbrackung und eine Ausdehnung des Grünlandes in der Römischen Kaiserzeit und eine starke Versalzung im Mittelalter. Beiträge ergaben sich auch zur Geschichte der Kulturpflanzen.

A. BANTELMANN berichtet in seinem Aufsatz „Spuren vor- und frühgeschichtlicher Besiedlung auf einem Strandwall bei Tating, Eiderstedt" (S. 49—55) vor allem über Ergebnisse einer Notgrabung (1967) 1968, durch die u. a. Spuren einer Besiedlung während der vorchristlichen Eisenzeit nachgewiesen wurden. Durch geringmächtigen Dünensand getrennt, liegt über dieser z. T. als „Kökenmödding" gedeuteten Muschellage eine Siedlungsschicht der Römischen Kaiserzeit, die aus einem bis zu 1,30 m mächtigen künstlichen Auftrag, hauptsächlich aus schwerem Ton, besteht.

Unter ihrem zentralen Teil liegt ein Brunnen (ca. 200 n. Chr.), mit Wänden aus Kleisoden, der bald nach seiner Anlage wieder verfüllt worden ist. Einleuchtende Gründe für den Kleiauftrag von mehreren tausend Kubikmetern etwa an der Wende von der Älteren zur Jüngeren Römischen Kaiserzeit sieht BANTELMANN nicht, zumal er eine bewußte Aufwarftung zum Schutz gegen Sturmflutüberschwemmungen nicht in Betracht zieht. Derartige Aufträge von z. T. sehr viel größerer Ausdehnung und Mächtigkeit wurden im Rahmen der geologischen Landesaufnahme jedoch an vielen Stellen auf den Kuppen dieser überdünten Strandwälle nachgewiesen, so daß die Vermutung BANTELMANNS, es handele sich hauptsächlich um Material aus Hauswänden, kaum zutreffen kann. Pollenanalytische Untersuchungen und die geologische Landesaufnahme belegten vielmehr für Westeiderstedt ein starkes Vordringen des Meeres in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten, mit kräftiger Sedimentation schweren Tons in der Umgebung der Strandwälle. Somit wird man in Anbetracht der exponierten Lage dieser Siedlungen eine bewußte Aufwarftung annehmen dürfen. Die Siedlungstätigkeit auf den Strandwällen fällt zeitlich im übrigen weitgehend mit den Perioden starker Meereseinbrüche zusammen. Ob es in der Zeit dazwischen Flachsiedlungen in der Marsch gab (BANTELMANN verneint dies), wird sich schwer nachweisen lassen, da sie — wenn es sie gab — i. d. R. unter jüngeren Sedimenten von 1—2 m Mächtigkeit begraben sein müssen.

Die weiteren Aufsätze haben zu den Problemen der Marschen- und Wurtenentwicklung nur eine lockere Beziehung:

P. SCHMID: Die Keramik aus dem mittelalterlichen Gräberfeld von Dunum, Krs. Wittmund (S. 59—76); W. v. Es: Grabsitten und Christianisierung in den Niederlanden (S. 77—90); A. GENRICH: Stratigraphie und sozialhistorische Bedeutung einer Kreisgrabenbestattung der späten Völkerwanderungszeit von Liebenau, Kreis Nienburg in Niedersachsen (S. 91—100); W. REINHARDT: Untersuchungen zur Stadtkernforschung in Emden (S. 101—112). B. Menke.

WALKER, D. and WEST, R. G. (Editors): **Studies in the Vegetational History of the British Isles.** — Cambridge University Press, 266 S., 83 Abb., 31 Tab. u. 4 Taf., Cambridge 1970; Preis £ 8 oder $ 25.

Es handelt sich um eine Sammlung von 11 Abhandlungen, die dem Altmeister der englischen Vegetationsgeschichte, HARRY GODWIN, anläßlich seiner Emeritierung im Jahre 1968 gewidmet sind. Nicht zufällig schließt bereits der erste Aufsatz „Pleistocene History of the British Flora" von R. G. WEST mit seinem Thema eng an das weltweit bekannte, im Jahre 1956 erschienene Werk von GODWIN an. WEST gibt einen kurzgefaßten und deshalb besonders dem eiligen Leser willkommenen Überblick über die gegenwärtige Zonierung des Pleistozäns in England und die damit zusammenhängenden Charakteristika des Vegetationsbildes.

G. F. MITCHELL & W. A. WATTS behandeln anschließend die Geschichte zahlreicher Ericaceenarten in Irland während des Quartärs. Wenngleich für einige Jahrtausende an der Wende Pleistozän/Holozän ihr Nachweis noch nicht gelungen ist, so scheinen sich die Ericaceen doch zumindest während des Pleistozäns in Irland durchgehend behauptet zu haben.

Über den neuesten Stand der Kenntnisse über die weichselzeitlichen bis holozänen Meeresspiegelschwankungen an der schottischen Küste informiert J. J. DONNER. Danach erreichte der Meeresspiegel hier seine größte Höhe im Weichselspätglazial, hatte zwischen 8000 und 6000 Jahren vor Chr. einen Tiefstand, um dann zwischen 6000 und 4000 Jahren v. Chr. erneut zu kulminieren.

W. PENNINGTON geht in seinem Aufsatz vor allem auf Probleme der pollenfloristischen Zonierung in NW-England im Spätglazial und Holozän ein und beleuchtet die Einflüsse des Standortes, d. h. des Bodens sowie des Menschen auf die Verbreitung bestimmter Pflanzenarten. Der Einfluß des meso- und neolithischen Menschen auf die Vegetation ist Gegenstand auch der mit einem umfangreichen Schriftenverzeichnis bereicherten Abhandlung von A. G. SMITH. JUDITH TURNER ergänzt diese Studie mit einer Betrachtung über die anthropogenen Vegetationsveränderungen in der post-neolithischen Periode.

Aufschlußreiche Ergebnisse über lokale Vegetationsveränderungen im Ablauf der Sedimentations- bzw. Verlandungsprozesse in postglazialen Binnenseen findet man in einem Beitrag von D. WALKER.

F. OLDFIELD berichtet über ökologische Veränderungen während der letzten zwei Jahrhunderte im Blelham-Moor, einem Naturschutzgebiet in NW-England.

Der umfangreichste Beitrag stammt von P. CONOLLY & EILIF DAHL und steht unter dem Thema „Die Maximum-Sommertemperatur in Beziehung zur heutigen und quartären Verbreitung gewisser arktisch-montaner Arten auf den Britischen Inseln". Die Arbeit gewinnt erfreuliche Anschaulichkeit durch zahlreiche Karten rezenter und fossiler Fundstätten. Aus der Verbreitung gewisser arktisch-montaner Pflanzenreste werden bemerkenswerte paläoklimatische Folgerungen gezogen.

R. ANDREW gibt alsdann einen Überblick über Aufbau und Präparationsmethodik der umfangreichen Pollenvergleichsammlung im Subdepartment of Quaternary Research der Universität Cambridge.

Demjenigen, der sich mit der Bestimmung der quartären pflanzlichen Makrofossilien befaßt, bietet schließlich ein Beitrag von C. A. DICKSON wertvolle methodische Hilfestellung, nicht zuletzt durch ein sehr ergiebiges Schriftenverzeichnis.

Der von WALKER und WEST sorgfältig redigierte und gut ausgestattete Band ist ein würdiges Geschenk an HARRY GODWIN und ist seinen nicht gerade niedrigen Preis durchaus wert.

H. Schneekloth.

WALTER, H.: **Einführung in die Phytologie, Bd. III, 2. Teil: Arealkunde (Floristisch-historische Geobotanik).** 2. Aufl. neubearbeitet von H. STRAKA. 478 S., 366 Abb., 2 Taf., 20 Tab., Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart 1970; Preis: Ln. DM 68.—.

H. WALTER ist es gelungen, für die Bearbeitung bzw. Neubearbeitung einzelner Bände der Einführung in die Phytologie für Studierende der Hochschulen qualifizierte Fachkollegen als Mitarbeiter zu gewinnen. Neben die vorzügliche Darstellung der Grundlagen der Vegetationsgliederung in Band IV durch H. ELLENBERG tritt nun der Band III über die Grundlagen der Pflanzenverbreitung, und zwar in einer Neubearbeitung des zweiten Teiles, unter dem Titel Arealkunde, durch H. STRAKA. Im Vergleich mit ELLENBERG, der von vornherein sein eigenes Konzept verwirklichen konnte, war die Aufgabe für STRAKA insofern schwieriger, als er sich mit der in der ersten Auflage von WALTER gegebenen Gliederung auseinandersetzen mußte. Das darf bei einer kritischen Beurteilung nicht unberücksichtigt bleiben.

