

# Eiszeitalter und Gegenwart

---

*Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung*

*Im Auftrage des Vorstandes*

*und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen*

*herausgegeben von*

PAUL WOLDSTEDT

NEUNTER BAND

MIT 56 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 5 TAFELN

1958

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 9</i>	<i>Seite 1-192</i>	<i>Ohringen/Württ. 1. September 1958</i>
-----------------------------------	---------------	--------------------	--

# Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Wiesenstraße 1  
Postscheckkonto: Hannover 453 03

---

## Vorstand

1. Vorsitzender : H. LOUIS, München 2, Luisenstr. 37
  2. Vorsitzender : P. SCHMIDT-THOMÉ, Holzen b. München,  
Post Ebenhausen
  1. Schriftführer : I. SCHAEFER, München-Gräfelfing,  
Maria-Eich-Straße 120
  2. Schriftführer : K. BRUNNACKER, München 27, Möhlstr. 12a
- Schriftleiter des  
Jahrbuches : P. WOLDSTEDT, Bonn, Argelanderstr. 118
- Schatzmeister : K. RICHTER, Hannover, Wiesenstr. 1
- Archivar : G. LÜTTIG, Hannover, Wiesenstr. 1.

## Beirat

J. BÜDEL, Würzburg	J. D. DE JONG-HAARLEM
Ed. EBERS, Haunshofen	H. LEMBKE, Berlin
F. FIRBAS, Göttingen	W. LÜDI, Zürich
H. GRAUL, Gutenzell	E. SCHÖNHALS, Wiesbaden
K. GRIPP, Kiel	H. SCHWABEDISSEN, Köln
H. GROSS, Bamberg	H. SPREITZER, Wien

---

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 12.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 6.— DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf das oben genannte Postscheckkonto zu überweisen.

Anmeldung neuer Mitglieder beim 2. Schriftführer.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an den Schriftleiter.

# Eiszeitalter und Gegenwart

---

*Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung*

*Im Auftrage des Vorstandes*

*und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen*

*herausgegeben von*

PAUL WOLDSTEDT

NEUNTER BAND

MIT 56 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 5 TAFELN

1958

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 9</i>	<i>Seite 1-192</i>	<i>Öhringen/Württ. 1. September 1958</i>
-----------------------------------	---------------	--------------------	--

*Gedruckt mit Unterstützung  
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

---

Herausgegeben von Professor Dr. Paul Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118

Für den Inhalt Ihrer Arbeiten sind allein die Verfasser verantwortlich

Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf K. G., Ohringen

# INHALT

## A. Aufsätze

Seite

*ALTEHENDER, A.:*

Klimaschwankungen im Pliozän von Wallensen  
(Hils)

104—109

*DONNER, J. J., & KURTÉN, BJÖRN:*

The floral and faunal succession of „Cueva del  
Toll“, Spain

72— 82

*GROSS, HUGO:*

Die bisherigen Ergebnisse von C<sup>14</sup>-Messungen und  
paläolithischen Untersuchungen für die Gliede-  
rung und Chronologie des Jungpleistozäns in  
Mitteleuropa und den Nachbargebieten

155—187

*HEMPEL, LUDWIG:*

Eiszeitklima und Gesteinsstruktur. — Ihre Be-  
deutung für die asymmetrischen Talformen im  
Buntsandstein

49— 60

*KAISER, KARLHEINZ:*

Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den  
Sedimenten der Niederrheinischen Bucht

110—129

*LOUIS, HERBERT:*

Albrecht Penck zum Gedächtnis

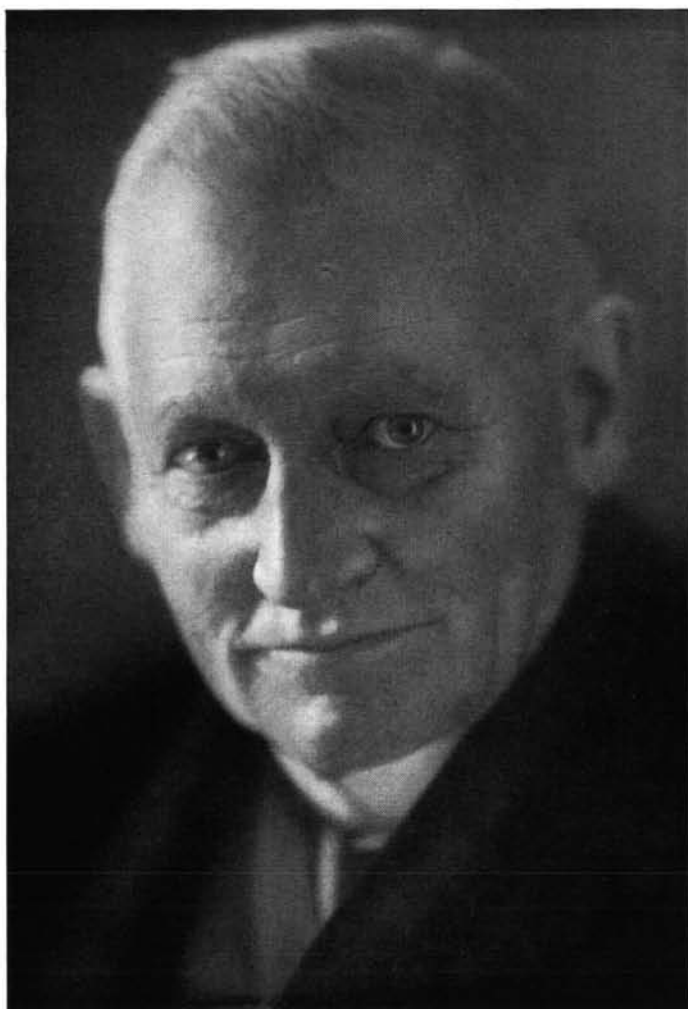
5— 9

*MEY, WERNER:*

Mittelsteinzeitliche Fundplätze im Spree-Dahme-  
Winkel

130—150

	Seite
<i>MUSIL, RUDOLF:</i>	
Funde von Wirbeltieren in Mähren (Tschechoslowakei) aus dem letzten Würm-Stadial	61— 68
 <i>REMY, HORST:</i>	
Zur Flora und Fauna der Villafranca-Schichten von Villarroya, Prov. Logroño/Spanien	83—103
 <i>RICHTER, KONRAD:</i>	
Fluorteste quartärer Knochen in ihrer Bedeutung für die absolute Chronologie des Pleistozäns	18— 27
 <i>SCHWEITZER, HANS-JOACHIM:</i>	
Entstehung und Flora des Trasses im nördlichen Laachersee-Gebiet	28— 43
 <i>TAUBER, H., &amp; DE VRIES, HL:</i>	
Radiocarbon measurements of Würm-interstadial samples from Jutland	69— 71
 <i>DE VRIES, HL.:</i>	
Radiocarbon dates for upper Eem and Würm-interstadial samples	10— 17
 <i>WOLDSTEDT, PAUL:</i>	
Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit	151—154
 <b>B. Buchbesprechungen</b>	 188—192



Albrecht Penck

geb. 25. September 1858 in Leipzig-Reudnitz

gest. 7. März 1945 in Prag-Reuth (Krč)





## Albrecht Penck zum Gedächtnis

Von HERBERT LOUIS, München

Hierzu das Titelbild (Taf. I)

Am 25. September jährt sich zum hundertsten Male der Geburtstag von ALBRECHT PENCK. Das ist für alle Quartärforscher und für alle Geographen ein Anlaß, die Gedanken zu diesem großen Gelehrten zurückzulenken und ihn und sein Schaffen aus dem Abstand des Heute zu überdenken. Wer dies versucht, wird sich einer erstaunlichen Vielseitigkeit und Nachhaltigkeit seines Wirkens bewußt. Zur richtigen Würdigung PENCKS erscheint es notwendig, gerade die Weite seines Tätigkeitsfeldes hervorzuheben. Er ist gewiß ein überragender Eiszeitforscher gewesen. Aber sein Schaffen greift über den Interessenkreis der Quartärforschung weit hinaus.

Der junge Mann, der mit 19 Jahren seine erste Publikation über nordische Basalte im Diluvium von Leipzig erscheinen ließ, vollbrachte 1879 mit 21 Jahren durch seine Arbeit über „Die Geschiebformation Norddeutschlands“ seine erste wissenschaftliche Großtat. In einer Zeit, als die Drifttheorie von LYELL (1835) und die Vergletscherungstheorie von SEFSTRÖM (1836) und TORELL (1875) zur Erklärung der Geschiebelehne Norddeutschlands noch ernst miteinander rangen, entkräftete er die Drifttheorie endgültig, sicherte er auf Grund eigener Anschauung und durch neue vertiefte Deutung älterer Beobachtungen die Vergletscherungstheorie zuverlässig, und brachte er schwerwiegende Beweisgründe bei für eine nicht nur einmalige, sondern mindestens zweimalige, wahrscheinlich dreimalige Vergletscherung Norddeutschlands. In der Rückschau muß betont werden, daß nicht nur die Tatsache der Mehrzahl der Eiszeiten selbst, sondern namentlich auch die wesentlichsten Feststellungen, auf Grund deren PENCK damals die Mehrheit der Eiszeiten begründete, aller späteren Kritik standgehalten haben. So gebührt ihm das Verdienst, den ersten umfassenden Beweis für den Polyglazialismus in Norddeutschland erbracht zu haben.

Drei Jahre später, im Jahre 1882, folgte seine Münchener Habilitationsschrift über „Die Vergletscherung der Deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung“, die zugleich von der Sektion Breslau des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins als Preisschrift gekrönt wurde. In ihr ist die Erkenntnis des mehrfachen Wechsels von Eiszeiten und Interglazialzeiten für das deutsche Alpengebiet mit einer bewundernswerten Fülle eigener und fremder Beobachtungen begründet worden. Daneben sind aber weitreichende Einsichten über Wesen und Formenschatz der glazialen Erosion und Akkumulation gewonnen, die der damals erst tastenden Glazialmorphologie fundamentale Erscheinungszusammenhänge offenbarten. Dieser großartige Anfang wurde von 1901 bis 1909 ausgebaut und auf den Gesamtbereich der Alpen ausgedehnt zu dem gemeinsam mit Ed. BRÜCKNER geschaffenen Riesenwerk über „Die Alpen im Eiszeitalter“.

Heute, nach einem halben Jahrhundert, bildet dieses immer noch die Grundlage der weiteren Forschung in seinem Bereich. Denn obschon einzelne Annahmen dieses Werks sich später als nicht haltbar erwiesen haben, wie z. B. die einer übergroßen Glazialerosion, sind doch im ganzen die unglaublich reichen Beobachtungen derart verläßlich und bezüglich ihrer Aussagekraft so sicher abgewogen, daß das kühne und weitreichende Ideen- und Lehrgebäude, das PENCK auf Grund seiner Erfahrungen errichtete, sich in den wesentlichsten Zügen als durchaus standfest erwiesen hat. Viel zu wenig wird von den Nachfolgenden meist gewürdigt, mit wie unvollkommenen Karten PENCK seine Feldbeobach-

tungen durchführen mußte. Auch ist es gut, sich gegenwärtig zu halten, daß ihm damals außer seiner Marschfähigkeit an Beförderungsmitteln nur die Eisenbahn und ausnahmsweise einmal ein Pferdewagen zur Verfügung stand. Das Werk hat die Anregung zu zahlreichen weiteren Forschungen gegeben und tut dies auch heute noch. Seine Hauptergebnisse sind dadurch verfeinert und bereichert worden. Aber sie wurden nicht umgestoßen.

Die Eiszeitforschung hat PENCK sein Leben lang nicht wieder losgelassen. Neben kleineren Reiseergebnissen aus Norwegen (1892), Großbritannien (1883—97), den Pyrenäen (1897), aus Canada (1898), der Balkanhalbinsel (1900), Australien (1900) aus älterer Zeit, entstanden in den zwanziger und dreißiger Jahren höchst wichtige Spezialforschungen über die Umgebung von Mittenwald (1922—28), die Höttinger Breccie und das Innental (1921), außerdem glänzende Studien über die Einordnung des prähistorischen Menschen in den Ablauf des Eiszeitalters (1938) sowie eine Art Länderkunde des eiszeitlichen Europa, die der weiteren Forschung auf diesem Gebiet den Weg gewiesen hat.

Neben der Eiszeitforschung, vielfältig mit ihr verknüpft, aber doch weit über sie hinausstrebend, beginnt bei PENCK frühzeitig, mindestens seit 1882, die Auseinandersetzung mit der Geomorphologie im ganzen. Schwankungen des Meeresspiegels (1882), Theorien über das Gleichgewicht der Erdkruste (1889), Gesetzmäßigkeiten der Gebirgsverbreitung (1890), Einfluß des Klimas auf die Gestalt der Erdoberfläche (1883), Periodizität der Talbildung (1884), Denudation der Erdoberfläche (1887), die Bildung der Durchbruchstäler (1888; 1890), das Endziel der Erosion und Denudation (1889), das sind Gegenstände, die ihn beschäftigten, bevor er 1894 seine zweibändige „Morphologie der Erdoberfläche“ herausbrachte.

Dieses Werk ist ebenso hervorragend durch seine Literaturbeherrschung wie durch die Gestaltungskraft, mit der ein höchst komplizierter Stoff übersichtlich und folgerichtig dargeboten wurde, wie endlich durch die Strenge der Begriffsbildung und der wissenschaftlichen Aussage. Es stellte dem essayartigen „Führer für Forschungsreisende“ von Ferdinand von RICHTHOFEN (1886) eine umfassend-systematische Behandlung der Geomorphologie an die Seite. Das Werk ist auch heute, mehr als 60 Jahre nach seinem Erscheinen, trotz der stürmischen Weiterentwicklung der Geomorphologie, vor allem in der Erörterung der Grundprinzipien, nicht entbehrlich geworden. Manche seiner Anregungen, so die einer strenger physikalischen Erfassung geomorphologischer Vorgänge, sind noch längst nicht ausreichend verwirklicht.

Kleinere, aber sehr ergebnisreiche Feldforschungen und theoretische Arbeiten zur Geomorphologie haben PENCK neben seinen Glazialstudien auch in den späteren Jahren dauernd beschäftigt, so vor allem: Die Talgeschichte der obersten Donau (1899); Das Durchbruchstal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems (1903); Geomorphologische Studien aus der Herzegowina (1900); Das Karstphänomen (1904); Das unterirdische Karstphänomen (1924); Der Drakenberg und der Quathlambabruach in Südafrika (1908); Die Morphologie der Wüsten (1909); Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage (1910); Die Formen der Landoberfläche und Verschiebungen der Klimagürtel (1913); Gekippte Seen (1924); Die Gipfflur der Alpen (1919); Das Antlitz der Alpen (1924); Geomorphologische Probleme im fernen Westen Nordamerikas (1929).

Die außerordentlichen Forschungserfolge, die schon der junge PENCK auf den Gebieten der Eiszeitkunde und Geomorphologie errungen hatte, führten bereits 1885 zur Berufung des 27-jährigen auf die ordentliche Professur in Wien. Damit ergab sich für ihn ein sehr großer neuer Aufgabenkreis. Er kommt in seinem literarischen Schaffen u. a. zum Ausdruck durch die Inangriffnahme länderkundlicher Werke. 1887 erscheint „Das Deutsche Reich“, 1889 die Darstellung der Niederlande, Belgiens und Luxemburgs in der KIRCHHOFFSchen Länderkunde, kleinere Schriften über österreich-ungarische Gebiete folgen. Sind diese Arbeiten, die neben den Feldforschungen einherliefen, auch nicht die eigentliche

Ursache seines großen wissenschaftlichen Ruhmes, so waren sie doch für die Jahrzehnte nach ihrem Erscheinen Standardwerke. Auch in heutiger Sicht sind sie weit mehr als nur Zeugen von PENCKs unerhörter Arbeitskraft. Es sind methodisch wichtige Marksteine auf dem Wege zur wissenschaftlich-geographischen Länderkunde. Es lag an der damaligen Gesamtentwicklung der Geographie, wenn in ihnen im wesentlichen nur die physischen Aspekte der Länder einer streng genetisch deutenden Darstellung teilhaftig wurden, ja wenn hierbei sogar über die eigentlich länderkundliche Zielsetzung hinausgegangen wurde, während die Zusammenhänge auf anthropogeographischem Gebiet nicht in gleicher Weise durchleuchtet werden konnten. Aber das in ihnen allenthalben deutliche Streben nach Erfassung der Zusammenhänge hat als Vorbild mächtig gewirkt.

Erst in späteren Jahren hat sich PENCK dann wieder länderkundlichen Gegenständen zugewandt, freilich nur in kürzeren Aufsätzen. Aber unter ihnen sind Arbeiten von bleibendem Wert, die die tiefe Erkenntnis ausgereiften geographischen Sehens offenbaren, wie „Der Großgau im Herzen Deutschlands“ (1921); „Deutschland als geographische Gestalt“ (1926); „Finnland“ (1927) und „Finnlands Natur“ (1927); „Zwischeneuropa“ (1916); „Central Asia“ (1930).

Sie stellten sich ein, als sich der an der Schwelle des Alters stehende Mann nach den Erlebnissen des ersten Weltkrieges auch anthropogeographischen Problemen ernst zuwandte. Die Frage der (Bevölkerungs-)Tragfähigkeit der Länder (1926), das Hauptproblem der Physischen Anthropogeographie (1924), die Bonitierung der Erdoberfläche (1926) einerseits, der Gedanke des Deutschen Volks- und Kulturbodens (1925) andererseits werden von ihm aufgerollt. Es ist eine neue, noch ungewohnte Art, mit der der naturwissenschaftliche Beobachter PENCK diese Gegenstände sieht und angreift. Sie hat eine ganze Literatur ins Leben gerufen, die zum mindesten hinsichtlich des ersten Fragenkreises dauernd weiter anwächst.

Frühzeitig hat sich PENCK auch Fragen der Kartographie zugewandt. Seit 1891 hat er für die Herstellung einer einheitlichen Weltkarte 1 : 1 Mill. gekämpft. Das tatsächliche Ingangkommen dieses großen internationalen Unternehmens war zu erheblichem Teil sein Erfolg und war der geographischen Wissenschaft ungemein förderlich. Nicht zu Unrecht ist von geodätischer Seite vermerkt worden, daß vermeidbare Mängel in den mathematischen Grundfestsetzungen dieses Kartenwerks vorhanden sind. Wer aber um die Verhandlungsschwierigkeiten in internationalen Gremien weiß, der wird trotz dieser Schönheitsfehler den außerordentlichen Gewinn dankbar anerkennen, den die Verwirklichung des Plans gegen Skepsis und Widerstand vieler Fachleute erfahrenen Benutzern von Karten auch kleiner Maßstäbe ohne Zweifel brachte. Ein solcher war PENCK. Als solcher, nicht als geodätischer oder kartographischer Fachmann, hat er auch zur Vollendung der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000 Stellung genommen und die Pflege hochwertiger topographischer Spezialkarten (Schrammsteinkarte), ganz besonders der Hochgebirgskarten und Hochgebirgsreliefs des Alpenvereins, gefördert. Sein ideeller Anteil an der Schaffung dieser wissenschaftlich wie allgemein kulturell gleich hochwertigen kartographischen Leistungen ist sicherlich sehr bedeutend gewesen.

Nur selten hat PENCK zu Fragen der Methodik und der theoretischen Fundierung seiner Wissenschaft das Wort ergriffen. Ihm schien es wichtiger, mit Hilfe klarer Begriffsbildungen methodisch gute Forschungsarbeiten zu verfassen, als über Methodik zu schreiben. „Die Physiographie als Physiogeographie in ihren Beziehungen zu anderen Wissenschaften“ (1905), „Beobachtung als Grundlage der Geographie“ (1906), „Die Geographie unter den erdkundlichen Wissenschaften“ (1928) und „Neuere Geographie“ (1928) sind wohl seine wichtigsten Äußerungen auf diesem Gebiet.

In ihnen betont er, von der Auffassung Ferdinands von RICHTHOFEN von der Geographie als Wissenschaft von der Erdoberfläche ausgehend, die Einheit der geographischen

Wissenschaft im ganzen und handelt von der Wesensbestimmung und Abgrenzung der Geographie gegen die Nachbarwissenschaften. Er erläutert an Beispielen die Erfolge der systematischen Beobachtung in der geographischen Forschungsarbeit.

Der bedeutendste und lebendig weiterwirkende Gedanke dieser Arbeiten scheint mir in PENCKs Hinweis auf die einzigartige Wichtigkeit der Erdoberfläche als den eigentlichen Ort der großen Umsetzung der zugestrahlten Sonnenenergie zu liegen, wofür letztere die wesentliche Ursache oder wenigstens die wesentliche Voraussetzung so gut wie allen irdischen Geschehens ist. Dieser Gedanke verleiht erst VON RICHTHOFENS Lehre von der Geographie als Wissenschaft von der Erdoberfläche eine für physische Geographie, Biogeographie und Anthropogeographie gleich verbindliche und gleich großartige einheitliche Sinnggebung. Er klingt schon in PENCKs Schrift von 1905 an und ist 1928 mit aller Klarheit herausgearbeitet. Er hat das theoretische Fundament der Geographie als Gesamtwissenschaft ungemein gefestigt.

Unter PENCKs Schriften finden sich einige Polemiken. Er hat in solcher Weise nur dann das Wort genommen, wenn wohlbegründete, wichtige Ergebnisse seiner Arbeit oder seines Tuns, wie mehrfach geschehen ist, auf Grund haltloser Argumente, aber mit dem Schein des autoritativen Sachverständnisses angegriffen worden waren. In solchen Fällen hat PENCK, wie etwa in dem Aufsatz „Richard Lepsius über die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen“ (Zeitschr. f. Gletscherkunde 1912, S. 161-189), die Schwächen der gegnerischen Äußerungen mit trockenem Sarkasmus gründlich und schonungslos bloßgelegt. Seine wissenschaftlichen Widersacher haben ihm dies zweifellos verübelt. Aber man wird PENCKs Vorgehen sachlich wie menschlich verstehen müssen. Er hat begründete Kritik seiner Anschauungen immer gelten lassen und gewürdigt. Aber es war notwendig für ihn, gediegene Früchte seiner mit Aufopferung vollbrachten, ersten Arbeit gegen Gefährdung durch Unkenntnis, wenn diese sich fachmännisch gebärdete, wirkungsvoll zu schützen. Dem Nachfahren vermitteln diese Beispiele einer ebenso eleganten wie vernichtenden Auseinandersetzung mit anmaßend-unbedachten Gegnern einen Hauch der wirklichen Überlegenheit, die PENCK besaß.

Noch über den in PENCKs Werken enthaltenen Forschungs- und Denk e r g e b n i s s e n steht die formende Nachwirkung seiner Forschungs- und Arbeitsweise. Sie mag besonders lebhaft bei denen sein, die ihn gekannt haben und seiner Persönlichkeit tiefer bewußt geworden sind. Aber sie teilt sich auch denjenigen mit, die seine Werke nachträglich studieren. Aus einer Zeit stammend, in der noch kompendienhaftes Zusammenstellen von Tatsachen auf geographischem Gebiet für Wissenschaft angesehen wurde, hat PENCK in seinen Feldforschungen von Anfang an, später auch auf den anderen Gebieten der Geographie, namentlich auch in der Länderkunde, nur solches Bemühen als wissenschaftlich gewertet und selbst betätigt, das der Verfolgung echter Probleme diene.

Probleme zu sehen und ihnen mit Hilfe von Beobachtung nachzugehen, das war sein Tun auf dem Gebiet der Wissenschaft während seines ganzen Lebens. Wofür aber dieses Beobachten besteht, das hat er nicht einmal in seiner Berliner Antrittsvorlesung mit dem Titel „Beobachtung als Grundlage der Geographie“ (1906) genauer umrissen. Es entsprach offenbar so sehr seiner Natur, daß er es nicht für erläuterungsbedürftig erachtete. Wenn man versucht, das Wesen dieses Beobachtens zu umreißen, so läßt sich vielleicht folgendes sagen: PENCK besaß in wohl ganz außergewöhnlichem Maße die Gabe, sich von der umgebenden Welt auf Grund seiner Wahrnehmungen dauernd ein weithin durchgezeichnetes, rational überlegtes, geistiges Bild zu machen. Indem er dieses mit neu hinzukommenden Wahrnehmungen ständig verglich, wurde er auf Unstimmigkeiten zwischen gewissen seiner Wahrnehmungen und seinem geistigen Bilde aufmerksam. Das waren die Probleme. Um sie zu lösen, mußte unter Berücksichtigung der Naturgesetze und der Logik ein solcher Umbau der geistigen Vorstellungen vorgenommen werden, daß hernach alle Wahrnehmungen gemeinsam widerspruchlos darin Platz fanden, möglichst auch solche,

die später noch neu auftauchten oder sogar erst mit Hilfe der verbesserten Allgemeinvorstellung aufzufinden waren.

PENCK sah einen wichtigen Schlüssel zu sehr vielen verzwickte erscheinenden Einzelfragen in der sorgfältigen Beachtung örtlicher Sondergegebenheiten, also in einer echt geographischen Blickrichtung. Er zeigte, wie oft die Sicherheit allgemeiner Erkenntnisse dadurch gesteigert wird, daß scheinbare Unstimmigkeiten als zwangsläufige Folgen örtlicher Sonderverhältnisse erklärbar werden, und wie fast kein geographisches Problem ohne die Berücksichtigung derartiger Besonderheiten wirklich aufgeklärt werden kann.

Das zu solcher Arbeitsweise nötige lebhaft betätigte der wissenschaftlichen Phantasie unter nüchterner Kontrolle durch naturwissenschaftliche Geisteshaltung und durch den sorgfältigen Vergleich mit den sachlichen Gegebenheiten, das war Beobachten in seinem Sinne, nicht etwa mechanisches Registrieren und Klassifizieren von Erscheinungen nach vorgefaßtem Gedankenschema.

Aus solcher Geisteshaltung erwachsen seine erstaunlichen Forschungserfolge, ebenso auch seine oft kühnen Hypothesen und Annahmen, die er aber fallen ließ, sobald entscheidende Gegenstände sichtbar wurden. Die Zahl der Irrtümer, die er auf wissenschaftlichem Felde begangen hat, ist, gemessen an den großen und echten Erkenntnissen, die er uns schenkte, recht klein, und es muß hinzugefügt werden, daß er nach gewonnener Einsicht von ihnen abrückte.

Am Fortgang seiner Forschungsarbeit ließ er seine Schüler, Verehrer und Freunde offen teilnehmen. Sie haben viel davon gewonnen, und gerade diese Art seines Schaffens hat seinen Einfluß als Lehrer des Forschens ebenso wie als Erzieher sehr groß gemacht. Die Schar derer, die sich ihm in solcher Weise verbunden und verpflichtet fühlen, dürfte auch gegenwärtig um die Zeit seines hundertsten Geburtstages noch sehr groß sein.

#### Ergänzende Schriften über A. PENCK und sein Werk:

- 1877-1928 Druckschriften von Albrecht PENCK, zusammengestellt zu seinem 70. Geburtstag. - Als Manuskript, Berlin 1928.
- A. PENCK: Sechzig Jahre Eiszeitforschung (Eine Art Selbstbiographie). - In „Die Erde“, Heft 1, S. 5-11. Berlin 1949.
- N. KREBS: Albrecht Penck, eine Skizze seines Wirkens (zum 70. Geburtstag). - Velhagen u. Klasing's Monatshefte, S. 181-184, 1928.
- W. BEHRMANN: Albrecht Penck. Zum 70. Geburtstag des hervorragenden Geographen. - Westermanns Monatshefte 1928, S. 201-204.
- W. BEHRMANN: Die Bedeutung Albrecht Pencks für die Kartographie. - Bibliographisches Institut, Leipzig 1938.
- N. KREBS: Nachruf auf Albrecht Penck. - Jahrb. d. Deutsch. Akad. d. Wiss. Berlin 1946-1949, S. 202-212. 1949.
- H. LOUIS: Albrecht Penck, der bahnbrechende Eiszeitforscher. - In „Forscher und Wissenschaftler im heutigen Europa“, S. 279-288. Oldenburg 1956.

Manusk. eingeg. 9. 11. 1957.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Herbert Louis, München 2, Luisenstraße 37, Geograph. Institut der Universität.

## Radiocarbon Dates for upper Eem and Würm-interstadial samples

By HL. DE VRIES, Physical Laboratory, University of Groningen, Netherlands

1 text-fig.

**Zusammenfassung:** Es wird eine Übersicht gegeben von  $C^{14}$ -Daten von Eem-interglazialen und Würm-interstadialen Proben von Loopstedt (Schleswig-Holstein), Amersfoort (Niederlande), Lebenstedt, Roggendorf, Karrestobel, Geesthacht, Upton Warren (England), Fladbury (England) und von einer Serie von Holzkohle-Proben aus den Lößgebieten. Sogar die jüngsten Eem-Proben zeigten keine signifikante Aktivität (Alter mehr als 53 000 Jahre). Die Daten stellen das Interstadial Würm II/III (fossiler Boden von Paudorf) auf rund 26 000 Jahre vor heute. Die Daten für das Interstadial I/II sind noch teilweise unzuverlässig, weil Verunreinigung mit rezentem Material (Wurzeln, Humus) für diese alten Proben relativ viel für die totale Aktivität beiträgt. Obwohl die Periode zwischen 33 000 und 42 000 Jahren (vor heute) ziemlich kalt war, ist es nicht unmöglich, daß es sich hier um das Interstadial WI/II handelt. Ein wärmeres Interstadial endete vor ungefähr 48 000 Jahren. Die Daten stimmen mit EMILIANIS Paläotemperaturkurve (und MILAN-KOVITCHS Zeitskala) überein.

**Summary:** Radiocarbon dates have been obtained for Eem-interglacial and Würm-interstadial sections from Loopstedt (Germany) and Amersfoort (Netherlands), for a few isolated peat samples from North-Western Europe and for charcoal samples from Austrian loess regions. Even the upper part of the Eemian proved to be too old to give a significant activity (age more than 53000 years).

According to the present results the interstadial Würm II/III (fossil soil of Paudorf) occurred at about 26000 years ago. Because of various contaminations of the samples (infiltrated humus, rootlets etc.) the results for the interstadial Würm I/II are somewhat controversial, but it is not impossible that it should be identified with the fairly cool period between 33 000 and 42 000 before present. A somewhat warmer interstadial ended about 48 000 years ago. The results fit well with EMILIANIS paleotemperature curve.

### 1 The measurements

The measurements described below were made in our large counter. The net count for recent carbon is 36.9 per minute. The present background is 2.4 per minute. It varies 0.05/min for a variation in barometer pressure of 1 cm Hg. For details see (1,2). In the calculations a half-life of  $C^{14}$  of 5570 years has been used. The error given is the standard deviation; it includes the error in the background as well as the error in the sample count. Since the background, corrected for barometer effect, was very constant, several background measurements could be averaged. This leads to a relatively small error in the background. The dates given represent the average result of at least two measurements, which, as a rule, are not reported separately.

Our measurements of old samples have demonstrated the importance of an appropriate pretreatment, developed to remove infiltrated organic material. All samples were boiled first with a one per cent solution of hydrochloric acid. After washing with distilled water they were heated at least one night at 90° C with one per cent sodium hydroxyde. The sample was washed then, one per cent hydrochloric acid added, heated again and washed up to a pH of 4 or more. The extracted humus was precipitated with hydrochloric acid, washed and dried.

Before considering the dates obtained, the individual samples will be discussed.

de Voorst, North Eastern Polder (former Zuidersee). This series of samples was collected from a well exposed section of the Eemian at de Voorst (3). Dates from 43000 to "infinite" were obtained from samples between the beginning of the climatic optimum of the Eem Interglacial and the end of the Riss Glacial. The samples have been

measured several times in a period of about one year and a half (4,5). In that period the background of the counter and its variation with barometric pressure has been reduced appreciably (1,2). Though the later measurements were more accurate, all results agreed. So the dates had to be accepted as far as the radiocarbon measurements were concerned, but the much older dates obtained for the samples presented below prove that the samples from de Voorst had been contaminated by young material. The nature of the contamination is unknown. Whatever the origin may be, the present samples are a priori more reliable since they come from layers covered by at least 2.5 meters of sand and other deposits, whereas the profile at de Voorst hardly had any protecting layers at all.

Loopstedt, North-Western Germany, close to the town of Schleswig. The profile at Loopstedt is well known. The present samples came from the southern side of the lake; they were submitted by Professor SCHWABEDISSEN (Köln). New pollen-diagrams have been prepared by Dr. KOLUMBE (6). They were put at our disposal already before publication.

The dates obtained were:

sample <i>d</i>	depth about 4.5 metres	GRO 1254	age	> 53000
sample <i>e</i>	depth 3.65 m	GRO 1242	age	39800 ± 1000
sample <i>f</i>	depth 3.00 m	GRO 1234	age	37630 ± 1000
sample <i>g</i>	depth 2.40 m	GRO 1270	age	37050 ± 500
sample <i>g</i> <sup>a</sup>		GRO 1290	age	35400 ± 400
sample <i>G</i>		GRO 1329	age	45300 ± 2000
sample <i>G</i> <sup>a</sup>		GRO 1337	age	45300 ± 2000

All samples have been measured at least twice, but only the average value has been given since the results agreed within the limits of error. Sample *d* represents the top of the Eemian, samples *e-g* are assigned to the interstadial Würm I/II. The peat layers *e-g* were embedded in sand; the deposits on top of *g* were also sand. Sample *g*<sup>a</sup> is identical with *g*, but it has not been treated with alkali; consequently it could contain infiltrated (younger) humus. The difference measured, though it is not very large, may be ascribed to this effect. We supposed the result for *g* to be reliable, but on a visit to Loopstedt, together with Dr. ANDERSEN (Kopenhagen), Dr. KOLUMBE (Hamburg) and Prof. WATERBOLK (Groningen), it was observed that the layers *e-g* certainly contained recent roots which were not removed by the chemical treatment. Therefore new samples were collected, from which the roots were removed by a special mechanical method. Part of the roots were collected, and this amount was already large enough to account for at least one half of the activity of sample *g*. After this mechanical treatment the sample was given the normal chemical treatment; the material left was dated (sample *G*). Part of the extracted humus (the less mobile fraction) was also dated (sample *G*<sup>a</sup>). For the present purpose we need only consider sample *G*; the date obtained demonstrates well enough that the actual age of the interstadial is much higher than 40000.

Recently the author has collected charcoal from a sand lens in the upper peat layer (*g*). It was carefully examined under the microscope; none of the pieces contained rootlets. According to Dr. W. VAN ZEIST (private discussion) the vessels of coniferous wood are generally too small even for the finest root hairs. No charcoal from broad-leaved trees was present.

Loopstedt *g*, charcoal Gro 1365 age 50000 ± 2000  
 Wierden and Eefde, province of Overijssel and Gelderland, Netherlands. From open pits, well below ground water level, Prof. FLORSCHÜTZ collected well preserved wood. By the species found (for Wierden see 3) the climate could be identified as pleniglacial.

Wierden	Gro 1359	age	38100 ± 500
Eefde	Gro 1367	age	33070 ± 300

Together with these samples the date for another pleniglacial sample (Breda, Gro 936, age  $32000 \pm 900$ ) should be mentioned. For details see (5).

Amersfoort (Netherlands). As might be well known, the vicinity of Amersfoort (the Eem-valley) has provided the type locality of the Eemian Interglacial Stage (North American Sangamon). Though during the last 50 years many bailer borings had been made here, which did reach the Eemian deposits, no reliable well sampled borings from this locality were available. Guided by the data previously obtained, Dr. ZAGWIJN (Netherlands Geological Survey) executed a number of new borings, which were sampled as detailed as possible by a special coring apparatus. Furthermore samples were obtained from an excavation at Amersfoort, some eight meters deep, dug in purpose for the construction of a tunnel below a railroad crossing. The full discussion of the results obtained at this section and the borings will be published in due course; the various investigations are still carried on at this moment.

The geological and pollenanalytical data obtained by ZAGWIJN can shortly be summarised as follows. Between the Eem Interglacial and what is interpreted as Würm I in fig. 1, there is at least one „interstadial“ which may, perhaps, be correlated with the hump at 80000 years in fig. 1 (EMILIANI's time scale). It is of interest to note that BRANDTNER (7) finds two interstadials between Würm I and Eem. Whatever the correlation may be, the age of these interstadials is more than 53000 years (Amersfoort XII and XIV).

Amersfoort XII (wood)	GRO 1248	
	GRO 1252	
	GRO 1257	> 53000
	GRO 1268	
Amersfoort XIV (wood)	GRO 1280	> 53000
	GRO 1285	
Amersfoort XI (peat)	GRO 1259	age $34730 \pm 700$
	GRO 1276	age $34730 \pm 500$
Amersfoort XI extracted humus	GRO 1106	age $20470 \pm 230$

Sample XII came from the first interstadial (?) above the Eem.

Sample XIV was younger than sample XII. Four peat samples from the same period above the Eem also gave ages more than 53000.

The only „recent“ sample obtained up to now in Amersfoort was Amersfoort XI, originating from the pit, from a highly krypturbate loamy peat layer; the pollenspectrum pointed to a very cold climate (Pleniglacial). Though the sample was covered by about four meters of sand, infiltration of young humus was suspected. Therefore humus was carefully extracted. The date of sample XI refers to the remaining material. The humus is appreciably more active than the rest of the sample. This means that part of the humus has infiltrated, probably from the Alleröd layer which was well developed about 70 cm under the present surface. Since the NaOH-treatment was very rigorous, the result obtained for sample XI is probably reliable.

Farmsum, 40 km North East of Groningen, Netherlands. The peat layer was separated by about one meter of sand from 7000 years old peat, which was covered with clay.

Farmsum II a (upper side of peat)	GRO 1278	age $33300 \pm 400$
Farmsum II	GRO 1279	age $37900 \pm 1000$
Humus from II	GRO 1133	age $29980 \pm 500$
Farmsum I a (lower side of peat)	GRO 569	age $35860 \pm 1000$
Farmsum I	GRO 1324	age $43700 \pm 700$

The samples marked with a had been given only an HCl treatment; they are appreciably younger by infiltration of young humus. The extracted material also contains humus of



the sample itself but the low age of the humus fraction indicates that more or less selectively, infiltrated, more mobile, material has been extracted. Because of the large amount of infiltrated material it is not possible to claim that it has been removed completely. So the peat may still be older than 43700 years. The pollendiagram does not exclude that the sample is late Eem, but it may also be correlated with Loopsted *e-g.* Because of these uncertainties this peat layer will not be considered in the discussion (2). The samples were collected by W. ZAGWIJN (Geological Survey, Haarlem) who also made the pollen-diagrams.

Geesthacht, near Hamburg (Germany). During excavations in 1955 a good profile was obtained from which several samples were taken by Dr. SCHÜTRUMPF. The samples from what was probably Eem were not studied since they would be too old. At depths of about 5 and 6 meters respectively, huminous layers were found which were preliminary ascribed to Alleröd and Bölling. In our laboratory we found some charcoal in the upper sample which is typical for the end of the Alleröd in the Netherlands; the radio carbon date also confirms this assignment (sample II), though the age is somewhat too low. This may be the correct date but the date may also have been affected by a small infiltration of recent humus since the humus content was very low. Sample III turned out to be much older than Bölling; it is synchronous with the fossil soil of Paudorf (see discussion). Because of the stratigraphy, and because of the fairly young age of the sample, the date of III can hardly be affected by infiltration of recent material.

Geesthacht II, coarse sand, containing about

1 per cent of humus

Gro 1507 10150 ± 80

Geesthacht III, loamy sand with humus

Gro 1515 26600 ± 300

The sand between II and III contained a layer of stones („Windschliff“). In a discussion Dr. DÜCKER (Kiel) pointed out that this is typical for Würm III at the present site; this agrees very well with the dates obtained.

Upton Warren and Fladbury (near Birmingham, England). These samples were submitted by Prof. SHOTTON of Birmingham. They consisted of organic material in a layer of loamy sand in a gravel pit; the organic material was separated from the sand by passing the sample over a sieve which transmitted the sand. Both samples are regarded on geological grounds as of similar age, both being associated with the retreat of the „Irish Sea Glacier“, which is itself fixed by the terrace chronology as the first glaciation following the Eem interglacial. The Upton Warren sample dates from a period shortly after the maximum of the ice leading towards the interstadial which is generally correlated with Würm I/II.

Upton Warren *a*

GRO 595 age 41500 ± 1200

Upton Warren

GRO 1245 age 41900 ± 800

Extracted humus

GRO 1063 age > 40000

Fladbury

GRO 1269 age 38000 ± 700

Sample Upton Warren *a* was dated with acid pretreatment only; since the date obtained is essentially the same as after complete pretreatment and since the extracted humus was also old, infiltration of recent humus is improbable.

Chelford (England). Though the correlation was not unambiguous, it was supposed that this sample was correlated to Loopstedt *e-g.*; the evidence was obtained from pollenanalysis. The sample was collected by Dr. R. WEST (Cambridge) who also made the pollenanalysis; it was submitted by Prof. WATERBOLK (Groningen). The sample consisted of well preserved wood.

The result was

GRO 1292 age > 53000

Lebenstedt (near Braunschweig, Niedersachsen, Germany), collected by Dr. TODE, submitted by Prof. SCHWABEDISSEN, Köln. The sample consisted of gytja and humus.

The sample preceded a very cold period which is probably Würm I. For further details see discussion and (8).

Lebenstedt GRO 1219 age  $48300 \pm 2000$

Senftenberg (Austria). Sample of charcoal, submitted by Dr. BRANDTNER (Vienna.) It was found under a fossil soil identified by BRANDTNER as the interstadial Würm I/II (Göttweig fossil soil).

Senftenberg GRO 1217 age  $48300 \pm 2000$

Roggen Dorf (Austria). Collected and submitted by BRANDTNER (Vienna), from a peat layer which was supposed to represent the interstadial Würm I/II (see 9). On top of the layer considered here (thickness about 1 meter) secondary material was found, even tertiary pollen. Infiltration of recent material, including roots, was nearly impossible.

upper side of peat GRO 1301 age  $7760 \pm 120$

lower side GRO 1198 age  $11400 \pm 90$

Obviously the peat is of holocene and late-glacial age; according to Prof. WATERBOLK, Groningen, (private discussion) the pollendiagram could fit with the present dates. A more detailed discussion will be given by BRANDTNER.

Pollau (Moravia, Tschechoslovakia). Charcoal from Gravettian settlement, just above the „Paudorf“ fossil soil. Sample *a* was submitted by Prof. SCHWABEDISSEN (Köln) and collected by Dr. KLIMA. Sample *b* was submitted by Dr. BRANDTNER (Vienna). Since KLIMA (10) had shown that in this region sometimes fossil fuel had been used even at that time, BRANDTNER suggested to use a sample (*b*) consisting of carefully selected charcoal. Since Pollau *a* (which was dated first) is older than both Pollau *b* and Unterwisternitz (see below) it is not improbable that sample *a* has contained some fossil carbon.

Pollau *a* GRO 1272 age  $26400 \pm 230$

Pollau *b* GRO 1325 age  $24800 \pm 150$

Unterwisternitz (Moravia, Tschechoslovakia). Charcoal from Gravettian settlement in upper half of the „Paudorf“ fossil soil. Submitted by Prof. SCHWABEDISSEN from older excavations by ABSOLON.

Unterwisternitz GRO 1286 age  $25600 \pm 170$

Aggsbach (Austria). Charcoal from Gravettian settlement („Eastern Gravettian“), collected by BRANDTNER in 1957.

Aggsbach *a* GRO 1327 age  $22450 \pm 100$

Aggsbach *b* GRO 1354 age  $25540 \pm 170$

The date expected by BRANDTNER was about 30 000 years, i. e. equal to Willendorf (see below). Since sample *a*, which had been given the normal pretreatment, came out much younger than anticipated, another part of the sample was given an extra treatment by which also roots would be removed completely. Sample *b* is still „too young“. Moreover it is hard to believe that the difference between *a* and *b* is due to the removal of rootlets, since hardly any rootlets were seen in the sample, nor at the site of the excavation, whereas sample *a* should have contained 2 per cent (by weight) of roots in order to explain the difference. The difference may also be due to an inhomogeneity of the sample.

Willendorf (Austria). Charcoal from Aurignacian settlement. By a mistake in the museum, sample 7 was originally assigned to the same site as the sample from layer 4. Recently it was found that 7 came from another site (Willendorf I instead of Willendorf II). It corresponds to about culture layer 7 in the site II. According to BRANDTNER (private communication) sample 4 should be assigned to a stadial, whereas sample 7 is somewhat younger. Willendorf 4 was submitted by Prof. SCHWABEDISSEN and collected by

Felgenhauer in 1954. Willendorf 7 was submitted by BRANDTNER from an older excavation by OBERMAIER and BAYER; it was carefully checked that it did not contain fossil coal.

Willendorf 4	GRO 1273	age 31840 ± 250
Willendorf 7	GRO 1287	age 30310 ± 250

Istallóskő-cave (Hungaria, Bükk mountains). Charcoal from typical Aurignacian settlement. (Details can be found in 11 u. 12). The charcoal contained some recent wood splinters and seeds. Therefore only good pieces of charred wood were selected; the sample obtained in this way did not contain enough carbon even for the medium size counter. It was only given an acid pretreatment since infiltration of humus was improbable; alkali treatment would have removed an important part of the small sample. The sample was collected by Dr. VÉRTES and submitted by Prof. SCHWABEDISSEN.

Istallóskő-cave	GRO 1501	age 30670 ± 500
-----------------	----------	-----------------

So it is hardly older than the Aurignacien from Willendorf. It is assigned to the interstadial Würm I/II.

Karrestobel b. Baidt (Kreis Ravensburg, Württemberg, Germany). The sample came from a peat layer in the Würm moraine (see 13). Further studies are required to come to a more detailed assignment; the date obtained suggests that the present sample comes from the interstadial Würm II/III. At the same locality about six peat layers occur. The sample was submitted by Dr. H. GROSS, Bamberg.

Karrestobel	GRO 1277	age 28840 ± 300
-------------	----------	-----------------

## 2 Discussion

The series of samples between about 25000 and 31000 years is very consistent, probably since recent contamination has not yet such a large effect as for samples which are more than 40000 years old. The dates for Pollau and Unterwisternitz fix the end of the formation of the fossil soil of "Paudorf" at about 25000. None of the samples marks the beginning of this period (Würm II/III) unless Karrestobel (29000) could be taken for this. Willendorf was already older than the beginning of the Paudorf soil. Considering EMILIANI's paleotemperature curve (14) there is no doubt that this interstadial corresponds to the short and low maximum at 28 000 in fig. 1. Since mixing processes at the bottom of the ocean tend to flatten out short peaks, the actual duration of the formation of the Paudorf soil was probably much shorter. The thickness of the soil also points to a fairly short interstadial.

The older dates offer more problems. The dates for Breda, Eefde, Amersfoort XI and Wierden suggest that it has been cold from the Paudorf interstadial up to at least 38000 years ago, whereas the results for Fladbury and Upton Warren, with their cold fauna, allow to extend the cold period up to at least 42000 years ago. The cold climate is not compatible with the pollendiagram for Farmsum; this supports the conclusion already arrived at that the dates for Farmsum are not reliable. Moreover a new pollen-diagram from the same pit gave more conclusive evidence that the original assignment to late Eem was correct. Though the period between 33 000 and 42 000 was cold in North Western Europe, it was probably not as cold as, say, during the period between 24 000 and 12 000; from this period no organic material at all was recovered up to now in North Western Europe. Since Willendorf and Istalloskő-cave (about 30 000) are probably not much younger than the so called Göttsweig interstadial, this interstadial could well be correlated with the period between 33 000 and 42 000. According to Dr. BRANDTNER (private discussion) the Göttsweig interstadial was fairly cool and so it is not impossible that it is synchronous with the colder period further north.

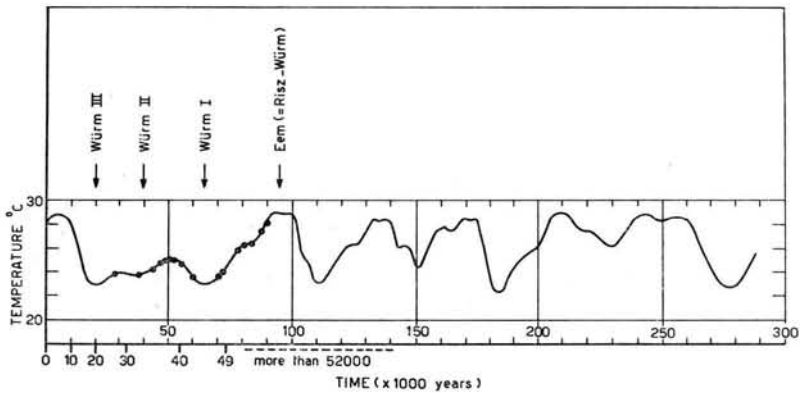


Fig. 1. Paleotemperature curve (from EMILIANI, 14). Upper time scale from EMILIANI. Lower time scale, up to 50 000 years according to  $C^{14}$  dates. The group of samples around 40 000 was not reliable, however (see text), and EMILIANI's scale may be correct. Not all samples around 26 000 have been inserted (by points).

The next dates to be considered are Senftenberg, Lebenstedt and Loopstedt G (charcoal). Loopstedt was correlated by its pollendiagram to the new diagram of Brörup (ANDERSEN, 15). A short report on the Brörup dates is in preparation (16); for the present discussion it is sufficient to state that all dates obtained were "more than 53 000". This does not exclude that Loopstedt G may be around 50 000 since the upper interstadial in Loopstedt is somewhat more complete than in Brörup. New borings by Dr. ANDERSEN gave a more complete sequence. Preliminary measurements of the end of this interstadial gave 48 000 years, in agreement with the Loopstedt date. According to the references given Lebenstedt marks the beginning of a cold period; its date puts it nicely at the end of the Brörup interstadial.

It is obvious that Senftenberg (48 000 years) does not fit at all since it was supposed to date the end of a stadial (W I). The charcoal was deposited in the loess before the Göttsweig-weathering occurred (comment by Dr. BRANDTNER). Its age (48 000) puts it at the end of an interstadial; obviously this discrepancy cannot be removed by constructing another set of stadials and interstadials and a new measurement will be performed if new material comes available (see note p. 17).

If the Göttsweig is correlated with the Brörup interstadial instead of the colder period between 33 000 and 42 000, some difficulties arise about the "vacuum" created then between the end of this interstadial and the age of the layers just on top of the Göttsweig soil (Willendorf, 30 000), even if geological evidence in support of the assignment suggested above is neglected. This assignment, however, also needs reconsideration of various views. It implies that W I occurred between 48 000 and about 42 000. ANDERSEN (l. c.) has put this stadial before the Brörup interstadial. (See also fig. 1). W II would now be around 30 000 (if this nomenclature is still accepted at all).

The climatic history, now arrived at, fits with EMILIANI's paleotemperature curve (fig. 1). It presents the same, qualitative, course of the temperature and, moreover, the timescale agrees with the conclusions drawn in the present discussion.

It is obvious that the first requirement for further work is to collect reliable samples, if possible from continuous, well exposed profiles. The present report demonstrates clearly the importance of infiltration of recent material, and this will become even worse for samples older than Würm I. Recently our apparatus was improved so far that samples up to 70 000 years can be dated; these samples should contain at least 500 gram of carbon, however.

**Acknowledgements.** I am greatly indebted to all submitters of samples, who also contributed to the comments. They will give more complete discussions in due course. Very stimulating has been the nearly daily contact with Dr. ZAGWIJN (Haarlem) and Prof. WATERBOLK (Groningen).

References:

1. Hl. DE VRIES: Nucl. Phys. 1, 477, 1956.
2. Hl. DE VRIES: Nucl. Phys. 3, 65, 1957.
3. I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ: Verh. Kon. Ak. Wet. afd. Natuurkunde 1e reeks XX, 18, 1953.
4. G. W. BARENDSEN: Thesis Groningen 1955.
5. Hl. DE VRIES et al.: Science 127, 129, 1958.
6. E. KOLUMBE: Eiszeitalter u. G. 6, 39, 1955.
7. F. BRANDTNER: in preparation.
8. A. TODE: Eiszeitalter u. G. 3, 144, 1953.
9. F. BRANDTNER: Arch. Austriaca 2, 5, 1949.
10. B. KLIMA: Antiquity 30, 98, 1956.
11. L. VÉRTES: Acta Arch. Scient. Hung. 5, 111, 1955; Quartär 8, 1957.
12. H. SCHWABEDISSEN: Germania 34, 18, 1956.
13. A. PENCK & E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter 2, 422, 1909.
14. C. EMILIANI: J. Geol. 63, 538, 1955.
15. S. T. ANDERSEN: Eiszeitalter u. G. 8, 181, 1957.
16. H. TAUBER & Hl. DE VRIES: Eiszeit u. Geg. 9, 1958.

Manusk. eingeg. 3. 10. 1957.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Hl. de Vries, Naturkundig Laboratorium der Rijks-Universiteit te Groningen (Niederlande), Westersingel 34.

**Note added in proof.** Recently the author saw some of the charcoal from Senftenberg still embedded in the loess (brown earth). The soil contained a large amount of recent rootlets. This means that the discrepancy between Senftenberg and the other samples mentioned above is probably due to recent contamination. A fraction of 0.2 per cent recent material is sufficient to produce the activity found. Then the actual age of the sample would be much higher. This also implies that the Göttweig soil would have to be correlated with the Brörup interstadial, but more conclusive samples will be dated in the near future.

## Fluorteste quartärer Knochen in ihrer Bedeutung für die absolute Chronologie des Pleistozäns <sup>1)</sup>

VON KONRAD RICHTER, Amt für Bodenforschung, Hannover

Mit 5 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Zwischen den Angaben der C<sub>14</sub>-Datierungen und den Altersbestimmungen nach den Blei- und Helium-Methoden klafft in der Erdgeschichte eine Lücke, die durch andere geophysikalische und geochemische Methoden bisher nicht befriedigend geschlossen wird. Aufbauend auf relativen Datierungsversuchen im Quartär Westdeutschlands mit Hilfe der Fluormethode, wird in Kombination mit Ergebnissen der erstgenannten Methoden eine Kurve entwickelt, die eine absolute Datierung der Interglazialzeiten (pleistozänen Warmzeiten) gestattet. Vorbehaltlich in Aussicht gestellter Korrekturen würde aufgrund dieser Kurve das Alter des Eem-Interglazials auf 60 000 Jahre und älter, das des Holstein-Interglazials auf ca. 240 000 Jahre, das der Cromer-Warmzeit auf ca. 640 000 Jahre und das der Tegelen-Warmzeit auf 1 500 000 ± 300 000 Jahre anzusetzen sein.

**Summary.** Between the results of the C-14 datings and the age determinations according to the lead and helium methods, there remains open a gap in earth history which so far has not been satisfactorily closed by other geophysical and geochemical methods. Building on the attempts at relative dating in the Quaternary of western Germany with the help of the fluorine method, in combination with the results of the above-mentioned methods, there is developed a curve which permits an absolute dating of the interglacial intervals (Pleistocene warm intervals). Subject to corrections that might be expected, the age of the Eem interglacial on the basis of this curve is to be placed at 60 000 years and older, the Holstein interglacial at about 240 000 years, the Cromer warm interval at about 640 000 years, and the Tegelen warm interval at 1 500 000 ± 300 000 years.

Die absolute Chronologie des Pleistozäns ist eines der großen noch immer nicht befriedigend gelösten Probleme der Quartärforschung. Lange Zeit wurde die Strahlenkurve von MILANKOWITZ als exakte Grundlage für eine Chronologie des Eiszeitalters angesehen. Im letzten Jahrzehnt sind die Bedenken dagegen immer stärker geworden, und selbst eine durch WOERKOM (1953) verbesserte Berechnung wird z. B. von SCHWARZBACH (1954) als Hilfsmittel für eine geologische Zeitskala abgelehnt. WOLDSTEDT (1954) ebenso wie R. F. FLINT (1957) und J. K. CHARLESWORTH (1957) verhalten sich in ihren großen zusammenfassenden Darstellungen bezüglich der Methoden zur absoluten Chronologie des Pleistozäns äußerst vorsichtig. FLINT schließt seine Darstellung 1957 mit dem Satz: „All we can say with confidence is that the last major glaciation has occurred within the last 30.000 yr, and perhaps much more.“

Relativ am zuverlässigsten scheinen Daten der C<sup>14</sup>-Berechnung, die selbst mit der verbesserten Methode von DE VRIES nur Werte bis etwas mehr als 50 000 Jahre zu erfassen vermag. Zwischen diesem exakt scheinenden Maximalwert und der von HOLMES (1947) dargestellten und auch von ZEUNER (1952) angeführten Zeitskala nach der Blei-Helium-Methode klafft noch eine große Lücke, die von anderen geophysikalischen beziehungsweise geochemischen Methoden bisher nicht überzeugend geschlossen werden konnte. Nach der Zeitskala von HOLMES wird das Quartär vielfach auf 1 Million Jahre angenommen. Einigermaßen zuverlässige Werte liegen aber erst an der Tertiär-Kreide-Wende mit 58 Millionen Jahren vor. Die Abschnitte des Tertiärs werden von HOLMES durch sedimentologische Berechnungen überbrückt, wobei die Miozän-Pliozängrenze recht wahrscheinlich mit 12 Mill. Jahren angesetzt wird, so daß praktisch zwischen ca. 12 Mill. Jahren und 45—46 000 Jahren mehr oder weniger eine Lücke klafft. Hans E. SUESS hat 1956 in Science einen Versuch dargestellt, aus Tiefseebohrkernen durch Kombination von

<sup>1)</sup> Erweitertes Manuskript eines auf dem V. INQUA-Kongreß am 14. 9. 1957 in Barcelona gehaltenen Vortrages.

$O^{18}$ -Messungen an Foraminiferen und  $C^{14}$ -Daten wenigstens die Dauer der letzten Eiszeit und des letzten Interglazials zu interpolieren. Dabei wird angenommen, daß die Sedimentationsrate älterer Zeitabschnitte entsprechend den durch  $C^{14}$  datierbaren sei. Danach würde das letzte Interglazial sein Maximum bei rund 90 000 Jahren und sein Ende bei rund 60 000 Jahren gehabt haben. Gewissermaßen ein Interstadial scheint sich bei rund 45 000 Jahren anzudeuten und könnte möglicherweise in Europa mit dem frühweichselzeitlichen Mammutjägerfundplatz von Lebenstedt (TODE 1954) identifiziert werden. Die Ablagerungen dieses Fundplatzes wurden von DE VRIES mit  $C^{14}$  etwa auf diese Zeit bestimmt.

Anlässlich der vorletzten INQUA-Tagung 1953 in Rom berichtete VAN DER VLIERK über seine gemeinsam mit E. NIGGLI und C. J. OVERWEEL nach einer bequemen röntgenographischen Fluor-Datierungs-Methode durchgeführten relativen Chronologie des niederländischen Pleistozäns, die auf den erfolgreichen Arbeiten von OAKLEY (1953 u. a.) aufbaut. Gleichartige Untersuchungen wurden von Franz-Jörg ECKHARDT und Konrad RICHTER im Quartär Westdeutschlands durchgeführt (1956) und erbrachten für Nordwestdeutschland eine Testkurve zur relativen Datierung quartärer Knochen.

Inzwischen haben die letztgenannten Verfasser aus dem Bereich der Bundesrepublik Deutschland, und zwar besonders aus Norddeutschland, insgesamt mehr als 200 Objekte getestet. Die Ergebnisse zeigen, daß vielerlei zu berücksichtigen ist, um zu einer richtigen Ausdeutung zu kommen. Als Beispiel sei die Untersuchung eines neandertaloiden Stirnbeins aus anscheinend pleistozänen Flußkiesen der Weser genannt. Der Fund wurde 1930 durch H. v. BUTTEL-REEPEN als *Homo visurgensis* beschrieben und dem Verfasser 1956 im Neandertal-Jubiläumsjahr von Museumsdirektor Dr. HARTUNG zwecks Fluortestung zur Verfügung gestellt. Bei Zuordnung des Fluortestergebnisses von ECKHARDT zur norddeutschen Normaltestkurve würde der Schädel ins Holozän zu rechnen sein, was nach seinem anthropologischen Habitus recht unwahrscheinlich wäre.

Der Verfasser bemühte sich deshalb, aus Flußkiesen der Weser möglichst viel Knochenfunde zusammenzubringen und zu untersuchen. Diese Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen. Es zeigt sich aber schon, daß die Knochen aus den Weserablagerungen in der näheren und etwas weiteren Umgebung des Stirnbeinfundes, also zwischen den Städten Minden und Nienburg, alle eine geringere Fluorierung ergeben, als der paläontologische Befund, z. B. bei Mammutknochen, hätte erwarten lassen. Das Grundwasser fließt hier in Schottern, die nur sehr wenig nordisch-skandinavisches Gesteinsmaterial enthalten. Eine Testkurve würde anscheinend einen mittleren Verlauf zwischen einer solchen aus überwiegend nordischen Schutt enthaltenden Ablagerung und einer solchen ohne nordischen Gesteinsschutt haben. Der Konstruktionsversuch einer solchen Kurve würde das neandertaloide Weserstirnbein wenigstens ins Spätglazial rücken. Zu diesem Zeitpunkt der Untersuchung hatte der Verfasser eine Besprechung mit Dr. Gisela ASMUS, die das Weserstirnbein anthropologisch nachuntersuchte.

Der Verfasser legte das Kurvenergebnis verdeckt auf den Tisch und fragte sie nach ihrer anthropologischen Altersdeutung. Während der eigentliche Neandertaler ins letzte Interglazial beziehungsweise bis in den ersten Teil der Würmeiszeit zu stellen ist, sprach sie sich mehr für Beziehungen zu den Funden von Oberkassel aus und somit für ein jüngeres Alter, wie es auch für andere entsprechende Formen angenommen wird. Erst danach zeigte der Verfasser Dr. ASMUS das verdeckt auf dem Tisch liegende Ergebnis, das mit ihrer Altersdatierung ausgezeichnet übereinstimmt.

Bei regional sehr unterschiedlicher, Sonderfaktoren berücksichtigender Bewertung der Fluorteste scheint also die Methode zur relativen Altersbestimmung sehr brauchbar zu sein.

Wie große Vorsicht notwendig ist, zeigten Fluorteste aus dem unteren Wesertal nördl. Bremen, wo die Fluorierung wesentlich stärker oder andersartig zu sein scheint als selbst im Bereich der sonstigen norddeutschen Landschaft mit überwiegend nordischem Glazial-

schutt. Wir befinden uns nördlich Bremen im Bereich der Gezeiteneinwirkung mit salzreicheren Nordseewässern, die also höheren C1-Gehalt haben. Bei Untersuchung des Fluorgehaltes von Wässern im nordwestdeutschen Raum stellte Alfons KAESS (1956) fest, daß die höchsten Fluorgehalte in den C1-reichsten Wässern auftreten, ohne daß daraus bisher eine absolute Gesetzmäßigkeit abzuleiten wäre. Immerhin könnte auf diese Weise nicht nur der Befund bei Bremen, sondern vielleicht auch die Tatsache erklärt werden, daß in den Niederlanden der Endwert der Fluorierung nach NIGGLI & VAN DER VLERK schon im Altpleistozän, nach unseren bisherigen Untersuchungen in Nordwestdeutschland aber erst im Tertiär praktisch erreicht zu sein scheint. Kürzlich haben GOTTHARDI & TONGIORGI (1957) sehr erfolgreich der röntgenographischen Bestimmung von Chlorapatit besondere Untersuchungen gewidmet, die in diesem Zusammenhang von Bedeutung sein dürften.

Unsere bisherigen norddeutschen Ergebnisse würden eine chronologische Brauchbarkeit der Fluormethode bis mindestens ins Miozän hinein zulassen, solche von ENNOUCHI (1957) bis zur oberen Kreide und ältere, sehr mit Vorsicht zu verwendende Angaben von CARNOT (1893) sogar bis zum Silur. Damit liegt der Versuch nahe, eine Kombination der Ergebnisse geophysikalischer Datierungsmethoden mit der Fluormethode zu versuchen.

Nach den Angaben von CARNOT beträgt der mittlere Fluorgehalt von Knochen im Verhältnis zu Fluorapatit = 1 in den verschiedenen geologischen Perioden:

Gegenwart		0,058	0,058
Quartär		0,36	0,360
Tertiär	Pliozän	0,58	
	Miozän	0,61	0,620
	Oligozän	0,59	
	Eozän	0,70	
Mesozoikum	Kreide	0,92	
	Jura	0,91	0,907
	Trias	0,89	
	Perm-Karbon	1,06	
Paläozoikum	Devon	0,98	0,993
	Silur	0,94	

GOTTHARDI & TONGIORGI (1957) haben erst kürzlich darauf hingewiesen, daß in den Ergebnissen von CARNOT Material zusammengefaßt ist, das sehr heterogenen Fluorierungsbedingungen unterlag. So ist erklärlich, daß in seinen mesozoischen Werten z. B. die Fluorierung in der Trias geringer ist als in der Kreide. Selbst die Mittelwerte der größeren Zusammenfassungen zu Gegenwart — Quartär — Tertiär — Mesozoikum — Paläozoikum müssen daher mit Vorsicht betrachtet werden.

Trotzdem hat Verfasser versucht, diese Werte mit der absoluten Zeitskala der Bleibzw. Helium-Methode nach HOLMES (1947) in Beziehung zu setzen. Das Ergebnis zeigt in Abb. 1 das Bild einer Exponentialkurve. Die Fluorierung geht zunächst sehr schnell, um dann immer langsamer zu werden, so daß die Kurve immer steiler wird. Eine große Genauigkeit ist dieser Kurve in Anbetracht der mangelhaften Unterlagen nicht zuzusprechen.

Aus Marokko hat ENNOUCHI (1957) kürzlich eine Reihe von Fluorapatitbestimmungen veröffentlicht, die den Zeitraum vom Neolithikum bis zum Maastricht einschließen:

Maastricht:	Zähne	von	<i>Eodiaphyodus granulatus</i>	. . . . .	3,30	
Eozän:	Zähne	von	<i>Lamna obliqua</i>	. . . . .	3,25	
Miozän:	Zahn	von	<i>Carcharodon megalodon</i>	. . . . .	2,74	
Pliozän:	Zahn	von	<i>Balaena sp.</i>	. . . . .	2,64	
Unteres Pleistozän (Villafranchien):						
	Stoßzahn	von	<i>Mastodon</i>	. . . . .	2,61	Mittel 2,33
	Molar	von	<i>Elephas africanavus</i>	. . . . .	2,04	
Mittleres Pleistozän:						
	Metacarpus	von	<i>Bos primigenius</i>	. . . . .	0,95	
	Mandibel	von	<i>Rhinoceros simus</i>	. . . . .	1,20	Mittel 1,4
	Molar	von	<i>Elephas atlanticus</i>	. . . . .	1,56	
	Radius	von	<i>Equus mauritanicus</i>	. . . . .	1,80	



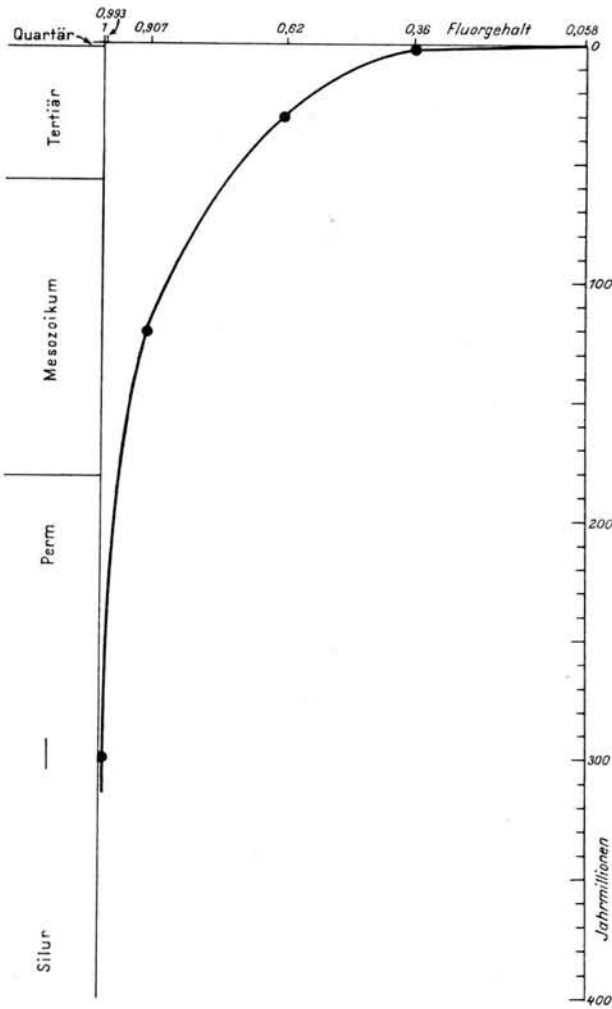


Abb. 1. Zunahme des Fluorgehaltes fossiler Knochen im Verhältnis zu Fluorapatit = 1, in Beziehung gesetzt zur absoluten Chronologie mit Hilfe von C<sup>14</sup> und Blei-Heliumdatierungen. Fluorwerte nach CARNOT. C<sup>14</sup>-Daten nach de VRIES, Blei-Helium-Daten nach HOLMES.

Oberes Pleistozän:

Metacarpus von *Alcelaphus bubalis* . . . . . 0,44

Neolithikum:

menschliches Cranium von Mehta . . . . . 0,12 bis 0,165 Mittel 0,15

*Camelus dromedarius* . . . . . 0,19 bis 0,35

Molar von *Elephas africanus* . . . . . 0,044

Aus diesen Daten wurden die Fluorapatitwerte mit den Zahlen der absoluten Zeitskala von HOLMES und C<sup>14</sup>-Daten in Beziehung gesetzt (siehe Abb. 2). Die Verbindungslinie der Werte ergibt eine Kurve, die im Prinzip ähnlich ist wie die von Abb. 1 nach den Werten von CARNOT. Einige Schönheitsfehler der Kurve dürften darauf zurückzuführen sein, daß 1. offenbar die Zahl der untersuchten Objekte nur sehr klein ist, 2. sowohl Zähne wie Knochen verwandt sind, und 3. die Punktlage innerhalb eines geologischen Zeitabschnittes nicht genügend sicher angesetzt werden konnte. Der Fluorierungsvorgang geht

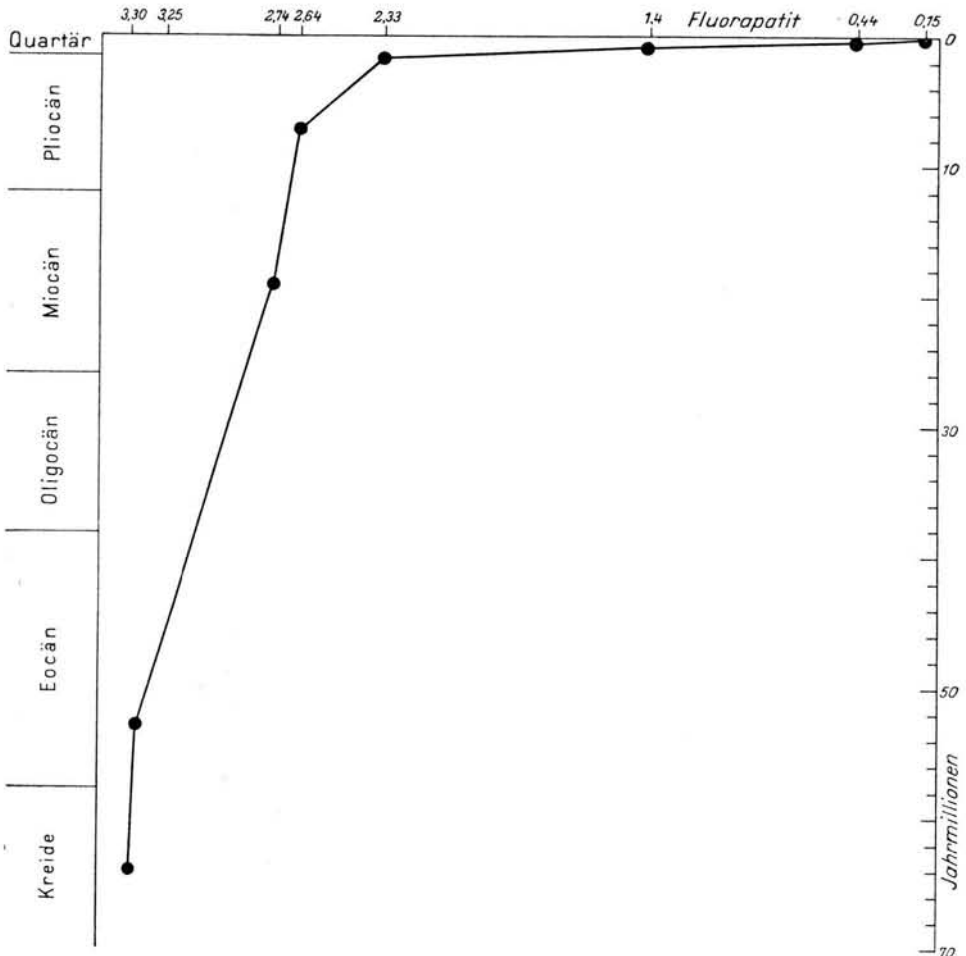


Abb. 2. Zunahme des Fluorgehaltes marokkanischer Knochen nach Fluorwerten von ENNOUCHI, in Beziehung gesetzt zur absoluten Chronologie mit Hilfe von  $C^{14}$  und Blei-Helium-Datierungen.

nach K. RICHTER & F. ECKHARDT (1956) offenbar verschieden schnell vor sich, so daß für Knochen und Zähne am zweckmäßigsten getrennte Zeitkurven aufzustellen sind. Immerhin gewinnen wir mit dieser Kurve den Anschluß an die Ergebnisse der Blei-Helium-Methoden der Altersbestimmung.

Mit den bisher aus Nordwestdeutschland vorliegenden röntgenographischen Fluortesten (K. RICHTER & F. ECKHARDT 1956) wurde in Verbindung mit Ergebnissen von  $C^{14}$ -Untersuchungen der Anschluß an den Zeitwert der Skala von HOLMES für das Miozän gesucht, der gut in die Kurve von Abb. 1 paßt (siehe Abb. 3).

Das unterste, sehr lange Stück der Kurve ist in der Abbildung fortgelassen. Die Butley-Kaltzeit sollte noch etwas tiefer eingetragen sein.

Als zeitlich feststehende Daten konnten leider nur gerechnet werden: Die Gegenwart, die  $C^{14}$ -Datierungen der prähistorischen Fundstellen von Meiendorf und Lebenstedt sowie das ungefähre Alter des Obermiozäns nach HOLMES. In letzterem Fall würde ein Irrtum von 2—3 Mill. Jahren den Kurvenverlauf in einem sehr steilen Teil praktisch nicht ändern. Die zunächst empirisch gezeichnete Kurve B macht rein optisch einen ganz ver-

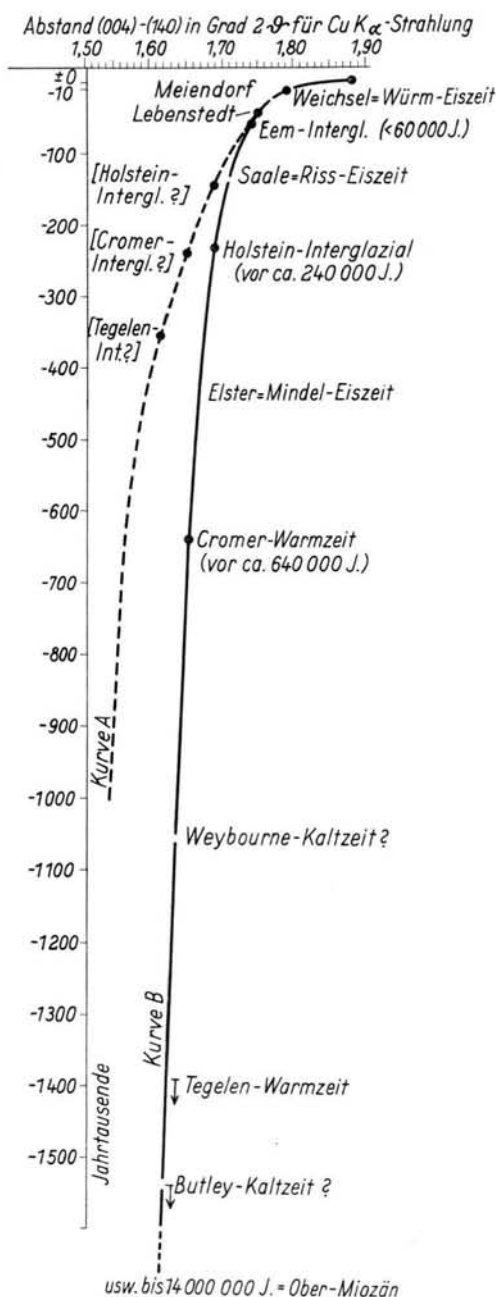


Abb. 3. Zunahme des Fluorgehaltes in quartären Knochen Nordwestdeutschlands nach K. RICHTER & F. ECKHARDT (1956) in Beziehung gesetzt zu C<sup>14</sup>-Daten (bis 45—46000 Jahren nach DE VRIES) und weiter in Kurve A zum Tertiär-Quartär-Grenzwert von 1 Mill. Jahren nach HOLMES und in Kurve B zum Miozänwert nach HOLMES und verlängerbar zum Kreide-Tertiär-Grenzwert der Blei-Heliumdatierung nach HOLMES. Die Einführung der Fluortestwerte stratigraphisch gesicherter Funde aus Nordwestdeutschland ergibt dann die für die pleistozänen Warmzeiten angegebenen ungefähren Jahreszahlen.

trauenerweckenden Eindruck. Das macht aber auch — zwar nicht ganz so schön — eine gestrichelte Kurve A, die mehr willkürlich die Grenze Pleistozän-Ploizän bei 1 Mill. Jahren ansetzt.