Die Einteilung des Buches in vier Abschnitte hat STRAKA von WALTER übernommen, so daß sich der Vergleich mit der alten Auflage besonders aufdrängt. Der erste Abschnitt behandelt auf 50 Seiten das Wesen der Areale. Hier ist die Erweiterung verhältnismäßig gering, sowohl was den Text wie die Abbildungen angeht. Den Hauptzuwachs hat dagegen, der Arbeitsrichtung des Verfassers entsprechend, der zweite Abschnitt erfahren, in dem die Floren- und Vegetationsentwicklung in historischer Betrachtung dargelegt wird. Statt 87 sind es nun 204 Seiten, auf denen der Stoff nicht bloß erweitert und auf den neuesten Stand gebracht wurde, sondern auch neue Themen angeschnitten sind. Die Zahl der wiedergegebenen Pollendiagramme ist von neun auf über fünfzig erhöht. Im dritten Abschnitt werden auf 104 Seiten, und damit in doppeltem Umfange, die Geoelemente der Flora geschildert, in unveränderter WALTERscher Fassung. Der vierte Abschnitt schließlich geht auf 51 Seiten auf die Florenverhältnisse in Mitteleuropa und in den Nachbargebieten ein. Neu sind hier zu den schon in der alten Auflage vorhandenen Kapiteln sieben Seiten über „Karyogeobotanik" bzw. „Chromosomengeographie" in Mitteleuropa hinzugekommen. Das Literaturverzeichnis ist um nicht weniger als das Zehnfache erweitert, nämlich von rund hundert Zitaten auf etwa eintausend. Die Abbildungen wurden um mehr als die Hälfte vermehrt; den Hauptanteil machen Arealkarten aus, von denen viele neu gezeichnet sind. Der Gesamtumfang des Buches ist nahezu verdoppelt.

Von besonderem Interesse für den Quartärbotaniker ist der Abschnitt über historische Geobotanik. Ein einleitendes Kapitel führt in die Methoden dieser Forschungsrichtung ein, wobei die Pollen- und Sporenanalyse im Vordergrund steht, aber auch kurz auf andere paläobotanische Arbeitsweisen und auf die Verwendung fossiler Pflanzen als Klimazeiger eingegangen wird. Dann folgt eine Übersicht über die paläozoischen und mesozoischen Florenverhältnisse mit Erörterung der Erklärungsversuche, unter besonderer Berücksichtigung der gegenwärtig stark diskutierten Kontinentalverschiebungshypothese. Eine ausführliche Behandlung erfahren die Florenwandlungen im Verlauf des Tertiärs auf der Grundlage einer Anzahl von Florenlisten europäischer Fundstellen. Daran schließt sich die Besprechung der Pflanzendecke während der Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns an. Sie beschränkt sich im wesentlichen auf Europa, doch werden in einem weiteren Kapitel auch die globalen Großdisjunktionen als Folge pleistozäner Klimaschwankungen besprochen. Den Schluß bilden zwei Kapitel über die Spät- und Nacheiszeit: Das eine bringt die Vegetationsentwicklung in Zusammenhang mit der Klimaentwicklung und geht dabei sowohl auf Europa als auch, wenn schon kurz gefaßt, auf andere Erdteile ein. Das andere dagegen zeigt die menschlichen Eingriffe in die Vegetation des mitteleuropäischen Holozäns auf.

Eine Kritik des Werkes muß sich vorrangig mit dessen Aufbau auseinandersetzen, der nach Ansicht des Rezensenten nicht glücklich ist. Die Geobotanik wird seit langem in die folgenden vier klassischen Gebiete geteilt: Die Arealkunde bzw. floristische Geobotanik, die Floren- und Vegetationsgeschichte bzw. historische Geobotanik, die Vegetationskunde bzw. soziologische Geobotanik sowie die Standortslehre bzw. ökologische Geobotanik. Während der Standortslehre innerhalb der WALTERschen Phytologie e i n Band, der Vegetationskunde sogar z w e i Bände gewidmet werden, ist die floristische und die historische Geobotanik in einen einzigen Band zusammengedrängt, der etwas einseitig den Haupttitel Arealkunde trägt. Bei einem in erster Linie für Studen-

ten gedachten Lehrbuch hätte man trotz oder gerade wegen der vielen Überschneidungen der Sachgebiete an eine logisch konsequente Gliederung des arealkundlich-historischen Stoffes denken müssen. Aus didaktischen Gründen schiene es dem Rezensenten besser, in einem ersten Hauptteil die arealkundlichen Dinge, und zwar im wesentlichen beschreibend, abzuhandeln, also die Abschnitte über Areale, Geoelemente und mitteleuropäische Florenverhältnisse zusammenzufassen und sich damit von der weltweiten floristischen Betrachtung allmählich auf Mitteleuropa hin zu verengen. Im zweiten Hauptteil wäre die Floren- und Vegetationsgeschichte darzustellen, die damit keinen Einschub in die Arealkunde mehr bilden würde, sondern gleichrangig daneben stünde. In diesen historsichen Teil würde eigentlich auch eine Reihe von Kapiteln der arealkundlichen Abschnitte gehören, so die Ausführungen über die Geschichte der Fjällflora und der Alpenflora, über Reliktpflanzen und Adventivpflanzen. Auch die Karyogeobotanik ließe sich hier vielleicht zweckmäßiger einfügen.

Mit einer strafferen Gliederung hätte sich die etwas uneinheitliche Darstellung mancher Sachverhalte sicher vermeiden lassen, so die Benutzung des Begriffes Florenregion in verschiedener Wertigkeit (S. 270 u. S. 273 ff.), die doppelte Behandlung der Florenreiche (S. 57 ff. u. S. 269 ff.), die schon in der ersten Auflage auffiel, die verschiedene Grenzziehung zwischen Pleistozän und Holozän, die in Text und Tabellen gleichwertig nebeneinandersteht, die Wiederholung der würmeiszeitlichen Vegetationskarte (Abb. 86) im Tafelanhang, allerdings in nicht ganz identischer Form, und anderes mehr. Der geographisch begrenzte Zuschnitt des Buches hätte vielleicht in manchen Überschriften noch klarer zum Ausdruck gebracht werden sollen; Abschnitt 3 zum Beispiel müßte eigentlich überschrieben sein mit „Die Geoelemente der europäischen Flora". Auch das Kapitel 7 in Abschnitt 2 ist unklar überschrieben; hier müßte es heißen: „Spät- und nacheiszeitliche Vegetationsveränderungen in Mitteleuropa unter menschlichem Einfluß". Daß die beträchtliche und viel Arbeit erfordernde Erweiterung des Stoffes zum großen Teil in das alte Korsett gezwängt wurde, obwohl neue Gliederungen und Abgrenzungen notwendig gewesen wären, ist bedauerlich. So muß für den Studenten manches, was in der ersten Auflage mit ihrer knappen und manchmal schwachen Durchzeichnung noch einleuchtend und klar erscheinen konnte jetzt in seiner Fülle unübersichtlich und gelegentlich verwirrend wirken.

Diese Anmerkungen sollen und können den Wert des Werkes nicht mindern, vielleicht aber einmal bei einer dritten Auflage geprüft werden. Straka hat aus dem Walterschen Leitfaden von 1954, der den übrigen geobotanischen Bänden der Phythologie nicht ganz ebenbürtig war, ein stattliches Lehrbuch geschaffen, das nicht nur deshalb, weil es das einzige deutschsprachige dieser Art ist, für den Unterricht an unseren Hochschulen unentbehrlich werden wird. Es dürfte darüber hinaus jedem, der geobotanisch und insbesondere quartärbotanisch arbeitet, einen guten Überblick und manche spezielle Anregung vermitteln. G. Lang, Karlsruhe.

Frenzel, B.: **Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens.** — Erdwissenschaftliche Forschung, Bd. 1, 326 S., 67 Abb. u. 17 Taf., Wiesbaden 1968; Preis DM 110.-.

Nach kleineren Vorläufern vom gleichen Verfasser füllt das vorliegende Buch eine breite Lücke aus, in die sich bisher in dieser weitgefaßten Form noch kein Autor gewagt hat. Das hat verschiedene Gründe: einmal den immensen Stoff, der in vielen verschiedenen Sprachen vorliegt und zu bewältigen war, wobei die sehr ungleichwertigen Quellen kritisch betrachtet werden mußten, zum anderen die noch stark im Gang befindliche Diskussion über zahlreiche Einzelprobleme, das bedeutet also den z. Z. raschen Fortschritt der pleistozänen Vegetationsgeschichte, die für Autor und Verlag das Risiko einschließt, daß ein solches Werk in einzelnen Teilen relativ schnell überholt ist. Bereits die inzwischen abgehaltene DEUQUA-Tagung in Kiel zeigte, wie schnell neue Fundplätze besonders im Altpleistozän unsere bisherigen Anschauungen entscheidend verändern können.

Das Buch ist nicht nur wichtig, weil es auf diesem Sektor in seiner umfassenden Anlage allein steht, sondern auch durch das Erschließen der reichhaltigen russischsprachigen Literatur einschließlich der Abbildungen einiger ihrer Pollendiagramme, die sehr vielen Fachkollegen sonst zum größten Teil verschlossen blieben.