Nun wissen wir durch die vorgenannten Untersuchungen von SUESS und DE VRIES, daß das Eem-Interglazial mindestens 60 000 Jahre und älter sein muß. Somit kann Kurve A

nicht stimmen, nach der das Eem schon auf 50 000 Jahre fallen würde. Die Übereinstimmung zwischen Kurve B und den Angaben von SUSS und DE VRIES ist dagegen eher befriedigend. Lediglich das Tegelen-Interglazial und die davor liegende Butley-Kaltzeit würden älter werden als 1 Mill. Jahre. Diese Zeiträume wurden aber früher noch ins Tertiär gerechnet, so daß wir sowieso geneigt sind, das Alter des Pleistozäns durch die neue Grenzziehung zu erhöhen.

Es ergäben sich damit für die Interglaziale folgende absolute Alterszahlen:

Eem-Interglazial = 60 000 Jahre und älter

Holstein-Interglazial ca. 240 000 Jahre

Cromer-Warmzeit ca. 640 000 Jahre

Tegelen-Warmzeit ca. 1 500 000 Jahre  $\pm$  300 000 Jahre.

Damit ergäben sich keine etwa gleichen Abstände zwischen den Interglazialen. Das kann darauf beruhen, daß wir etwa nach Angaben von ZAGWIJN (1956) noch nicht alle Inter-

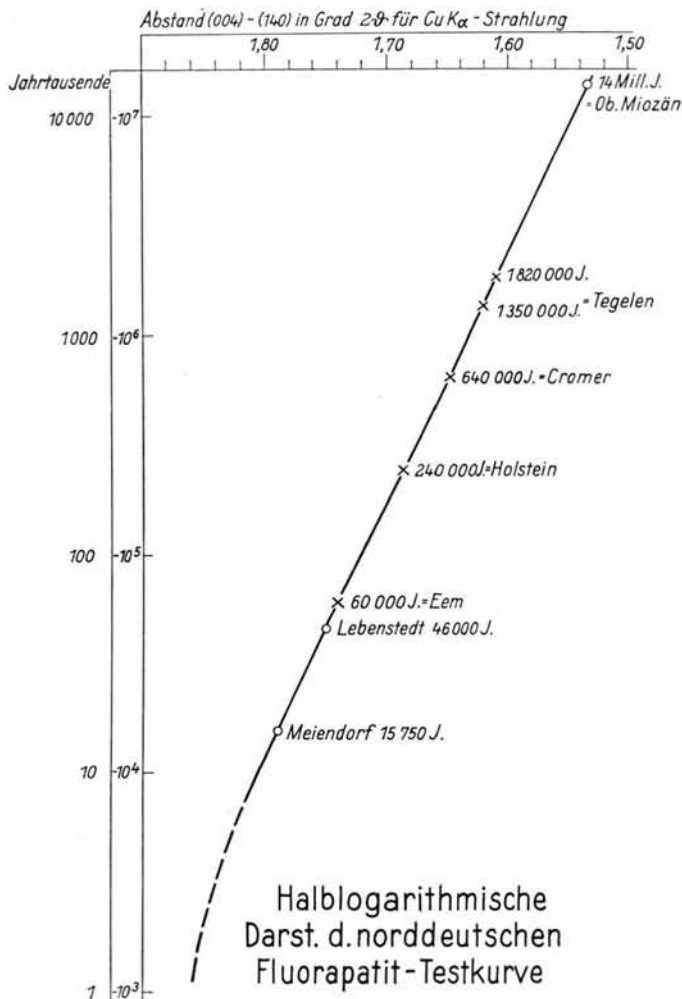


Abb. 4. Darstellung der Exponential-Kurve B von Abb. 3 auf halblogarithmischem Papier. Die Kurve wird erwartungsgemäß zu einer Geraden bis über den Wert von 14 Mill. Jahren hinaus.

glaziale erfaßt haben, oder sich hier etwas Ähnliches zeigt, wie die Beschleunigung der geologischen Prozesse in der Zeitkurve seit dem Präkambrium. Bei der Bewertung der Kurve ist zu berücksichtigen, daß durch Dauerfrostboden während gewisser Abschnitte der Eiszeiten eine Fluorierung im knochenfundhaltigen Grundwasserbereich unterbrochen gewesen sein kann. Das ist in der Kurve durch kleine Unterbrechungen angedeutet. Andererseits ist in den Interglazialen das Klima und somit auch das Grundwasser zeitweise wärmer und somit schneller fluorierend gewesen. Diese beiden Faktoren könnten sich  $\pm$  eliminieren. Das müßte bei halblogarithmischer Darstellung der Exponentialkurve B in einer gewissen Stetigkeit der Kurve zum Ausdruck kommen.

Die vorgeführte Kurve B wurde daher auf halblogarithmischem Papier — also mit logarithmischer Verkürzung der absoluten Zeitmarken — noch einmal gezeichnet (siehe Abb. 4). Die Kurve ergibt im entscheidenden Teil eine absolut gerade Linie einer Exponentialkurve und wirkt somit sehr bestechend. Es ist aber zu berücksichtigen, daß wir nur sehr wenige Festwerte haben, und daß andererseits der chemische Prozeß der Umwandlung von Hydroxylapatit in Fluorapatit einen festen Endwert haben müßte.

Es soll versucht werden, in Zusammenarbeit mit den Herren ECKHARDT (Mineraloge), FLATHE (Geophysiker) und HARRE (Chemiker) im Amt für Bodenforschung, Hannover, bei höherer Temperatur, also schnellerer Fluorierung, eine exakte Zeitkurve des Umwandlungsprozesses zu berechnen und damit die vorgelegte Kurvenführung zu überprüfen.

Einen anderen Weg der Zeitkorrelation sind GOTTARDI & TONGIORGI (1957) gegangen. Aus der Grotte del Mezzogiorno untersuchten sie Knochenmaterial aus 12 verschiedenen Niveaus, die sie zu 5 Gruppen ordneten, deren absolutes Alter durch  $C_{14}$ -Datierung hinreichend gesichert erscheint. Daraus setzen sie in einem Diagramm die Prozentgehalte an Hydroxylapatit einerseits, mit der Zeit andererseits in Beziehung (siehe Abb. 5). Es wurden aber nicht die direkten Zeitwerte, sondern

$$\frac{\text{Hydroxylapatit}}{\text{Totalapatit}} \times 100 \quad \text{mit der Quadratwurzel}$$

aus der Zeit eingetragen. Mit dieser Art der Eintragung liegen die genannten 5 Gruppen dann im Diagramm annähernd auf einer geraden Linie; d. h. genau betrachtet, ist die Verbindungslinie der Punkte eine schwach gebogene Linie mit Biegung zur Ordinate hin. Auch bei der von mir in Abb. 4 gewählten und üblichen Auftragungsart einer Exponentialkurve auf halblogarithmischem Papier würden die Punkte sogar noch etwas besser auf einer Geraden liegen. Für weiteres, aber offensichtlich hinsichtlich der Fluorierungs-gleichartigkeit viel uneinheitlicheres Material von der Gegenwart, Bronzezeit, Eem-Interglazial, Holstein-Interglazial und Villafranchien geben GOTTARDI & TONGIORGI eine gleichartige Darstellung (siehe Abb. 5, Punkt a—g), wobei für die Zeiten ab Eem offenbar die Werte nach der Zeitskala entnommen sind, die sich an die Strahlungskurve von MILANKOWITCH anlehnen. Auch die so datierten Werte liegen dann in der Darstellung der genannten Autoren auf einer Linie, während sie das in halblogarithmischer Darstellung nicht tun. Ist das nun eine indirekte Bestätigung der Richtigkeit der Zeitwerte nach der MILANKOWITCH-Kurve oder liegt hier ein Trugschluß vor? Erfreulicherweise haben GOTTARDI & TONGIORGI recht genau die Herkunft ihres Probenmaterials beschrieben und auch selbst auf die materialbedingten Auswertungsschwierigkeiten mit allem Nachdruck hingewiesen. So sind z. B. in ihrer Gruppe f nach ihren eigenen Angaben Proben aus dem Eem- und aus dem Holstein-Interglazial zusammengefaßt und ein Mittelwert gebildet aus Werten, die zwischen 71 und 36% Hydroxylapatit schwanken. Versucht man die verwerteten Testergebnisse z. B. durch Beschränkung auf Mittelwerte aus jeweils ein und demselben Vorkommen anders zu ordnen, so ergeben sich sofort starke Abweichungen von der linearen Anordnung der Punkte, und zwar charakteristischerweise in Verlagerung zur Ordinate hin (s. Abb. 5). Es läßt sich ohne Zwang eine Gruppierung treffen, bei

der die Punkte annähernd auf einer Linie liegen, wenn man die vom Verfasser in Abb. 3 ermittelten Zeitwerte zur Darstellung auf halblogarithmischem Papier benutzt. Der Verfasser sieht von der Wiedergabe einer solchen Kurve ab, da das benutzte Material nicht ohne genaue stratigraphische Kenntnis der Verhältnisse gruppiert werden kann, die ihm in diesem Falle fehlt. Es dürfte sich aber empfehlen, daß Kenner der italienischen Fundstellen eine entsprechende Prüfung von Umgruppierungen vornehmen. Der Verfasser würde es jedenfalls für näherliegend halten, für die Darstellung einer Exponentialkurve in halblogarithmischer Eintragung eine Gerade zu erhalten. Weitere Versuche mit Proben aus möglichst gleichartigem Fluorierungsmilieu lassen eine endgültige Entscheidung erhoffen. Im Falle von Abb. 3 wurde nur Material aus dem Grundwasser verwendet, wodurch eine größere Sicherheit als bei dem vielseitigeren italienischen Material gegeben scheint.

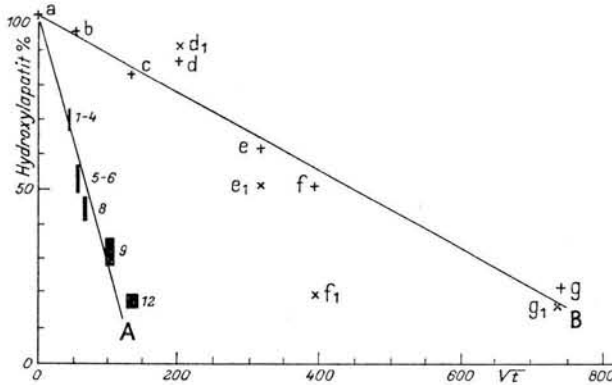


Abb. 5. Röntgenographisch bestimmte Prozentgehalte pleistozäner Knochen aus Italien nach Untersuchungen von GOTTARDI & TONGIORGI (1957), in Beziehung gesetzt zur Zeit durch die Formel

$$\frac{\text{Hydroxylapatit}}{\text{Totalapatit}} \times 100$$

in Quadratwurzel aus der Zeit dargestellt. Um die Gerade A liegen die Werte der Grabungsniveaus 1—12 aus der Grotte del Mezzogiorno, um die Gerade B Durchschnittswerte zahlreicher Proben aus verschiedensten Lokalitäten Italiens von rezenten (a) bis Villafranchien-altrigen (g) Funden; gruppiert in a = Gegenwart, b = Bronzezeit + Neolithikum, c = mesolithisch und paläolithisch, d = Moustérien, e = Eem, f = teils Eem-, teils Holstein-Interglazial und g = Villafranchien, d<sub>1</sub> bis g<sub>1</sub> = Lage der Punkte bei andersartiger Mittelwertbildung durch K. RICHTER. Letztere sind nicht als gesichert zu werten. Sie sollen nur zeigen, daß die Verbindung der Punkte a—g durch eine Gerade sehr unsicher ist.

Versuchen wir weiterhin, uns die gerade Linie der Werte a—g aus Abb. 5 von GOTTARDI & TONGIORGI zu einem möglichen Wert bei etwa 14 Mill. Jahren oder 68 Mill. Jahren zu verlängern, so wäre das selbst mit großem Spielraum der Werte nicht ohne scharfen Knick möglich.

Auch schon bei der in Abb. 3 wiedergegebenen zeichnerischen Konstruktion einer Kurve würde bei Zeitansatz nach der MILANKOWITZ-Kurve dem Prinzip der Verlangsamung des Umwandlungsprozesses von Hydroxylapatit zu Fluorapatit nicht genügend Rechnung getragen. Diese Verlangsamung ist aber in dem durch C<sub>14</sub> kontrollierten Anfangsteil der Kurve bis 45 000 bzw. 46 000 Jahren durchaus gesichert. Der Verfasser ist deshalb geneigt, die MILANKOWITZ-Kurve als Grundlage zur absoluten Chronologie des Eiszeitalters abzulehnen und die auf Abb. 3 konstruierten Werte für richtiger zu halten. Eine größere Fülle von Untersuchungsmaterial wird indes sehr wahrscheinlich noch Korrekturen der konstruierten absoluten Zeitangaben zur Folge haben.

Auf zahlreiche methodische Schwierigkeiten konnte im Rahmen dieses Überblicks nicht eingegangen werden. Der Verfasser glaubt aber, einen prinzipiell gangbaren Weg zur

absoluten Chronologie des Pleistozäns gezeigt zu haben. Dieser könnte in sedimentologisch und klimatologisch weniger komplizierten Gebieten der Erde leichter gangbar sein als in Norddeutschland.

#### Literatur:

- V. BUTTEL-REEFEN, H.: Ein neuer Fund des Urmenschen in Deutschland (*Homo visurgensis*). - *Mannus* 22, Leipzig 1930.
- CARNOT, A.: Recherche du fluor dans les os modernes et les os fossiles. - C. R. Acad. Sci. Paris 114, 1189-1192, 1892(a). - - Sur la composition des ossements fossiles et la variation de leur teneur en fluor dans les différentes étages géologiques. - C. R. Acad. Sci. Paris 115, 243-246, 1892 (b). - - Sur une application de l'analyse chimique pour fixer l'âge d'ossements humains préhistoriques. - C. R. Acad. Sci. Paris 115, 337-339, 1892(c). - - Recherches sur la composition général et la teneur en fluor des os modernes et des os fossiles des différents âges. - *Ann. Mines, ser. 9-3*, 155-195, 1893.
- ENNOUCHI, E.: La teneur en fluor des fossiles sert-elle d'horloge géologique? - INQUA V. Congrès international, Madrid-Barcelona, Résumés des communications, S. 54, 1957.
- FLINT, R. F.: *Glacial and Pleistocene Geology*. - John Wiley & Sons, inc., New York, 1957, S. 301.
- GOTTARDI, G., PEDERZOLLI-GOTTARDI, L. & TONGIORGI, E.: La determinazione roentgenografica del contenuto in fluoro dell'apatite delle ossa fossili. - *Rivista di Sci. Preistoriche* 11, S. 1-37, 1957.
- HOLMES, A.: The Construction of a Geological Time-Scale. - *Trans. geol. Soc. Glasgow* 21, 1947.
- KAESS, A.: Beitrag zur Kenntnis des Fluorgehaltes von Wässern im nordwestdeutschen Raum. - *Vom Wasser* 23, Weinheim 1956.
- NIGGLI, E., OVERWEEL, C. J. & VAN DER VLERK, J. M.: An x-Ray Crystallographical Application of the Fluorine-dating Method. - *Proc. Ned. Akad. Wetensch. (B)* 56, Amsterdam 1953.
- OAKLEY, K. P.: Dating Fossil Human Remains. - In KROEBER, A. L.: *Anthropology Today*, S. 43 bis 56. Chicago/Illinois (Univ. Chicago Press) 1953.
- RICHTER, K. & ECKHARDT, F.: Datierungsversuche im Quartär Westdeutschlands mit Hilfe des Fluortestes. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 7, S. 21-28, Öhringen/Württ. 1956.
- SCHWARZBACH, M.: Eine Neuberechnung von MILANKOWITZ'S Strahlungskurve. - *Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., Stuttgart* 1954.
- Suess, H. E.: Absolute Chronology of the Last Glaciation. - *SCIENCE* 123, 1956.
- TODE, A.: Mammutjäger vor 100 000 Jahren. - Verlag E. Appelhans & Co., Braunschweig 1954.
- VAN DER VLERK, J. M.: Chemical and x-ray diffraction analyses of Pleistocene Mammalian Remains. - *Actes du IV. Congr. Int. du Quaternaire, Bd. I*, S. 416-420. Rom 1956.
- DE VRIES, H.: <sup>14</sup>C dates for Würm interstadials from different localities. - INQUA V. Congrès international, Madrid-Barcelona, Résumés des communications, S. 197, 1957 (sowie Angaben aus dem auf dieser Tagung gehaltenen Vortrag über dieses Thema).
- WOERKOM, A. J. J. VAN: The astronomical theory of climate changes. - *Climatic change*, edit. by H. SHAPLEY, S. 147-157, Cambridge Mass. 1953.
- WOLDSTEDT, P.: *Das Eiszeitalter*. - 2. Aufl., Bd. I, S. 215 ff. - Ferdinand Enke, Stuttgart 1954.
- ZAGWIJN, W. H.: Zum heutigen Stand der pollenanalytischen Untersuchungen des Pleistozäns in den Niederlanden. - *Geologie en Mijnbouw N. S.* 18. Pag. 426-427, 1956.
- ZEUNER, F. E.: *Dating the Past*. - 3. Edition, Methuen & Co., London 1952.

Manusk. eingeg. 15. 12. 1957.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Konrad Richter, Amt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.

## Entstehung und Flora des Trasses im nördlichen Laachersee-Gebiet

Dem Andenken an Professor Dr. PAUL WILLIAM THOMSON gewidmet

Von HANS-JOACHIM SCHWEITZER, BONN

Mit vier Tafeln (II—V) und 15 Abb. im Text

**Zusammenfassung:** Die Lagerungsverhältnisse des Trasses sowie der Erhaltungszustand und die Lage der in ihm eingeschlossenen pflanzlichen Fossilien lassen auf eine komplexe Entstehung des Trasses schließen. Die unterste Lage ist als vulkanischer Staub aus der Luft abgesetzt worden, die Hauptmenge dagegen als Ablagerung „glutwolkenähnlicher“ vulkanischer Erscheinungen zu betrachten.

Die allerödzeitliche Flora des Trasses gleicht der eines borealen Birken-Kiefern-Waldes mit reichlich Traubenkirsche und Zitterpappel, während Stieleiche und Bergahorn entgegen früheren Angaben bis jetzt nicht nachgewiesen sind. Der kontinentale Charakter wird besonders durch Korbweide und Kreuzdorn unterstrichen.

**Summary:** The depositional features of the trass as well as the preservation and position of fossil plants in it indicate a complex genesis of the trass. At its base there is a thin layer of volcanic dust. Above this layer of dust, however, the trass can be described mainly as deposit of volcanic events similar to glowing clouds.

The Alleröd-flora of the trass is boreal with *Betula pubescens* EHRH., *Pinus silvestris* L., *Prunus padus* L. and *Populus tremula* L. predominating, whereas *Quercus robur* L. and *Acer pseudo-platanus* L. could not be found as yet. The continental character of the flora is indicated by the occurrence of *Rhamnus catharticus* L. and *Salix viminalis* L.

Die späteiszeitlichen weißen bis grauen trachytischen Bimstoffe der Vordereifel haben wegen der in ihnen enthaltenen Pflanzenreste schon seit langem das besondere Interesse der Paläobotaniker gefunden. Boten doch früher jene Pflanzenreste die einzige Möglichkeit für eine zeitliche Einstufung der Vulkanausbrüche. Heutzutage gibt es dafür freilich genauere Methoden, aber dennoch hat die Beschäftigung mit diesen Fossilien keineswegs an Reiz verloren. Im Gegenteil, jetzt, wo das Alter der meisten Tuffe dank den Arbeiten von AHRENS & v. BÜLOW (1934), FIRBAS (1953), FRECHEN (1953) und anderen genau festliegt, sind die vom Tuff eingeschlossenen Pflanzenreste für die spätglaziale Florengeschichte besonders bedeutsam geworden. Der hohe Anteil von Blattresten krautiger Gewächse stellt, wie schon FIRBAS (1952, S. 71) bemerkt, eine einzigartige Gelegenheit dar, viele von der Pollen-Analyse nicht erfassbare Arten kennenzulernen.

Zwar haben schon KRÄUSEL & WEYLAND (1942) die Tuff-Floren ausführlich bearbeitet; doch war zu jener Zeit ein großer Teil früher gesammelter Pflanzenreste schon wieder verloren gegangen, so daß viele ehemals angegebene Arten nicht mehr bestätigt werden konnten. Besonders gilt dies für den Brohltal-Traß, dem florenkundlich wichtigsten Tuff der Vordereifel (s. u.). Deshalb war es schon lange wünschenswert, hier neue Aufsammlungen durchzuführen, wozu das Geologisch-paläontologische Institut der Universität Bonn dem Verfasser die Möglichkeit gab. Weitere Fundstücke stellten die Herren Dr. B. FRENZEL, Bonn, und Pater Dr. M. HOPMANN, Maria Laach, zur Verfügung. Durch freundliche Unterstützung von Professor Dr. R. KRÄUSEL, Frankfurt a. Main, und Dr. F. X. MICHELS, Niedermendig, konnten alle in der Sammlung des Senckenberg-Museums bzw. in der Privatsammlung MICHELS befindlichen Originale zu der obengenannten Arbeit von KRÄUSEL & WEYLAND nochmals durchgesehen werden. Die Photographien wurden mit Hilfe von Geräten, die die Deutsche Forschungsgemeinschaft zur Verfügung stellte, angefertigt.

Den genannten Herren und den Leitern der erwähnten Institute sei herzlich gedankt, ferner den Professoren Dr. J. FRECHEN, Bonn, und Dr. P. W. THOMSON † für viele wertvolle Hinweise sowie Professor Dr. Hl. DE VRIES, Groningen, für eine C<sup>14</sup>-Bestimmung.



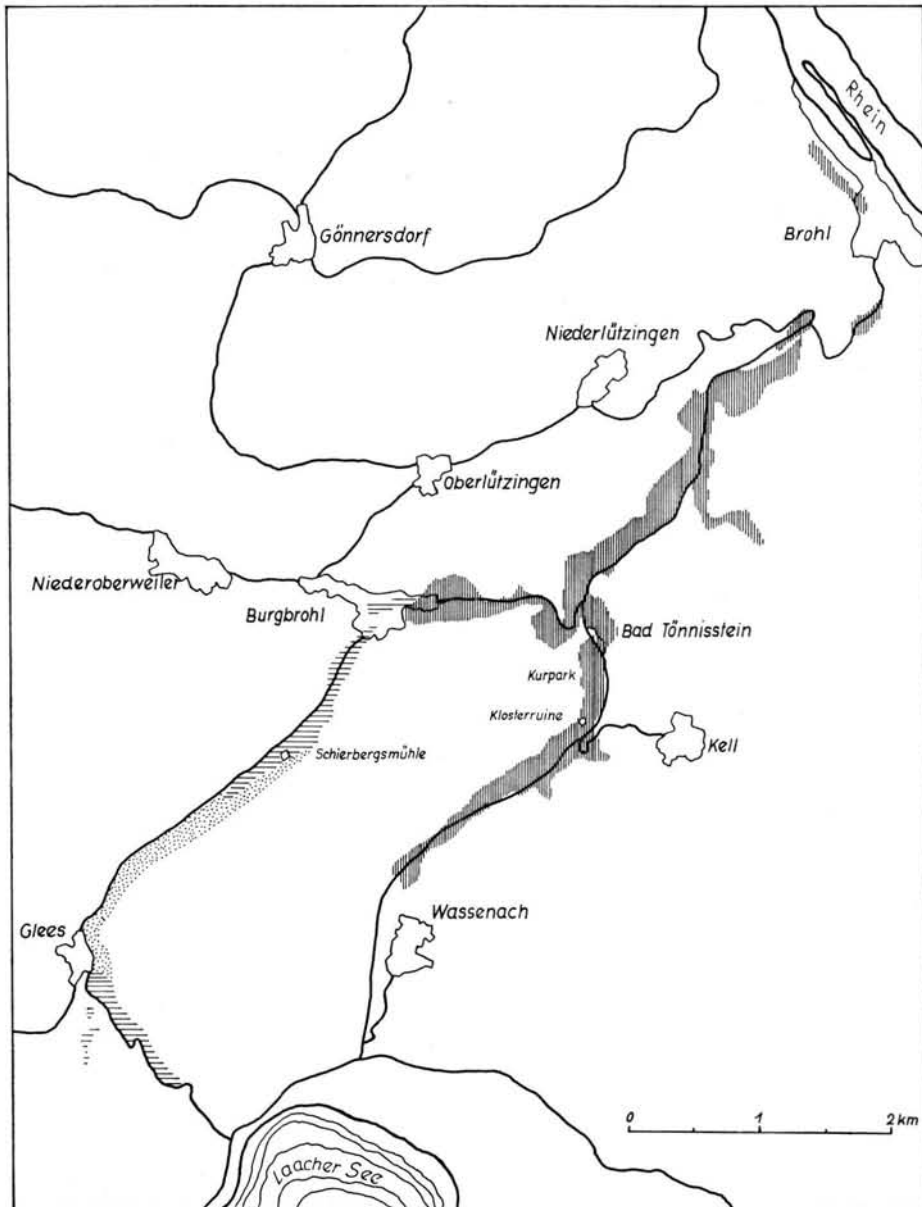


Abb. 1. Verbreitung des Trasses im nördlichen Laachersee-Gebiet. Längs schraffiert: Brohltal-Trass; quer schraffiert: anstehender Gleeser Trass; punktiert: vermuteter Gleeser Trass.

An pflanzenführenden jüngeren Tuffen unterscheiden KRÄUSEL & WEYLAND, von den älteren zu den jüngeren fortschreitend:

1. Die weißen Bimstufe, zu denen auch der Brohltal-Trass (und der des Gleeser Tales) gehören,
2. die grauen Bimstufe und grauen Tuffe von Salzig am Rhein, Merl an der Mosel und vom Kondertal bei Winingen an der Mosel,
3. die umgelagerten Tuffe von Niedermendig.

Für eine florengeschichtliche Betrachtung sind jedoch nur die unter 1 aufgeführten Tuffe von Bedeutung, da bei sämtlichen anderen sekundäre Umlagerungen stattgefunden haben, und sich infolgedessen pflanzliche Reste aus ganz verschiedenen Zeiträumen dicht beieinander finden. Es sei aber gleich hier erwähnt, daß die von den beiden Autoren aus dem Niedermendiger Tuff angegebenen Fossilien in Wirklichkeit aus dem Brohltal stammen, wo sie Dr. MICHELS selbst gesammelt hat. Um alle Zweifel auszuschließen, wurde von Professor FRECHEN eine mineralogische Analyse des Gesteins durchgeführt, die einwandfrei ergab, daß es sich um Brohltal-Traß handelt. Aus diesem stammen auch alle anderen bisher im Schrifttum erwähnten Pflanzenreste der weißen Trachyt-Tuffe. Vom Verfasser wurden jedoch auch in den Basis-Schichten des Trasses im Gleeser Tal Blattabdrücke festgestellt.

Beide Tuffe sind bisher als geologische Einheit betrachtet und auf die gleiche Eruption, den großen Laacher Bimsausbruch, zurückgeführt worden. Doch stimmt nur der Brohltal-Traß petrographisch mit den Laacher Bimstufen überein; der Traß des Gleeser Tales — im folgenden als Gleeser Traß bezeichnet — weicht erheblich ab und ist daher eine selbständige, wenn auch etwa zur gleichen Zeit abgelagerte Bildung (vgl. FRECHEN, Manuskript).

### Geographische Übersicht

Abb. 1 zeigt die Verbreitung beider Tuffe.

Der Brohltal-Traß beginnt im oberen Tönnissteiner Tal bei Wassenach in etwa 2 km Entfernung von der Nordumrandung des Laacher Sees, durchzieht das ganze Tönnissteiner Tal, wo er besonders gut in der Wolfsschlucht und im Tönnissteiner Kurpark aufgeschlossen ist, biegt dann nordöstlich und westlich in das Brohltal ein und endet in Brohl bzw. Burgbrohl. Am mächtigsten ist er an den der Abzweigung des Tönnissteiner Tales gegenüberliegenden Devonfelsen aufgetürmt (Abb. 2). Wie weit die Traßvorkommen zwischen Burgbrohl und Bad Tönnisstein ursprüngliche Lagerstätten darstellen, ist nicht sicher zu entscheiden, da mit nachträglichen Verwehungen gerechnet werden muß.



Abb. 2. Brohltal-Traß bei Bad Tönnisstein.



Abb. 3. Gleeser Traß südwestlich Burgbrohl.

Blattreste kann man überall dort finden, wo der Traß bis auf die Basis aufgeschlossen ist. Der beste Fundort befand sich lange Zeit im Tönnissteiner Kurpark. Von hier stammen zum Beispiel alle Fundstücke der Sammlung MICHELS und die meisten der Abtei Maria Laach. Jetzt ist hier nichts mehr zu finden, da die Stelle inzwischen zugeschüttet wurde. Hingegen ist heute durch einen neu in Betrieb genommenen Traßbruch im unteren Brohltal bei der Netzer Mühle die Basis des Trasses in größerem Umfange freigelegt worden, und auch hier treten Pflanzenreste recht häufig auf.

Der Gleeser Traß hat eine wesentlich geringere Ausdehnung. Sein Ursprung liegt bei dem Dorfe Glee. Zwischen dem Gasthaus „Schierbergsmühle“ und Burgbrohl erlangt er seine größte Mächtigkeit (Abb. 3). Die letzten Ausläufer dürften wohl noch den Ostausgang von Burgbrohl erreicht haben und dort an den Brohltal-Traß grenzen; doch ist hierin nur ein vorläufiges Urteil möglich, da zur Zeit keine Aufschlüsse vorhanden sind. Eine genaue Kartierung des Gleeser Trasses ist nicht durchführbar, da er besonders in der Umgebung von Glee von grauen Laachersee-Tuffen oder noch jüngeren Bildungen verdeckt ist. Das punktierte Feld in Abb. 1 umreißt seine vermutete Ausdehnung.

Sämtliche bisher gefundenen Pflanzenreste des Gleeser Trasses stammen aus dem ehemaligen Luftschutzbunker der „Schierbergsmühle“, der einzigen Stelle, wo der Traß bis auf die Basis aufgeschlossen ist.

### **Aufbau und Entstehung der Traßlager, Erhaltungszustand der Fossilien**

Den Brohltal-Traß hat VÖLZING (1907) eingehend untersucht. Eine Zusammenfassung und Erweiterung der Ergebnisse findet sich bei FRECHEN (1953, S. 50—51). Im Einzelnen sei auf diese Arbeiten verwiesen und hier nur erwähnt, daß die unterste Lage des Trasses aus einer gut verfestigten, etwa 15—20 (bis 40) cm dicken Schicht feinen hellgrauen bis ockerfarbenen Staubes besteht, die nur wenige Bimssteinchen, aber zahlreiche Pflanzenreste enthält. Diese Staubschicht ist gegen das Liegende — entweder Devonschiefer oder Löß —

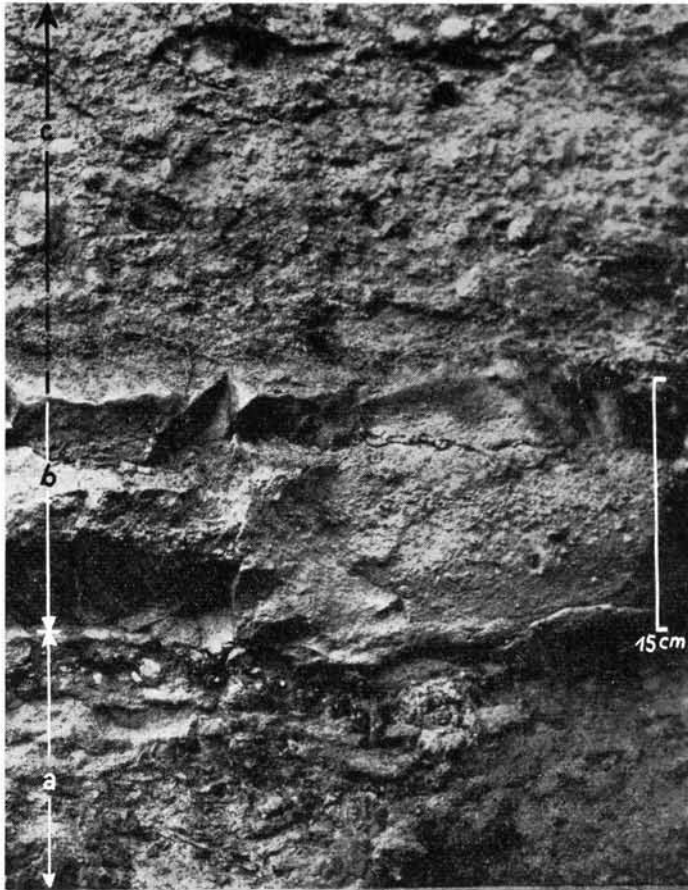


Abb. 4. Basis des Brohltal-Trasses. a = Devon; b = Staubschicht; c = bimssteinführender Traß. scharf abgegrenzt, geht aber in den hangenden, mit weißen Bimssteinen durchsetzten Traß ohne sichtbare Anzeichen einer Sedimentations-Unterbrechung über (Abb. 4). In manchen Aufschlüssen des Brohltales und besonders im Tönnissteiner Tal wird heller von dunklerem Traß überlagert.

Anders liegen die Verhältnisse beim Gleeser Traß. Zwar wird auch hier die Basis von einer Staubschicht gebildet, doch ist diese gegen den hangenden Traß deutlich abgegrenzt und auch selbst noch einmal geschichtet. Die unterste Lage besteht aus einer 3—6 cm dicken, die Unebenheiten des Untergrundes ausgleichenden graublauen Schicht sehr feinkörnigen Staubes. Sie ist außerordentlich reich an Blattresten, vor allem an solchen von Kräutern. Darüber befindet sich eine etwa 20 cm mächtige Zone hellbraunen Staubes, die wie die Basis-Schicht des Brohltal-Trasses kleine Bimssteine und Blattreste sowie verkohltes Holz enthält. Erst jetzt folgt der außer größeren weißen Bimssteinen nur noch Holzkohle führende Traß (Abb. 5), der seinerseits wieder von grauem Traß überlagert wird.

Von den Blättern liegen meist nur noch die Abdrücke vor, selten haben sich auch Epidermen erhalten, die aber bei der leisesten Berührung zerfallen. Die Hölzer lagern regellos im Traß zerstreut und sind meist völlig verkohlt. Oft sind von den Baumstämmen und Ästen nur noch die Hohldrucke vorhanden, auf deren Boden sich die Holzkohle als feiner, feuchter Staub angesammelt hat. Manchmal zeigen die Hohldrucke noch den Abdruck der

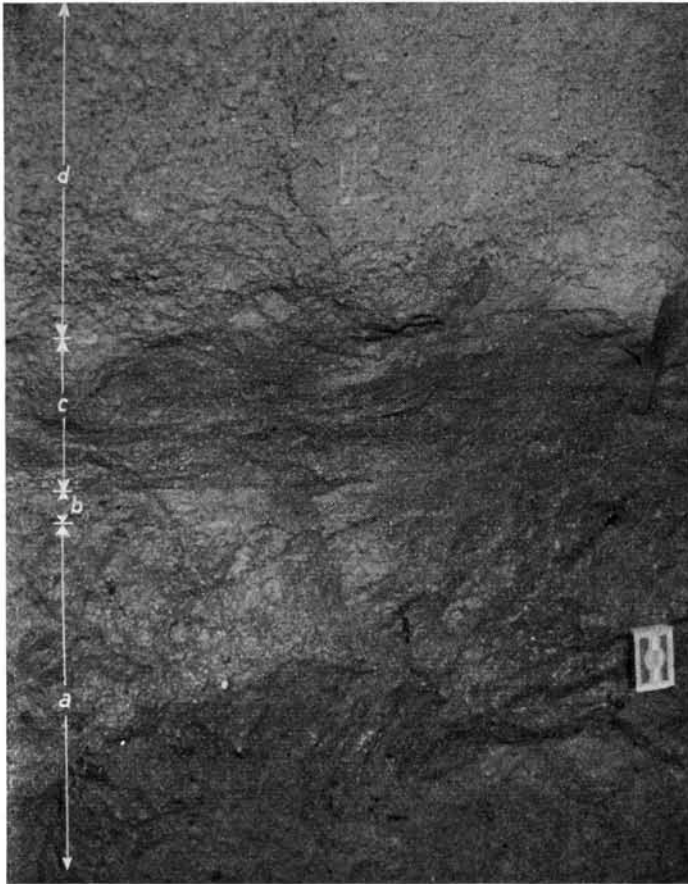


Abb. 5. Basis des Gleyseser Trasses. a = Lehm; b = graublauere Staubschicht; c = hellbraune Staubschicht; d = bimssteinführender Traß.

Borke (Abb. 6) und, wo sie bis auf den liegenden Lehm hinunterreichen, sind sie meist völlig mit ihm ausgefüllt. In den oberen Lagen finden sich sehr selten auch dickere, nur äußerlich verkohlte, innen aber noch ausgezeichnet erhaltene Stämme. Hierbei handelt es sich aber keineswegs um nachträglich in den Traß hineingeratene Hölzer, sondern sie sind ihm gleichaltrig, wie eine Radiokarbon-(C<sup>14</sup>)-Bestimmung ergab.

Über die Entstehung des Trasses gibt es verschiedene Anschauungen (vgl. VÖLZING 1907, S. 3). STEININGER (1820, S. 123) führt ihn auf einen heißen Schlammstrom zurück, der über einen Kraterand hervorgequollen, sich in das Brohltal und seine Nebentäler ergossen habe. POHLIG (1891, S. 825) betrachtet ihn als aeolische, den Bimstoffen äquivalente Bildung, wobei die heutigen Vorkommen in den Tälern nur noch letzte Reste eines ehemals auch die Hochflächen bedeckenden Traßmantels darstellten. VÖLZING (1907, S. 43) sieht in ihm Ablagerungen „absteigender Glutwolken“ („nuées ardentes“ LACROIX 1904, S. 196), wie sie in ähnlicher Form beim Ausbruch des Mt. Pelée auf Martinique beobachtet worden sind. BRAUNS (1922, S. 27) glaubt dann aber wieder an eine Entstehung durch Schlammströme und vergleicht den Traß mit den Ablagerungen der Lahars des Keloet auf Java (s. u.). AHRENS (1930, S. 16), ebenfalls ein Anhänger der Schlammstrom-Theorie, denkt dabei aber auch an einen Absatz aus der Luft. Nach seinen Vorstellungen „haben wir es wahrscheinlich mit sehr wasserdampfreichen Wolken zu tun, die sich in ihrer

Hauptmasse in die Täler wälzten und hier mehr oder weniger den Charakter von Schlammströmen annahmen, andererseits aber auch über die Hochflächen hinwegstrichen.“ Nach FRECHEN (1953, S. 51) soll die unterste Lage des Trasses als vulkanischer Staub aus der Luft abgesetzt worden sein, die darüber folgenden Partien hingegen teils aus den Ablagerungen vulkanischer Schlammströme, teils aus eingeschwemmtem Material bestehen.

Ist die Entstehung des Trasses auch heute noch nicht völlig geklärt, so wird doch eine rein aeolische Bildung von allen neueren Autoren für unwahrscheinlich gehalten (vgl. VÖLZING 1907, S. 52). In der Tat ist damit die große Menge der im Traß eingelagerten größeren Bestandteile, die manchmal, wie zum Beispiel im Tönnissteiner Kurpark, regelrechte Lagen bilden, unvereinbar. Außerdem müßten sich wenigstens an geschützteren Stellen der Hochfläche noch Reste der Traßdecke erhalten haben. Nun berichtet zwar AHRENS (1930, S. 16) von einigen kleineren traßähnlichen Vorkommen in höheren Lagen; jedoch handelt es sich hierbei um Teile der zum Laacher See hin an Mächtigkeit stark zunehmenden Britzbänke in der Laacher Bimsdecke (vgl. FRECHEN 1953, S. 56). Auch die unterschiedliche Höhe und die Beschränkung der Traßlager auf ganz bestimmte Teile der Täler widersprechen POHLIGS Ansicht.

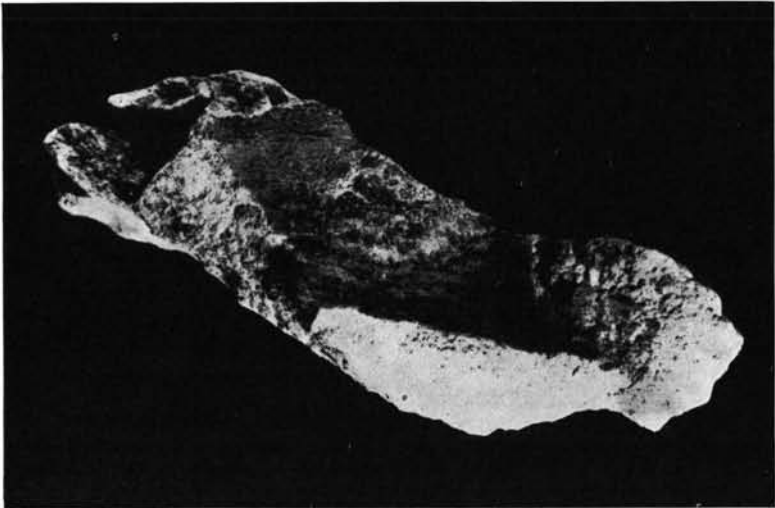


Abb. 6. Negativ der Borke zeigender Hohldruck eines Baumstammes.

Nur die unterste Lage des Trasses dürfte als vulkanischer Staub aus der Luft abgelagert worden sein. Dies bestätigen einige vom Verfasser im unteren Brohltal gemachte Beobachtungen.

In einer von devonischen Felsen gebildeten, später vom Traß erfüllten Nische fanden sich zahlreiche Abdrücke von Brennessel-Blättern, an einer anderen Stelle des gleichen Traßbruches fast ebensoviele von solchen des Hahnenfußes. Zu unterst lagen nun stets die größten Blätter, nach oben zu wurden sie immer kleiner, und der Verfasser hoffte schon an die Blütenteile zu gelangen, doch leider fanden sich so hoch im Traß keine Abdrücke mehr. Hier begann schon die neue, bimssteinreiche Zone.

Ganz gewiß sind an beiden Stellen die Pflanzen an ihrem ursprünglichen Wuchsort eingebettet worden. Wie wäre sonst ein so häufiges, örtlich so begrenztes Vorkommen von Blättern jeweils nur einer Pflanzenart zu erklären? Ferner können die Pflanzen nur aus der Luft herab von feinem Staub verschüttet worden sein. Schlammströme oder Glutwolken hätten sie niedergedrückt und plattgewalzt, und dann hätten Blätter aller Größen durcheinander gelegen.

Die Hauptmenge des Trasses ist aber zweifellos in anderer Form abgelagert worden. Wiederholt (BRAUNS 1922, S. 30; CLOOS 1936, S. 30) ist in diesem Zusammenhang auf den Ausbruch des Keloet im Mai 1919 hingewiesen worden, bei dem ähnliche Ablagerungen entstanden.

Der Krater des Keloet war vor jenem Ausbruch mit einem See von etwa 38 Mill. m<sup>3</sup> Rauminhalt erfüllt. Das beim Beginn der Eruption über den Kraterand emporgeschleuderte Wasser stürzte sich, Erosionsrinnen folgend, die Außenhänge des Berges hinab, vermengte sich dabei mit Schottern, Bachgeröllen und Ablagerungen früherer Ausbrüche und bildete damit mehrere gewaltige Schlammströme, die sich unter donnerndem Tosen in die Täler hinabwälzten. Zunächst waren diese Schlammströme (malayisch: Lahars) noch kalt, wurden jedoch besonders in ihrem Oberlauf stets wärmer, da auch die Temperatur des immer aufs Neue ausgeschleuderten Wassers ständig zunahm. Das den Kraterboden unmittelbar bedeckende Wasser wurde mit dessen Bestandteilen — Sand, Asche und Bimssteinen — zu einem heißen Brei vermengt, ausgeworfen. Es ging sofort in Dampf über, der entwich, als das nunmehr einer Glutwolke gleichende Gemisch die Außenhänge des Vulkans hinunterrann (vgl. KEMMERLING 1921, S. 28). In den unteren Teilen der Lahars wiesen die mitgerissenen Hölzer keine durch Hitze verursachte Veränderungen auf (vgl. KEMMERLING 1921, Taf. 51); erst die Ablagerungen der Glutwolken besaßen eine zur Holzkohle-Bildung ausreichende Temperatur.

Nach BRAUNS soll der Traß den Ablagerungen der Lahars entsprechen, nur sollen die zu seiner Bildung erforderlichen Bestandteile — weiße Bimstufe und Wasser — nicht den gleichen Ursprungsort gehabt haben. Es sei vielmehr anzunehmen, „daß während an der äußeren Umwallung des Laacher Kessels die äußerst heftigen Gasexplosionen stattfanden, das Wasser des Laacher Sees selbst in Unruhe geriet, über die Umwallung ausgeworfen wurde und, an den tiefsten Einschnitten übertretend, die niedergefallenen lockeren Bimssteinmassen mit sich zu Tal riß.“ Erst nach vollständiger Entleerung des Sees seien durch die plötzliche Druckentlastung auch innerhalb des Kessels Gase und graue Bimstufe hervorgebrochen. Im Gegensatz zu AHRENS (1928, S. 358—361), der auch den weißen Bims aus dem Inneren des Laacher Kessels herleitet, kommt nach BRAUNS (1922, S. 28 u. 1929, S. 596) also nur die äußere Umrandung als dessen Ausbruchsort in Betracht.

Durch die eingehenden Untersuchungen von FRECHEN (1953, S. 48 u. 51) sind die strittigen Fragen über die Ausbruchsstellen der weißen Bimstufe weitgehend geklärt worden. Danach stammt ihre Hauptmenge sowie das gesamte, den Brohltal-Traß bildende Material aus dem Laacher Kessel. Der große Bimsausbruch wurde, nachdem ihm schon einige kleinere anderer Laacher Vulkane vorausgegangen waren, mit einer Förderung von vulkanischem Staub eingeleitet, der im ganzen Neuwieder Becken abgesetzt, im Brohltal die liegendste Schicht des Trasses bildet, dessen Ablagerung anschließend erfolgte.

Entsprechendes gilt für den Gleeser Traß. Auch hier ging der Ablagerung des Trasses ein Auswurf von Staub voraus. Wie Tabelle 1 zeigt, stimmen Staub und Traß in beiden Fällen petrographisch weitgehend miteinander überein, was auf einen jeweils gleichen Entstehungsort hinweist (Mineralanteile von FRECHEN ermittelt).

Tabelle 1

Minerale	Brohltal-Traß		Gleeser Traß	
	Staub	Traß	Staub	Traß
Augit	86,9	89,5	87,0	95,0
<b>Hornblende</b>	5,3	4,9	2,4	3,1
Biotit	1,4	0,8	3,9	—
Apatit	3,1	2,3	1,8	1,9
Titanit	2,5	1,5	2,9	—
Zirkon	0,8	1,0	2,0	—

Für eine Beteiligung großer Wassermengen irgendwelcher Seen an der Bildung des Trasses sind keinerlei Anzeichen gegeben. Wenn auch wohl noch nicht endgültig geklärt ist, ob sich schon vor dem Bimsausbruch im Laacher Kessel ein See befand, so deutet doch wenigstens im Gleeser Tal nichts auf das frühere Vorhandensein eines solchen hin. Wären die Ausbruchsstellen des Trasses von Seen bedeckt gewesen, so hätte nicht Staub als erstes gefördert werden können. Stammt feste und flüssige Bestandteile von verschiedenen Herkunftsorten, wie es etwa der Vorstellung von BRAUNS entspricht, so wären die schmalen Staubschichten an der Basis des Trasses doch wenigstens an den tieferen Stellen der Täler vom herausgeschleuderten Wasser abgetragen worden. Sie finden sich dort aber sogar noch in verhältnismäßig kurzer Entfernung von den Ausbruchsstellen, die Staublage des Brohltal-Trasses zum Beispiel noch oberhalb der Klosterruine Tönnisstein.

So können höchstens atmosphärische Niederschläge zur Bildung des Trasses beigetragen haben. Das häufige Vorkommen von verkohltem Holz, selbst noch mehr als 10 km vom Ausbruchsort entfernt, zeigt aber, daß es nicht zur Entwicklung von Schlammströmen gekommen ist, da das Wasser bei den zur Holzkohle-Bildung erforderlichen Temperaturen von 350—400° sofort in Dampf übergegangen wäre. Es ist eher mit VÖLZING anzunehmen, daß der Traß in Form einer aus Wasserdampf, heißen Gasen und festen Stoffen bestehenden Emulsion abgelagert worden ist.

Daß die Hölzer bereits vor der Ablagerung, etwa durch eine dem Ausbruch vorausgegangene Hitzewelle in Brand gesetzt, schon verkohlt waren, dürfte nicht der Fall gewesen sein. In diesem Zustand wären sie beim Transport von den gröberen Bestandteilen des Trasses völlig zermahlen worden und hätten auch keine, noch den Abdruck der Borke zeigende Hohldrucke hinterlassen können. Die Bäume und Sträucher müssen lebend vom heißen Traß verschüttet worden und, längere oder kürzere Strecken mitgerissen, am jetzigen Fundort in Holzkohle übergegangen sein. Dabei wurde der Abdruck eingebrannt. Die Holzkohle blieb teilweise bis heute erhalten, zum Teil zerfiel sie aber auch durch eindringendes Sickerwasser zu Staub. Der einst vom frischen Holz eingenommene Raum ist im erhärteten Traß als Hohldruck erhalten geblieben.

### Das Alter der beiden Traßlager

Wie bereits erwähnt, wurde der Brohltal-Traß während des großen Laacher Bimsausbruches abgelagert. Sein Ursprungsort ist der Laacher Kessel. Darüber herrscht bei allen neueren Autoren Einigkeit. Ebenso steht ein spätglaziales Alter des Bimsausbruches seit langem fest, da die hierbei geförderten Tuffe über dem Rheinischen Junglöß liegen und am Martinsberg bei Andernach eine jung-paläolithische Station — jüngstes Magdalénien — bedeckten. Die genauere Einstufung war dagegen längere Zeit umstritten. Hierzu boten früher ausschließlich die im Brohltal-Traß gefundenen Pflanzenreste einen Anhaltspunkt.

Unter diesen sollten sich auch einige Eichenblätter befinden, weshalb AHRENS & v. BÜLOW (1934, S. 96) den Bimsausbruch in die Eichen-Mischwald-Zeit verlegten. Aber KRÄUSEL & WEYLAND wiesen bereits nach, daß es sich bei den angeblich zu *Quercus* gehörenden Blättern in Wirklichkeit um solche von Kräutern handelt. Die Zusammensetzung der Traßflora, der Kiefer, Birke, Traubenkirsche und Zitterpappel das Gepräge geben, spricht für ein höheres Alter. KRÄUSEL & WEYLAND stellten deshalb den Laacher Bimsausbruch in den Ausgang der Birken-Kiefern-Zeit, also in das achte Jahrtausend v. Chr. Daß es sich tatsächlich um eine Birken-Kiefern-Zeit gehandelt hat, in der der Traß abgelagert worden ist, steht außer Frage. Mehr läßt sich aber auf Grund der Pflanzenreste nicht sagen, da auch in der der älteren Tundren-Zeit folgenden Alleröd-Schwankung in Mittel-Deutschland vorwiegend Birken-Kiefern-Wälder gediehen.

Den ersten Hinweis, in welche der beiden Birken-Kiefern-Zeiten die Traß-Flora gehört, gab die Pollenanalyse. In verschiedenen Mooren — besonders in den Ablagerungen



ihrer Vorseen — Mittel- und Südwest-Deutschlands stellten FIRBAS und seine Schüler (vgl. FIRBAS 1953, S. 54) eine Schicht vulkanischen Tuffs fest, der nach FRECHEN (1952, S. 211) offenbar auf den Laacher Bimsausbruch zurückgeht. Das Tuffband durchzieht stets einen an Birken- und Kiefern-Pollen reichen Horizont, der über den Ablagerungen der älteren und unter denen der jüngeren Tundren-Zeit liegt. Der Bimsausbruch und damit auch die Ablagerung des Brohltal-Trasses sind somit eindeutig während der Alleröd-Zeit erfolgt.

Das absolute Alter wurde durch mehrere Radiokarbon-Bestimmungen ermittelt. Zwei Untersuchungen von Torfproben mitteldeutscher Moore ergaben (n. FIRBAS 1953, S. 55) ein Alter von  $11044 \pm 500$  und  $10910 \pm 330$  Jahren. Damit stimmt auch eine von Professor DE VRIES vorgenommene Datierung eines Birkenholzes aus dem Brohltal-Traß überein, die nach FRECHEN (Manuskript) ein Alter von  $11085 \pm 90$  Jahren ergab.

Für den Gleeser Traß ermittelte DE VRIES ein Alter von  $10680 \pm 85$  Jahren. Demnach ist er etwas jünger als der Brohltal-Traß, aber wie dieser noch während der Alleröd-Zeit abgelagert worden.

### Die Pflanzenreste

Bei der Traß-Gewinnung für technische Zwecke ist man schon frühzeitig auf Blattabdrücke aufmerksam geworden. Zum ersten Mal werden solche von STEININGER (1853, S. 104) erwähnt, weitere sind von ANDRÄ 1863 in einer Sitzung des Naturhistorischen Vereins zu Bonn vorgelegt worden. In der Folgezeit haben verschiedene Autoren, besonders SCHLICKUM (1924), über neue Pflanzenfunde berichtet, zuletzt KRÄUSEL & WEYLAND (1942), denen wir auch eine kritische Sichtung aller früheren Funde verdanken. Als gut belegt gelten danach folgende Arten:

<i>Pinus silvestris</i> L.	<i>Rhamnus catharticus</i> L.
<i>Populus tremula</i> L.	<i>Heracleum sphondylium</i> L.
<i>Betula pubescens</i> EHRH.	? <i>Lycopus europaeus</i> L.
<i>Urtica dioica</i> L.	<i>Verbascum nigrum</i> L.
? <i>Rumex</i> spec.	<i>Achillea millefolium</i> L.
Cruciferen-Blätter	Compositen-Blätter
<i>Acer pseudoplatanus</i> L.	<i>Inula helenium</i> L.

Hierzu kommen noch die irrtümlich für den umgelagerten Tuff von Niedermendig angegebenen Pflanzenreste. Es handelt sich um:

<i>Populus tremula</i> L.	<i>Prunus padus</i> L.
<i>Salix</i> spec.	<i>Filipendula ulmaria</i> L.
<i>Betula pubescens</i> EHRH.	<i>Galium silvaticum</i> L.
<i>Quercus robur</i> L.	<i>Senecio nemorensis</i> L.
Cruciferae	

Gegen einige dieser Bestimmungen hat FIRBAS (1952, S. 70—71) Einwände erhoben. Da jetzt auch von manchen oben genannten Pflanzen besser erhaltene Fundstücke vorliegen, sollen nicht nur die neuen Fundstücke, sondern auch alle älteren, soweit sie noch zugänglich waren, berücksichtigt werden.

### Systematische Übersicht

#### CONIFERAE

#### Pinaceae

#### *Pinus silvestris* L.

Im Brohltal sind mehrfach Kiefernadeln gefunden worden, wovon jedoch kein Belegstück mehr vorhanden ist (vgl. KRÄUSEL & WEYLAND 1942, S. 7). Das gleiche gilt auch

für die von SCHLICKUM (1924, S. 71) erwähnten Zapfenreste. Pollen sind von R. POTONIÉ (AHRENS & v. BÜLOW 1934, S. 36) nachgewiesen worden.

Im Gleeser Traß konnte bisher nur ein einziges, durch Hitzeeinwirkung beschädigtes Pollenkorn festgestellt werden.

F u n d o r t : Brohltal; Schierbergsmühle.

#### MONOCOTYLEDONEAE

##### Gramineae

Blattreste finden sich an der Basis beider Traßlager sehr häufig, sie sind jedoch nicht näher bestimmbar. Dies trifft auch für einen im unteren Brohltal bei der Netzer Mühle gefundenen Blütenrest zu.

##### Cyperaceae

###### *Carex* spec.

An Cyperaceen führt SCHLICKUM (1924, S. 86—87) *Carex* spec. (wohl *pseudocyperus* L.) von Burgbrohl und *Carex* spec. (wohl *gracilis* CURT.) von Bad Tönnisstein auf. Bei beiden Stücken — die Originale sind im Krieg zerstört worden — handelt es sich um Stengelteile von dreieckigem Querschnitt. Das deutet zwar auf Cyperaceen hin, sagt jedoch nichts über die Gattungs-Zugehörigkeit aus, da derartige Stengel zum Beispiel auch bei *Scirpus* L. vorkommen. Dagegen liegen jetzt aus dem Brohltal unverkennbare *Carex*-Reste vor. Es sind insgesamt sieben kohlig erhaltene weibliche Ähren, aus denen sich noch einige Früchte und Tragblätter herauspräparieren ließen. Die noch unreifen Früchte sind außen gewölbt, innen flach, die Schläuche sind anscheinend kurz geschnäbelt und werden von den spitz zulaufenden Tragblättern überragt. Behaarung ist nicht erkennbar, kann aber auch durch Hitzeeinwirkung zerstört sein.

Mit Sicherheit gehört die Segge zur Untergattung *Eucares* COSS. et GERM., jedoch ist eine nähere Bestimmung nicht möglich.

F u n d o r t : Brohltal, bei Bad Tönnisstein hinter dem Kurhotel.

#### DICOTYLEDONEAE

##### Salicaceae

###### *Salix repens* L.

Taf. II, Fig. 1

Von der Kriechweide stammen zwei Blätter aus dem Brohltal, von denen das eine noch vollständig erhalten und durch Gestalt und Nervatur gut gekennzeichnet ist.

F u n d o r t : Unteres Brohltal, bei der Netzer Mühle.

###### *Salix viminalis* L.

Taf. II, Fig. 2; Abb. 7

Aus dem Brohltal besitzt das Kloster Maria Laach eine größere Platte mit zwei gut erhaltenen beblätterten Sprossen einer Weide, die bereits SCHLICKUM (1924, S. 73) eingehend beschrieben und als *Salix viminalis* bestimmt hat. Das lange Zeit verschollene und erst kürzlich von Pater HOPMANN wieder aufgefundene Original hat KRÄUSEL & WEYLAND nicht vorgelegen.

Unter den langblättrigen, ganzrandigen Weiden des mittel- und nordeuropäischen Raumes zeigt das Fossil in der Tat so große Übereinstimmung mit *S. viminalis*, daß eine Verwechslung trotz der Vielgestaltigkeit der Weiden kaum möglich ist.

F u n d o r t : Brohltal.

cf. *Salix* spec.

Sowohl im Brohltal- wie im Gleeser Traß kommen lange, schmale Blätter vor, die wahrscheinlich zu einer *Salix*-Art gehören, aber kaum näher zu bestimmen sind. Von KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 8) sind sie mit *S. pentandra* L. verglichen worden.



Abb. 7. *Salix viminalis* L., Brohltal (Samml. Maria Laach).

*Populus tremula* L.

Taf. II, Fig. 3; Abb. 8

Die Zitterpappel ist schon 1853 von STEININGER erwähnt worden und damit das am längsten aus dem Brohltal bekannte Fossil. Noch heute sind hierzu gehörende Blätter recht häufig zu finden, besonders hinter der Klosterruine Tönnisstein. Auch im Gleeser Traß fehlt die Art nicht.

Fundort: Brohltal; Schierbergsmühle.

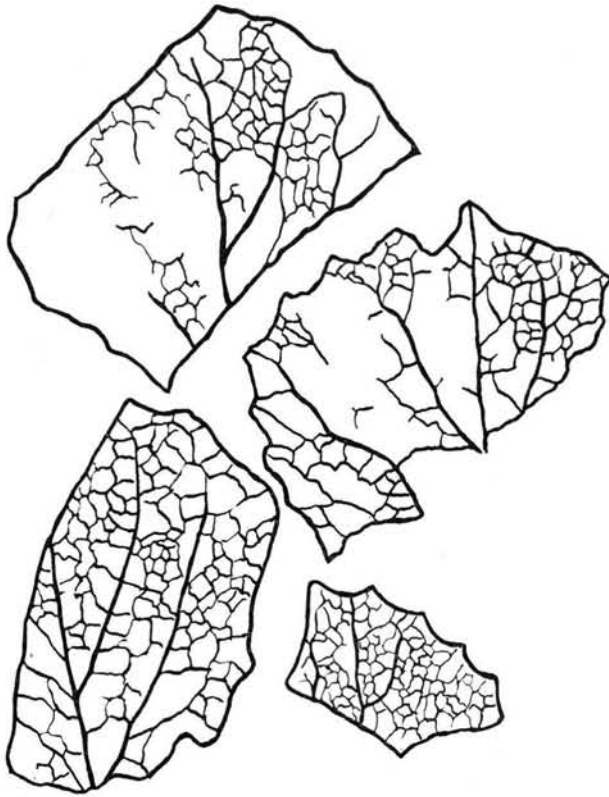


Abb. 8. *Populus tremula* L., Gleeser Traß.

Betulaceae

*Betula pendula* ROTH.

Taf. II, Fig. 4

Birkenblätter kommen im Brohltal häufig vor, doch gehören die meisten zur folgenden Art. Von der Hängebirke sollen sich nach SCHLICKUM (1924, S. 71) mehrere Blattdrucke in der Laacher Sammlung befunden haben; sie sind aber alle schon seit langem verschollen.

Mit Recht haben KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 11) darauf hingewiesen, daß auch bei *Betula pubescens* EHRH. bisweilen *pendula*-ähnliche Blattformen auftreten und sich ein Einzelblatt der letztgenannten Art deshalb nicht mit völliger Sicherheit bestimmen läßt. Im Traßbruch bei der Netzer Mühle fanden sich nun insgesamt fünf typisch ausgebildete Blätter der Hängebirke, so daß an deren Vorkommen wohl kaum zu zweifeln ist.

F u n d o r t : Brohltal, bei der Netzer Mühle.

*Betula pubescens* EHRH.

Taf. II, Fig. 5-7

Wie bereits erwähnt, zählt die Moorbirke zu den häufigsten Arten des Brohltales. Neben zahlreichen Blättern der Hauptart kommen bisweilen auch solche der var. *parvifolia* C. K. SCHNEIDER vor.

F u n d o r t : Brohltal, die var. *parvifolia* bei der Netzer Mühle.

## Fagaceae

*(Quercus robur L.)*

Wiederholt ist von Blattresten der Eiche berichtet worden, doch haben alle früheren Bestimmungen der Nachprüfung von KRÄUSEL & WEYLAND nicht standgehalten. Aber auch der neuerlich von den beiden Autoren (1942, S. 12) zu *Quercus* gestellte Blattrest von Bad Tönisstein gehört zu einer krautigen Pflanze, höchstwahrscheinlich zu *Cirsium oleraceum* (L.) SCOP. (vgl. S. 45). Somit fehlt von der Eiche jeder Nachweis.

## Urticaceae

*Urtica dioica L.*

Taf. II, Fig. 8-10; Taf. III, Fig. 1

Von der schon früher aus dem Brohltal mehrfach angegebenen Brennessel fanden sich bei der Netzer Mühle etwa 30, teilweise sehr gut erhaltene Blattabdrücke von noch aufrecht stehenden Pflanzen.

Fundort: Brohltal, bei Burgbrohl und der Netzer Mühle.

## Ranunculaceae

*Aconitum lycoctonum L.* oder *Ranunculus acer L.*

Taf. III, Fig. 2-4; Abb. 9

Vom gleichen Fundort stammen rund 20 Abdrücke von Grund- und Stengelblättern, die nach Gestalt und Nervatur zweifellos zu einem Hahnenfuß-Gewächs gehören. Innerhalb dieser Pflanzenfamilie ist die Bestimmung schwierig, da ähnlich aussehende Blätter bei mehreren Arten ganz verschiedener Gattungen vorkommen. Dennoch konnten durch eingehenden Vergleich mit rezenten Pflanzen die meisten Arten ausgeschlossen werden; nur war bei den Grundblättern zwischen *Delphinium elatum L.*, *Aconitum lycoctonum* und *Ranunculus acer* nicht immer eine Unterscheidung möglich. Allerdings sind bei



Abb. 9. *Aconitum lycoctonum L.* oder *Ranunculus acer L.*, Gleeser Traß.

*D. elatum* in der Regel die Blattzipfel länger ausgezogen und auch die Lappen der oberen Stengelblätter ungezackt, was bei den fossilen Blättern nicht der Fall ist. Außerdem spricht die heutige Verbreitung (vgl. HULTÉN 1950, S. 201 u. MEUSEL 1943, Karte 23c) gegen ein ehemaliges Vorkommen der Art in West-Deutschland.

Von einer Ranunculacee scheint auch der von KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 16) zu *Potentilla argentea* L. gestellte Blattrest zu stammen (vgl. S. 43).

Auch im Gleeser Traß kommen Ranunculaceen-Blätter vor, die ebenfalls zu einer der oben genannten Arten gehören.

F u n d o r t : Brohltal, bei Burgbrohl und der Netzer Mühle; Schierbergsmühle.

#### Cruciferae

Die von KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 14) hierzu gestellten Blätter aus dem Brohltal sind sehr schwierig zu bestimmen und können auch zu anderen Pflanzenfamilien, wie zum Beispiel Compositen (*Senecio*), gehören.

#### Saxifragaceae

*Ribes* spec. cf. *alpinum* L.

Taf. III, Fig. 5

Ein handförmig geteiltes Blatt mit gekerbtem Rand und breiter, stumpfer Zähnung aus dem Brohltal haben KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 18) zu *Acer pseudoplatanus* L. gestellt. Aber schon FIRBAS (1952, S. 70) hat gegen diese Bestimmung Bedenken erhoben; er hielt eine Verwechslung mit *Viburnum opulus* L. für nicht ausgeschlossen. Ein Vergleich mit rezentem Material ergab jedoch, daß das Blatt weder zur einen noch zur anderen Art gehört.

Beim Bergahorn zweigen die in größerer Anzahl vorhandenen Sekundärnerven in fast gleichem Abstand von den Hauptnerven ab und verlaufen  $\pm$  gradlinig bis zum sehr unregelmäßig gezähnten Blattrand, wodurch das Blatt seinen starren Ausdruck erhält. Die Zähne sind nur an der Spitze schwach abgerundet und durch die unterschiedliche Kantenlänge stark nach oben gerichtet.

Die Blätter von *Viburnum opulus* stimmen zwar in der Nervatur mit den Fossilien besser überein, aber auch bei ihnen ist der Blattrand niemals gekerbt, sondern sehr unregelmäßig gezähnt.

Nun ist allerdings zuzugeben, daß auch das von KRÄUSEL & WEYLAND (Taf. 7, Fig. 6; Abb. 11) abgebildete Blatt einen sehr unregelmäßigen Rand besitzt. Doch das ist nur eine Folge der schlechten Erhaltung. Das Blatt wäre wohl niemals sicher zu bestimmen gewesen, wenn nicht der Traßbruch bei der Netzer Mühle weitere, weniger verdrückte Blätter geliefert hätte, die in allen Einzelheiten mit den Blättern von *Ribes*-Arten, besonders *Ribes alpinum* oder auch Vertretern der „*rubrum*-Gruppe“, übereinstimmen.

F u n d o r t : Brohltal, bei der Netzer Mühle.

#### Rosaceae

*Rubus idaeus* L. oder *Filipendula ulmaria* (L.) MAXIM.

Taf. IV, Fig. 1-4

Aus dem unteren Brohltal liegen zwei Rosaceen-Blätter vor, mit denen zwei weitere aus dem Tönnissteiner Kurpark stammende und von KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 16) zu *Filipendula ulmaria* gestellte völlig übereinstimmen. Zwar können die Fossilien recht gut zu jener Art gehören, doch besteht ebenso weitgehende Übereinstimmung mit Blättern der Himbeere.

F u n d o r t : Brohltal, bei Tönnisstein und der Netzer Mühle.

*(Potentilla argentea L.)*

Auf diese Art beziehen KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 16) einen Blattrest von Burgbrohl, der zwei mittlere Lappen eines ehemals wohl handförmig geteilten Blattes darstellt. Da aber sowohl die Blattbasis fehlt, als auch von den beiden erhaltenen Lappen nur noch Bruchstücke vorliegen, ist das Blatt nicht mehr sicher zu bestimmen. Eine Ähnlichkeit mit *Potentilla argentea* soll nicht bestritten werden; jedoch kommen in gleicher Weise ausgebildete Blätter bei Arten zahlreicher anderer Pflanzenfamilien vor, worauf auch KRÄUSEL & WEYLAND schon hinweisen. Am ehesten dürfte es sich um ein Stengelblatt einer Ranunculaceae handeln, da sich derartige Reste gemeinsam mit den auf S. 41 erwähnten Abdrücken fanden.

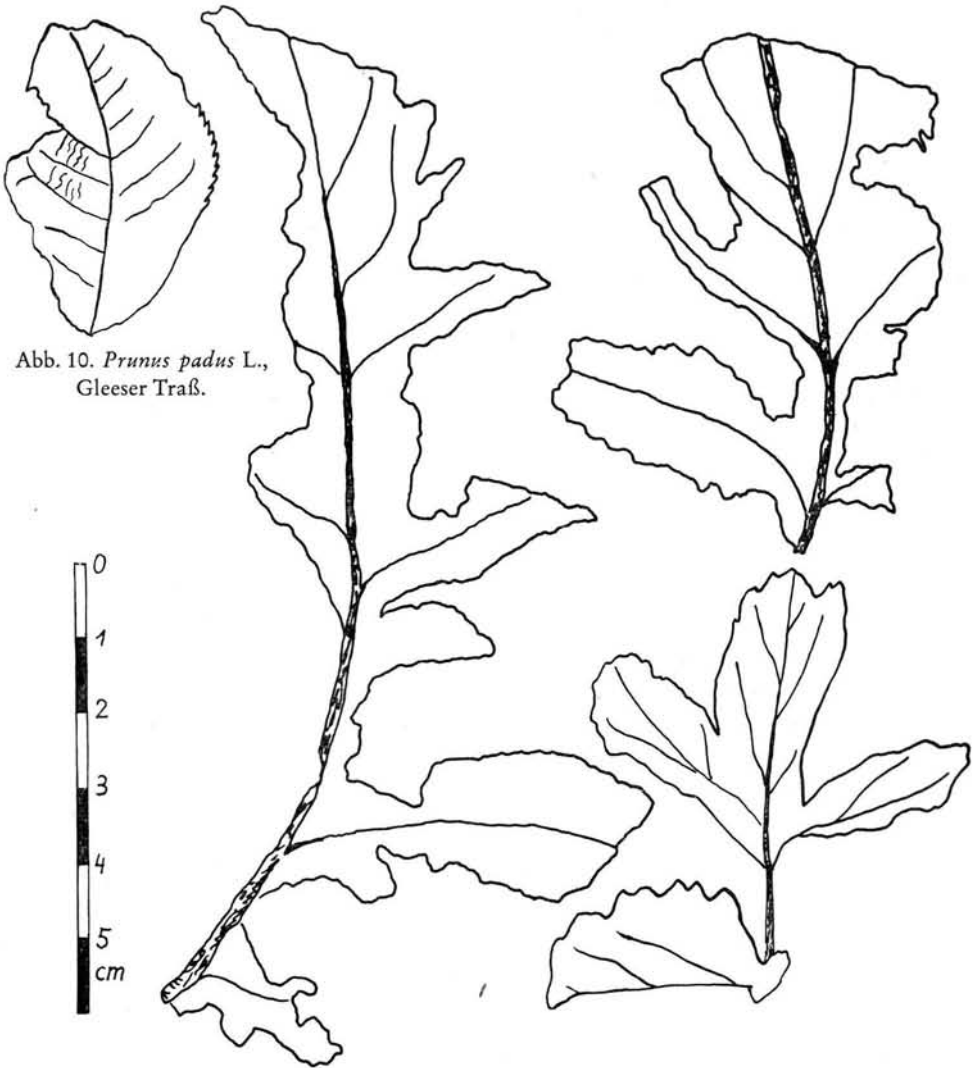


Abb. 10. *Prunus padus* L.,  
Gleeser Traß.

Abb. 11. *Heracleum sphondylium* L., Gleeser Traß.

*Prunus padus* L.

Taf. IV, Fig. 5-7; Abb. 10

Die Traubenkirsche ist die im Brohltal häufigste Art. Fast die Hälfte aller bei der Netzer Mühle gefundenen Blätter gehört hierher. Auch von Bad Tönnisstein ist sie in zahlreichen Stücken bekannt. Dagegen scheint sie im Gleeser Traß seltener zu sein; denn es wurde bisher nur ein einziges Blatt gefunden.

Fundort: Brohltal; Schierbergsmühle.

## Aceraceae

*(Acer pseudoplatanus* L.)Vgl. S. 42 unter *Ribes* spec. cf. *alpinum* L.

## Rhamnaceae

*Rhamnus catharticus* L.

Das Vorkommen dieser, von KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 19) erstmals erwähnten Art ist für das Alleröd sehr bemerkenswert (vgl. S. 47). Deshalb wurde das in der Sammlung des Senckenberg-Museums befindliche Original nochmals sorgfältig untersucht. Dabei ergab sich, daß die Blätter (vgl. KR. & W., Taf. 5, Fig. 18) tatsächlich völlig mit denen des Kreuzdorns übereinstimmen und auch mit nichts anderem zu verwechseln sind.

Fundort: Brohltal, bei Bad Tönnisstein.

## Umbelliferae

*Heracleum sphondylium* L.

Abb. 11

Von dieser Art wurden außer den schon von KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 20) genannten beiden Blättern im Brohltal keine weiteren Reste gefunden. Dagegen kamen solche im Gleeser Traß in großer Zahl vor.

Fundort: Brohltal, in Brohl; Schierbergsmühle.

## Labiatae

*Stachys* spec., *silvatica* L. oder *alpina* L.

Taf. IV, Fig. 8

Von der Netzer Mühle stammt ein umgeknicktes Stück einer Sprossachse mit zwei noch ziemlich vollständig erhaltenen Blättern und den Bruchstücken eines dritten. Die Blätter sind gestielt, am Grunde herzförmig, besitzen einen kerbig-gezähnten Rand und einen starken Mittelnerv, an dessen basalem Teil zwei  $\pm$  bogig nach oben verlaufende Seitennerven abzweigen. Der noch stellenweise sichtbare Stengel trägt in seinem oberen Abschnitt zwei gegenständige Blattstiele. Stellung und Form der Blätter deuten darauf hin, daß das Fossil zu einer Labiate gehört. Unter diesen zeigen *Stachys silvatica* und *alpina* die größte Ähnlichkeit.

Fundort: Brohltal, bei der Netzer Mühle.