Im ersten Teil des Werkes werden die allgemeinen Grundlagen abgehandelt. Die Pleistozängliederungen der verschiedenen Gebiete werden besprochen und, soweit möglich, synchronisiert. Dabei geht Frenzel von 5 pleistozänen Warmzeiten und 6 Kaltzeiten aus. Für das Altpleistozän wird die niederländische Gliederung zugrunde gelegt. Besonders eingehend wird der Ablauf des Weichselglazials untersucht, wobei neben die botanischen Kriterien auch die Befunde der Paläopedologie gestellt werden. — Die zahlreichen Angaben über das besonders in Rußland immer wieder beschriebene Saale/Warthe-„Interglazial" („Odincovo-Interglazial") wurden überprüft. Dabei stellt Frenzel einen Teil dieser Vorkommen in ältere Interglaziale (möglicherweise Cromer). Den Interglazialcharakter der Saale-Warthe-Trennungszeit lehnt er auch für Rußland ab. Im Zusammenhang mit diesen möglichen Cromer-Datierungen sowie mit eindeutig ins Cromer gestellten

mitteleuropäischen Interglazialen, die im Liegenden Moränenmaterial führen, diskutiert der Autor eine präelsterzeitliche Inlandvergletscherung von Teilen Mittel- und Osteuropas.

Im zweiten Teil des Werkes wird die eigentliche Vegetationsgeschichte dargestellt. Die Behandlung der pliozänen Floren Nord-Eurasiens führt zu einem Rekonstruktionsversuch der Vegetation zur Reuverzeit. Die Vegetation der einzelnen Kalt- und Warmzeiten wird anschließend entwickelt. Entsprechend unserem Kenntnisstand ist dabei die Ausführlichkeit der Darstellung bei den jüngeren Perioden erheblich größer als bei den älteren. So werden Tegelen und Waal, Eburon und Menap nur kurz gestreift, „Cromer"-, Holstein- und Eem-Interglazial hingegen eingehend beschrieben und vergleichend nebeneinandergestellt. Die Ähnlichkeit zwischen „Cromer" und Eem und deren Kontrast zum Holstein werden herausgearbeitet. Die starken Unterschiede in der Vegetationsentwicklung dieser Interglaziale lassen sich nicht auf wesentliche Gegensätze im Klima der Warmzeiten zurückführen. Das zeigt sich sowohl an der ungefähr gleichen Lage der nördlichen Waldgrenze als auch an den ähnlich entwickelten Böden im Holstein und Eem. Als einzige noch verbleibende Erklärungsmöglichkeit für die Unterschiede in der Vegetationsgeschichte sieht der Verfasser eine voneinander abweichende Einwanderungsgeschichte an.

Die Transgressionen des nördlichen Eismeeres reichten während der Holstein- und Eemzeit erheblich weiter nach Süden als in der Gegenwart. Das geschah auf Kosten der Tundrazone, deren Ausdehnung in diesen Warmzeiten erheblich geringer war als heute. Zeitweise scheint sie ganz vom Kontinent verdrängt worden zu sein.

Die Lage der Refugien der Waldvegetation sowie Charakter und Ausdehnung der offenen Vegetationseinheiten sind die wichtigsten behandelten Probleme der Saale- und Weichselkaltzeit. Wegen der klimageschichtlichen Bedeutung einer Aufteilung des Artemisia- und Chenopodiaceen-Pollens prüfte der Autor die vorhandenen Schlüssel an rezentem Vergleichsmaterial durch und stellte deren Unbrauchbarkeit fest.

In der Weichsel-Frühglazialzeit steht das Brörup-Interstadial wegen der relativ guten Quellenlage naturgemäß im Mittelpunkt der Betrachtung. Für Mittel- und Osteuropa (ohne Nordwestdeutschland und Holland) wird eine relativ warme Waldsteppe als charakteristischste Formation herausgestellt. Vielleicht sollte man jedoch dem regelmäßigen Auftreten von Hochmooren in Nordwestdeutschland etwas mehr Gewicht verleihen (Ref.). Die Nordgrenze der thermophilen Laubwälder lag nach FRENZEL nur etwa 5 Breitengrade weiter südlich als heute.

Zahlreiche mit großer Akribie zusammengetragene Einzelangaben besonders über osteuroäische und sibirische Untersuchungen erleichtern dem Benutzer das Verständnis, beeinträchtigen jedoch stellenweise die leichte Lesbarkeit.

Für verschiedene Phasen des Holstein- und des Eem-Interglazials sowie den Höhepunkt von Saale- und Weichselvereisung werden Vegetationskarten ganz Nord-Eurasiens rekonstruiert. Zahlreiche Fundverbreitungskarten einzelner Sippen für die europäischen Holstein- und Eemvorkommen ergänzen sie. In diese Karten ist der Extrakt einer sehr umfangreichen Literaturarbeit eingegangen. So anschaulich diese Paläovegetationskarten sind, dürfen sie den Fernerstehenden jedoch nicht über das gebietsweise noch sehr weitmaschige Untersuchungsnetz hinwegtäuschen, das ihnen zugrunde liegt. — Bei der Fülle der ausgewerteten Arbeiten läßt es sich nicht vermeiden, daß beispielsweise für West- und Mitteleuropa auch einige Angaben nicht erfaßt wurden. Doch fallen diese nicht ins Gewicht.

Sehr zur Nachahmung empfohlen seien die im Anhang gebrachten Nachweisverzeichnisse für die Rekonstruktion der zahlreichen Karten. Sie sind nicht nur deren Belege, sondern machen das Buch auch zu einem wichtigen Nachschlagewerk. Für den gleichen Zweck kann das sehr umfangreiche Literaturverzeichnis benutzt werden.

Das Werk füllt eine empfindliche Lücke und wird schon bald seinen festen Platz bei Geobotanikern und Quartärgeologen haben, die sein Erscheinen sicher dankbar begrüßen.

Der Preis von 110.— DM ist zwar dem Umfang und der Ausstattung angemessen, schränkt aber wohl den Kreis der Käufer weitgehend auf Institute und Bibliotheken ein.

Karl-Ernst Behre.

OBERDORFER, E.: **Pflanzensoziologische Exkursionsflora für Süddeutschland und die angrenzenden Gebiete.** — Ulmer Verlag, Stuttgart. 3., erweiterte Auflage. 987 Seiten, Stuttgart, 1970. Preis: DM 38.—.

OBERDORFERS Exkursionsflora nimmt für den Quartärbotaniker, wie auch allgemein für jeden, der sich mit der Pflanzenwelt des Eiszeitalters und des Postglazials beschäftigt, eine Sonderstellung ein. Denn in ihr sind sehr sorgfältig ökologische Angaben jeder besprochenen Pflanzenart zusammengetragen, wie auch Befunde zu der Bindung dieser Arten an die verschiedenen Pflanzengesellschaften und Gruppierungen höheren pflanzensoziologischen Ranges. Hierdurch wird dieses Buch

für den eben erwähnten Personenkreis unentbehrlich. Sicherlich sollte man nicht davon ausgehen, daß das ökologische Verhalten und die pflanzensoziologischen Beziehungen der Pflanzenarten während des Pleistozäns und des Holozäns konstant geblieben sind, hatte sich doch das Angebot an möglichen Konkurrenten gegenüber den heutigen Bedingungen mehrfach entscheidend geändert. Doch liefern OBERDORFERS prägnante Angaben gewisse Anhaltspunkte, die nicht unbegründet vernachlässagt werden sollten.

Man kann dem Verfasser dafür dankbar sein, daß er auch Mitteldeutschland in die Betrachtungen einbezogen hat, so daß sich die Flora um 242 Arten und Sammelarten vergrößert hat. Leider wurden aber nicht die gesamten Alpen erfaßt, sondern es wurden nur die dort auffälligsten Arten berücksichtigt.

Der pflanzensoziologische Teil ist vollkommen neu gestaltet worden: Statt bisher 35 Klassen werden jetzt 44 aufgeführt. Diese pflanzensoziologische Gliederung dürfte auch dem Quartärbotaniker manche Anregung zum Überdenken seiner Befunde geben, da die Historische Pflanzensoziologie, als eine Geschichte der Pflanzengesellschaften, allmählich stärkeres Interesse unter den Quartärbotanikern erlangt.

Es ist verständlich, daß dieses sehr zu empfehlende Buch nicht für die Bestimmung fossiler Pflanzenreste geeignet ist, da sich die Diagnosen immer auf die wichtigsten Merkmale, in der Regel voll entwickelter Pflanzen beziehen.

B. Frenzel.

SCHNEEKLOTH, H. u. SCHNEIDER, S.: **Die Moore Niedersachsens.** — 1. Teil: Bereich des Blattes Hannover der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland (1 : 200 000) mit einer Karte. — Veröffentlichungen des Niedersächsischen Institus für Landeskunde und Landesentwicklung an der Universität Göttingen. Reihe A: Forschungen zur Landes- und Volkskunde, **96**, H. 1, 60 S., Kommissionsverlag Gebr. Wurm K.G., Göttingen 11970.

In Niedersachsen, dem moorreichsten Land der Bundesrepublik, haben die Moore eine erhebliche Bedeutung, in erster Linie wegen des Rohstoffes Torf, dann aber auch für die Landesplanung, denNaturschutz, die Landschaftspflege und nicht zuletzt für die Klima- und Vegetationsgeschichte sowie für die Vorgeschichte. Die bisherigen Unterlagen über die Moore (geologische und bodenkundliche Karten kleineren Maßstabes, statistische Erhebungen) reichen in den meisten Fällen für die Beantwortung von Fragen der oben aufgeführten Sachgebiete nicht aus.

Es ist daher zu begrüßen, daß das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung im Zuge der Neubearbeitung der geologischen Karte 1 : 200 000 alle seit etwa 1950 gewonnenen Aufnahmeergebnisse über die Moore in der vorliegenden Dokumentation Praktikern und Wissenschaftlern zur Verfügung stellt. Auf dem Blatt Hannover mit etwa 7000 qkm beläuft sich die Gesamtfläche der untersuchten Moore auf 469 qkm; davon entfallen 262 qkm auf Hochmoore und 207 qkm auf Niedermoore. Berücksichtigt werden alle Moore, die eine Mindestmächtigkeit von 30 cm Torf aufweisen. Unterschieden wird nur zwischen Hochmoor und Niedermoor, die sog. „Übergangsmoore" sind im allgemeinen mit den Niedermooren zusammengefaßt worden. Insgesamt werden 71 Moore beschrieben. Die Angaben beziehen sich auf: Kartierung, Erschließung und Nutzung, Bewuchs, Mooruntergrund (i. a. 0,5—1,0 m unter dem Torf), Mächtigkeit und Schichtaufbau. Lage und Ausdehnung der Hoch- und Niedermoore sind aus der Übersichtskarte zu ersehen. Im Literaturnachweis sind die wichtigsten Schriften zusammengestellt, und eine zweiseitige Erklärung von Fachausdrücken erleichtert manchem Leser die Auswertung der einzelnen Angaben.

E. Schönhals.

GERMAN, R.: **Studienbuch Geologie.** Eine Einführung unter besonderer Berücksichtigung der exogenen Dynamik. — Klett-Studienbücher, 161 S., zahlreiche Abb., Ernst Klett Verlag, Stuttgart 1970; Preis: brosch. DM 14.80.

Der Autor wendet sich mit diesem Buch an Laien, Schüler und Studenten der ersten Semester sowie an Naturfreunde, die sich geologische Grundkenntnisse aneignen wollen. Es ist weiterhin beabsichtigt, Verständnis für die verschiedenen Vorgänge der Gesteinsbildung und damit auch für die Erdgeschichte zu wecken. Wie im Untertitel des Buches zum Ausdruck kommt, sollen diese Ziele durch die stärkere Berücksichtigung der exogenen Dynamik erreicht werden. Infolgedessen ist der erste Abschnitt, der zwei Drittel des Buches umfaßt, den von außen wirkenden Kräften gewidmet, während im zweiten Abschnitt die aus dem Erdinnern wirksamen Kräfte und die Erdgeschichte Mitteleuropas sowie wichtige Lagerstätten und die Böden erläutert werden.

Der erste Abschnitt ist in 5 Kapitel gegliedert, und zwar werden behandelt: Der Fluß, der See, das Eis, der Wind und das Meer. Wenn auch der Verfasser mit Absicht die exogenen Vorgänge ausführlicher behandelt, so halte ich doch die Darstellung für zu umfangreich, was in erster Linie auf die zahlreichen, m. E. nicht erforderlichen Einzelangaben und weniger wichtigen Fakten

zurückzuführen ist. Die vielen kleingedruckten Tabellen, die sich zum größten Teil am Rand des eigentlichen Satzspiegels befinden, tragen zu dem sehr unruhigen und unübersichtlichen typographischen Bild bei, ganz abgesehen davon, daß dadurch auf vielen Seiten (besonders im zweiten Abschnitt) bis zu einem Drittel der Seite nicht bedruckt ist. Hier hätte wirtschaftlicher gearbeitet werden können!

Die Ausstattung mit Abbildungen (Fotos, Kartenskizzen, Profile) ist umfangreich und die dazugehörigen Erläuterungen im allgemeinen ausreichend. Großer Wert wird auf die Ableitung der Fremdwörter und die Erklärung von Begriffen gelegt, was vom Leser sicher begrüßt wird.

Für den quartärgeologisch Interessierten ist der erste Abschnitt wichtig. Leider wird die Erdgeschichte Mitteleuropas im zweiten Abschnitt auf nur 20 Seiten behandelt; davon entfallen auf das Quartär nur eine Seite Text, eine Tabelle und kleine Abbildungen von Werkzeugen des vorgeschichtlichen Menschen. E. Schönhals.

Schwarzbach, M.: **Berühmte Stätten geologischer Forschung.** — IX, 322 S., 270 Abb. u. graphische Darstellungen, 9 Tab. u. eine erdgeschichtliche Zeittafel. Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft mbH, Stuttgart 1970; Preis: DM 58.—.

Aus dem Titel ist zunächst nicht zu ersehen, womit sich der Verfasser in diesem Buch beschäftigt; aber das Inhaltsverzeichnis läßt schnell erkennen, daß es sich nicht um Institute und Laboratorien, sondern um berühmte Felsen, Täler, Wasserfälle, Höhlen, Seen und Sümpfe, Gletscher, Korallenriffe, Kaps, Zeugen alpiner Gebirgsbildung, Erdbeben, Vulkane, Geysire, Meteoritenkrater, Bergwerke sowie um Fossilfundpunkte und Museen handelt. Alle 42 „berühmten Stätten" kennt der weitgereiste Autor aus eigener Anschauung, was man beim Lesen des Buches unter anderem aus der lebendigen Darstellung und den mitgeteilten Beobachtungen über Landschaft, Klima, Tier- und Pflanzenleben schließen kann.

Die meisten der „berühmten Stätten" liegen in Europa und Nordamerika, aber auch solche aus Australien, Neuseeland, Südafrika und Südamerika werden beschrieben. Auf die Sammlung des umfangreichen Stoffes und seine textliche Gestaltung hat der Autor viel Zeit verwendet, ebenso auf die Auswahl der eindrucksvollen Fotos, Luft- und Satellitenaufnahmen, der geologischen Übersichtskärtchen und Profile, der Block- und Klimadiagramme, der Reproduktionen älterer Karten, Stiche, der Briefmarken mit geologischen Motiven und Bilder von Gelehrten, die sich um die Erforschung der „berühmten Stätten" verdient gemacht haben. So entstand ein Werk, das nicht nur für den an geologischen Fragen interessierten Naturfreund und Touristen, sondern auch für den Geowissenschaftler eine Fülle von wichtigen Erkenntnissen in vorbildlicher Weise vermittelt. Das Buch ist außerdem als Einführung in die Erdgeschichte und als Ergänzung zu den Lehrbüchern der Geologie hervorragend geeignet. Denn es werden an den verschiedenartigsten „berühmten Stätten geologischer Forschung" die vielfältigen Wirkungen exogener und endogener Kräfte auf Bau und Oberflächengestalt der Erdkruste anschaulich dargelegt. Darüber hinaus ist es dem Verfasser mit diesem Werk gelungen, der Geologie neue Freunde zuzuführen. E. Schönhals.

Illies, J. H. and Mueller, St. (Editors): **Graben Problems.** — Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe October, 10—12, 1968, sponsored by the Deutsche Forschungsgemeinschaft. International Upper Mantle Project, Scientific Report No. 27, VIII, 316 p., 7 plates, 158 figures, 9 tables in the text and on 16 folders, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1970; Stift cover DM 82.— or US $ 23.10.

Die Gräben gehören ohne Zweifel zu den interessantesten tektonischen Erscheinungen der Erdkruste. Mit am besten erforscht ist der Rheingraben, wo vor allem durch die Erdölexploration und Untersuchungen im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Oberer Erdmantel" neue Erkenntnisse gewonnen worden sind. Hieran sind Geowissenschaftler aus Frankreich, Deutschland und der Schweiz beteiligt, die im Herbst 1968 in Karlsruhe über ihre Ergebnisse berichteten. Die in dem Band veröffentlichten 37 Arbeiten beschäftigen sich mit dem Grundgebirge, der alten und jungen Tektonik, der Stratigraphie, insbesondere mit den tertiären und quartären Sedimenten, dem Vulkanismus des Bruchsystems und den Ergebnissen der angewandten geophysikalischen Untersuchungsverfahren (Geothermik, Seismik, magnetische, gravimetrische und tellurische Messungen). Für den Quartärgeologen sind folgende Arbeiten von Bedeutung: F. Doebl „Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens", L. Simler & N. Theobald „Les alluvions plio-quarternaires du Fossé Rhénan (secteur plaine d'Alsace)" und H. Prinz & E. Schwarz „Nivellement und rezente tektonische Bewegungen im nördlichen Oberrheingraben".