## Scrophulariaceae

*Verbascum nigrum* L.

Die von KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 22) hierher gestellten Blätter sind wohl richtig bestimmt. Weitere, allerdings schlechter erhaltene Blattabdrücke wurden bei der Netzer Mühle gefunden.

Fundort: Brohltal.

## Rubiaceae

*Galium boreale* L.

Abb. 12

Auf einem größeren Stück aus dem Gleeser Traß sind neben zahlreichen anderen Pflanzenresten auch zwei Blattquirle eines dreinervigen Labkrautes zu erkennen, von



denen einer noch alle vier Einzelblätter aufweist. Die Blätter sind lanzettlich zugespitzt und müssen recht derb gewesen sein, da ihre Abdrücke besser als die der umliegenden Pflanzen hervortreten. Schon aus dieser kurzen Beschreibung geht hervor, daß das Fossil unzweifelhaft zu *Galium boreale* gehört. Eine Verwechslung mit einer anderen Art ist ausgeschlossen, da alle sonst noch in Mittel-, West- und Nordeuropa heimischen dreinervigen Labkräuter elliptische, ziemlich schlaaffe Blätter besitzen.

F u n d o r t : Schierbergsmühle.



Abb. 12. *Galium boreale* L., Gleeser Traß.

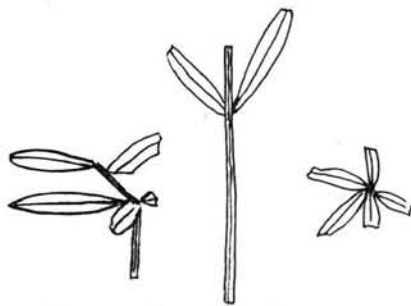


Abb. 13. *Galium spec. silvaticum* L. oder *mollugo* L., Gleeser Traß.

*Galium spec., silvaticum* L. oder *mollugo* L.

Taf. V, Fig. 1-3; Abb. 13

Im Brohltal finden sich häufiger Reste eines ziemlich breitblättrigen Labkrautes, die KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 22) zu *Galium silvaticum* gestellt haben. Habituell gleicht diese Art den Fossilien tatsächlich weitgehend; doch ist zu bedenken, daß auch bei *G. mollugo* var. *latifolium* THUILL. derartig breite Blätter vorkommen. Da nicht mehr sicher zu entscheiden ist, ob die Stengel rund oder vierkantig waren, können die Fossilien keiner bestimmten Art zugewiesen werden; eine von beiden liegt aber ohne jeden Zweifel vor. Dies gilt auch für einige Reste aus dem Gleeser Traß.

F u n d o r t : Brohltal, bei Bad Tönisstein und der Netzer Mühle; Schierbergsmühle.

#### Compositae

*Senecio nemorensis* L.

Taf. V, Fig. 4-5; Abb. 14

Von dieser, erstmals von KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 24) erwähnten Art befindet sich in der Sammlung MICHELS ein gut erhaltener, mit fünf Blättern besetzter Stengel. Weitere Blätter wurden sowohl im unteren Brohltal wie auch im Gleeser Traß gefunden.

F u n d o r t : Brohltal; Schierbergsmühle.

? *Cirsium oleraceum* (L.) SCOP.

Abb. 15

Abb. 15 zeigt den schon auf S. 41 erwähnten, von KRÄUSEL & WEYLAND zu *Quercus robur* gestellten Blattrest. Er ist nicht besonders gut erhalten und erinnert mit seinem gebuchteten Rand in der Tat an ein Eichenblatt. Doch sind bei genauer Betrachtung an einigen Stellen noch borstenförmige Haare bzw. Stacheln zu erkennen, und auch die Nervatur stimmt nicht mit der eines Eichenblattes überein. Bei *Quercus* sind die Seitennerven durch sehr feine, fast gradlinig verlaufende Nervillen verbunden, während bei dem vorliegenden Blatt die Nerven dritter Ordnung maschenförmig angeordnet sind, wie es etwa bei den Compositen der Fall ist. Am ehesten ist das Fossil noch mit Blättern von *Cirsium*-Arten, besonders *C. oleraceum* zu vergleichen.

F u n d o r t : Brohltal, bei Bad Tönisstein.

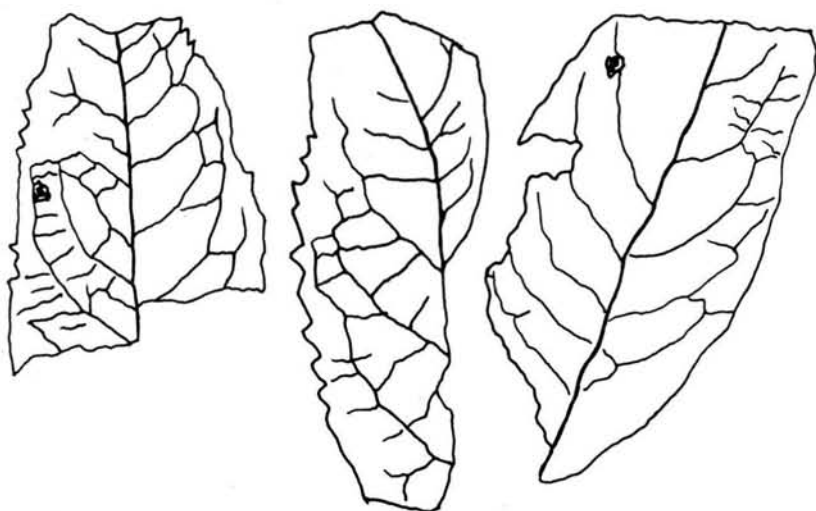


Abb. 14. *Senecio nemorensis* L., Gleeser Traß.

(*Inula helenium* L., cf. *Chrysanthemum*, cf. *Artemisia*)

Neben noch gut erhaltenen Resten von *Senecio nemorensis* und *Achillea millefolium* L. sind von KRÄUSEL & WEYLAND (1942, S. 23—24) auch mehrere fragliche Stücke zu den Compositen gestellt worden. Hierzu gehört vor allem der als *Inula helenium* bezeichnete Blattrest (Taf. 9, Fig. 7 bei KR. & W.), dessen Bestimmung schon SCHLICKUM (1924, S. 81)

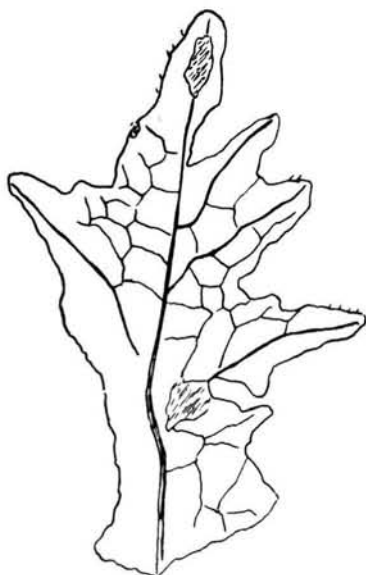


Abb. 15. ?*Cirsium oleraceum* (L.) SCOP., Original zu KRÄUSEL & WEYLAND (1942, 12), Brohltal, Bad Tön-  
nissteiner Kurpark (Samml. MICHELS).

Schwierigkeiten bereitete. Zwar ist eine Ähnlichkeit des nur fragmentarisch erhaltenen Blattes mit den Grundblättern von *I. helenium* nicht von der Hand zu weisen; doch ist das Vorkommen dieser mediterranen, in Mittel-Europa nur verwilderten Art (vgl. HEGI 1918, S. 475) im Alleröd sehr unwahrscheinlich, worauf schon FIRBAS (1952, S. 71) hingewiesen hat. Wohl scheint nach dem Verlauf der Nerven und dem unregelmäßig buchtig-gezähnten Rand ein Compositen-Blatt vorzuliegen; doch ist es trotz eingehendem Ver-

gleich mit lebenden Pflanzen und Herbarmaterial nicht gelungen, es einer bestimmten Art zuzuweisen. So muß es vorläufig als unbestimmbar gelten.

Die mit *Chrysanthemum* und *Artemisia* verglichenen Blattabdrücke sind botanisch völlig wertlos, da sich noch nicht einmal ihre Familienzugehörigkeit ermitteln läßt. Sie können zum Beispiel ebenso gut von Umbelliferen stammen.

### Schlußbetrachtung

Eine Gegenüberstellung der im Brohltal- und im Gleeser Traß bis jetzt festgestellten Arten ergibt folgendes Bild:

Pflanzenart	Brohltal- Traß	Gleeser Traß	Heutige Verbreitung (n. OBERDORFER 1949)
<i>Pinus silvestris</i>	+	+	euras-kont
<i>Carex spec.</i>	+		
<i>Salix repens</i>	+		euras(-kont)
<i>Salix viminalis</i>	+		euras-med
<i>Populus tremula</i>	+	+	euras(-kont) bis med
<i>Betula pendula</i>	+		no(-subozean)
<i>Betula pubescens</i>	+		no-subozean
<i>Urtica dioica</i>	+		euras bzw. kosmop-gemäß
<i>Aconitum lycoctonum</i> oder <i>Ranunculus acer</i>	+	+	euras-no(-kont)
<i>Ribes spec. cf. alpinum</i>	+		euras-med, circ
<i>Rubus idaeus</i> oder <i>Filipendula ulmaria</i>	+		no-alp-med (euras)
<i>Prunus padus</i>	+	+	euras
<i>Rhamnus catharticus</i>	+		euras(-kont)
<i>Heracleum sphondylium</i>	+	+	euras-med(-kont)
<i>Stachys spec., silvatica</i> oder <i>alpina</i>	+		euras(-subozean)
<i>Verbascum nigrum</i>	+		alp
<i>Galium boreale</i>	+	+	subatl-med
<i>Galium spec., mollugo</i> oder <i>silvaticum</i>	+	+	gemäß-kont
<i>Senecio nemorensis</i>	+	+	euras(-subozean)
? <i>Cirsium oleraceum</i>	+		gemäß-kont
<i>Achillea millefolium</i>	+		no-alp
			euras-kont
			wohl med-euras

Bis auf *Galium boreale* sind sämtliche anderen Arten des Gleeser Trasses also auch aus dem Brohltal bekannt. Der zeitliche Unterschied in der Ablagerung der beiden Traßlager macht sich floristisch nicht bemerkbar.

Insgesamt sind bis jetzt 21 verschiedene Arten festgestellt worden, von denen allerdings einige nicht mehr sicher zu bestimmen sind. Aber auch ohne diese erhält man einen recht guten Einblick in die allerödzeitliche Flora der nördlich des Laacher Sees gelegenen Täler. Dort gedieh ein lichter, mit zahlreichen Traubenkirschen und Zitterpappeln durchsetzter Birken-Kiefern-Wald mit einer von hochwüchsigen Stauden gebildeten Krautschicht. Der auffällig hohe Anteil an kontinentalen Arten dürfte wohl auf das stärker kontinental getönte Klima der Späteiszeit in West-Europa zurückzuführen sein. Diese Tatsache spielt bei der Verbreitung von Pflanzen eine wichtige Rolle. So hält sich zum Beispiel in der Gegenwart der Kreuzdorn im atlantischen Europa im wesentlichen innerhalb der Eichengrenze, während er im kontinentalen Ost-Europa weit über sie hinausreicht. Die Ost-Grenze von *Quercus robur* verläuft westlich des Urals, *Rhamnus catharticus* überschreitet ihn und ist bis zum Ob und Altai-Gebirge (Irtysch) verbreitet (vgl. KOMAROV 1949, S. 661). Somit hat sein Vorkommen nicht die gleiche klimatische Bedeutung wie das der Stieleiche, und sein Auftreten in der Alleröd-Zeit ist kein unbedingt sicherer Beweis dafür, daß damals in der Eifel nun auch wirklich die für das Gedeihen

der Eiche notwendige Mindest-Temperatur schon erreicht war. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei *Salix viminalis*. Sie ist in kontinentalen Gebieten Europas weiter nördlich als im atlantischen Bereich verbreitet (vgl. HULTÉN 1950, S. 149).

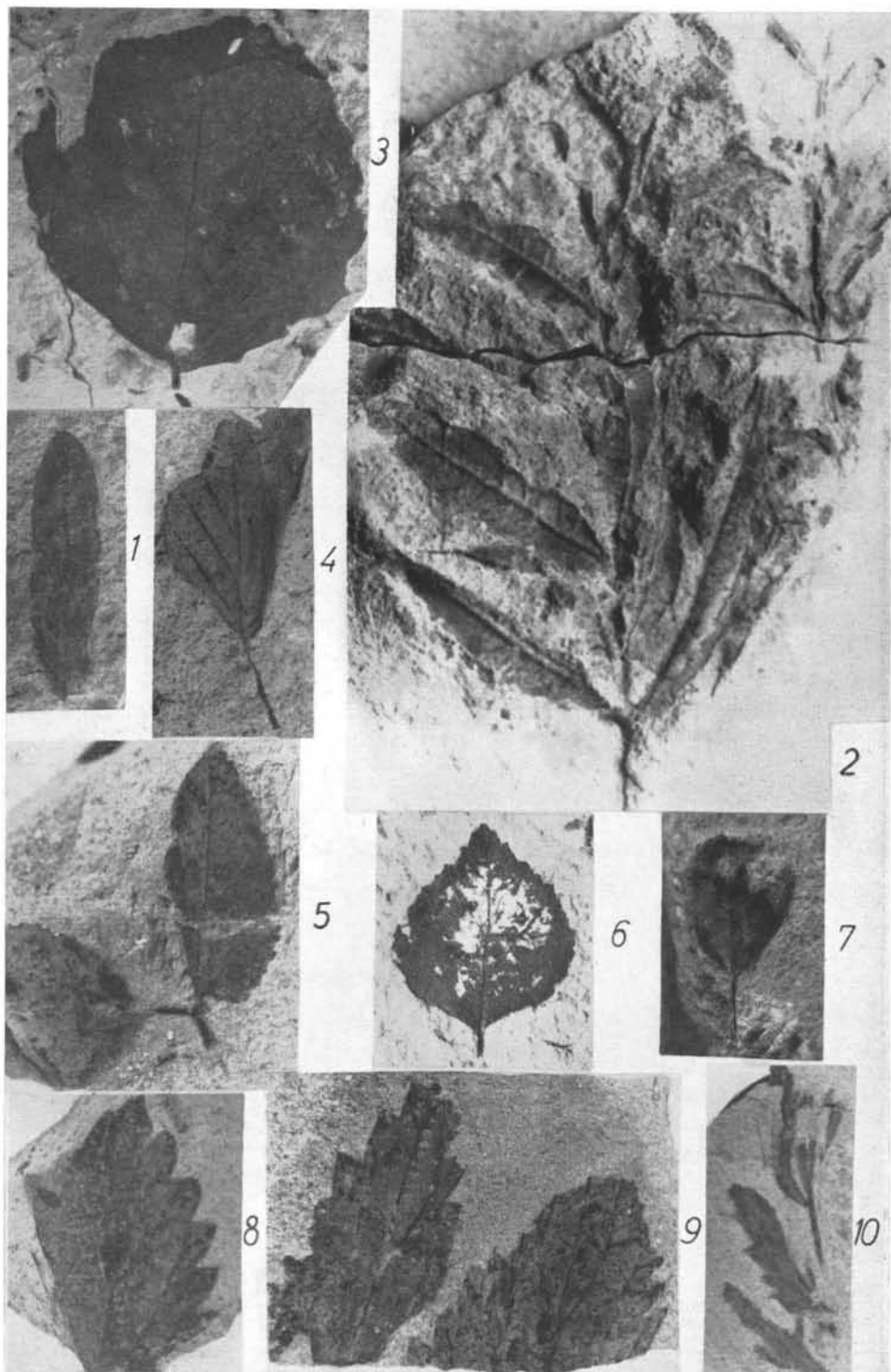
Damit soll aber keineswegs behauptet werden, daß in der Alleröd-Zeit die Eiche völlig in West-Deutschland gefehlt hat. In geschützten Lagen des Rheintales ist ihr Vorkommen sogar sehr wahrscheinlich; denn schon seit langem ist ihr Pollen aus dem Elsaß bekannt (OBERDORFER 1936, S. 520), und neuerdings ist auch aus Belgien von Pollenfunden berichtet worden (MULLENDERS & GULLENTOPS 1956, S. 1129). Aus den allerödzeitlichen Tuffen der Eifel fehlt jedoch, ebenso wie von *Acer pseudoplatanus* jeder Nachweis, da sich, wie bereits erwähnt, alle derartigen Bestimmungen als unrichtig erwiesen haben.

#### Schriften:

- AHRENS, W.: Die Entstehung des Laacher Sees und die Ausbruchsstelle der weißen Bimssteine des Neuwieder Beckens. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 49, 339-369, Berlin 1928. - - Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. - Stuttg. 1930.
- AHRENS, W. & v. BÜLOW, K.: Das Alter des Laacher Bimsausbruches. - Z. deutsch. geol. Ges. 86, 92-99, Berlin 1934.
- ANDRÄ, H.: Vulkanische Tuffmassen mit Pflanzenabdrücken aus dem Brohlthale. - Sitz.Ber. niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilk., Bonn 1863.
- BRAUNS, R.: Die Entstehung des Laacher Sees. - Rhein. Heimatb., Bonn 1922. - - Die Entstehung des Laacher Sees und die Ausbruchsstellen der weißen Bimssteine und des Traß. - Centralbl. f. Min. etc., Abt. B, 593-601, Stuttgart 1929.
- CLOOS, H.: Einführung in die Geologie. - Berlin 1936.
- FIRBAS, F.: Waldgeschichte Mitteleuropas. Bd. II. - Jena 1952. - - Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. - Naturwiss. 40, Berlin 1953.
- FRECHEN, J.: Die Herkunft der spätglazialen Bimstoffe in mittel- und süddeutschen Mooren. - Geol. Jb. 67, 209-230, Hannover 1952. - - Der Rheinische Bimsstein. - Wittlich 1953. - - Manuskript.
- HEGI, G.: Illustrierte Flora von Mitteleuropa. Bd. VI, I. - München 1918.
- HULTÉN, E.: Atlas of the distribution of vascular plants in N.-W. Europe. - Stockholm 1950.
- KEMMERLING, G.: De uitbarsting van den G. KELOET in den nacht van den 19den op den 20sten Mei 1919. - Vulk. Med. 2, 1-120, Weltevreden 1921.
- KOMAROV, V.: Flora SSSR. Bd. XIV. - Moskau-Leningrad 1949.
- KRÄUSEL, R. & WEYLAND, H.: Tertiäre und nacheiszeitliche Pflanzenreste aus den vulkanischen Tuffen der Eifel. - Abh. senckenberg. naturf. Ges. 463, 1-62, Frankfurt a. M. 1942.
- LACROIX, A.: Montagne Pelée et ses éruptions. - Paris 1904.
- MEUSEL, H.: Vergleichende Arealkunde. Bd. II. - Berlin-Zehlendorf 1943.
- MULLENDERS, W. & GULLENTOPS, F.: Évolution de la végétation et de la plaine alluviale de la Dyle, à Louvain, depuis le Pleni-Wurm. - Bull. Acad. roy., classe d. Sciences, Sér. 5, 42, 1123-1137, Brüssel 1956.
- OBERDORFER, E.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Oberelsasses und der Vogesen. - Z. f. Bot. 30, 513-572, Jena 1936/37. - - Pflanzensoziologische Exkursionsflora für Südwestdeutschland. - Stuttgart 1949.
- POHLIG, H.: Über die Vulkanzentren des Siebengebirges und des Laacher Sees. - Z. deutsch. geol. Ges. 43, 822-827, Berlin 1891.
- SCHLICKUM, A.: Die Pflanzenreste aus den Bimssteintuffen des Kondetals bei Winingen a. d. Mosel und des Brohltals in der Vordereifel. - Verh. naturh. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf. 81, 47-91, Bonn 1924.
- STEININGER, J.: Die erloschenen Vulkane der Eifel und am Niederrhein. - Mainz 1820. - - Geognostische Beschreibung der Eifel. - Trier 1853.
- VÖLZING, K.: Der Traß des Brohltales. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 28, (1907), 1-56, Berlin 1910.

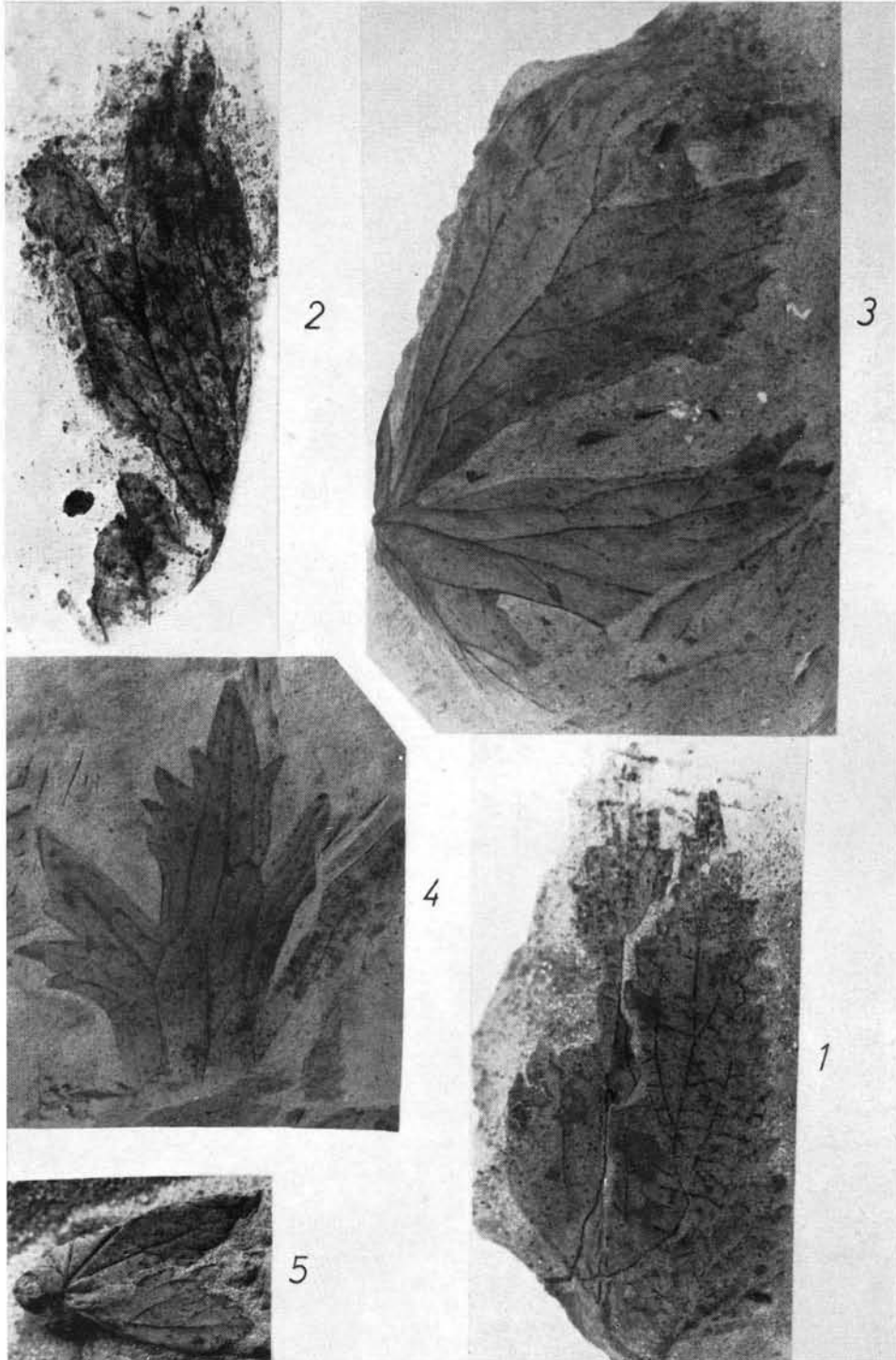
#### Tafel II

- Fig. 1. *Salix repens* L., Brohltal, bei der Netzer Mühle.  
 Fig. 2. *Salix viminalis* L., Brohltal (Samml. Maria Laach).  
 Fig. 3. *Populus tremula* L., Brohltal, Bad Tönnissteiner Kurpark (Samml. MICHELS).  
 Fig. 4. *Betula pendula* ROTH., Brohltal, bei der Netzer Mühle.  
 Fig. 5. *Betula pubescens* EHRH., Brohltal, bei der Netzer Mühle.  
 Fig. 6. *Betula pubescens* EHRH., Brohltal (Samml. Maria Laach).  
 Fig. 7. *Betula pubescens* EHRH. var. *parvifolia* SCHNEIDER, Brohltal, bei der Netzer Mühle.  
 Fig. 8—10. *Urtica dioica* L., Brohltal, bei der Netzer Mühle.



Tafel III

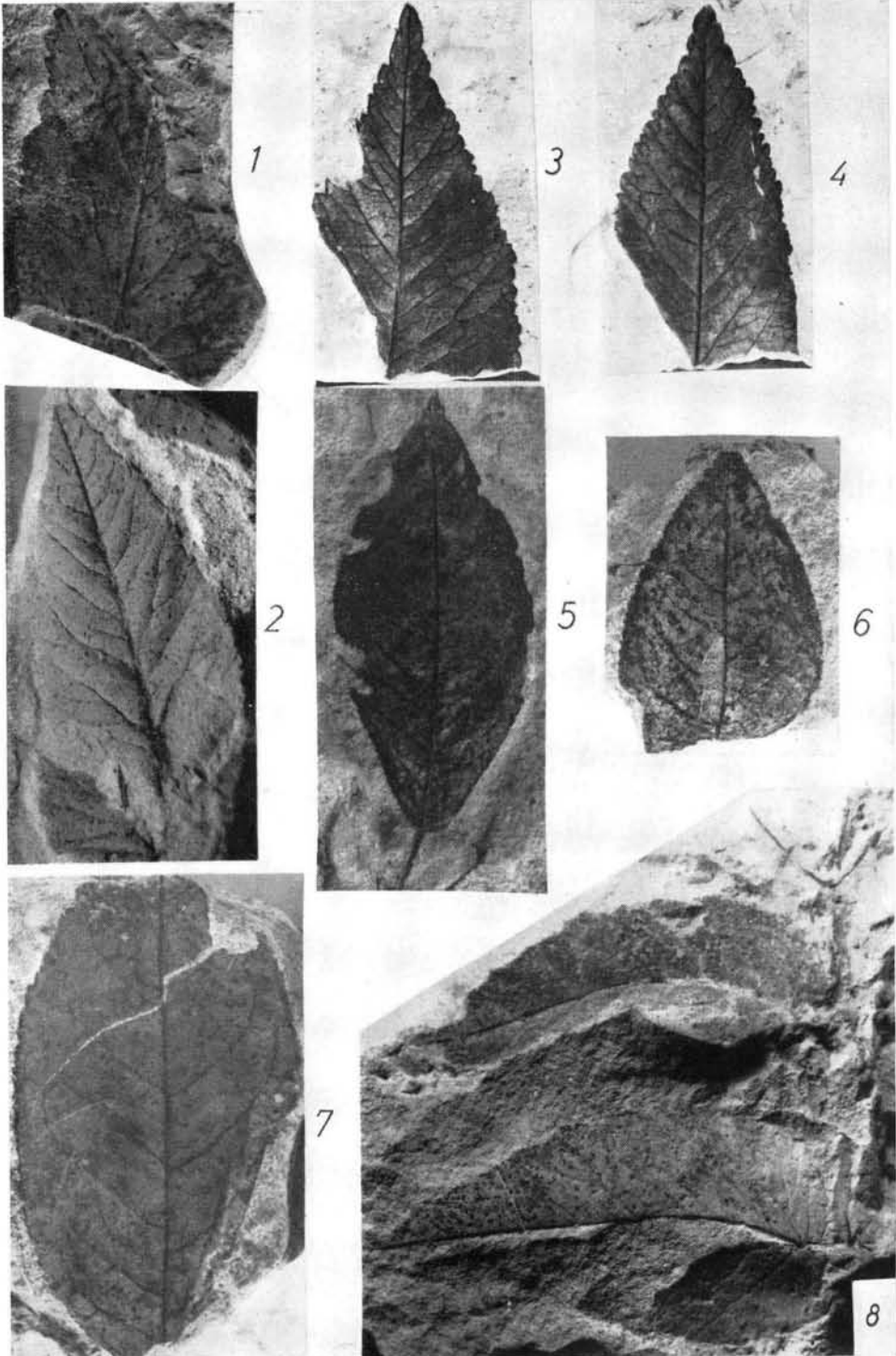
- Fig. 1. *Urtica dioica* L., Brohltal, bei der Netzer Mühle.
- Fig. 2—4. *Aconitum lycoctonum* L. oder *Ranunculus acer* L.; Fig. 2 ist ein umgeschlagener Zipfel des in Fig. 3 abgebildeten Blattes. Brohltal, bei der Netzer Mühle.
- Fig. 5. *Ribes* spec. cf. *alpinum* L., Brohltal, bei der Netzer Mühle.



Tafel IV

- Fig. 1—2. *Rubus idaeus* L. oder *Filipendula ulmaria* (L.) MAXIM., Brohltal, bei der Netzer Mühle.  
Fig. 3—4. *Rubus idaeus* L. oder *Filipendula ulmaria* (L.) MAXIM., Brohltal, Bad Tönnissteiner Kurpark (Samml. MICHELS).  
Fig. 5—7. *Prunus padus* L., Brohltal, bei der Netzer Mühle.  
Fig. 8. *Stachys spec. silvatica* L. oder *alpina* L., Brohltal, bei der Netzer Mühle.





Zur Arbeit SCHWEITZER

Tafel V

- Fig. 1. *Galium spec. silvaticum* L. oder *mollugo* L., Brohltal, Bad Tönnissteiner Kurpark (Samml. MICHELS).
- Fig. 2—3. *Galium spec. silvaticum* L. oder *mollugo* L., Brohltal, bei der Netzer Mühle.
- Fig. 4. *Senecio nemorensis* L., Brohltal, bei der Netzer Mühle.
- Fig. 5. *Senecio nemorensis* L., Brohltal, Bad Tönnissteiner Kurpark (Samml. MICHELS).

Bis auf Taf. V, Fig. 5 ( $\frac{1}{2}$  nat. Gr.) sind alle Pflanzen in nat. Gr. wiedergegeben.





# Eiszeitklima und Gesteinsstruktur — Ihre Bedeutung für die asymmetrischen Talformen im Buntsandstein

Von LUDWIG HEMPEL, Münster (Westfalen)

Mit 6 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Die Beobachtungen über Verbreitung und Ausgestaltung der asymmetrischen Täler in den verschiedenen Abteilungen des Buntsandsteins zeigen die Zusammenhänge von Gesteinsstruktur, klimatischen Kräften und Formenbildung. Die Feststellungen von POSER & MÜLLER (1951) über die Asymmetrie in Tälern konnten bestätigt werden. Der Asymmetriegrad in allen Gesteinen des Buntsandsteins ist kleiner als in Lockergesteinen (Kies, Sand, Lehm). Innerhalb des Buntsandsteins nimmt der Bausandstein eine besondere Stellung ein. Bausandstein mit silikatischem Bindemittel zeigt nur eine schwache Asymmetrie und neigt zudem vorzugsweise zur Primär-Asymmetrie. Noch extremer ist der Einfluß der Gesteinsstruktur auf die eiszeitliche Formenbildung im Bausandstein mit karbonatischem Bindemittel. Die Anlehnung der Abtragung an das Kluftsystem und die Herauspräparierung von Felsen zwischen den Klüften führte streckenweise zu einer Umkehr der Verhältnisse bei primärer Asymmetrie.

**Résumé.** Les observations sur l'étendue et la formation des vallées asymétriques dans les différentes couches du Buntsandstein révèlent les connexions de la structure pétrographique des forces climatiques et de la formation des structures. Les constatations de POSER & MÜLLER (1951) sur l'asymétrie dans les vallées ont pu être confirmées. Le degré d'asymétrie dans toutes les variétés du Buntsandstein est inférieur à celui des pierres meubles (gravier, sable, argile). Au dedans de la formation du Buntsandstein le "Bausandstein" occupe une place spéciale. Si ce dernier a un ciment siliceux, il n'accuse qu'une faible asymétrie et marque une préférence pour l'asymétrie primaire. L'influence de la structure pétrographique sur la formation structurale, à l'époque glaciaire, du "Bausandstein", étant cimenté par un mortier calcaire, est encore plus forte. L'action de l'érosion sur le système des fentes et la lente formation de rochers entre les fentes provoqua par places un renversement des conditions de l'asymétrie primaire.

## 1. Problemstellung

Immer wieder fallen bei Taluntersuchungen jene Täler besonders auf, deren Hänge ungleichmäßig geböscht und ausgestaltet sind. Diese asymmetrischen Formen können verschiedene Entstehungsursachen haben. Gesteinsstruktur und Klima sind — wenn man von anthropogenen Formungsvorgängen oder tektonischen Verstaltungen absieht — diejenigen Kräfte, die diese Asymmetrie hervorgerufen haben können. Die gesteinsbedingten Formen standen lange Zeit im Vordergrund der Betrachtung. Aber schon KREBS (1937, S. 64—66) hatte bei seinen Talnetzstudien, die zum größten Teil die gesteinsbedingten asymmetrischen Formen behandeln, auch auf die klimabedingte Asymmetrie hingewiesen und dort das ältere Schrifttum verarbeitet. Auch JESSEN (1935, S. 400—404; 433—436) widmete der „Reliefasymmetrie und Auslage“ einen größeren Aufsatz und kommt zu dem Schluß, daß nur exaktes Ausmessen von Hangwinkel und Exposition die Forschung weiterbringen könne, wobei er wohl besonders die Arbeit von LÖSCHE (1930) als Vorbild im Auge hat. Dieser letzten Forderung sind, nachdem die Probleme über die Genese der asymmetrischen Täler durch neue Deutungsversuche zugenommen haben (vgl. BÜDEL 1944), POSER & MÜLLER (1951) besonders gerecht geworden. Ihre Untersuchungen und insbesondere die Feststellung von zwei Asymmetriearten (primäre und sekundäre Asymmetrie) zeigten aber gleichzeitig, welche Fülle von Beobachtungsmaterial notwendig ist, um ein richtiges Bild von der Verbreitung und Deutung der asymmetrischen Täler zu bekommen.

Schien es schon aus diesen Gründen ratsam, den Rahmen der Untersuchungen über die asymmetrischen Täler im Buntsandstein einzuengen, so wurde das nach Aufdeckung weiterer Probleme durch die jüngeren Studien von FEZER (1953, S. 64—74) geradezu

notwendig. So sollen die im folgenden mitgeteilten Beobachtungen über asymmetrische Täler ein Beitrag sein zur Forschung über

1. die Verbreitung der Formen in einzelnen Buntsandsteingebieten,
2. die Ausbildung der Täler auf Grund von Messungen und
3. die gesteinsbedingten Varianten der normalen, klimabedingten Formen.<sup>1)</sup>

Vergleiche mit anderen Buntsandsteinlandschaften sind zur Zeit noch nicht möglich. Leider fehlen auch in den Mitteilungen BLUMES (1949, S. 63—69; 109—111) über asymmetrische Talformen im Buntsandstein der Marburger Landschaft Winkelmessungen und genauere Ortsangaben, in welchem Talabschnitt die Asymmetrie angetroffen wurde, so daß Vergleiche der Befunde im Buntsandstein Nordhessens, Westfalens und Hannovers untereinander nicht möglich sind.

## 2. Die Beobachtungen und Deutungen

Als erstes sollen die Formen im Solling beschrieben werden. Dieses Buntsandsteingewölbe ist insofern besonders gut für die Kartierung der asymmetrischen Täler geeignet, weil durch zahlreiche Aufschlüsse die Lagerungsverhältnisse der Gesteine nachgeprüft werden können. So war es möglich, gesteinsbedingte Asymmetrie auszuschalten und rein klimatisch bedingte Formen zu untersuchen. Außerdem boten die von Ort zu Ort recht unterschiedlichen Lagerungsverhältnisse der Gesteine gute Möglichkeiten, einerseits die Stärke der pleistozänen Klimafaktoren über die Gesteinsstruktur innerhalb jeder Buntsandsteinabteilung, andererseits die Funktion der Gesteinsstruktur für die Formenbildung von Abteilung zu Abteilung zu studieren. Beide Gesteinsserien des mittleren Buntsandsteins — die dickbankigen Bausandsteine mit geringen tonigen Zwischenlagen sowie die fein- und grobkörnigen Sandsteine und Tone in Wechsellagerung — sind großflächig verbreitet und gestatten daher die Untersuchung einer großen Zahl von Tälern.

Durchstreift man nur flüchtig das Gebiet und nimmt die Täler im Solling nur kurz, ohne irgendwelche Messungen über die Neigung der Hänge durchzuführen, in Augenschein, so hat man den Eindruck, daß kaum oder nur eine geringe Asymmetrie in den Tälern des Buntsandsteins herrscht. Dieser erste Eindruck deckt sich auch mit der mehrfach von FEZER (1953, S. 65; 69) gemachten Äußerung, daß sich die asymmetrischen Täler im Schwarzwaldgebiet „in den Gesteinen des Oberen Buntsandsteins, des Unteren Muschelkalks und des Löß häufen, im Mittleren und Unteren Buntsandstein und im Kristallin sehr selten sind“.

Dieser Eindruck ändert sich etwas, sobald man die Talformen genauer untersucht und ausmißt. Die folgenden Untersuchungen sind in den in der Karte (Abb. 1) angemarkten Teilen des Sollings, d. h. also im Bereich der Meßtischblätter Lauenberg, Hardeggen und Sievershausen durchgeführt worden. Dabei stellte sich heraus, daß freilich eine solche Dichte von asymmetrischen Tälern, wie POSER & MÜLLER (1951) sie im Niederbayerischen Hügelland gefunden haben (90 v. H. aller Talstrecken waren asymmetrisch gebaut) im Solling nicht erreicht wird, daß aber dennoch ca.  $\frac{2}{3}$  aller Talstrecken im Buntsandstein des Sollings deutlich unsymmetrisch sind. Die übrigen 33 v. H. aller gemessenen Talstrecken zeigen Asymmetriegrade, die unter 1,2 lagen, wobei der Asymmetriegrad nach dem Verfahren von LÖSCHE (1930; 1938): Winkel des Flachhanges zu Winkel des gegenüberliegenden Steilhanges, gemessen wurde. Es schien mir in Anbetracht der Meßgenauigkeit des Winkelmessers und eigener Ablesefehler nicht statthaft, solche geringen Differenzen für die Beurteilung der Asymmetrie auszuwerten. Von den 44 km kartierten Talstrecken würde ich 28 km als asymmetrisch, 16 km als so gut wie symmetrisch gebaut betrachten. Es ist aber durchaus möglich, und mein Beobachtungsmaterial bietet Hinweise

<sup>1)</sup> Die Studien wurden mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt, der ich für die finanzielle Hilfe herzlich danke.