Weitere 6 Arbeiten vermitteln neue Forschungsergebnisse über die Gräben im Nahen Osten und in Ostafrika. E. Schönhals.

FÜCHTBAUER, H. u. MÜLLER, G.: **Sedimente und Sedimentgesteine,** Teil II der Sediment-Petrologie. XV, 726 S., 326 Abb. u. 66 Tab. im Text. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1970; Ln. DM 120.—.

Die Sedimente und Sedimentgesteine nehmen etwa ¾ der Erdoberfläche ein; würde man sie gleichmäßig über die Erde verteilen, so hätte nach WEDEPOHL die Schicht eine Mächtigkeit von etwas über 1 km. Allein schon aus diesen Angaben ist die geologische Bedeutung der Sedimente und Sedimentgesteine ersichtlich. Aus ihrem Habitus, ihren Lagerungsverhältnissen, ihrer Korngrößen- und mineralogischen Zusammensetzung sowie aufgrund evtl. vorhandener Fossilien können Rückschlüsse auf das Klima und die Verwitterungsvorgänge der Entstehungszeit, auf Transport und Ablagerungsbedingungen gezogen werden. Die Untersuchung der Sedimente und Sedimentgesteine, die infolge sehr verschiedenartiger Bildungsbedingungen eine große Varietät aufweisen, ist daher erdgeschichtlich und für die technische Nutzung von großer Wichtigkeit. Auch der Quartärgeologe kann bei den meist fossilfreien Sedimenten der Vereisungs- und Periglazialgebiete nicht auf eine eingehende lithologische Untersuchung verzichten. Der vorliegende Teil II der Sediment-Petrologie bietet die Möglichkeit, sich dank einer eingehenden Gliederung des umfangreichen Stoffes nach dem Dezimalsystem (10½ Seiten Inhaltsverzeichnis) über die verschiedenen Sachverhalte schnell zu unterrichten.

Der Band ist in 7 Abschnitte unterteilt. In den beiden ersten Abschnitten werden die exogenen Vorgänge und die Prinzipien der Nomenklatur kurz behandelt. Dann folgen 5 Abschnitte mit Ausführungen über Sandsteine, Konglomerate und Breccien (118 S.), Silt- und Tongesteine (145 S.), Karbonatgesteine (145 S.), Sedimente spezieller Bildungsbereiche (190 S.) und Wechselfolgen (17 S.). Die Einzelgliederung der Abschnitte richtet sich nach den allgemeinen Eigenschaften und Besonderheiten der behandelten Sedimente. Jedoch wird in allen Abschnitten zu den Komponenten, dem Gefüge (einschließlich Faziesmerkmalen), den diagenetischen Vorgängen, zur Genese und zum Chemismus Stellung genommen. Die zahlreichen anderen Einzelgebiete können in diesem Zusammenhang nicht erwähnt werden. Es sei aber noch darauf hingewiesen, daß jeweils auch Fragen der Klassifizierung und Nomenklatur erörtert werden, Fragen, mit denen sich auch der Quartärgeologe im Interesse einer einheitlichen Bezeichnungsweise stärker beschäftigen sollte. Bei den Quartärgeologen werden vor allem die ersten 4 Abschnitte besonderes Interesse finden, da hier z. B. Korngrößen- und Gesteinsbezeichnungen, fluviatile Ablagerungen und ihre Fazies sowie die äolischen Sedimente im Sand- und Staubbereich (Löß) behandelt werden. Der umfangreiche Stoff erforderte eine knappe, übersichtliche Darstellung und eine Beschränkung in der Berücksichtigung des Schrifttums, so daß meistens nur die neueren Arbeiten zitiert werden. Ein 85 Seiten umfassendes Literaturverzeichnis ermöglicht eine Vertiefung in Einzelprobleme und ein 18seitiges Sachverzeichnis erleichtert die Benutzung des vorbildlich ausgestatteten Werkes. E. Schönhals.

SCHEFFER, F. u. SCHACHTSCHABEL, P.: **Lehrbuch der Bodenkunde.** — XX, 448 S., 212 Abb., 70 Tab. u. 1 Farbtaf., 7. Aufl., F. Enke Verlag, Stuttgart 1970; Preis: DM 56.—.

Das allgemein eingeführte Lehrbuch liegt nun in 7. Auflage vor. Wie bei den früheren Auflagen ist wieder besondere Sorgfalt auf die Berücksichtigung neuerer wissenschaftlicher Erkenntnisse verwendet worden, was vor allem in der neuen Bearbeitung einer Reihe von Kapiteln zum Ausdruck kommt, so z. B. bei der Behandlung bodenphysikalischer Probleme und der Bodenbildungsprozesse. Es sei noch erwähnt, daß trotz des umfangreichen Stoffes durch Straffung des Textes und raumsparenden Druck der Umfang um 28 Seiten reduziert werden konnte. Das vortreffliche Lehrbuch vermittelt auch dem Quartärgeologen die Grundlagen für bodenkundliche Untersuchungen und die Interpretation der gewonnenen Ergebnisse. Die große Bedeutung der rezenten, fossilen und reliktischen Böden für diese Disziplinen wird mit jedem Jahr mehr und mehr sichtbar, so daß das Buch von diesen Forschern sicher gerne zur Hand genommen wird. E. Schönhals.

SCHMITZ, H.: **Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galicien/Leon).** Kölner Geographische Arbeiten, H. 23, 157 S., 7 Karten, 1 Profil u. 26 Abb.; Köln u. Wiesbaden 1969; Preis: brosch. DM 20.—.

Der Verfasser hatte es sich zur Aufgabe gemacht, die glaziale und periglaziale pleistozäne Formung in vier größeren Gebieten Nordwestspaniens zu untersuchen. Das Gebiet gehört zum tektonisch stark beanspruchten, gefalteten und später abgetragenen variszischen Gebirge. Saure plutonische und präkambrische Gesteine sowie Sedimentgesteine des Silur und Ordovizium bauen das Gebirge auf. Sie unterlagen je nach ihrer petrographischen Beschaffenheit und der präquartären Oberflächenform durch den Einfluß verschiedenartiger Vereisungstypen einer morphologischen Umgestaltung. Der glaziale Formenschatz wird im einzelnen beschrieben und auf 2 Karten dargestellt. Die Wirkung des Eises bestand bei der sog. „divergierenden Plateauvergletscherung" in der Beseitigung alter tertiärer Verwitterungsdecken und von Granit- und Gneisfelsburgen; die heute anzutreffenden Oberflächenformen (z. B. „Rundhöcker" und „Glazialwannen") sind daher im

wesentlichen auf die unterschiedliche Verwitterung der Gesteine während des Tertiärs zurückzuführen. Es handelt sich also um durch Gletscher freigelegte „Vorzeitformen". Es wurde außerdem nachgewiesen, daß Art und Intensität der Glazialerosion von der sog. „Petrovarianz" abhängen. Gesteins- und Verwitterungsunterschiede machen sich also deutlich bemerkbar, was auch für die pleistozäne periglaziale Höhenstufe gilt, vor allem für den Solifluktionsbereich. Die periglazialen Erscheinungen erwiesen sich auch als besonders gut geeignete Klimaindikatoren, aus denen für Nordwestspanien eine Mindest-Temperaturdepression von 16—17° C abgeleitet wird. Es sei noch erwähnt, daß nur in der Sierra Segundera sichere Spuren einer präwürmzeitlichen Vereisung nachgewiesen werden konnten. E. Schönhals.

Heine, K.: **Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg.** — Bonner Geographische Abh., H. 42, 195 S. u. 49 Abb., Ferd. Dümmlers Verlag, Bonn 1970.

Mit der Entwicklung des mittleren Lahntals haben sich seit über einem halben Jahrhundert sowohl Geologen als auch Geographen beschäftigt, die zu sehr verschiedenen Ansichten gelangten. Bei der Rekonstruktion der Fluß- und Talgeschichte der Lahn seit dem Oberoligozän wurden außer Schotter- und Talbodenresten auch tektonische Vorgänge herangezogen, so z. B. rheinische, variszische und herzynische Störungen oder die Eintiefung des Amöneburger Beckens und des Ebsdorfer Grundes in der Hessischen Senke.

Als Ziel der vorliegenden Arbeit wird die Beschaffung neuer Kriterien für die petrographische Zusammensetzung der Schotterreste und deren Verwitterungszustand sowie für die Datierung der fluviatilen Relikte bezeichnet. Grundlage der Untersuchungen bilden eine „geologisch-geomorphologisch-pedologische Betrachtung und Analyse der Flußablagerungen im Gelände und im Labor" sowie eine geomorphologische Wertung des Formenschatzes. Untersucht wurde nicht nur die Entwicklung der Lahn, sondern auch die der Nebenflüsse, vor allem im östlich angrenzenden Gebiet. Darüber hinaus wurden die Geländeuntersuchungen auf das Rheinische Schiefergebirge, den Kellerwald und den Vogelsberg ausgedehnt.

Im Labor erfolgten Bestimmungen der Korngrößenzusammensetzung, petrographische Analysen (Schotteranalysen) und Schwermineralanalysen. Große Aufmerksamkeit wurde der Untersuchung der Tonfraktion ($< 2\ \mu$) gewidmet (röntgenographisch und mit dem Elektronenmikroskop).

Nach einer Einführung in die Oberflächenformen, den geologischen Aufbau, die tektonischen Verhältnisse und die Hydrographie des Untersuchungsgebietes werden die Terrassen, ihre Sedimente und die jüngeren Flußablagerungen beschrieben. Außer der Talfüllung (T1) — Auelehm, Sand, Kies und Schotter — werden 5 pleistozäne Terrassen (T2 bis T6) unterschieden, von denen die Reste der ältesten 70—80 m über der heutigen Talsohle liegen. Darüber treten Schotter- und Talbodenreste auf, die dem Pliozän zugewiesen werden (Trogterrasse P1); aus älteren Formen und Sedimenten (Oligozän, Miozän) wird auf eine Entwässerung der flachwelligen Rumpfflächenlandschaft des östlichen Rhein. Schiefergebirges zur Hessischen Senke geschlossen.

Die sandig-kiesigen Ablagerungen der Talfüllung im Mittellahntal und Amöneburger Becken werden wie die wenigen Reste der 2—4-m-Terrassen (T2) der Würmkaltzeit, diejenigen der zahlreicheren 8—12-m-Terrassen (T3) der Rißkaltzeit zugewiesen. Als der Mindel- und Günzeiszeit angehörend werden Schotterreste und Felsleisten der 20—28-m- und 40—60-m-Terrassen betrachtet (T4 und T5). Auch prägünzzeitliche Terrassenreste (T6) wurden in 70—80 m relativer Höhe nachgewiesen. Daß wannenartige Talformen mit pliozänen Flußläufen in Verbindung gebracht werden wurde schon erwähnt. Diese Flüsse sollen ihren Lauf aus dem Rheinischen Schiefergebirge in das Amöneburger Becken und weiter durch den Ebsdorfer Grund in das Gießener Becken genommen haben. Für einen pliozänen Fluß mit ähnlichem Verlauf sprechen auch die in jüngster Zeit von R. Huckriede aufgefundenen sog. Buntkiesel-Schotter auf dem Lahnberg-Plateau östlich Marburg, die allerdings mit 320—340 m über NN noch höher liegen als die von Heine ausgeschiedene pliozäne Trogterrasse (vgl. R. Huckriede u. S. Zachos, Geologica et Palaeontologica, 3, 195—206, Marburg 1969).

Von großer Aussagekraft für die Datierung und Korrelation sind für Heine die Tongehalte der einzelnen Terrassensedimente und die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion $<2\ \mu$ sowie die petrographische Zusammensetzung der Terrassenreste: Der Tongehalt nimmt von 1,3 % in den T1- und T2-Sedimenten auf über 30 % in den T5-Schottern (Hauptterrasse) zu; dabei erhöht sich der Kaolinitanteil gegenüber dem Illitanteil, und in den tertiären Schottern fehlen Illite und Hydroglimmer fast vollständig. Wesentliche Unterschiede bestehen auch hinsichtlich der auf den einzelnen Terrassen erhaltenen Böden bzw. Bodenresten (Paläoböden). Einer schwachen bis mittleren, überwiegend braunen Bodenentwicklung auf den würm- und rißzeitlichen Terrassen stehen auf den Mindel- und Günz-Schottern stark entwickelte, braunlehmartige gelblichrote Interglazialböden gegenüber.

Die ausgedehnten Geländebeobachtungen und die nach modernen Methoden erfolgten Laboruntersuchungen zahlreicher Proben haben zu wichtigen Ergebnissen geführt, die an dieser Stelle nur teilweise mitgeteilt werden konnten. Die Arbeit bedeutet für die Erforschung der Flußgeschichte des Marburger Raumes einen großen Fortschritt; bei der Interpretation von Sediment, Formenschatz und erhaltenen Böden berücksichtigt der Autor sowohl geologisch-tektonische als auch klimatische Fakten, so daß er zu neuen Erkenntnissen gelangt, die auch in zahlreichen anschaulichen Diagrammen und Karten ihren Niederschlag gefunden haben. E. Schönhals.

Die Deutsche Quartärvereinigung hatte in den Jahren 1969 und 1970 den Verlust eines Inhabers der Albrecht-Penck-Medaille und mehrerer Mitglieder zu beklagen. Wir werden ihrer stets in Ehren gedenken.

Prof. Dr. Wladyslaw Szafer, Krakau
geb. am 27. 7. 1866 gest. am 16. 11. 1970
Inhaber der Albrecht-Penck-Medaille

Hans Rosenbruck, Hamburg
geb. am 25. 6. 1900 gest. am 10. 11. 1969

Professor Dr. Ernst Kraus, München-Obermenzig
geb. am 10. 7. 1889 gest. am 23. 6. 1970
Mitglied der Deutschen Akademie der Naturforscher, Leopoldina, Halle/Saale
Inhaber der Hans-Stille-Medaille der Deutschen Geologischen Gesellschaft

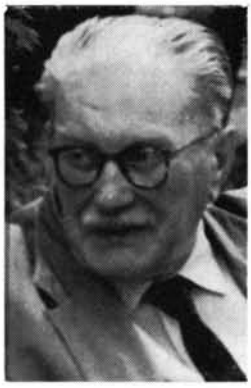
Paul Pruskowski, Brühl
geb. am 24. 3. 1887 gest. am 8. 9. 1970
Ehrenmitglied der Geologischen Vereinigung

Dr. phil. Kurt Genieser, Bremen
geb. am 9. 3. 1909 gest. am 13. 10. 1970
Geologieoberrat am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover und Leiter der Außenstelle Bremen

Prof. Prof. h. c. Dr.-Ing. Dr. h. c. Walter L. Kubiena, Klagenfurt
geb. am 30. 6. 1897 gest. am 28. 12. 1970
Leiter des Fachgebiets Bodenkunde an der Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft, Reinbek
Honorarprofessor an der Universität Hamburg
Ehrenrat des Obersten Spanischen Forschungsrats
Ehrenmitglied der Österreichischen, der Deutschen und der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft
Inhaber des Justus-von-Liebig-Preises der Agrarwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität Kiel.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 21	Seite 211-216	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1970

E. Nachrufe



Wladyslaw Szafer †
1886 — 1970

Am 16. November 1970 verstarb in Krakau im Alter von 84 Jahren der Geobotaniker WLADYSLAW SZAFER. Er studierte von 1905 bis 1908 bei RICHARD WETTSTEIN in Wien und anschließend in Lemberg bei MARJAN RACIBORSKI, nach dessen Tod (1917) er die Leitung des Botanischen Instituts und des Botanischen Gartens der Jagellonischen Universität in Krakau übernahm. Wie seine Lehrer, so begnügte sich auch WLADYSLAW SZAFER nicht mit der Erforschung der heutigen Pflanzenwelt. Über 50 Jahre hat er ihre Geschichte durch das gesamte Quartär bis ins Tertiär verfolgt, zuerst in Polen, dann in Europa und anderen Ländern. Über die Ergebnisse, die er zusammen mit seinen Mitarbeitern erzielte, zu denen neben seiner Gattin J. JENTYS-SZAFEROWA auch Zoologen, Geologen und Prähistoriker gehörten, hat er bei vielen internationalen Kongressen berichtet, so bei einer internationalen Pflanzengeographischen Exkursion durch Polen 1928, bei den Botanikerkongressen in Cambridge 1930 und in Amsterdam 1935, bei dem Kongreß der Quartärbotaniker in der Schweiz 1957 und bei dem VI. INQUA-Kongreß, der 1961 in Warschau und Krakau stattfand und dessen Präsident er war.

Mehrere seiner ersten Untersuchungsorte, wie Krystynopol in Wolhynien (saaleeiszeitliche Dryasflora 1911/12), Starunia in Wolhynien (besonders wohlerhaltene Pflanzen- und Tierreste, darunter Mammut und Wollnashorn, reiche letzteiszeitliche Ton- und Erdwachslager 1911—1930) und Grodno in Weißrußland, von wo schon 1897 KRISCHTAFOWITSCH und nach SZAFER (1925—1932) zuletzt 1960 N. und S. KATZ fossilreiche Ablagerungen aus 2 verschiedenen Interglazialen beschrieben haben, liegen jenseits der heutigen Ostgrenze Polens; aber den Namen „Starunia" trägt noch immer die von SZAFER zusammen mit dem Geologen NOWAK und dem Zoologen STACH von 1934—1953 redigierte Schriftenreihe, von deren 36 Nummern 5 aus seiner Feder stammen. Eine der reichsten letzteiszeitlichen Floren ganz Europas in Ludwinow bei Krakau hat SZAFERS Studienfreund A. ZMUDA (gefallen im Ersten Weltkrieg 1916) mit ihm zusammen 1914 mustergültig beschrieben. Nach vielen Bearbeitungen weiterer Glazial-, Interglazial- und Interstadialfloren seit 1928 durchwegs mit Pollendiagrammen) gab SZAFER von 1928 bis 1961 wiederholt zusammenfassende Darstellungen über die Stratigraphie, Floren-, Vegetations- und Klimageschichte des polnischen Pleistozäns, bis 1933 mit Ausnahme von nur 3 Glazialen und 2 Interglazialen (Masoven I und II), da die Kalt- und Warmzeiten vor der Mindel-Elster-Eiszeit (Cracovien) noch zum Pliozän gestellt wurden.