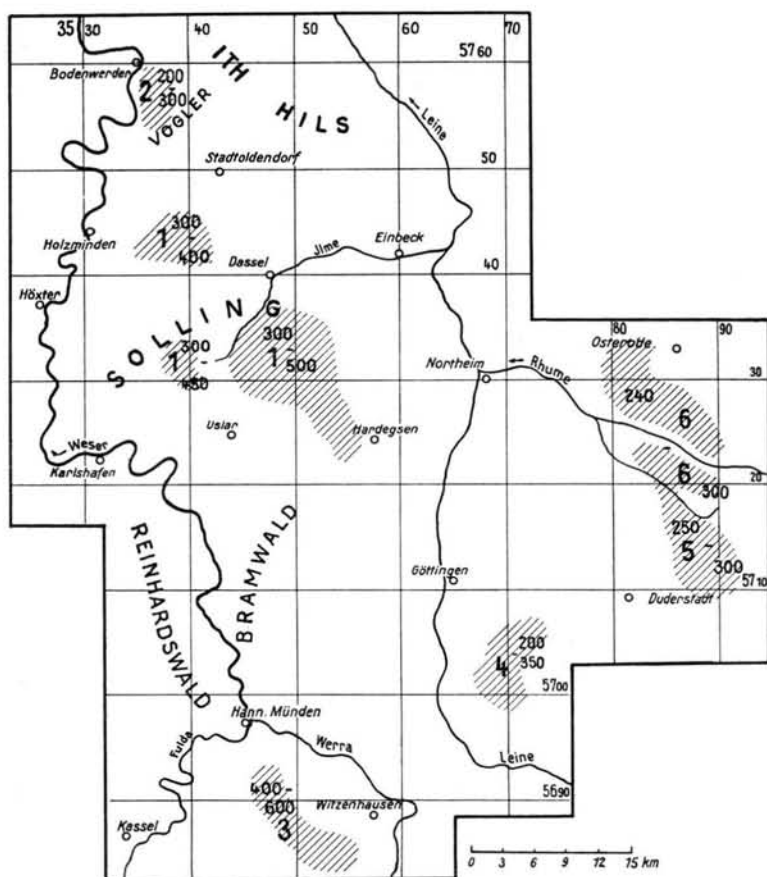


Abb. 1. Untersuchungsgebiete für asymmetrische Täler im Buntsandstein

darauf, daß meine fraglichen Messungen richtig sind und diese geringen Asymmetriegrade im Buntsandstein daher Bedeutung haben können. Sollten spätere Messungen mit genauer arbeitenden Meßgeräten dies ergeben und Asymmetriegrade unter 1,2 faßbar sein, so kann ich aus meinen Beobachtungen schon jetzt beisteuern, daß von den 16 km Talstrecke, von der nur unsichere Meßergebnisse vorliegen, etwa 13 km einen Asymmetriegrad größer als 1,0, d. h. zwischen 1,0 und 1,2 hatten.

Einen Überblick über die Verteilung der Steilhänge und Flachhänge in v. H. der 28 km vermessenen asymmetrischen Talstrecke soll die folgende Tabelle vermitteln:

Exposition	S	SW	W	NW	N	NO	O	SO
Steilhänge	9	20	11	5	49	1	3	3
Flachhänge	49	1	3	3	9	20	11	5

Die Tabelle gibt natürlich insofern ein falsches Bild von der Verteilung der Steil- und Flachhänge, als sie ohne Berücksichtigung der Talrichtungen zusammengestellt worden ist. Die Talrichtung verteilt sich wie folgt:

Talstrecken von	W—O	: 16 km
	NW—SO	: 6 km
	N—S	: 4 km
	NO—SW	: 2 km

Die erste Tabelle zeigt aber dennoch eines, daß — ganz gleich, in welcher Richtung vorzugsweise die Täler verlaufen — die Asymmetrie nicht auf eine Richtung festgelegt ist,

sondern daß der Sektor zwischen Norden über Westen nach Süden größere Anteile an den Steilhängen hat als der mehr östliche Abschnitt. So stehen z. B. Norden und Süden wie 9:49 oder Nordosten zu Südwesten wie 1:20 gegenüber.

Weitere Untersuchungen — angeregt durch die Arbeit von POSER & MÜLLER (1951) — zeigten, daß es sich für die Beurteilung der Bedeutung von Klima und Gesteinsstruktur auf die Formungstendenz lohnen würde, die Beobachtungen unter dem Gesichtswinkel der beiden Asymmetriearten fortzusetzen.

Vielleicht ist es hier angebracht, kurz die Befunde und Deutungen von POSER & MÜLLER wiederzugeben. Unter primärer Asymmetrie verstehen beide Autoren die Exposition des Steilhanges nach Norden bis Osten. Sie ist charakterisiert durch „Kleinheit des Asymmetriegrades und durch die Beschränkung ihres Vorkommens auf oberste Talstrecken mit ungeschichteter Schuttfüllung“, worauf POSER bereits früher (1947, S. 10 bis 18; 1948, S. 53—68) hingewiesen hatte. Über der ganzen Landschaft lag also unter dem Wirken der Solifluktion die Tendenz zur stärkeren Abflachung der sonnnseitigen Hänge“ (POSER & MÜLLER 1951, S. 28). — Die sekundäre Asymmetrie bedeutet die Exposition der Steilhänge nach Süden bis Westen. Sie kommt dort vor, wo das ablaufende Schmelzwasser den aufgetauten Hang unterschneiden konnte und versteinerte. „Von diesen zweifellos in allen Tälern schon sehr hoch gelegenen Punkten an wurden die in der Landschaft liegenden Tendenzen zur primären Asymmetrie innerhalb der Talzüge durch Einschaltung der Tätigkeit des fließenden Wassers überlagert“ (POSER & MÜLLER 1951, S. 29).

#### a) Die Formen im Bausandstein

Schon bei flüchtiger Begehung fiel auf, daß die primäre Asymmetrie im Sinne von POSER & MÜLLER, also mit Steilhängen nach Norden bis Osten, im Bausandstein — er hat hier ein silikatisches Bindemittel — viel häufiger und, auf die Talstrecke gesehen, viel länger zu finden war als im übrigen mittleren Buntsandstein. Eine genauere Nachprüfung der Asymmetriearten bestätigte diesen ersten Eindruck. So lag also der Schluß nahe, daß im Bausandstein des Sollings die Vorbedingungen für sekundäre Asymmetrie, eben größere Schmelzwassermengen über lange Strecken der Täler, nicht gegeben waren. Der oberflächliche Abfluß in diesen Bausandsteingebieten wird also auch während des Pleistozäns geringer gewesen sein als in anderen Gesteinen, z. B. im übrigen mittleren Buntsandstein.

Es wurden, um das besser zu beweisen, Stellen aufgesucht, an denen durch Zusammenfluß zweier asymmetrischer Täler aus verschiedenen Abteilungen des Buntsandsteins die Asymmetrieverhältnisse genauer studiert werden konnten. Eine solche Situation war in der westlichen und südlichen Umgebung der Försterei Grasborn im Nordostsolling gegeben (Abb. 2). Zwei Täler (a + b) laufen von Süden nach Norden fast parallel; die Höhenlage der Talsohle und der Talränder ist bei beiden ungefähr die gleiche; sie sind etwa 1 km voneinander entfernt. Das Tal im Bausandstein (a) hat auf einer Strecke von fast einem Kilometer den Steilhang nach Osten exponiert. Das Tal im übrigen mittleren Buntsandstein (b) zeigt in den obersten 180 m eine Primär-Asymmetrie, auf der übrigen 1 km langen Strecke eine Sekundär-Asymmetrie (Steilhang nach Westen). Man könnte denken, daß diese unterschiedliche Ausbildung an der Größe des Einzugsgebietes der einzelnen Täler liegt. Aber auch da besteht kein grundsätzlicher Unterschied. Auch irgendwelche Einflüsse anthropogener Art, wie z. B. Beackerung von Hängen — wir befinden uns im Nordostsolling in einem Gebiet mit zahlreichen Wüstungen — konnten im Gelände nicht ausgemacht werden und sind nach den Unterlagen im Wüstungsarchiv des Geographischen Instituts Göttingen in der fraglichen Gegend nicht zu erwarten. Die unterschiedliche Ausbildung scheint in der Tat auf die verschiedene Gesteinsstruktur zurückzuführen zu sein. Das wird noch ganz besonders deutlich durch folgende Befunde: Von der Stelle ab, an



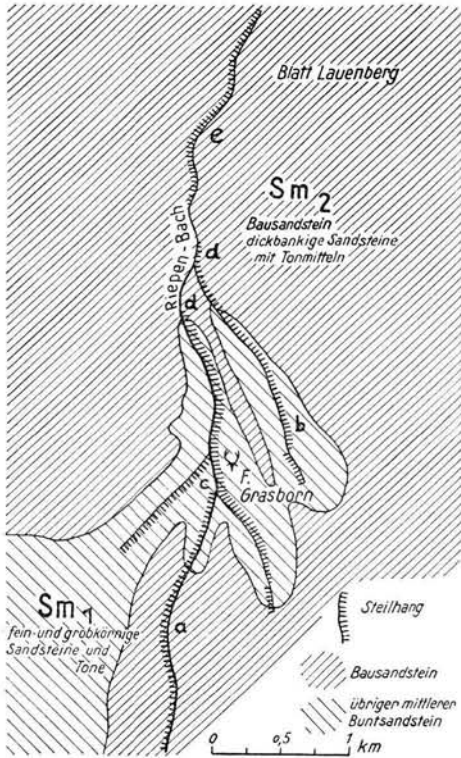


Abb. 2. Talnetz, Wechsel von primärer und sekundärer Asymmetrie und Gesteinslagerung im Nordwestteil des Sollings (Blatt Lauenberg Nr. 4244).

der ein Tal aus dem mittleren Buntsandstein mit Sekundär-Asymmetrie in das Bausandsteintal mit Primär-Asymmetrie einmündet, ist auch im Bausandsteintal die Sekundär-Asymmetrie ausgebildet (Abb. 2 c). Diesen abrupten Übergang von Primär- zu Sekundär-Asymmetrie bei Zusammenfluß zweier Täler aus verschiedenen Gesteinen kann man noch an mehreren anderen Stellen im Nordwestsolling beobachten. Es handelt sich ganz offensichtlich um eine Erscheinung, die nicht zufälligen Gegebenheiten unterworfen ist, sondern Aussagen von grundsätzlicher Bedeutung für die Formungsvorgänge gestattet. Das bestätigen auch Beobachtungen darüber, daß von der Stelle ab, an der das Tal aus mittlerem Buntsandstein in Bausandstein kommt, der Grad der Sekundär-Asymmetrie kleiner wird (Abb. 2, d) und nach etwa 1 km wieder erlöscht und einer Primär-Asymmetrie Platz macht (vgl. Abb. 2, e).

Man wird sich diesen Wechsel so vorstellen müssen: Das baldige Ablösen der Primär-Asymmetrie durch die Sekundär-Asymmetrie ist bedingt durch die pleistozänen Schmelzwässer, die in den tonreichen Partien des mittleren Buntsandsteins besonders stark oberflächlich abgeführt werden. Im Bausandstein ist eine Wirkung von Schmelzwasser auf der Oberfläche erst sehr weit talabwärts eingetreten; das bedeutet, daß die oberflächlich abfließenden Wassermengen während der Tauperiode nur gering im Verhältnis zum übrigen mittleren Buntsandstein gewesen sein können, weil ein großer Teil in den Klüften und Spalten in Oberflächennähe transportiert wurde. Das wird im übrigen sehr gut durch die auffallend geringe Talichte im Bausandstein des Sollings bestätigt. Nur dort ist eine Umkehr der Primär-Asymmetrie in eine Sekundär-Asymmetrie im Bausandstein schon sehr hoch in den oberen Talstrecken zu beobachten, wo Wasser aus Seitentälern, die aus dem übrigen mittleren Buntsandstein

kommen, einmünden. Umgekehrt entzog das Kluftsystem des Bausandsteins den Tälern Schmelzwasser, das aus höher gelegenen Talstrecken im mittleren Buntsandstein kam, und kehrte die Sekundär-Asymmetrie wieder in eine Primär-Asymmetrie um. Keine Beobachtungsserie wie diese am Nordostrand des Sollings scheint mir die Zusammenhänge von klimamorphologischer Formungstendenz und Gesteinsstruktur im Hinblick auf die Talasymmetrie besser zu beweisen. Sie bestätigen, daß die wirklich auffällige Formung im Bausandstein sich auch während des Pleistozäns vorwiegend an die Kluft- und Spaltensysteme angeschlossen hat. Wie weit diese Abhängigkeit von der Gesteinsstruktur trotz starker klimatischer Kräfte im Diluvium gehen kann, sollen uns weiter unten Beobachtungen aus dem Bausandstein der Umgebung von Göttingen zeigen, der bekanntlich noch dickbankiger und fester als der Bausandstein des Sollings ist.

Zu diesen auffallenden Beziehungen von Asymmetrieart und Gesteinsstruktur — bedingt durch eine besondere Hydrographie im Bausandstein — passen auch die Beobachtungen über den Asymmetriegrad. Um die Bedeutung der Tabelle über den mittleren Grad der Asymmetrie, geordnet nach der Exposition des Steilhanges, zu ermessen, scheint es zweckmäßig, die Ergebnisse von LÖSCHE (1938, S. 79) bzw. POSER & MÜLLER (1951, S. 18) zum Vergleich daneben zu stellen.

LÖSCHE: Erzgebirgsbecken; Gestein: elstereiszeitliche Schotter, Geschiebelehm, Sande, Kiese, Löß.

Exposition	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Quotient				nicht	angegeben			
Winkeldiff.	—	—	—	—	2,0	4,0	2,8	1,8
Steilh./Flachh.								

POSER & MÜLLER: Niederbayerisches Hügelland; Gestein: Ton, Sand, Mergel des Miozäns; Hauptschotter.

Quotient	1,9	1,6	1,8	2,0	2,1	3,4	3,0	2,4
Winkeldiff.								
Steilh./Flachh.	7	8	7	9	9	15	14	12

HEMPEL: Solling; Gestein: Dickbankiger Sandstein mit dünnen tonigen Zwischenlagen (Bausandstein).

Quotient	1,1	1,2	1,2	1,2	1,3	1,4	1,1	—
Winkeldiff.								
Steilh./Flachh.	3	4	3	3	4	6	3	—

Man geht wohl nicht fehl, wenn man diese Befunde so interpretiert, daß die Gesteine, die im aufgetauten Zustand die größere Widerstandsfähigkeit gegenüber den exogenen Kräften haben, sich besonders schlecht zur Ausbildung einer Talasymmetrie eignen. Auch die Messungen über die Grade der Asymmetrie im Falle von Primär- und Sekundär-Asymmetrie bieten Anhalte dafür. Danach ergibt sich für den Bausandstein des Sollings folgendes Bild:

HEMPEL: Solling; Gestein: Dickbankiger Sandstein mit dünnen tonigen Zwischenlagen (Bausandstein).

Mittlerer Grad der Asymmetrie:

1) sekundäre Asymmetrie:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Quotient	—	—	—	1,2	1,4	1,5	1,2	—
Winkeldiff.								
Steilh./Flachh.	—	—	—	3	5	7	4	—

2) primäre Asymmetrie:

Quotient	1,2	1,3	1,3	1,2	—	—	—	—
Winkeldiff.								
Steilh./Flachh.	4	5	4	3	—	—	—	—

Aus dieser Gegenüberstellung geht hervor, daß sich die Asymmetrie-Grade von primärer und sekundärer Asymmetrie in ihrer Größenordnung nicht grundsätzlich voneinander unterscheiden. Dies bedeutet also, daß es für die Formenbildung im Bausandstein offensichtlich gleichgültig ist, wie viel Schmelzwasser bei dem Formungsprozeß mitwirkt. Durch die Wirkung des abfließenden Wassers wird die Asymmetrie nicht verschärft, d. h. die Abtragung wird also nicht besonders gesteigert. Diese Gleichartigkeit der Abtragungsleistung beruht keineswegs darauf, daß etwa im Oberlauf der Täler alles Schuttmaterial im Eiszeitalter von den Hängen abgewandert ist und in den Mittel- und Unterläufen nur ein Teil der Schuttdecke mitwanderte. Gegen diese Deutung sprechen die Beobachtungen über die heutige Mächtigkeit der Schutthorizonte am Hang. Sie sind im Ober-, Mittel- und Unterlauf fast gleich. Mindestens lassen sich aus den Unterschieden derartige Folgerungen nicht ableiten. Diese angenäherte Gleichheit der Asymmetrie-Grade sowohl bei primärer als auch bei sekundärer Asymmetrie stellt den Bausandstein außerhalb des Rahmens des bisher Bekannten, wie es die Untersuchungen von POSER & MÜLLER (1951, S. 22; 28) und die eigenen Ergebnisse im übrigen mittleren Buntsandstein (siehe weiter unten) zeigen.

Noch eine letzte Meßserie soll den geringen Einfluß des fließenden Wassers bei der sekundären Asymmetrie im Bausandstein des Sollings zeigen. In mehreren großen Tälern des Nordsollings, die annähernd Nord-Süd verlaufen, ergab sich, daß vom Einsetzen der Sekundär-Asymmetrie bis zum Talausgang (Waldrand, Gebirgsrand, Gesteinsgrenze) der Asymmetrie-Grad um höchstens 0,5 Einheiten, die Winkeldifferenz um 8 Grad verschieden war. Vergleicht man dazu die Meßergebnisse von LÖSCHE (1930, Tafel 4) und POSER & MÜLLER (1951, S. 17) aus den lockeren Gesteinen des Diluviums bzw. Miozäns, so kann man ohne Zweifel die Formen der asymmetrischen Täler im Bausandstein als auffallend bezeichnen.

#### b) Die Formen im übrigen mittleren Buntsandstein

Es ist schwer, im Gelände nur durch die einfache Beobachtung einen Unterschied in der Talasymmetrie des mittleren Buntsandsteins, der ja aus fein- und grobkörnigen Sandsteinen in Wechsellagerung mit mächtigeren tonigen Lagen besteht, gegenüber der im Bausandstein zu erkennen. Die Messungen des Hangwinkels und die Errechnung des Asymmetrie-Grades bzw. der Winkeldifferenz haben aber ergeben, daß der optische Eindruck aus der einfachen Geländebeobachtung korrigiert werden muß.

Mittlerer Grad der Asymmetrie, nach der Exposition des Steilhanges geordnet:

Exposition	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Quotient	1,3	1,2	1,2	1,2	1,8	2,0	1,7	1,4
Winkeldiff.								
Steilh./Flachh.	6	5	5	5	7	10	8	6

Auffallend ist, was die Asymmetriearten betrifft, nur die Tatsache, daß primäre Asymmetrie so gut wie ganz fehlt, so daß die in der Tabelle errechneten Werte als Maßstab für den Grad der sekundären Asymmetrie gewertet werden können. Wenn auch ein höherer Asymmetrie-Grad und damit eine bessere Ausprägung der Asymmetrie in den Tälern des mittleren Buntsandsteins als in denen des Bausandsteins zu erkennen ist (SW = 2,0 : 1,5), so bleiben doch auch diese Zahlen hinter denen von LÖSCHE (1938) bzw. POSER & MÜLLER (1951) für die Lockermassen errechneten weit zurück. Es scheint in der Tat so zu sein, daß in locker liegenden Sedimenten (Schotter, Lehme, Sande, Kiese) die Abtragungsvorgänge, die zur Talasymmetrie führten, besser zur Geltung kamen als in den festeren Gesteinen. Außerdem wird der Gehalt an Schluff- und Tonanteilen innerhalb der Gesteine eine wichtige Rolle für die Abtragungsleistung spielen, worauf FEZER (1953, S. 69) speziell für die Asymmetrieausbildung und in allgemeinerer Sicht für die Periglazialforschung TROLL (1944) hingewiesen haben. Nur so scheinen mir die Unterschiede in der Ausprägung der Talasymmetrie erklärbar. Die Befunde und Erklärungen liegen

damit auf der gleichen Linie wie die im vorigen Abschnitt gemachten. Wir beobachteten Ähnliches auch im Muschelkalk, worüber ich ausführlicher an anderer Stelle bereits berichtet habe (HEMPEL 1955).

Die fehlende oder mangelhaft ausgeprägte Primär-Asymmetrie in den Oberläufen der Täler bedarf noch einer kurzen Beleuchtung. Man könnte sie einfach als Zeichen dafür werten, daß sich schon weit oben im Anfang solcher Täler genügend Schmelzwasser oberflächlich gesammelt hatte, so daß eine Umkehr der Asymmetrie möglich war.

Es gibt aber auch Hinweise darauf, daß diese Verwischung des Grades der primären Asymmetrie jüngeren Alters, also postpleistozän, sein kann. Auffallend ist nämlich die Tatsache, die im übrigen auch schon von SCHMID (1925) und JESSEN (1935) erkannt und näher untersucht worden ist, daß viele nach Norden bis Osten gerichteten Hänge in Talanfängen sehr feucht sind und die Bodendecke im allgemeinen viel tiefer reicht als auf den süd- bzw. westexponierten Talflanken. So steht man oft unter dem Eindruck, daß noch unter heutigen Klimaverhältnissen die Schuttdecken auf den nord- bis ostexponierten Hängen abgetragen werden. Der Eindruck wird noch verstärkt durch gelegentliche Beobachtungen über junge Rutschvorgänge an den Wänden von Kerben, die ebenfalls nach Norden exponiert sind (vgl. ähnliche Beobachtungen bei KELLERSOHN 1952, S. 37). Wenn man dazu bedenkt, daß es im Postglazial auch Zeiten gegeben hat, die feuchter waren und in denen diese Expositionsunterschiede besser zur Geltung gekommen sind als heute, so ist es durchaus denkbar, daß eine im Pleistozän angelegte und relativ gut ausgeprägte primäre Asymmetrie aufgehoben oder wenigstens verwischt worden ist. Noch viel mehr gilt das, wenn der Asymmetrie-Grad ohnehin klein war. Wenngleich man diese Vorgänge nicht oder nur schwer beweisen kann, so scheint es mir doch wichtig, daran zu denken und bei der Beurteilung der Formenbildung, hier also der Talasymmetrie, zu berücksichtigen. Gerade bei der Abwägung des Einflusses von Gesteinsstruktur und klimatischen Kräften auf die Formenbildung brauchen solche Vorgänge keine unterschwellige Bedeutung zu haben.

### c) Asymmetrie im unteren Buntsandstein

Neben den Untersuchungen im Bausandstein und übrigen mittleren Buntsandstein, d. h. also gesteinsmäßig gesehen, in den harten, dickbankigen Sandsteinen und solchen mit zahlreichen tonigen Zwischenlagen, wurde versucht, etwas über die Talasymmetrie im unteren Buntsandstein festzustellen. Der untere Buntsandstein besteht aus dünnen Sandsteinbänkchen, Schiefertönen und bröckeligen Tönen, ist also ein Gestein, das nur eine geringe Festigkeit besitzt. Es wäre also nach dem bisher über die Talasymmetrie Gesagten zu erwarten, daß der Grad der Asymmetrie sich erhöhen und die Talformen den von LÖSCHE bzw. POSER & MÜLLER beschriebenen ähnlich sein würden. Die wenigen Untersuchungen, die im Unter-Eichsfeld und südlichen Harzvorland gemacht werden konnten, bestätigen diese Annahme. Die Zahl der Messungen ist aber zu klein, um zu einer Tabelle, die den anderen gleichwertig und mit ihnen vergleichbar wäre, zusammengestellt werden zu können. Das Gebiet des unteren Buntsandsteins ist nämlich weitgehend ackerbaulich genutzt. Selbst die Stellen, die heute unter Wald liegen, sind in vielen Fällen in früheren Jahrhunderten noch offenes Kulturland gewesen (vgl. L. HEMPEL, geb. TECKLENBURG, 1954, 1957), so daß man also allentorts Spuren anthropogener Überformung der Oberfläche finden kann. Allein im Nordost- und Ostteil des Kaufunger Waldes dürfen günstige Beobachtungsmöglichkeiten für die Ausprägung der Asymmetrie im unteren Buntsandstein angetroffen werden. Leider konnte ich dieses Gebiet in Nordhessen infolge Fahrverbot auf den Forststraßen nur flüchtig durchstreifen und daher keine genauen Messungen anstellen. Ich hatte aber den sicheren Eindruck, daß die Talasymmetrie in den tonig-sandigen Schichten des unteren Buntsandsteins deutlicher ausgeprägt ist als in den übrigen Abteilungen des Buntsandsteins.

Insofern wird man vielleicht die im Unter-Eichsfeld gemessenen Asymmetrie-Grade (Süden: 1,7; SW: 2,9; W: 2,3) als groben Anhalt mit der nötigen Vorsicht verwenden dürfen<sup>2)</sup>.

#### d) Besondere Formen der Talasymmetrie

Über diese systematisch angesetzten Untersuchungen über asymmetrische Täler hinaus wurden bei Fahrten und Begehungen in Buntsandsteinlandschaften auch andere, mehr zufällige Beobachtungen von Asymmetrieformen gemacht. Sie ergänzen die Eindrücke, die schon im vorigen Abschnitt von den Beziehungen zwischen klimatischen Kräften, Gesteinsstruktur und Asymmetrie gewonnen wurden.



Abb. 3. Talhang eines asymmetrischen Tals im Bausandstein des Reinhausener Forstes südostwärts von Göttingen; Exposition: Osten; Schuttdecke wird stellenweise von anstehenden Felsen durchragt. (photo Ludwig HEMPEL, 1955).



Abb. 4. Tal wie Abb. 3; Exposition: Westen; steile Felsenwände über den Schuttfüßen; Schuttfächer am Fuß der Spalten (Bildmitte und rechts), z. T. bereits abgetragen. (photo Ludwig HEMPEL, 1955).

Eine auffallende Erscheinung in den Buntsandsteingebieten in der Umgebung von Göttingen, insbesondere im Reinhausener Forst, wo der Bausandstein ein karbonatisches Bindemittel hat, sind die Täler mit felsigen Hängen. Diese Felsen ragen von der Oberfläche des Schuttes teils 15—20 m, teils aber nur wenige

<sup>2)</sup> Im Rahmen einer Arbeitsexkursion des Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin im Frühjahr 1958 konnte ich zahlreiche Messungen an asymmetrischen Tälern des Kaufunger Waldes anstellen. Sie bestätigen die oben gemachten Angaben über die Asymmetrie-Grade im unteren Buntsandstein.

Meter hoch auf. Irgendwelche besonderen Zusammenhänge von Exposition und besonderer Häufigkeit von Felsen sind nicht zu erkennen. Lediglich an den beiden größeren Tälern, der Garte und dem Wendebach, kann man beobachten, daß sich die Felsen fast ausschließlich auf dem nach Süden bzw. Südwesten exponierten Hang befinden. Man kann natürlich daran denken, daß dies eine rein gesteinsbedingte Asymmetrie im Sinne des Schichtfallens nach Norden ist. Garte und Wendebach würden also nach Norden auf einer festen Gesteinsunterlage abrutschen. Dem widersprechen aber die Formen in beiden Tälern, insbesondere die Hangformen unterhalb der Felsen bis zur heutigen Talsohle. Man kann also diese bevorzugte Südexposition der Felsen als ein Ergebnis gerichteter pleistozäner, klimabedingter Abtragungsvorgänge werten. In den Seitentälern ist eine solche Asymmetrie nur schwer zu erkennen. Die vom Wendebach abzweigenden Täler haben alle Südwest-Nordost-Erstreckung. Die Talhänge sind also im allgemeinen nach Südosten bzw. Nordwesten exponiert, d. h. nach Himmelsrichtungen, deren Asymmetrie-Grade sich ohnehin nach den bisherigen Erfahrungen nicht sehr voneinander unterscheiden.

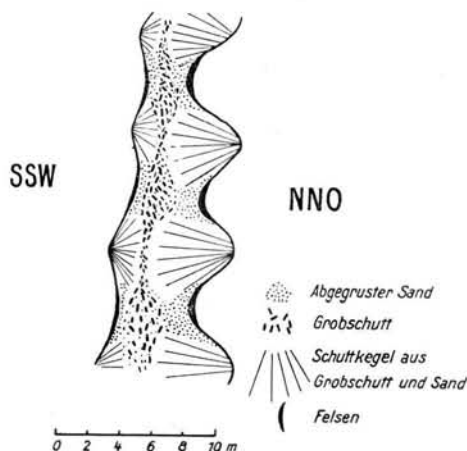


Abb. 5. Aufsichtsskizze von einem asymmetrischen Tal im Bausandstein des Reinhauser Forstes südostwärts von Göttingen.

Anders ist das bei den Seitentälern der Garte. Sie laufen fast alle in nord-südlicher Richtung, d. h. ihre Hänge sind nach Westen bzw. Osten exponiert. Hier kann man beobachten, daß die Felsen vorzugsweise, jedoch nicht ausschließlich, auf der nach Westen gerichteten Seite auftreten. Stellenweise kann man das auch im Einzugsgebiet des Wendebachs an entsprechend exponierten Stellen beobachten. Die nach Osten schauende Seite ist bis an die Talkante mit Schutt bedeckt. Der Schutt ist allerdings nicht allzu mächtig, denn es ragen hier und dort und insbesondere am oberen Talrand noch anstehende Bausandsteinfelsen aus dem Schuttmantel heraus (vgl. Abb. 3). Am gegenüberliegenden Hang dagegen steht die Felsenwand in einem vergleichsweise mächtigen Schuttsockel, der überall dort, wo die Felswand an Klüften oder Spalten unterbrochen ist, besonders stark anschwillt und eine Art Halde oder Kegel bildet (Abb. 4). An einigen Stellen erreichen die an die Klüfte angelehnten Hohlformen 10—30 m Länge. Irgendwelche Anzeichen rezenter Formung fehlen meistens, wengleich eine solche Einwirkung an einzelnen Stellen nicht ganz ausgeschlossen scheint. Im großen und ganzen aber wird diese Felsenbildung auf eiszeitliche Klimaeinflüsse zurückzuführen sein, wie die Verzahnung des sicher pleistozänen Schuttes auf der Talsohle mit dem am Fuß der Wände beweist.

Welche Entwicklung dabei die Formen durchgemacht haben, kann man sehr schön an einem Seitental des Wendebachs (südlich des Treppen-Berges) erkennen. Dort ist ein nur wenige Meter eingetieftes Tal frei von rezenten linienhaften Abtragungsvorgängen ge-

blieben. Das obere Talende stößt nicht mit anderen Tälern zusammen, wie das z. B. sehr häufig auf den tertiären Flächen beobachtet werden konnte. Es ist ganz isoliert, so daß man die eiszeitlichen Abtragungsformen noch klar erkennen kann. Danach muß die stärkste Abtragung von den Klüften und Spalten aus erfolgt sein, denn an ihrem Fuß sind die mächtigsten Schuttanhäufungen. Dieser Schutt besteht nicht nur aus feinem Material wie der am Fuß der Felsen, sondern enthält auch viele grobe, steinige Beimengungen (Abb. 5). Sie setzen sich bis fast an die heutige Oberfläche fort und werden abgedeckt von einer 20—30 cm mächtigen Bodendecke. Diese Bevorzugung der Klüftlinien durch die Abtragungskräfte während des Pleistozäns dürfte sicherlich mit dem Wasserreichtum dieser Zonen zusammenhängen, der eine intensive Frostsprengung ermöglichte, wie die Gesteinsbrocken im Schuttmaterial beweisen. Es kommt natürlich noch als besonders fördernder Faktor der Umstand hinzu, daß im Bereich der Klüfte die Abtragung von oder nach zwei Seiten wirken kann: Parallel zum Talverlauf und senkrecht dazu entlang den Klüften. Auf diese Weise ist eine schnelle Rückverlegung des Bausandsteins in dieser Zone zu erwarten, wobei gleichzeitig die dazwischenliegenden Partien als Felsen freigelegt wurden sowie als besonders auffallende Formen stehenblieben und so das Bild des Tales bestimmten (vgl. auch die Abbildungen bei KLANDER 1925, Tafel III und IV).

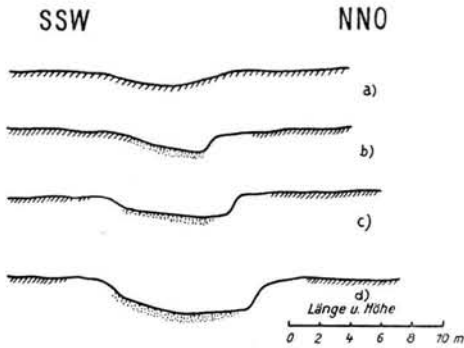


Abb. 6. Querschnitte durch das gleiche Tal wie Abb. 5 jeweils in der Höhe der felsigen Teile: a) Talanfang; b) und c) Mittelteil; d) kurz vor Einmündung ins Haupttal. Einzelheiten vgl. Text.

So intensiv ist die Entwicklung aber nur auf den sonnenseitigen Hängen abgelaufen. Auf den Schattenseiten sind diese Formen — das Abwechseln von steinreichen Schuttkegeln ohne Felsen mit mehr grusigem Sandmaterial unterhalb von Felsen — nur schwach ausgebildet (Abb. 5). Der Unterschied der beiden Hänge nimmt im Oberlauf immer mehr ab, so daß man den Eindruck gewinnt, dieser Teil des Tals sei erst ganz jung aus dem Anstehenden herauspräpariert worden (Abb. 6 a-d). Dabei kann man die Reihe in Abb. 6 nicht nur als räumlichen Querschnitt durch verschiedene Teile des Tals werten, sondern außerdem auch als zeitliche Querschnitte betrachten. Es ist auffallend, daß sich die primäre Asymmetrie, also die Bildung eines Steilhanges ohne Einwirkung des Schmelzwassers, im Bausandstein des Reinhausener Forstes anders ausprägt als in den übrigen Abteilungen des Buntsandsteins und als es aus der Literatur bisher bekannt war: Im felsigen Abschnitt ist der Steilhang nach Süden bis Südwesten, also zur Sonnenseite, der Flachhang in nördlicher Richtung exponiert; betrachtet man dagegen die Hangverhältnisse im Lockermaterial, so ist es hier genau umgekehrt, der flachere Hang blickt nach Süden, der steilere nach Norden.

Es ist verständlich, daß diese Formen noch eindrucksvoller werden, wenn fließendes Wasser hinzutritt und das bereitgestellte Lockermaterial rasch abtransportiert. Verschleppte oder abgeschnittene Schuttfächer sind dann die Folge gewesen; z. T. wird das ganze Lockermaterial im Pleistozän abgetragen worden sein, so daß ständig neue felsige

Partien in Oberflächennähe kamen und die Abtragung rasch längs den Klüften und Spalten vorwärtsschreiten konnte. So wird es verständlich, daß auf diese Weise ein reich verzweigtes System von Hohlformen entstand. Dabei spielte das fließende und erodierende Wasser für die Formung in den kleinen Seitenästen keine besondere Rolle, sondern allein die Begünstigung der frostdynamischen Vorgänge (Verwitterung und Abtransport) in den Klüften war entscheidend für die Ausbildung der Hohlformen.

Alles in allem fügen sich auch diese Beobachtungen über die expositionsbedingten Felsenbildungen gut in das Bild ein, das sich aus Untersuchungen über die Formen im Muschelkalkgestein und Buntsandstein (HEMPEL 1955, 1958), speziell aber über die Talasymmetrie, ergeben hat: Die Gesteinsstruktur hat für Verwitterung und Formenbildung auch während des Pleistozäns eine beachtenswerte Rolle gespielt.

#### Schrifttum:

- BLUME, H.: Die Marburger Landschaft. Gestalt und morphologische Entwicklung. - Marburger Geographische Schriften 1, 1949.
- BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata (I). - Geologische Rundschau 34, 482-519, 1944.
- FEZER, F.: Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Teil I: Studien aus den Mittelgebirgen. - Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 14, 45-77, 1953.
- HEMPEL, Lena, geb. TECKLEBURG: Flurzerstörungen durch Bodenerosion in früheren Jahrhunderten. - Zeitschrift für Agrargeschichte und Agrarsoziologie 2, 114-122, 1954. - - Das morphologische Landschaftsbild des Unter-Eichsfeldes unter besonderer Berücksichtigung der Bodenerosion und ihrer Kleinformen. - Forschungen zur deutschen Landeskunde 98, 1957.
- HEMPEL, Ludwig: Studien über Verwitterung und Formenbildung im Muschelkalkgestein. - Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 18, 1955. - - Studien in norddeutschen Buntsandsteinlandschaften. - Forschungen zur deutschen Landeskunde 112, 1958 (in Vorbereitung).
- JESSEN, O.: Reliefasymmetrie und Auslage. - Petermanns Geographische Mitteilungen, 400-404 und 433-436, 1935.
- KELLERSOHN, H.: Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum. - Kölner Geographische Arbeiten, Heft 1, 1952.
- KLANDER, F.: Über die im Buntsandstein wandernden Verwitterungslösungen in ihrer Abhängigkeit von äußeren Einflüssen. - Chemie der Erde 2, 49-82, 1925.
- KREBS, N.: Talnetzstudien. - Sitz-Ber. d. Preuß. Akademie d. Wiss., Phys.-math. Kl. 6, 52-72, Berlin 1937.
- LÖSCHE, H.: Die Talungleichseitigkeit im Erzgebirgsbecken. - Geographischer Anzeiger, 78-81, 1938. - - Lassen sich die diluvialen Breitenkreise aus klimabedingten diluvialen Verwitterungsformen rekonstruieren? - Archiv der Deutschen Seewarte 48, 1930.
- POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nichtver-eisten Mittel- und Westeuropa. - Die Naturwissenschaften 34, 10-18, 1947. - - Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. - Erdkunde 2, 53-68, 1948.
- POSER, H., & MÜLLER, Th.: Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., biolog.-physiol.-chem. Abtlg. Nr. 1, 1951.
- SCHMID, J.: Klima, Boden und Baumgestalt im beregneten Mittelgebirge. - Neudamm 1925.
- TROLL, C.: Strukturboden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. - Geologische Rundschau 34, 545-694, 1944.