In den neueren Übersichten (besonders 1955—1961), vor allem aber aufgrund der Untersuchungen am Dunajetz, rechnet er mit mindestens 4 pleistozänen Eiszeiten und einer vorangegangenen, die er vorläufig noch ins Oberpliozän stellt. Während sich die Übersicht von 1928 auf nur 37 Fundorte, mehrere jenseits der heutigen Staatsgrenze, stützte, waren es 1954 bereits 76 und 1961 86 Fundorte diesseits und 10 jenseits der heutigen Ost- und Südgrenze Polens. Über die besonders reichen und wichtigen Pleistozän- und Pliozän-Floren am Dunajetz sowie über die letzteiszeitliche Dryasflora von Czorsztyn und die altpleistozänen bis pliozänen Floren von Huba, Mizerna und Krosczienko erschien als Band XI der Arbeiten des Warschauer Geologischen Instituts eine mit 28 Lichtdrucktafeln und 2 großen Tabellen reich ausgestattete, auch die Beziehungen zu ähnlichen Floren erörternde Monographie. Auf eine kürzere Bearbeitung einer Eozänflora vom Fuß der Tatra 1958 folgte zum INQUA-Kongreß 1961 als Bd. XXXIII der Arb.

d. Geol. Instituts eine weitere große Monographie über die Miozänflora von Alt-Gleiwitz in Schlesien. Viele Arbeiten gelten einzelnen, nicht mehr in Europa vertretenen Gattungen, wie Brasenia (1925), Dulichium (1930), Tsuga (1949), Eucommia und Podostemonites (beide 1952), stets im Hinblick auf ihre heutige und frühere Verbreitung. Das Verschwinden der meisten Tertiärelemente vor der maximalen Vergletscherung behandelt ein 1961 gehaltener, 1964 gedruckter Vortrag.

Darstellungen der Floren-, Vegetations- und Klimageschichte des Quartärs und Tertiärs enthalten auch die meist nur polnisch veröffentlichten Bücher über das Eiszeitalter (1946, 2. Aufl. 1950), Allgemeine Pflanzengeographie (1949, auch in schwedischer Übersetzung, 2. Aufl. 1964), das zweibändige Werk über die Pflanzendecke Polens (1959) und der mit Kostyniuk verfaßte Abriß der Paläobotanik (1952, 2. Aufl. 1962). Neuere Beiträge zur gesamten Paläobotanik, darunter mehrere von Frau Jentys-Szaferowa, enthalten die 1960—1967 von Wladyslaw Szafer redigierten Acta Palaeobotanica. In seiner Autobiographie werden von 1908 bis 1966 659 von ihm zum Teil mit Mitarbeitern veröffentlichte Arbeiten angeführt, auf die noch einige weitere folgten, darunter 1968 ein origineller Vergleich des Lebens und Schaffens von 70 Botanikern und Ende 1969 eine schön ausgestattete Blütenbiologie.

Szafers überragende Verdienste auf so vielen Gebieten, nicht zuletzt auch im Naturschutz, haben trotz vieler Schwierigkeiten und Verluste, besonders während der beiden Weltkriege, auch außerhalb Polens reich verdiente Anerkennung gefunden, so 1961 durch die Verleihung der Albrecht-Penck-Medaille der Deutschen Quartärvereinigung. H. Gams.

Kurt Genieser †
1909 — 1970

Am 13. 10. 1970 verstarb im Alter von 61 Jahren der Geologieoberrat Dr. phil. KURT GENIESER an einem langwierigen, mit großer Geduld ertragenen Leberleiden. Nahezu 35 Jahre, seit seiner Doktorarbeit, hat sich der Verstorbene mit Fragen der Quartärgeologie befaßt, und noch bis in die letzten Monate seines Lebens war er voll von Plänen, die sämtlich um die Geologie des Eiszeitalters kreisten. Er gehörte unserer Vereinigung seit dem Jahre 1950 an.

Hinter den nüchternen Daten seines Lebens verbirgt sich eine große Begeisterung nicht nur für geologische, sondern überhaupt für naturwissenschaftliche Probleme.

KURT GENIESER wurde am 9. 3. 1909 in Liegnitz geboren, wo er bis zum Jahre 1929 das Realgymnasium besuchte. Schon als Schüler nahm er an den Vorträgen und Ausflügen des Liegnitzer Naturwissenschaftlichen Vereins teil, und seine Wahlarbeit für das Abitur mit dem Thema „Der Striegauer Granit und seine Mineralien" läßt schon den angehenden Geologen erkennen. Von 1929—1934 studiert er Naturwissenschaften, vornehmlich Geologie, Mineralogie, Petrographie, Physik und Chemie an den Universitäten Berlin, Tübingen, Graz und wiederum Berlin. Als Schüler von SOLGER wurde er im Dezember 1934 mit der Arbeit „Studien zur Diluvialgeschichte des Bober-Katzbach-Gebirges und seiner Flüsse" zum Dr. phil. promoviert. Der in seiner Dissertation eingeschlagenen Arbeitsrichtung ist er bis an sein Lebensende treu geblieben.

Nach nahezu zweijähriger Tätigkeit in verschiedenen Dienststellen, in denen er sich vornehmlich mit Fragen der Hydrogeologie zu befassen hatte, trat er am 1. 4. 1938 in die Preußische Geologische Landesanstalt in Berlin ein. Kartieraufgaben im norddeutschen Flachland und im Saargebiet und eine vorübergehende Tätigkeit im Erdölinstitut in Hannover füllten die Zeit bis zum Kriegsbeginn im September 1939 aus. Während des Krieges war er als Wehrgeologe bei verschiedenen Wehrmachtsstäben eingesetzt. Wenige Tage vor Kriegsende geriet er in Gefangenschaft. In der gleichen Zeit verstarb seine Frau auf der Flucht in den Westen.

Nach fast fünfjähriger, vornehmlich in Rußland und Rumänien verbrachter Kriegsgefangenschaft kehrte KURT GENIESER zu Anfang des Jahres 1950 nach Berlin zurück. Trotz der schweren gesundheitlichen Schäden, die er sich in den Jahren der Gefangenschaft zugezogen hatte, nahm er sofort wieder seine Tätigkeit bei seiner früheren Dienststelle in Berlin auf. Er arbeitete in der Staatlichen Geologischen Kommission in Berlin, zunächst als Leiter der Sammlungen, später als Leiter der Kartierabteilung. Unter großem persönlichem Einsatz versuchte er, mit unzulänglichen Mitteln und nahezu ohne erfahrene Mitarbeiter die Flachlandkartierung wieder in Gang zu setzen. Seinem Einsatz ist es auch mit zu verdanken, daß die Berliner Anstalt nach mehrjährigen Bemühungen 11 000 nach Leningrad abtransportierte Originale der geologischen Sammlung zurückerhielt.

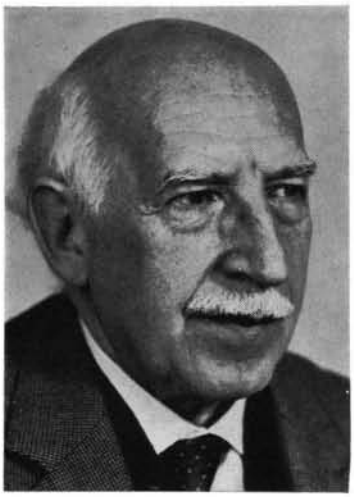
Differenzen mit dem Leiter der Berliner Anstalt und begründete Sorge um seine und seiner Familie Freiheit (KURT GENIESER hatte 1951 wieder geheiratet), bewegten ihn dazu, im April 1959 Berlin zu verlassen und in die Bundesrepublik überzuwechseln. Am 15. 5. 1959 trat er in die Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover ein.

Von Februar 1960 bis August 1961 untersuchte er im Auftrage der Bundesanstalt für Bodenforschung Braunkohlenvorkommen in Nordgriechenland. Wenig später wechselte er zum NiedersächsischenLandesamt für Bodenforschung über, dem er bis zu seinem Tode, zuletzt als Leiter der Außenstelle Bremen, angehörte.