Manusk. eingeg. 15. 4. 1957.

Anschrif des Verf.: Dozent Dr. L. Hempel, Münster i. W., Sperlrichstr. 69.



## Funde von Wirbeltieren in Mähren (Tschechoslowakei) aus dem letzten Würm-Stadial

Von RUDOLF MUSIL, Brünn (Brno), Tschechoslowakei

Mit 1 Abbildung im Text

**Zusammenfassung.** Die vorliegende Arbeit behandelt Wirbeltierfunde aus Mähren, die aus dem letzten Würm-Stadial (W 3) stammen. Vor allem wird das osteologische Material der Kulturstation Pavlov (Pollau) in Südmähren erforscht, wo die betreffende Kulturschicht im unteren Teil des Lösses des letzten Würm-Stadials liegt. Dann werden die Stationen des Magdalénien im Mährischen Karst paläontologisch untersucht, die vom Ende des Würm 3 stammen. Ihre Fauna wird mit Pavlov verglichen. Auch innerhalb der Fauna des Magdalénien können gewisse Unterschiede festgestellt werden, die auf ein verschiedenes Alter dieser Kultur hinweisen. Bei den einzelnen Lokalitäten wird eine kurze übersichtliche Zusammenstellung der Funde nach Tierarten gegeben.

**Abstract.** The vertebrates which have been found in Moravia and which are coming from the last Würm period (W 3), are discussed. The palaeontological material comes mainly from a settlement of the fossil man situated at the village called Pavlov. The cultural layer lies in the bottom part of the loess of the last Würm stadial. Another group of localities which has been studied from the palaeontological point of view, are the Magdalenian localities of the Moravian Karst, which are dated to the end of Würm 3. Their fauna can be compared with that of Pavlov. Even in these Magdalenian faunas it is possible to notice certain differences showing their unequal age. In the text dealing with these localities, a brief survey of the finds of the various animals is given.

Die Knochenfunde des letzten Würm-Stadials stammen vor allem aus den betreffenden Kulturschichten. Außerdem kommen Funde normal verendeter Tiere vor, deren Knochenüberreste regelmäßig auf einer größeren Fläche verstreut oder in Flußterrassen abgeschwemmt gefunden werden. Funde dieser Art sind meist vereinzelt und lassen sich chronologisch oft nur schwer vergleichen. Sie liegen meist im letzten Würm-Löß, doch auch in Höhlen, soweit dort Sedimente der betreffenden Periode vorkommen. Außerdem erscheinen sie in Flußterrassen, gewöhnlich in der tiefsten, vom heutigen Flußlauf erodierten Terrasse, deren Entstehung manchmal (z. B. bei Brünn) in das letzte Würm-Stadial fällt. Es sind dies jedoch immer nur vereinzelt, meist zufällige Funde bei Bergungsarbeiten, bei der Lößgewinnung in Ziegeleien usw.

Daraus geht hervor, daß die Funde in Kulturschichten von größter Bedeutung sind, da sie oft beträchtliche Anhäufungen von Knochen und Knochenresten enthalten und deshalb einen umfassenderen Blick auf die damalige Tierwelt gestatten. Doch können Schlußfolgerungen nur mit der Einschränkung gezogen werden, daß es sich um Tiere handelt, die dem damaligen Menschen als Jagdbeute dienten; andere Tiere sind nicht vertreten oder kommen nur vereinzelt und zufällig vor. Diese Tatsache kann durch eine gründlich vorgenommene Untersuchung korrigiert werden, die auch größere Vorkommen von Kleinfauuna festhält, welche bei ungenau durchgeführten Ausgrabungen der Aufmerksamkeit entgeht.

In erster Linie wurde das osteologische Material aus Pavlov (Pollau) in Südmähren studiert. Die Kulturschicht liegt in der unteren Lössschicht des letzten Stadials, über der interstadialen Braunerde W 2/3, und stellt nach der typologischen Untersuchung B. KLÍMAS (1954) eine selbständige Entwicklungsstufe des Gravettien dar. Das Material wurde einwandfrei geborgen. So wurde das Erdreich Kubikmeter um Kubikmeter sorgfältig durch Netze geschlämmt, und es gelang auf diese Weise auch die kleinsten Knochensplitter festzuhalten. Leider wurde bisher nur ein einziges Forschungsjahr (1952) bearbeitet, in dessen Verlauf eine rechteckige, 6 x 10 m messende Kulturschicht freigelegt wurde. Deshalb werden die prozentuellen Faunatabellen im Laufe der weiteren Studien wohl Änderungen erfahren.

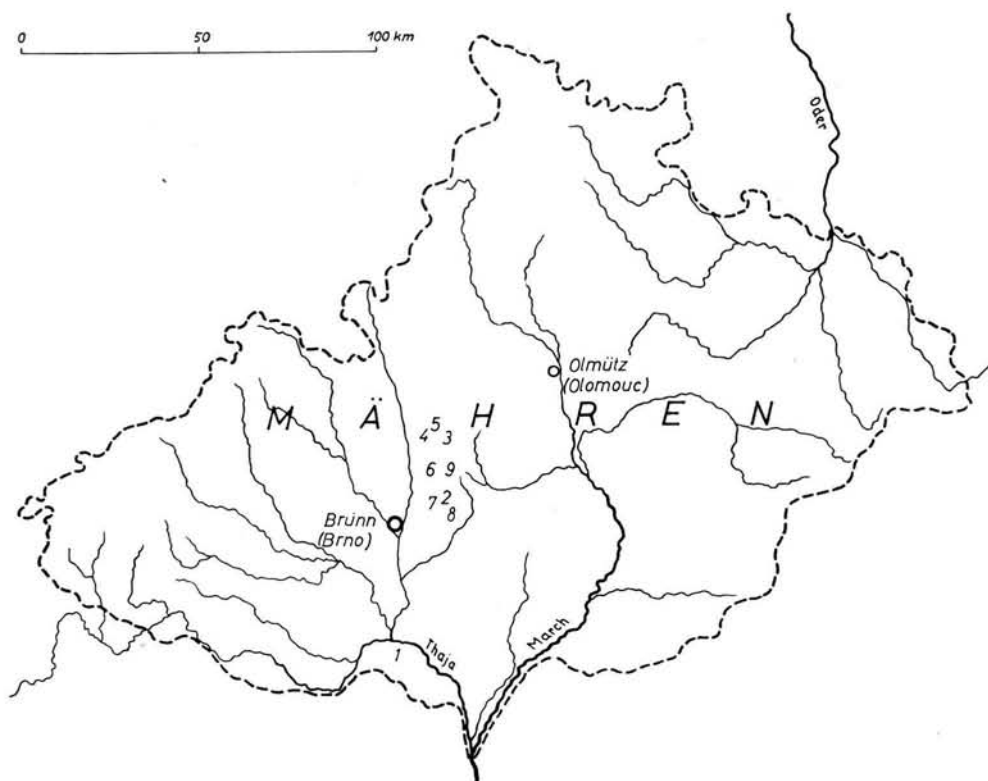


Abb. 1. Geographische Lage der in dem Artikel angeführten Kulturstationen. 1. Pavlov (Pollau); 2. Ochozská jeskyně (Ochoser-Höhle); 3. Balcarova skála (Balcar-Höhle); 4. Kolíbky; 5. Kůlna; 6. Nová Drátenická; 7. Pekárna; 8. Adlerova jeskyně (Adler-Höhle); 9. Žitného jeskyně.

Der Verfasser hat auch den Fundstellen des Magdalénien Aufmerksamkeit geschenkt, deren verhältnismäßig häufiges Vorkommen die vergleichende Arbeit erleichtert. Ein weiterer Vorteil kann in der Tatsache erblickt werden, daß diese Fundstätten meist auf dem kleinen Gebiet des Mährischen Karstes liegen, wo die klimatischen Verhältnisse im großen und ganzen ähnlich sein mußten. So ergibt sich die Möglichkeit, Vergleiche, allenfalls auch chronologische Sichtungen nach der Fauna, anzustellen. Sämtliche Fundstätten des Magdalénien liegen in Höhlen, einen Fall ausgenommen, wo sich die Fundschicht vor einer Felswand befindet.

Im Mährischen Karst herrscht heute ein etwas kühleres Klima als in Südmähren (Pavlov). Der Verfasser ist der Ansicht, daß man mit diesem Klimaunterschied auch im untersuchten Zeitraum rechnen muß.

Während also die Häufigkeit und örtliche Begrenzung der Fundstätten des Magdalénien beim Studium von Vorteil ist, stellt die Tatsache, daß sie meist schon früher durchforscht und der Fauna nach mehr oder weniger unbearbeitet blieben, einen gewissen Nachteil dar. Man kann die früheren Fundergebnisse heute nicht mehr so gründlich bearbeiten, wie dies bei modernen Forschungen der Fall ist.

Es folgt nun eine kurze Übersicht der Funde nach den einzelnen Fundstätten:

#### Pavlov (Pollau)

Die paleolithische Station liegt am südsüdöstlichen Abhang der Pollauer Berge unweit des Dorfes Pavlov (Pollau), in unmittelbarer Nähe der Ausgrabungen von Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz). Der Menge nach überwiegt die Kleinfaua, der Eisfuchs, der Hase,

der Wolf usw.; man sieht auch, daß vor allem Tiere vertreten sind, die dem kühlen Klima entsprechend angepaßt sind.

Übersicht der Arten nach dem prozentuellen Vorkommen einzelner Individuen:

	%		%
<i>Alopec lagopus</i> (LINNÉ, 1758)	21	<i>Gulo gulo</i> (LINNÉ, 1758)	3
<i>Lepus timidus</i> (LINNÉ, 1758)	17	<i>Equus caballus przewalskii</i>	
<i>Canis lupus</i> (LINNÉ, 1758)	16	POLIAKOV, 1881	3
<i>Mammonteus primigenius</i>		<i>Felis silvestris</i> SCHREBER, 1777	2
(BLUMENBACH, 1799)	9	<i>Ursus arctos</i> LINNÉ, 1758	1
<i>Aves</i>	9	<i>Panthera leo</i> (LINNÉ 1758)	1
<i>Vulpes</i> sp.	8	<i>Bos seu Bison</i>	1
<i>Vulpes vulpes</i> (LINNÉ, 1758)	4	<i>Cervus elephus</i> LINNÉ, 1758	1
<i>Rangifer tarandus</i> (LINNÉ, 1758)	4		

Unter den Vögeln, die in der Übersicht kumulativ angeführt sind, wurde *Corvus corax* LINNÉ bestimmt, der im mährischen Pleistozän ziemlich häufig vorkommt. Man kennt ihn aus dem Löß von Předmostí, aus den Höhlen Balcarova skála, Šipka, Čertova díra, Kůlna, Pekárna usw. Auch wurden Skelettfragmente von *Lyrurus tetricus* LINNÉ und *Alectoris* sp. gefunden.

Man sieht, daß die Fauna überwiegend von Tieren gebildet wird, die in der Tundra bei kühlem glazialen Klima leben. Damit ist der Charakter der damaligen Witterung gegeben. Ein typischer Vertreter der Tierwelt, die Waldgürtel meidet und in moos- und flechtenbewachsenen waldlosen Gegenden lebt, ist das Renntier. Dieses ist jedoch in Pavlov (Pollau) nach den Forschungen des Jahres 1952 verhältnismäßig schwach vertreten. Dafür kommen reichlich Tiere vor, die einem kühlen Klima entsprechen und sich vor allem am Rande der Taiga und der Tundragürtel aufhalten, wie zum Beispiel der Vielfraß. In geringer Zahl treten Tiere auf, die für geschlossene Waldgürtel typisch sind, der europäische Hirsch, der Bär, die Wildkatze u. a. Auch der ziemlich häufig vertretene Kolk-rabe lebt meist im Hügelgelände, in der Ebene nur dort, wo Wald und offenes Gelände abwechseln. Dasselbe gilt vom Birkhuhn. Man muß also annehmen, daß damals offenbar ein zusammenhängender wald- und strauchreicher Tundrakeil aus der pannonischen Tief-ebene nach Mähren vorstieß. Er lag nur im Flußstal, wohl nach Art der heutigen Galerie-wälder. In einiger Entfernung vom Flußlauf (die Taya fließt heute unter Pavlov) lichte-ten sich die Wälder und gingen mit vereinzelt Zwergbäumen unmittelbar in die Grastundra über. Die Flußlandschaft zeigte damals wohl taigaartige, mehr oder weniger dichte Wälder, die landeinwärts Steppen, beziehungsweise Tundren wichen.

Im osteologischen Material sind fast alle Jagdtiere vertreten. Der damalige Mensch erbeutete also nicht nur Großwild, sondern eher kleine Tiere. Auch taucht das Mammut zu dieser Zeit immer seltener auf.

Zwischen Pollau und den Stationen des Magdalénien liegt ein bedeutender Zeitraum, den vorderhand keine paläontologischen Funde überbrücken. Die Fauna von Pollau stammt aus der ersten Hälfte des letzten Stadials, die Fauna des Magdalénien steht hart am Ende dieser Epoche, was sich schließlich auch aus dem Vergleich der Fauna ergibt. In Zukunft sollten also Fundstellen erforscht werden, die diese Lücke schließen.

### Die Adlerhöhle

Aus der Kulturschichte des Magdalénien stammen folgende Arten:

Amphibia:	<i>Rana</i> sp.	<i>Microtus (Stenocranius)</i>
Aves:	<i>Lyrurus tetricus</i> (LINNÉ, 1758)	<i>gregalis</i> PALLAS, 1778
	<i>Garrulus glandarius</i>	<i>Ochotona pusilla</i> (PALLAS, 1769)
	(LINNÉ, 1758)	<i>Lepus</i> sp.
	<i>Turdus (Merula) merula</i>	Carnivora:
	(LINNÉ, 1758)	<i>Canis lupus</i> LINNÉ, 1758
Insectivora:	<i>Talpa europaea</i> LINNÉ, 1758	<i>Alopec lagopus</i> (LINNÉ, 1758)
	<i>Sorex araneus</i> LINNÉ, 1758	Perissodactyla:
		<i>Equus caballus</i> LINNÉ, 1758
Rodentia:	<i>Glis glis</i> (LINNÉ, 1758)	Artiodactyla:
		<i>Rangifer tarandus</i>
		(LINNÉ, 1758)

Nach den gegebenen Fundverhältnissen kann die Beimischung von Vogelknochen aus dem beschädigten Hangenden nicht ausgeschlossen werden.

Am stärksten ist das Renntier vertreten, dann folgt in bedeutendem Abstand der Hase. Die übrigen Arten kommen nur in geringer Zahl vor. Die Jagdbeute des Magdalénien-Menschen bestand also aus Renntieren, Hasen, Pferden, Füchsen und Vögeln; andere Fundstellen zeigen das noch deutlicher.

#### Balcarova skála

Die Balcarhöhle ist eine der wichtigsten Stationen des mährischen Magdalénien. Sie bot mehrere Feuerstätten mit zahlreichen Knochenresten der verschiedensten Tiere. Außer Jagdtieren war eine gewaltige Menge kleiner Knochen von Feldmäusen, Lemmings, Spitzmäusen, Pfeifhasen und anderen Kleintieren vorhanden. Es handelt sich offenbar um Futterreste (Gewölle) der Schnee-Eule, was auch die Funde kleiner geglätteter Kieselsteine beweisen. Die Kleinfafauna ist zahlenmäßig stärker vertreten, als bei anderen Fundstätten: So wurden z. B. die Überreste von 300 Steppenhamstern, 8000 Halsbandlemmings und 20 Oblemings geborgen, wobei das Mißverhältnis der beiden Lemmingarten interessant ist. Die Knöchelchen der Kleinfafauna lagen zwischen größeren Knochen verstreut, hier und da auch in deren geöffneten Markhöhlen.

Eine ungeheure Menge von Vogelknochen war vorhanden, so wurden über 12 000 Knöchelchen von Turmschwalben, Kuckucken, Schwalben usw. gefunden. Diese Funde weisen auf einen verhältnismäßig warmen Sommer hin, der wohl dem heutigen Klima entsprach. Deshalb kann man annehmen, daß der Winter wohl kälter und länger war, als heutzutage. Die Knochen der größeren Tiere waren meist zertrümmert. Es kamen Röhrenknochen der Gliedmaßen, Wirbel, Geweihe, Kieferfragmente, freie Zähne und andere Knochen vor. In einer Anhäufung von Renntierknochen lagen zwei Lamellen eines Mammutstoßzahnes. Auch wurden zertrümmerte Renntierschädel und Pferdeknöcher gefunden.

Folgende Tiere kamen vor: Mammut, Fuchs, Höhlenbär, Hyäne, Biber, Nashorn, Pferd, Hase, zwei Fischarten, Moorschneehuhn, Alpenschneehuhn, Turmschwalbe, Schwalbe, Kuckuck, Haselhuhn, Rebhuhn, Frösche, Mäuse, Halsbandlemming, Obleming, Pfeifhase, Steppenhamster, Wiesel und Hermelin. Am stärksten waren das Renntier, der Fuchs, der Hase und die Vögel vertreten. Die übrigen Jagdtiere erscheinen seltener oder vereinzelt.

Aus der Beschreibung der Überreste geht hervor, daß die Renntiere und vielleicht auch andere Tiere in die Höhle gebracht und erst dort zerlegt wurden.

#### Kolíbky

Hier handelt es sich um kleinere Höhlen in einem amphitheatralisch gerundeten, kleinen Tal, in denen Kulturschichten des Magdalénien aufgedeckt wurden. Das Objekt ist noch nicht so vollkommen durchforscht, daß es nicht weitere Überraschungen bieten könnte. Die Kulturschichte enthielt Knochensplitter von Renntieren, Pferden und Vögeln, vor allem von Schneehühnern. Weiter waren anwesend: Fuchs, Hase, Braunbär, Zeidler, Dachs, Mammut, Halsband- und Obleming. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß manche Knochen sekundär gelagert waren.

#### Die Kůlna-Höhle

Diese Höhle liegt unweit des Dorfes Sloup; sie ist verhältnismäßig kurz und breit, nach beiden Seiten zu geöffnet. In den obersten Sedimentschichten wurden zahlreiche Feuerstellen mit Magdalénien-Industrie festgestellt, an denen zersplitterte Knochen größerer Tiere, vor allem von Renntieren, Auerochsen und Pferden, Vogelknochen (hauptsächlich von Schneehühnern) und drei Fischwirbel gefunden werden konnten. An einer Feuerstelle gab es außer Hermelin-, Lemming- und Schneehuhnknöcher auch 15 Lamellen

und unzählige Splitter eines Mammutstoßzahns. An einer anderen Feuerstelle wurde u. a. ein Milchmolar eines Mammutjungens nebst zersplitterten Knochen von Renttieren, Pferden, Wölfen und Eisfüchsen, sowie Vielfraß- und Biberzähne gefunden.

Am häufigsten waren das Renttier, das Pferd, der Hase und Vögel vertreten, seltener kommen Füchse, Wisente und Lemminge vor; der Wolf, der Vielfraß, das Mammut und der Biber tauchen nur vereinzelt auf.

#### Nová Drátenická

In dieser Höhle herrschte das Renttier vor. In der Kulturschichte des Magdalénien wurde ein Schädel der *Capra ibex* LINNÉ gefunden.

#### Die Ochoser Höhle

Die Fundschichte des Magdalénien lag hier vor einem überhängenden Felsen; sie nahm keine allzu große Fläche ein und trat stellenweise an den Tag. Es überwog das Pferd mit zahlreichen oberen und unteren Molaren, Phalangen usw., Röhrenknochen der Gliedmaßen wurden nicht gefunden. Die übrige Fauna war nur schwach vertreten. Festgestellt wurden folgende Tiere (die eingeklammerte Zahl bezieht sich auf die geborgenen Knochenteile):

<i>Lepus</i> sp. (1)	? <i>Rupicapra rupicapra</i> (LINNÉ, 1758) (1)
<i>Cervus elaphus</i> LINNÉ, 1758 (2)	<i>Equus caballus</i> subsp. (120)
<i>Rangifer tarandus</i> (LINNÉ, 1758) (6)	

Die Fauna dieser Fundstätte unterscheidet sich von den übrigen mährischen Stationen des Magdalénien in den vorhandenen Arten und Knochen.

#### Pekárna

Die betreffende Kulturschichte lag hier in zwei petrographisch verschiedenen Horizonten, deren Mächtigkeit auf die lange Dauer der Entwicklung des Magdalénien an dieser Stelle hinweist. Nach den Aussagen der Forscher, die hier arbeiteten (ABSOLON, CZIŽEK, 1927), war die Fauna beider Horizonte identisch.

In den Schichten wurden folgende Tiere festgestellt:

#### *Lepus* sp. (cf. *timidus* LINNÉ):

Mit Ausnahme des Schädels waren im großen und ganzen fast alle Knochen vertreten. Die Jagdbeute wurde also zum Aufenthaltsort des damaligen Menschen geschafft und dort zerlegt. Die Oberarm- und Schenkelbeine sind in der Hälfte der Diaphyse gebrochen, die Ellen und Speichen, meist auch die Schienbeine, sind dagegen ganz erhalten und zeigen keinerlei Beschädigung.

#### *Martes martes* (LINNÉ):

Gefunden wurde nur ein Schädelfragment.

#### *Gulo gulo* (LINNÉ):

In der Kulturschichte konnten bloß ein Fersenbein und ein Unterkiefer bestimmt werden.

#### *Alopex lagopus* (LINNÉ) und *Vulpes vulpes* (LINNÉ):

Eisfüchse und Füchse waren schwach vertreten. Es blieben nur einige Röhrenknochen, Schulterblätter und Unterkieferteile erhalten.

#### *Equus caballus przewalskii* POLIAKOV:

Das Przewalski-Pferd war mit einer ungeheuren Knochenmenge des gesamten Skeletts, allerdings größtenteils nur Knochenteilen, vertreten. Auffallend ist das verhältnismäßig schwache Vorkommen von Rippen und Wirbeln, während obere und untere Molaren in großer Zahl vorhanden waren. An manchen Knochen findet man Schnittspuren einer Abtrennung der Sehnen oder Muskeln. Die Röhrenknochen der Pferde und größeren Tiere waren meist zertrümmert. Die Markhöhlen der Diaphysen wurden durch Abschlau-

gen der proximalen und distalen Epiphysen geöffnet. Beim Öffnen der Knochen wurden Ellen und Speichen gewaltsam getrennt. Die Pferdemetapodien waren zum Unterschied von den quer zerschlagenen Renttiermetapodien immer der Länge nach gespalten. Dieser Unterschied hängt offenbar mit dem verschiedenen Bau der einzelnen Knochen zusammen.

Manche Metapodien trugen an der Tuberositas metacarpi et metatarsi Schnittspuren, die auf eine Querabtrennung der Sehnen hindeuten.

Der Länge nach gespalten waren auch einige erste Phalangen, die gewöhnlich mit einem Hieb geteilt wurden. Dies erinnert an die Funde in der Kulturschichte des Magdalénien der Balcarhöhle, wo ebenfalls erste und zweite Pferdephalangen vorkamen, die mit einem einzigen Schlag gespalten waren.

#### *Rangifer* sp.:

Auch dieses Tier war mit den verschiedensten Knochen vertreten. Das Material zeigt, daß die Jagdtiere verschiedenen Alters waren, wie sie den Jägern gerade unter die Hand kamen. Geweihstücke älterer und jüngerer Tiere waren ziemlich oft erhalten, es kamen Geweihabwürfe, aber auch ganze Geweihe vor, die mit einem Teil des Schädels abgebrochen wurden.

Die Knochen waren auf verschiedene Weise zerspalten. Die Metapodien waren an der distalen Gelenkfläche bei der Mündung des Venenkanals quer gebrochen; auch die Diaphysen der Röhrenknochen, von denen bloß die Epiphysen übrigblieben, wurden wohl auf ähnliche Weise geöffnet.

#### *Cervus elaphus* LINNÉ:

Dieses Tier war nur mit einem einzigen Molaren vertreten.

#### *Bos primigenius* BOJANUS:

Vom Auerochsen stammen nur wenige Knochen, die wahrscheinlich einem einzigen, älteren Exemplar gehörten. Die Röhrenknochen der Gliedmaßen sind in der Hälfte der Diaphyse gebrochen.

#### *Aves*:

Gefunden wurde eine Elle der Art *Corvus corax* LINNÉ und mehrere Knochen des *Lagopus mutus* (MONTIN).

In den Kulturschichten des Magdalénien der Pekárna-Höhle kamen also am häufigsten der Hase, das Renttier und das Przewalski-Pferd vor. Ziemlich häufig sind auch Vögel, während das Vorkommen anderer Arten nur wenig ins Gewicht fällt. Die folgende Übersicht zeigt die mengenmäßige Schichtung der vorhandenen Arten:

	Individuenzahl	%
<i>Lepus timidus</i> LINNÉ, 1758	60	36,8
<i>Rangifer</i> sp.	46	28,2
<i>Equus caballus przewalskii</i> POLIAKOV, 1881	31	19,0
<i>Aves</i>	14	8,5
<i>Bos primigenius</i> BOJANUS, 1827	1	0,6
<i>Gulo gulo</i> (LINNÉ, 1758)	1	0,6
<i>Martes martes</i> (LINNÉ, 1758)	1	0,6
<i>Cervus elaphus</i> LINNÉ, 1758	1	0,6
<i>Mammontes primigenius</i> (BLUMENBACH, 1799)	1	0,6
<i>Alopex lagopus</i> (LINNÉ, 1758)	7	4,3
<i>Vulpes vulpes</i> (LINNÉ, 1758)	1	0,6

Als Jagdtiere überwiegen demnach der Hase und das Renttier, dann folgen in weiten Abständen das Przewalski-Pferd und die Vögel. Die übrigen Tiere waren offenbar nur gelegentliche Jagdbeute und für die Jagd ohne Bedeutung. Das Mammut wurde auf Grund einiger Stoßzahnlamellen angeführt, die in der älteren Schichte geborgen werden konnten. Es ist schade, daß das osteologische Material der beiden Schichten des Magdalénien, das ursprünglich getrennt aufbewahrt wurde, heute bereits vermischt ist. Die Fauna wurde

nämlich früher nicht vollständig bearbeitet und die Kriegereignisse haben den Erhaltungszustand des Materials ungünstig beeinflusst. Dies ist umso bedauerlicher, als ja diese Fundstelle eine der wenigen Höhlen darstellt, wo die Kultur des Magdalénien in zwei petrographisch verschiedenen, übereinander liegenden Schichten auftritt.

#### Die Žitný-Höhle

In der Kulturschicht des Magdalénien lagen das Renttier, das Pferd, der Hase, der Hirsch, der Eisfuchs und das Wollnashorn. Das Knochenfragment des Nashorns ist höchstwahrscheinlich sekundär gelagert. Am stärksten sind das Renttier (50%) und das Pferd (27,7%) vertreten, die übrigen Tiere tauchen nur vereinzelt auf. Doch ist die Gesamtzahl der vorhandenen Tiere verhältnismäßig gering und entspricht höchstens 18 Individuen, steht also in auffallendem Mißverhältnis zu den etwa 130 geborgenen Artefakten. Man kann demnach annehmen, daß diese Höhle nur gelegentlich besucht oder vom damaligen Menschen vorübergehend bewohnt wurde.

Außer den bisher erwähnten Fundstätten gibt es in Mähren noch eine Reihe weiterer Magdalénien-Stationen. Sie wurden hier nicht besprochen, da sie entweder in anderen, vom Mährischen Karst weit entfernten Gebieten des Landes liegen oder osteologisch noch nicht hinreichend bearbeitet wurden.

#### Zusammenfassung

Die herrschenden Jagdtiere sind im Magdalénien überall der Hase, das Renttier, das Pferd und die Vögel. Die genannten Arten sind jedoch nicht gleichmäßig vertreten und kommen an den einzelnen Stellen mehr oder weniger zahlreich vor.

So ragt besonders die Balcar-Höhle als Vogeljagdplatz hervor, wo über 12 000 Knochen und Knochenteile von Vögeln gefunden wurden. An zweiter Stelle steht die Kůlna genannte Höhle, seltener sind die Überreste von Vögeln in der Pekárna-Höhle. Die Žitný-Höhle und die betreffende Kulturschicht vor der Ochoser Höhle werden in diesem Zusammenhang nicht angeführt, da diese Fundstätten nicht als typische Dauersiedlungen des Magdalénien-Menschen angesehen werden können.

Stark vertreten sind überall die Hasen und die Renttiere. Die Zahl der Knochenüberreste von Pferden schwankt dagegen bei den einzelnen Fundstellen, obwohl man sagen kann, daß das Pferd in der Jagdbeute des damaligen Menschen regelmäßig auftritt.

Unter den häufigsten Jagdtieren, Renttier, Hase, Pferd und Vogel, dominiert nicht etwa das Renttier, sondern der Hase. Diese Feststellung wird durch andere Fundstätten des Magdalénien bestätigt; die prozentuelle Schichtung der einzelnen Jagdtiere sieht zum Beispiel in der Höhle Petersfels folgendermaßen aus:

Hase . . .	51%
Renttier . .	35%
Pferd . . .	5,8%

Andere Fundstellen ergeben ein ähnliches Bild, das im allgemeinen unserer zahlenmäßigen Schichtung der Fauna des Magdalénien entspricht.

Bei näherer Betrachtung der übrigen Arten sieht man, daß auch unweit voneinander liegende Stationen des Magdalénien gewisse Unterschiede in der Fauna zeigen, die darauf hinweisen, daß diese aus verschiedenen Zeiten stammt. Man muß also von diesem Gesichtspunkt aus einen ziemlich langen Zeitraum für die Entwicklung des Magdalénien annehmen, was ja auch das Profil der Pekárna-Höhle geologisch beweist. In manchen Kulturschichten erscheinen vereinzelt der Höhlenbär und die Höhlenhyäne. Der Verfasser nimmt mit J. HILLEBRAND an, daß diese Arten, zu denen er auch das Mammut und das Wollnashorn rechnet, die nicht nur in Mähren, sondern auch im Magdalénien der Schweiz vorkommen (BANDI 1947), wohl kaum das ganze Magdalénien überdauerten. Sie erscheinen nur sporadisch am Anfang dieser Kultur.

Beim Vergleich der mährischen Fauna des Magdalénien mit der Fauna derselben Kultur in Ungarn oder in der Schweiz steht man vor einer interessanten Tatsache. An unseren Fundstellen kommen, wie schon gesagt, vereinzelt neben dem Höhlenbären und der Hyäne wahrscheinlich auch das Mammut und stellenweise sogar das Nashorn vor. Diese beiden Arten fehlen an ungarischen Fundstellen vollständig, kommen jedoch vereinzelt an Schweizer Fundstellen des Magdalénien vor, die 300—500 m, also rund ebenso hoch über dem Meeresspiegel liegen, wie die mährischen Stationen. Das bedeutet wohl, daß zur Zeit des Magdalénien, also gegen Ende des letzten Würm-Stadials, in der pannonischen Tiefebene Ungarns schon wärmeres Klima herrschte, das diese Tiere zwang, sich nach Norden oder in höhere Lagen zurückzuziehen.

H. G. BANDI (1947) ist davon überzeugt, daß der Fischfang im Magdalénien hochkam und die Fische einen wichtigen Ernährungsfaktor darzustellen begann. Er führt jedoch an, daß in den betreffenden Kulturschichten der Schweizer Fundstellen außer ganz vereinzelt Funden keine Fischknochen geborgen werden konnten und ist bemüht, diese Tatsache auf die ungenauen Ausgrabungsmethoden der Vergangenheit zurückzuführen. Auch bei uns wurden an den Fundstellen Balcarova skála und Kůlna einige Fischwirbel geborgen, doch handelt es sich in beiden Fällen um durchaus vereinzelt Funde. Aus den damaligen Veröffentlichungen (KNIES, Maška), aber auch aus den Tagebüchern von J. KNIES, die der Verfasser zur Verfügung hatte, geht nicht hervor, daß Knochenreste von Fischen in beträchtlicher Zahl gefunden wurden. Die gute Sachkenntnis und peinlich genaue Arbeitsweise dieser Forscher, die auch die geringfügigsten Fundumstände verzeichneten, läßt kaum darauf schließen, daß irgendwelche Überreste, also auch von Fischen, übersehen wurden. Man kann eher annehmen, daß der Fischfang, wenigstens in unseren Gegenden, damals noch nicht betrieben wurde.

Die Fauna der Fundstätten des Magdalénien stellt nur einen unbedeutenden Ausschnitt der Tierwelt des letzten Würm-Stadials vor. Im Verlauf dieses Zeitraums kann man ein allmähliches Abnehmen mancher Tierarten feststellen, die in der Endphase des Pleistozän schrittweise aussterben. Diese Tatsache tritt besonders deutlich bei einem Vergleich der Jagdfauna des Magdalénien mit den Beutetieren zu Tage, die in der Kulturschicht von Pavlov (Pollau) gefunden wurden. Die Tabellen der einzelnen Fundstätten zeigen sowohl art- als auch mengenmäßige Verschiedenheiten. Manche Arten wurden an beiden Fundstellen gejagt, andere fehlen an den Stationen des Magdalénien vollständig oder sind nur schwach vertreten. Besonders auffallend ist das rasche Abnehmen der Mammute, die in Pavlov noch einen wesentlichen Teil der Jagdbeute darstellen. Auch die Knochenreste von Wölfen und Füchsen fehlen an den Fundstellen des Magdalénien fast vollkommen.

Es wurde schon erwähnt, daß die Jagdbeute des Magdalénien-Menschen an allen mährischen Fundstätten im großen und ganzen gleich ist. Umso merkwürdiger ist die Tatsache, daß an einer einzigen Fundstätte dieser Periode, in der Balcar-Höhle, zahlreiche Knochenüberreste von Füchsen gefunden wurden, die an den übrigen Fundstellen zahlenmäßig nicht hervortreten. Dabei handelt es sich hier um die ältere Stufe des Magdalénien. Die Balcar-Höhle nähert sich also in der Fauna der älteren und kulturell verschiedenen Station Pavlov.

#### Schl u ß w o r t

Das Mammut geht im Verlaufe des letzten Würm-Stadials stark zurück. Während es im Gravettien (Fundstätte Pavlov) noch eines der wichtigsten Jagdtiere vorstellt, werden gegen Ende des Stadials in steigendem Maße kleinere Tiere gejagt: Renttiere, Pferde und Hasen. Die typische Jagdbeute des Gravettien sind Hasen, Wölfe, Füchse, Vögel und Mammute, im Magdalénien werden Hasen, Vögel, Renttiere und Pferde zur Beute des Menschen.

Anschrift des Verf.: Dr. Rudolf Musil, Moravské Museum v Brně (Brünn), Tschechoslowakei.



## Radiocarbon measurements of Würm-interstadial samples from Jutland

By H. TAUBER, Copenhagen, and H. L. DE VRIES, Groningen

**Zusammenfassung.** Der Inhalt von radioaktivem Kohlenstoff in würminterstadialen Proben aus Brörup, Jütland, ist in den Datierungslaboratorien in Kopenhagen und Groningen gemessen worden. Die Proben waren durch verhältnismäßig große Mengen von infiltriertem, jüngeren Material verunreinigt; nach einer Extraktion von Humussäuren zeigte jedoch keine der Proben eine signifikante Aktivität. Dies läßt darauf schließen, daß das Interstadial von Brörup und die vorausgegangene kalte Periode älter als 50 000 Jahre v. Chr. sind. Wenn die Ansicht von ANDERSEN (1957) richtig ist, daß in Brörup wirklich das Göttweiger Interstadial vorliegt, so würde daraus folgen, daß auch Altwürm und wenigstens der tiefere Teil des Göttweiger Interstadials älter als 50 000 Jahre v. Chr. sein müßten.

**Summary.** The radiocarbon content of Würm-interstadial samples from Brörup, Jutland, has been measured in the dating laboratories in Copenhagen and Groningen. The samples were contaminated with comparatively large amounts of infiltrated younger material, but after an extraction of humic acids none of the samples showed a significant activity. This means that the interstadial at Brörup and the preceding cold period are older than 50,000 B.C. If ANDERSEN (1957) is right in correlating the Brörup interstadial with the „Göttweiger Interstadial“ this implies that Old Würm and at least the lower part of the Göttinger interstadial also should be older than 50,000 B.C.

In „Eiszeitalter und Gegenwart“ SVEND TH. ANDERSEN has given a preliminary report on new pollen analytical investigations of interglacial and interstadial fresh water deposits at Brörup in Jutland (ANDERSEN 1957). Samples from these deposits at „Brörup Hotel Bog“ have been measured for carbon-14 content in the dating laboratories in Copenhagen and Groningen. According to ANDERSEN (1957), there can be little doubt that the samples submitted represent the Old Würm and the interstadial (Göttweiger interstadial, GROSS 1956) which separates Old Würm and Main Würm. A cooling of the climate is indicated at the top of the deposits; but it is not possible to say, whether the whole interstadial is represented at Brörup.

The glacial peat and mud layers, from which the samples originate, are protected by a solifluction deposit of stony sand 2 meters thick and probably formed during a later cold period of the last glaciation. The layers are situated below the ground water level, and penetration of modern rootlets into the layers is therefore improbable. The samples are absolutely non-calcareous, and change of activity due to either older or younger carbonate can be excluded. The samples were dried and stored in closed tins after the boring and thus protected against the attack of microorganisms. For these reasons the samples were considered especially suitable for radiocarbon investigations in this age range, where only a minute admixture of younger material (less than 1 per cent) will produce a drastic change in the measured age.

The stratigraphy at the locality is the following (cp. ANDERSEN 1957):

	0—0.70 m	Made ground		
	0.70—2.65 —	Stony sand		
	2.65—2.80 —	Humous substance ("Dy")	K-512	
Inter- stadial	2.80—3.12 —	Fine sandy mud	K-528	GRO-1264
	3.12—3.74 —	Herbaceous peat	K-510	GRO-1263
	3.74—4.35 —	Sandy mud	K-526	
	4.35—5.89 —	Mud with sand and silt		
Old Würm	5.89—6.00 —	Clay		
	6.00—7.41 —	Mud	K-511	GRO-1256
Inter- glacial	7.41—7.46 —	Herbaceous peat		
	7.46— —	Peat with wood of spruce and alder.		