Kurt Genieser war still und zurückhaltend, aber stets hilfsbereit. Mit großer Gewissenhaftigkeit und großem Fleiß ging er seiner Arbeit nach, ohne sich die körperliche Schonung zu gewähren, die seiner seit der Kriegsgefangenschaft angegriffenen Gesundheit zukam. Mit erstaunlicher Begeisterung hat er bis in die letzten Monate seines Lebens an Problemen der quartären Flußgeschichte gearbeitet. In seiner Freizeit und sooft es seine dienstlichen Pflichten zuließen, durchforschte er auf der Suche nach Leitgeröllen Sand- und Kiesgruben; schließlich gelang es ihm, Gerölle der Elbe in saalezeitlichen Ablagerungen quer durch NW-Deutschland bis in die Niederlande zu verfolgen. Neue, interessante Geröllfunde begeisterten ihn so, daß er darüber, wie ich es selbst erlebt habe, Tageszeit und Mahlzeiten vergaß. Es entsprach seiner Beharrlichkeit und seiner Bescheidenheit, daß er sich auf einen bestimmten Abschnitt der Quartärgeologie beschränkte, dieser Fach- und Arbeitsrichtung aber treu blieb. Die eingehende Kenntnis der Gesteine seiner schlesischen Heimat und in Sachsen ließen ihn mehr als andere dafür prädestiniert sein, in Nordwestdeutschland mit Erfolg quartäre Flußgeschichte zu betreiben. So wundert es uns auch nicht, daß der Großteil seiner Veröffentlichungen diesen Fragen gewidmet ist.

Noch wenige Monate vor seinem Tode erzählte er mir, daß er sich nach seiner Pensionierung mit dem großen Komplex der Weserterrassen befassen wolle und daß er sich schon jetzt auf diese Arbeit, der er sich dann ganz widmen wolle, freue.

Seine schwere Krankheit hat es dazu nicht mehr kommen lassen. Hans Dietrich Lang.



Walter L. Kubiena †
1897 – 1970

Am 28. Dezember 1970 verstarb in Klagenfurt Professor Dr. h. c. Dr. Ing. Walter L. Kubiena im Alter von 73 Jahren. Die bodenkundliche Wissenschaft verliert mit ihm den Begründer der Mikromorphologie, den Schöpfer einer neuen Entwicklungslehre und einen hervorragenden Systematiker. Seine unermüdliche und schöpferische Tätigkeit hat unbekannte Bereiche erschlossen und wesentlich am Bild der Bodenkunde mitgestaltet. Zahlreiche Bücher und Veröffentlichungen in Zeitschriften geben davon Zeugnis und vermitteln Einblicke in ein mit innerer Konsequenz gewachsenes Forscherleben.

Kubiena begann nach dem ersten Weltkrieg und anschließender Gefangenschaft in Sibirien mit dem Studium der Landwirtschaft an der Hochschule für Bodenkultur in Wien. Schon im zweiten Jahre wandte er sich der Bodenkunde zu und schilderte selbst, wie ihn dabei das Buch von Glinka über die Typen der Bodenbildung und seine Eindrücke aus der sibirischen Landschaft geleitet haben. 1930 folgte in Wien die Habilitation bei Kaserer und 1941 die Übertragung der Lehrkanzel für Geologie und Landwirtschaftliche Bodenkunde. Außerdem war er an der Bundesanstalt für Alpine Landwirtschaft in Admont/Steiermark tätig. In dieser Zeitspanne entwickelte Kubiena sein Arbeitsgebiet aus den ersten Anfängen bis zur Höhe seines Schaffens. Direkte mikroskopische Beobachtungen am gewachsenen Boden und am Dünnschliff wurden zum Ausgangspunkt und zur ständigen Grundlage seines Forschens. In unzähligen Reisen gewann er Einblicke in die vielfältigen Wechelbeziehungen von Boden und Umwelt und sammelte beharrlich das Material für seine Untersuchungen.

Während einer Gast-Professur in Ames/Iowa im Jahre 1937 entstand eine Einführung in die Methoden und Anwendungsgebiete der mikroskopischen Bodenforschung unter dem Titel Micropedology. In den folgenden Jahren eröffneten sich dem Forscher zusehends die Gesetze des Formenwandels in der Bodenbildung. Sein zweites Werk, die Entwicklungslehre des Bodens, wurde zum Schlüssel für sein späteres Wirken.

Nach dem Zweiten Weltkrieg war ihm in Madrid eine neue Wirkungsstätte entstanden. Damals bestanden schon Pläne zu einer Paläopedologie und zu einer Bodengeographie auf mikromorphologischer Grundlage. Das wachsende Interesse an den Fragen der Bodenklassifikation veranlaßte Kubiena jedoch, seine Kraft zunächst einer Systematik der Bodentypen zu widmen. Diese lag schon nach wenigen Jahren vor und wurde in drei Sprachen gedruckt. Spanien war ein idealer Ausgangspunkt zum Studium der Böden des Mittelmeerraumes und Nordafrikas. Bodenkundliche Untersuchungen in den Tropen folgten und wurden erfolgreich fortgesetzt, als Kubiena die Leitung der bodenkundlichen Abteilung an der Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft in Reinbek bei Hamburg übernahm, der er von 1956 bis 1966 vorstand.

Wer sich mit seinen Arbeiten befaßt, kann nicht übersehen, wie sehr sich Kubiena mit seinem Beruf identifiziert hat. Es war ihm stets ein inneres Anliegen, mit eigenen Augen auch das scheinbar Unbedeutende zu sehen und die Bestandteile des Bodens wie auch den Boden selbst als Ausdruck eines größeren Naturzusammenhanges zu verstehen und darzustellen. Mit großer Energie hat er in den letzten Jahren noch Reisen in die subpolaren Regionen der Arktis und Antarktis unternehmen

und Böden aus diesen Gebieten untersuchen können. Die lange geplante Bodengeographie wurde noch abgeschlossen und ist jetzt erschienen. Es wäre zu wünschen, daß auch die in Fragmenten vorliegende Paläopedologie noch zur Veröffentlichung gelangen könnte.

Der mikroskopische Bau des Bodens ist ein einzigartiges Dokument seiner Geschichte. Ehemals Vorhandenes läßt sich aus Relikten rekonstruieren und von späteren Entwicklungen Überdecktes kann wieder sichtbar gemacht werden. KUBIENA hat der Nachwelt ein Werkzeug in die Hand gegeben, mit dem seine bedeutungsvollen und lohnenden Forschungen weitergeführt werden können.

H. J. Altemüller.

Hinweise für die Autoren

Allgemeines über das Manuskript

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig fehlerfrei geschrieben, völlig druckfertig an den Hauptschriftleiter: Prof. Dr. E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstr. 23.

Schriftauszeichnungen: Autor-Namen (im Druck KAPITÄLCHEN) unterbrochen unterstreichen (z. B. Penck). Genus- und Spezies-Namen von Fossilien (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Zusammenfassung der Ergebnisse in deutscher und englischer (oder französischer) Sprache an den Anfang.

Fußnoten möglichst vermeiden; wenn sie wirklich nötig sind, fortlaufend numerieren.

Abbildungen

Bildvorlagen nicht in den Text einordnen, sondern gesondert dazulegen. Jede Vorlage muß mit Bleistift den Namen des Autors und die Nr. der Abb. tragen. Die Vorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig, Buchstaben dürfen in der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Gezeichnete Über- und Unterschriften sind meist überflüssig. Bild-Unterschriften an das Ende des Manuskripts (sie gehen in die Druckerei — dagegen die Abbildungen in die Klischieranstalt!).

Schriftenverzeichnis

Zitierung im Text nur mit Autor-Namen und Jahr (z. B. TORELL 1875), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Alphabetisches Schriftenverzeichnis am Ende der Abhandlung in folgender Anordnung: Autor, Titel der Arbeit (nicht abgekürzt), Zeitschrift (abgekürzt), Nummer des Bandes (arabische Zahl, doppelt unterstrichen; im Druck halbfett), Seiten, Erscheinungsort und -jahr; Beispiel:

BERG, G.: Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. - Z. deutsch. geol. Ges. **67** (1915), Mber., 63-82, Berlin 1916.

Abkürzungen von häufigen Zeitschriften-Titeln (und weitere wichtige Anweisungen für Autoren) finden sich u. a. in Rud. RICHTER, Einführung in die Zool. Nomenklatur, 2. Aufl., S. 56 ff. Frankfurt 1948.

Korrekturen

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

Sonderdrucke

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

3. neubearbeitete, erweiterte Auflage

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18 x 25 cm
Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband **DM 65.—**

Dieses geologische Standardwerk gilt gegenwärtig als das hervorragende Einführungsbuch in die Erd- und Landschaftsgeschichte.

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln
Ganzleinen gebunden **DM 9.80**

. . . Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers
Ganzleinen **DM 13.—**

„Das klassische Werk der Trias"

Der Weinberg als Lebensraum

Von Dr. h. c. Otto Linck

72 Seiten Text und 190 Fotos auf 112 Kunstdrucktafeln sowie 9 Abb. im Text, gebunden **DM 9.80**

Ein hervorragender Gelehrter hat in verständlicher Sprache seine jahrelangen Beobachtungen und Forschungen in diesem Buch niedergelegt, den Text durch eine Fülle schöner Bilder veranschaulicht und dadurch eine wertvolle Biologie des gesamten Weinberggebietes geschaffen.

Ein wichtiges Werk für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.