The place of the measured samples in the stratigraphy is shown. The samples have been taken only from layers, where influx of rebedded interglacial material is either absent or negligible and will have no effect on the dating results.

The samples K-512, 510, and 511 were measured in Copenhagen in a 2-liter CO<sub>2</sub>-gas counter operated at 2 atms. (net count for modern carbon 24.8 counts per minute, background 4.8 cpm, and barometric effect 0.12 cpm per cm of mercury). Since the amount of material was limited, and the samples were considered free of infiltrations, the material was combusted directly without any chemical pretreatment. Each sample was measured two or three times, alternating with background measurements. The following net activities (activity above background) were obtained:

K-512	peat	(2.70—2.80 m)	0.66 ± 0.06 cpm
K-510	peat	(3.61—3.67 m)	0.43 ± 0.08 cpm
K-511	mud	(7.07—7.18 m)	0.12 ± 0.04 cpm

These activities correspond to ages of 27.000—40.000 years B. C.

The samples GRO-1264, 1263, and 1256 were measured in Groningen with a 2-liter CO<sub>2</sub>-gas counter operated at 3 atms. (net count for modern carbon 36.9 cpm, background 2.4 cpm, and barometric effect 0.05 cpm per cm of mercury). Before combustion the samples were pretreated with dilute hydrochloric acid and dilute sodium hydroxide in order to extract humic acids (cp. DE VRIES 1958). With this pretreatment the following net activities were found:

GRO-1264	mud	(2.85—2.90 m)	0.00 ± 0.03 cpm
GRO-1263	peat	(3.37—3.48 m)	—0.02 ± 0.05 cpm
GRO-1256	mud	(6.81—6.91 m)	0.02 ± 0.03 cpm

These measurements show that no significant activities were left. The samples thus are older than the range of the Groningen laboratory, i. e. older than 50.000 B.C. An age of 50.000 B.C. corresponds to an activity of 0.06 cpm in this counter.

In order to investigate the discrepancies between the measurements in Copenhagen and in Groningen, sample GRO-1264 was sent as CO<sub>2</sub>-gas in a steel container to Copenhagen, where it was measured as sample K-528. Further, a sample K-526 from 3.96—4.08 m was given the same pretreatment in Copenhagen and then combusted and measured. The results were the following:

K-528	mud	(2.85—2.90 m)	0.04 ± 0.04 cpm
K-526	mud	(3.96—4.08 m)	—0.01 ± 0.07 cpm

These activities correspond to ages older than the range of the Copenhagen laboratory, i. e. older than 40.000 years B.C. (the difference in range between the Copenhagen and the Groningen stations is due mainly to the different pressures, and therefore the different amounts of sample used at the two stations).

The activities initially measured for samples K-512, 510, and 511 thus were due to younger material (perhaps humic acids), which may be extracted from the samples by a pretreatment with hydrochloric acid and sodium hydroxide. The amount of infiltrated material is surprisingly high. For sample K-512 it is 2.7 per cent or more, depending upon the age of the material, and even down to 7 meters below ground level the effect of this infiltration is noticeable. This was considered highly improbable when the measurements were undertaken. It should be mentioned that the „Brörup Hotel Bog“ is a small basin (diameter about 60 m), so there is a possibility that part of the infiltrations comes not from above but from the sides. Further investigations as to the nature of the infiltrations are planned. Moreover, if it turns out that the infiltrated material can be removed completely, it will be tried to date the upper peat layer with an improved procedure, which extends the range to 70.000 years (see also DE VRIES 1958). The large difference in age

before and after the extraction of the infiltrated material demonstrates the influence of an admixture of more recent material into glacial samples. The difficulties encountered in securing uncontaminated samples older than 25—30.000 years in many cases makes it necessary to consider radiocarbon results for these samples as minimum ages rather than true datings (cp. DE VRIES ET AL. 1958, and DE VRIES 1958).

The measurements thus performed in Copenhagen and in Groningen prove that the interstadial at Brörup and the preceding cold period are older than 50.000 B.C. Hence, if the correlations by ANDERSEN (1957) are right, Old Würm and at least the lower part of the interstadial which separates Old Würm and Main Würm should also be older than 50.000 B.C. A further discussion of dates for Würm-interstadial samples and the correlation of the Göttweig fossile soil with these dates has been given by DE VRIES (1958).

**A c k n o w l e d g e m e n t s .** The apparatus for gas counting in the Copenhagen laboratory was built with a grant from the Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research and a grant from the Danish State Research Foundation, whose support is gratefully acknowledged.

#### L i t e r a t u r e

- ANDERSEN, Sv. Th.: New investigations of interglacial fresh-water deposits in Jutland. A preliminary report. — *Eisz. u. Geg.* 8, S. 181—185, 1957.
- GROSS, H.: Das Göttsweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. — *Eisz. u. Geg.* 7, S. 87-101, 1956.
- DE VRIES, Hl., BARENDSEN, G. W. & WATERBOLK, H. Tj.: Groningen radiocarbon dates II. - *Science* 127, 129, 1958.
- DE VRIES, Hl.: Radiocarbon dates for Upper Eem and Würm-interstadial samples. - *Eisz. u. Geg.* 9, S. 10-17, 1958.

Manusk. eingeg. 24. 1. 1958.

Anschriften der Verf.: Henrik Tauber, Kulstof-14 Dateringslaboratoriet, Nationalmuseets Naturvidenskabelige Afdeling, Juliane Maries vej 32, Kopenhagen, Dänemark.

Prof. Dr. Hl. de Vries, Natuurkundig Laboratorium, Westersingel 34, Groningen, Netherlands.

## The floral and faunal succession of "Cueva del Toll", Spain

By J. J. DONNER and BjÖRN KURTÉN, Helsinki, Finland

Mit 7 Abbildungen im Text

**S u m m a r y .** The deposits of "Cueva del Toll" near Moyá (province of Barcelona, Spain) have been studied pollen analytically. The sequence shows an oscillation between pine forest (up to 80% pine pollen), representing a humid and temperate climate, and open vegetation (only 30% pine pollen), representing phases of dry and warm climate. The same changes appear in the composition of the mammalian fossil fauna, and also in the lithology of the cave deposits. The two temperate and humid phases represented in "Cueva del Toll" are correlated with the Early and Main Würm respectively; the warm and dry oscillations represent the Eem interglacial, the GÖttweig interstadial, and the end of Würm. This climatic sequence is in agreement with the Würm sequence of Middle Europe. The leading fossil mammal of the GÖttweig phase in this cave is the cave bear; it appears to be most closely akin to the Gailenreuth form in Middle Europe, and differs by its larger size from the Early Würm and interglacial populations.

**R e s ú m e n .** Los depósitos de la "Cueva del Toll", situada en las cercanías de Moyá (Provincia de Barcelona, España) han sido estudiados con el método de los pólenes. El corte demuestra una oscilación entre el bosque de pino (las muestras contienen hasta 80% de pólenes de pino) representando un clima húmedo y templado y la vegetación abierta (las muestras contienen únicamente un 30% de pólenes de pino) que representa un clima seco y caliente. Las mismas variaciones aparecen tanto en la composición de los fósiles de la fauna mamífera como también en la litología de los depósitos de la mencionada cueva. Las facies, templada y húmeda, representadas en la Cueva del Toll están correlacionadas con las épocas principio y medio de Würm. Las oscilaciones calientes y secas representan las épocas del interglacial Eem, la interstadial GÖttweig y la parte final de la época de Würm. Este lapso climatológico coincide con el de Würm de Europa Central. En esta cueva el fósil predominante de fase GÖttweig es el del oso de las cavernas, que parece ser el más próximo forma de Gailenreuth de Europa Central, difiriéndose, sin embargo de fauna de la época temprana de Würm y de la época interglacial, por su gran tamaño.

### Introduction

The cave named "Cueva del Toll" lies about 50 km north of Barcelona and some 5 km east of Moyá (c. 750 m above sea-level) in the province of Barcelona, Spain. During a short visit there in the summer of 1956, samples of the cave deposits were taken by DONNER in order to find out if they contain any pollen, and, if they do, whether the pollen composition reflects any vegetational changes in the period during which the cave layers were deposited. The faunal succession, as shown by the remains of different mammalian species, could then be compared with the vegetational succession, and the results used for dating the deposits. Cave layers are probably the most suitable deposits for a study of this kind, as they contain enough remains of mammals for statistical purposes. At the same time, some of the fossil mammals were studied by KURTÉN. The authors wish to express their deeply felt gratitude to the leader of the excavations in the Toll, Dr. J. F. DE VILLALTA COMELLA, and to his associates, for their great generosity in placing all their resources and material at our disposal, for numerous courtesies extended to us, and for important information supplied during the subsequent work.

The work has been supported by grants from the Finnish State Commission of Natural Science.

"Cueva del Toll" and its remains of mammalian species are described by THOMAS & VILLALTA in the guide for the excursions B 2 — B 3 during the V INQUA Congress in Spain in 1957. Notes by SERRA and FUSTÉ on the archaeological finds and human remains respectively are also included in the same guide. The present description of the cave and its stratigraphy is based entirely on the guide. The cave, which is formed in Eocene limestone, has many galleries, but "Galerie Sud" is the only one in which there is cave-earth

of some thickness, i. e. up to 9 m. The samples for pollen analysis were taken from section B (fig. 1), about 5 m from the entrance of the cave. The layers and the average thickness of each are shown in fig. 2. The stratigraphy of section B is as follows:

- Layer a. Thickness 1.1—1.5 m. Unsorted sand with angular stones. The layer contains Neolithic remains.
- Layer b. Thickness 0.2 m. Reddish sandy clay.
- Layer c. A thin intercalated layer.
- Layer d. Thickness 0.2 m. Sandy clay, lighter than in layer b.
- Layer e. Thickness 0.2 m. A clay sediment, mixed with hyena coproliths.
- Layer f. Thickness 0.3 m. Compact reddish clay. Less coproliths than in the layer above. In the clay a discontinuous intercalation of flat angular stones.
- Layer g. Thickness 0.25 m. Varved clay.
- Layer h. Thickness 0.35 m. The lithology differs very much from that of the other layers. Layer h consists of a loose breccia with bones and angular stones in a sandy clay matrix.
- Layer i. Thickness 0.2 m. Compact reddish clay.
- Layer j. Thickness 0.4 m. Compact deep-red clay, with an intercalation of angular stones.

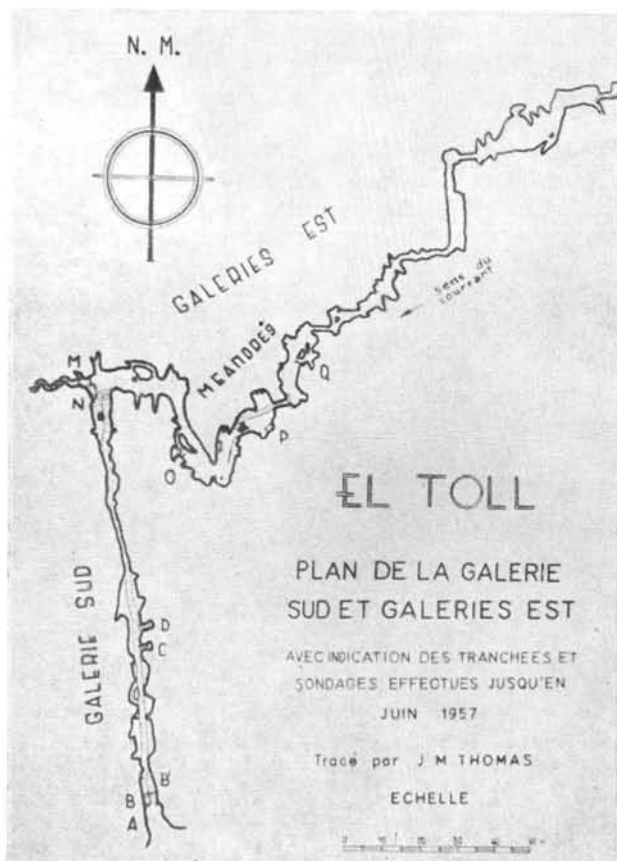


Fig. 1. Plan of „Cueva del Toll“, showing Galeries Est and Sud and the location of Section B

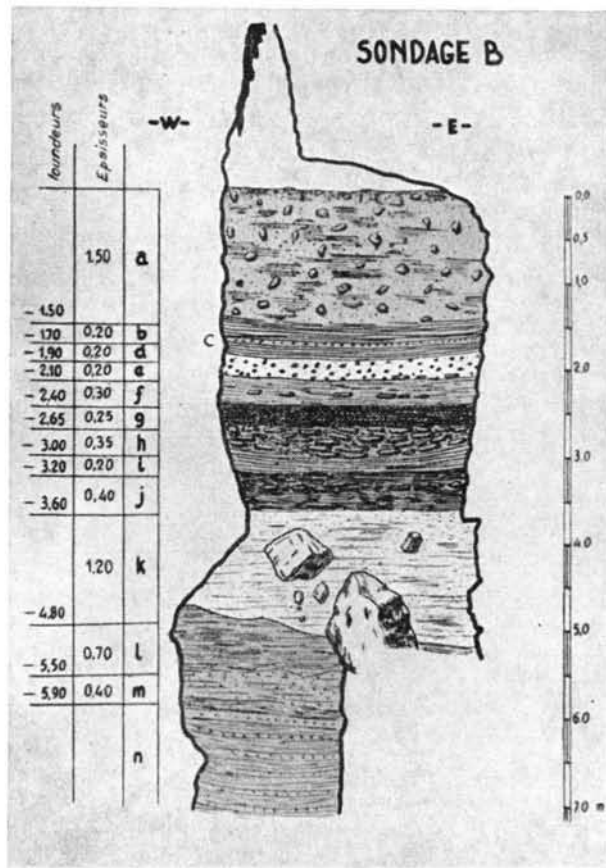


Fig. 2. Section B of "Cueva del Toll". After THOMAS & VILLALTA.

- Layer k. Thickness c. 1.2 m. Very sandy loose clay in which big stones, coming from the ceiling, are found.
- Layer l. Thickness c. 0.7 m. Sterile clay.
- Layer m. Thickness c. 0.4 m. Sandy clay, slightly varved.
- Layer n. Excavated down to 2 m. Coarse gravel with layers of clay.

#### The vegetational succession (J. J. DONNER)

The part of the section which was pollen analytically studied is 185 cm thick. Twelve samples were taken from layers b—j, the interval between the samples being 10—25 cm (see fig. 3). The siliceous matter of the pollen samples was removed by HF treatment (see FAEGRI & IVERSEN 1950). The boiling with HF, followed by HCl treatment, was in most cases done twice. About 4—5 cm<sup>3</sup> material was needed for 1—3 slides, the cover glass being 20 x 40 mm. All the analysed samples contained pollen, but some of the slides were extremely poor in pollen. Therefore the total amount of pollen counted in each sample is only 100. To get this amount up to 280 traverses of 2 cm had to be counted for one sample. Some of the pollen and spores were badly preserved, but most of them could be identified. Only 0—4% of the total amount could not be identified, and they were not included in the counts.

The deposits in "Cueva del Toll" are not ideal for pollen analysis. WELTEN (1956), however, has, in a work dealing with subrecent changes of the pollen rain in the sub-

alpine regions of Spain, demonstrated that even arid soils, like deep-red clay, can be used for pollen analysis. Another factor which must be considered is the location of the section in the cave. VAN CAMPO & LEROI-GOURHAN (1956) studied the pollen rain in the d'Arcy-sur-Cur caves, and they came to the conclusion that a large amount of pollen are carried by the wind up to 10 m from the entrance provided it is big enough. If an air current goes through the cave pollen are carried further in, up to 30 m from the entrance. Section B in Toll is about 5 m from the entrance, as mentioned above. Thus one would expect the section to be near enough to the entrance to have received a pollen rain reflecting the surrounding vegetation. The exposure to the prevailing winds can also have some influence, as shown by DERVILLE & FIRTION (1951) in their study of a rock-shelter in Cantal. They demonstrated a clear difference in pollen sedimentation between different sides of the cave. The sheltered part had almost sterile sediments. The section from which the samples in "Cueva del Toll" were taken lies in the middle of the cave and it has therefore been well exposed to the wind currents.

## CUEVA DEL TOLL 1956

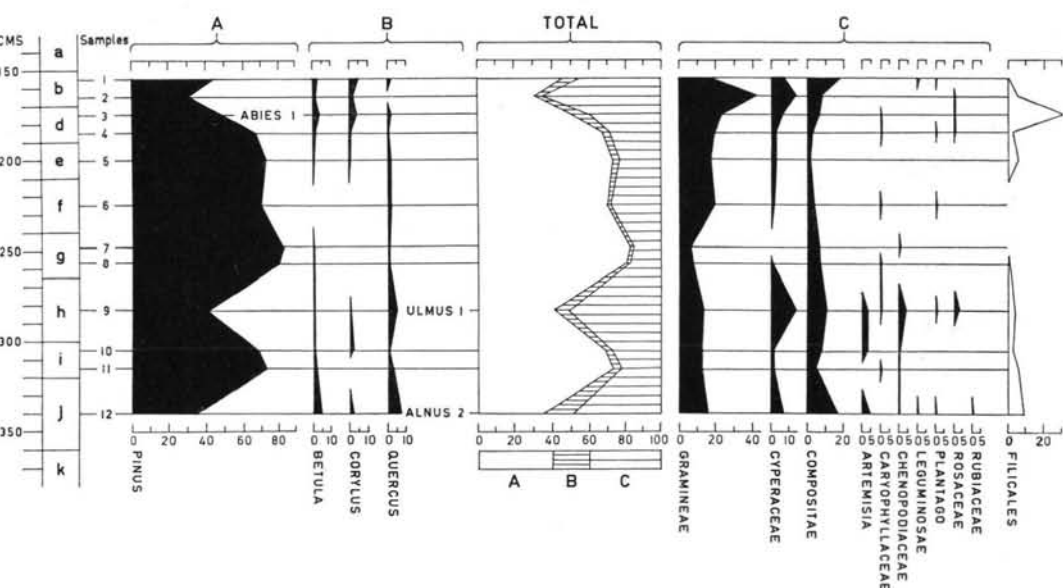


Fig. 3. "Cueva del Toll", pollen diagram, layers j to b.

Taking into account the above-mentioned investigations it seems probable that the sediments in section b of „Cueva del Toll“ have received a representative pollen rain. The sediments are not likely to contain any secondary pollen. In the pollen diagram from the Brüggl cave near Neuzlingen (Canton of Bern) WELTEN (1954) found secondary pollen in one of the two profiles studied. In the pollen diagram, starting with the late-glacial Younger Dryas period, WELTEN found some pollen which were from the last interglacial period or even older. They were, according to WELTEN, incorporated in the sediments which had been sliding down a slope. In "Cueva del Toll" the cave layers are horizontal, so disturbances similar to those described by WELTEN are not likely to occur. It may also be mentioned that WELTEN did not find any trace of a sinking down of pollen from the surface.

The results from "Cueva del Toll" can be seen in the pollen diagram in fig. 3. During the Bronze Age there was a land-slide which closed "Galerie Sud" (THOMAS & VILLALTA,

1957). Thus a pollen spectrum reflecting the present vegetation is not represented in the diagram. As seen from the diagram *Pinus* is most common of all pollen types. Its percentage varies between 30—80%. No size measurements of the *Pinus* pollen were done but most of them are of the *Pinus silvestris* type (see WELTEN 1956). *Betula*, *Corylus* and *Quercus* are all present. They form discontinuous curves of 1—7%. Occasional pollen of *Abies*, *Alnus* and *Ulmus* were also found. Of the non-tree pollen Gramineae, Cyperaceae and Compositae are the most common, but *Artemisia*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Leguminosae, *Plantago*, Rosaceae and Rubiaceae are also present. Filicales, which are not included in the total, are highest in sample 3 (30%) and present in all samples except in 6 and 7.

The pollen types were divided into three groups, the relative variations of which are shown separately in the diagram (fig. 3). *Pinus* (and *Abies*) forms group A, *Betula*, *Corylus* and *Quercus* group B, in which also *Ulmus* and *Alnus* are included, and the non-tree pollen group C. The pollen curves in group B and C and the *Pinus* curve vary inversely. The curves of the diagram suggest changes between forest, dominated by *Pinus silvestris*, and an open vegetation with herbs and a few deciduous trees. Climatically the curves most probably show changes between temperate humid periods and warm dry periods. The *Pinus* values of about 30% in the two uppermost samples, which represent the Neolithic time or a somewhat older period, are probably due to long distance transport. This can be expected to have a strong influence if the local vegetation is open (and the local pollen production is low), as suggested by the high non-tree pollen values. The rather strong influence of *Pinus* outside the pine forests has been demonstrated by WELTEN (1956) in his study of subrecent pollenspectra from Spain, and also in a study of the recent pollen rain in Switzerland (WELTEN 1950). The high *Pinus* value of c. 80% in the Toll diagram must, on the other hand, reflect a strong representation of pine forests in the area. It is difficult to judge how near the pine forests came and how large an area they covered, but they must have been common well outside (below) their present scattered areas higher up in the Pyrenees (see GAUSSEN 1956). At present the Moyá region has no pine, only *Quercus lusitanica* and some *Fagus*.

From the changes in the pollen diagram we may conclude that there were two temperate humid periods interrupted by a warm dry period (layer h) similar to the present one (or at least to that during the Neolithic time). Layer j also represents a warm dry period, but probably only its last stage. It is remarkable how uniform the pollen curves are and how the same value for pine (30%) repeats itself in three different layers. In layer f, sample 6, there is a small depression in the *Pinus* curve. To check if this has any significance, a hundred more pollen were counted. After this count the percentage for *Pinus* rose and the depression in the curve disappeared. It is thus only a result of the small number of pollen counted. (The diagram shows the original percentages based on a hundred pollen.)

It is difficult to get a clear picture of the open vegetation when layers j, h and b were formed. It can be noted that the Cyperaceae curve reacts very clearly, and Cyperaceae must in Spain be included in the "steppe" elements. All the other non-tree pollen types also belong to these elements. The deciduous trees show the same changes as the non-tree pollen. They have, however, very low values, and they were probably only present as scattered trees or in small woods in favourable areas. As the pollen diagram from "Cueva del Toll" is the only one from this region, no conclusive results about the vegetational changes can be given. Even if the pollen diagram reflects the main changes, the cave deposits may not give the normal percentages for the various pollen types.

The pollen diagram can not directly be used for dating the layers in "Cueva del Toll". But in obtaining a succession of warm dry periods alternating with temperate humid



periods the age of the various layers can be suggested if the faunal succession is also taken into account.

As a summary of the pollen analysis of the layers in "Cueva del Toll" the following table of the vegetational and climatic changes can be given:

Layers	Vegetation	Climate
b	wood-less	warm dry
d	} pine forest	temperate humid
e		
f		
g		
h	wood-less	warm dry
i	pine forest	temperate humid
j	wood-less	warm dry

#### The faunal succession (B. KURTÉN)

In a chart given by THOMAS & VILLALTA (1957) the presence and relative abundance of mammalian species is tabulated, layer by layer, as revealed by the preliminary excavations in "Galerie Sud". In future, with a more complete record at hand, and when estimates of the absolute number of individuals at different levels can be made, more detailed and accurate analysis will be possible. At present only a relatively crude analysis is possible, the main purpose being to check whether the vegetation history is compatible with the faunal succession.

Since the pollen diagram indicates an oscillation between pine forest and open country - or, climatically, between temperate-humid and warm-dry conditions - the proper way of grouping the mammalian species would seem to be into (1) sylvan, (2) non-sylvan, and (3) indifferent. This has here been attempted as follows.

**Sylvan forms.** This group is taken to include *Erinaceus*, *Talpa*, bats, *Vulpes*, *Felis silvestris*, *Meles*, *Castor*, *Apodemus*, *Sus*, *Capreolus*, *Cervus*, *Hippopotamus*, and *Rhinoceros mercki*. Most of these need little comment; *Hippopotamus* is included as an indicator of humid climate rather than as a forest form.

**Non-sylvan forms.** This group includes the grazers (*Bison*, *Bos*, *Equus*), alpine species (*Capra ibex*)<sup>1</sup>, and the species determined as *Rhinoceros tichorhinus*. This last-mentioned determination seems doubtful, as there is no other tundra form in the fauna, and the species occurs at a level (h) which evidently represents a warm and dry phase. It may perhaps be suggested that the rhinoceros in question is actually a steppe grazer, not a tundra grazer.

**Indifferent or indeterminate forms.** This group includes the lagomorphs, *Microtus*, and all the large carnivores.

THOMAS & VILLALTA express the abundance of each species in five grades, from single specimens to predominant forms. For the present purpose, these grades were given corresponding scores as follows:

"Une trace" — 1

"Quelques restes" — 2

"Abondant" — 4

"Très abondant" — 8

"Espèce dominant" — 16

Scores for all three groups were added up for each level (but for level a all the domestic forms were left out) and percentages calculated on the total score for sylvan

<sup>1</sup> The chamois, *Rupicapra rupicapra*, is mentioned by THOMAS & VILLALTA in the text (p. 19) but does not occur in the tabulation.

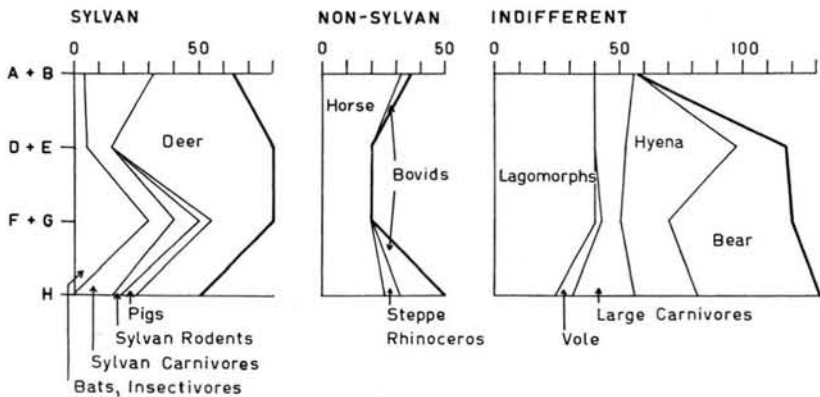


Fig. 4. Faunal succession in layers h to a of "Cueva del Toll", based on scorings for abundance as described in the text.

plus non-sylvan forms. The levels below layer h were too poor to be studied in this way, and the study was limited to the sequence from layer h to layer a. To reduce the chance fluctuations, the levels above layer h were grouped two and two (f+g, d+e, and a+b), a procedure which seems warranted by the stability of the pollen facies for each group.

The results are indicated diagrammatically in fig. 4. From a minimum in layer h, the sylvan elements increase rapidly and stay predominant up to layers d—e, but decrease again in the uppermost layers. The agreement with the vegetation history is patent and will be discussed below, together with its implications.

As to the zones not included in the diagram, it may be noted that layer i, temperate-humid with pine forest according to the pollen data, contains the forest form *Rhinoceros mercki* and such a diagnostic "humid" form as *Hippopotamus*.

Before proceeding to a discussion, it may perhaps once more be emphasized that the percentages are not based on precise estimates of the numbers of individuals, but only on a conventional scoring from very rare (1) to predominant (16), and hence are subject to revision when the total fossil content of the cave is known and more accurate estimates have been made.

### Discussion

The region in which "Cueva del Toll" is situated was evidently outside the periglacial zone of the Pleistocene glaciations. The type of climatic oscillation found here is analogous to that found in the Carmel caves (BATE 1937). The humid and temperate oscillations represent glaciations, the warm and dry episodes interglacials or interstadials.

The vegetation history depicts a twofold cool oscillation. In the mammalian fossil record, only the second oscillation can be statistically confirmed at present, since the lower layers are poor in bones. The agreement between the two sequences is clear, however (see fig. 5), and, as previously mentioned, there is a clear suggestion of an earlier forest fauna episode in the presence (in layer j) of Merck's rhinoceros and the hippopotamus. The faunas of these Iberian cool oscillations are, in fact, reminiscent of the interglacial faunas in Middle Europe. This appears quite natural; during glaciations, the temperate fauna of Middle Europe was forced southward into refuge areas, of which the Iberian peninsula apparently is one example. Thus we may expect a fauna of "interglacial" type, by Middle European standards, to characterize the glacial epochs in Spain. The same also holds for the flora.

The lithology also reflects the climatic changes. It may be noted that THOMAS & VILLALTA (op. cit.) mention the presence of wind-blown quartz grains in the material of layer h, which supports the conclusion that this layer was formed during a period with a

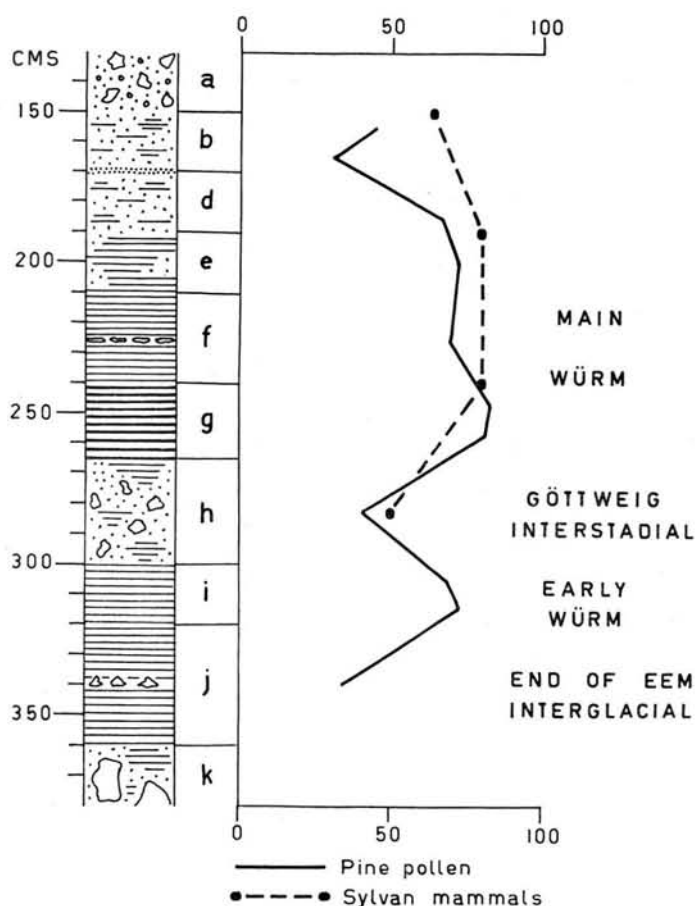


Fig. 5. Profile showing lithology, pine pollen curve (from fig. 3), curve for sylvan mammals (from fig. 4), and suggested dating of the cave sediments in "Cueva del Toll".

dry climate and an open vegetation. It is, however, the alternation of sandy and clayey deposits which gives especially valuable evidence. The most compact and "varved" clays date from the phases of maximum humidity, the sandy deposits from the warm and dry phases. These lithological features are in precise agreement throughout with the inferences based on flora and fauna, but it is interesting to note that the earlier cold (humid) oscillation seems to have begun well before deposition of layer j; the main lithological change is between k and j.

We correlate the two cold oscillations with the Early and Main Würm respectively, the warm episode intervening between them with the Götting interstadial, and the layers j and k are considered to have been deposited during the relatively warm and dry conditions at the end of the Eem interglacial. A second interpretation which might be suggested would be to correlate the steppe horizon h with the Eem, and the forest peak of i with the late Riss, but this appears rather improbable for several reasons. The Götting is well known to have been a relatively long episode with a marked climatic amelioration very much farther to the north, and it is almost inconceivable that it would have had no effect on the sequence from g to d. The fauna seems also to agree better with this interpretation than with any other; the cave bear mass occurrence is in layer h, and it is known in other regions to be very common in the Götting (Gross 1957 b).

The record from "Cueva del Toll" is thus found to be in very good agreement with the outlines of the Würm glaciation, as they have now emerged elsewhere (EMILIANI 1956, GROSS 1957 a, 1957 b, and literature there cited). The glaciation is dichotomous, with a shorter and perhaps less intense Early Würm and a long Main Würm, separated by a very well-defined interstadial. On the other hand, the minor interstadials of the Main Würm are not clearly depicted in this record.

If the climatic history found here is in excellent agreement with that of the periglacial zone, it is, on the other hand, definitely at variance with the sequence of the Carmel caves. The Carmel record indicates three cold episodes, the two earlier of about equal strength and the third considerably weaker. This third episode would seem somewhat too weak to represent the Main Würm, and its significance remains obscure.

The results from "Cueva del Toll" also suggest a reconsideration of, for instance, the stratigraphy of the Gorham Cave, Gibraltar (see ZEUNER 1953), where it would seem that the sandy layers would represent interstadials or interglacials, not glaciations.

#### The cave bear of "Cueva del Toll" (B. KURTÉN)

The cave bear material from "Cueva del Toll" is of considerable interest. It is one of the few large samples of this species which are exactly datable. The very great majority of the specimens seen by me are from layer h and are thus interstadial in age. The species, however, continues up to layer d. When the excavations are concluded, it may be worthwhile to study the microevolutionary trends of *Ursus spelaeus* in this sequence, and the material of "Cueva del Toll" may well become a standard of comparison for the population history of this species in western Europe. At the present stage some elementary statistical comparison with other samples will serve to indicate the possibilities.

The present investigation is limited to univariate analysis of the lengths of the cheek

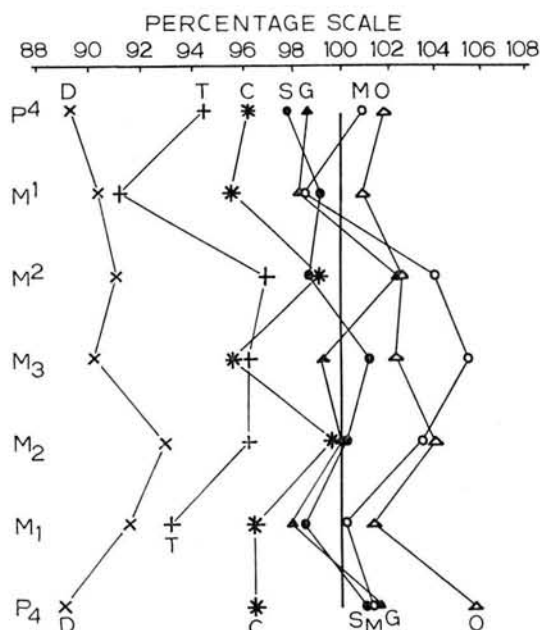


Fig. 6. Ratio diagram, comparing mean lengths of cheek teeth in samples of *Ursus spelaeus*; means expressed as percentages (on a log scale) of the selected standard sample of "Cueva del Toll" (100%). D = Dachstein (Schreiberwandhöhle); T = Trosketa Cave; C = Cotencher, S = Slouperhöhle; G = Gailenreuth; M = Mixnitz (Drachenhöhle); O = Odessa caves.

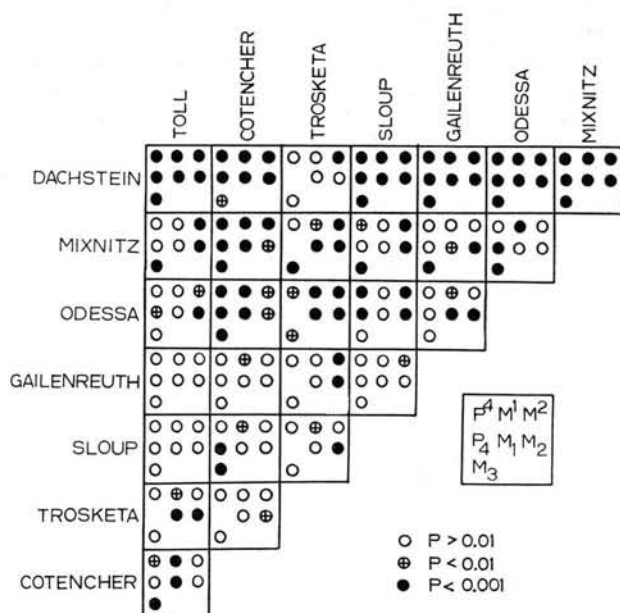


Fig. 7. Significance of differences in means between samples compared in fig. 6. Measurement key in inserted square. Symbols indicate probability values (P) according to key: P > 0.01 not significant, P < 0.01 probably and P < 0.001 highly significant. (Example: Significance of difference between mean lengths of M<sup>2</sup> in Toll and Sloup samples: upper right symbol in the square showing comparison Toll/Sloup indicates P > 0.01; the difference is not significant.)

teeth. Sexable remains (jaws, skulls, and isolated canines: see KURTÉN 1955, 1958) indicate equal representation of both sexes, and thus there should be no important bias in the mean values, resulting from sex dimorphism. The means (table 1) have been compared with those for seven other samples: a small sample from another Iberian cave (the Trosketa Cave in Guipuzcoa), the probably interglacial small form from the Schreiberwandhöhle of Dachstein in Austria, the Early Würm population from Cotencher in Switzerland, and the classical populations of Gailenreuth (type locality), Mixnitz, Sloup, and Odessa. At Mixnitz, but seemingly not in any other of these sites, the males outnumber the females, and the means may be slightly higher than true population means. All data used are original.

The mean lengths of the teeth are compared in fig. 6 by means of SIMPSON'S (1941) well-known ratio diagram method. The differences between sample means were evaluated by means of t-tests, probability values below 0.01 being considered as probably significant, and below 0.001 as highly significant. Test results are summarized in fig. 7. They suggest a division into three more or less well-defined size groups:

- (1) Small forms (Dachstein and Trosketa).
- (2) Medium-large (Toll, Gailenreuth, Sloup). The Cotencher sample is somewhat intermediate between (1) and (2).
- (3) Very large (Mixnitz and Odessa, but the Mixnitz values may be spuriously high).

Some of these differences probably arise from spatial raiation, but some are almost surely due to chronological differentiation. There is some suggestion of an evolutionary trend from the small forms, like that from Dachstein, through the type of Cotencher into the medium-large forms of group (2).

The cave bear appears to have attained maximum size in some marginal areas of its range, as exemplified by the Odessa form and particularly by the very few specimens

of *Ursus spelaeus* known from British deposits. Some of these reach dimensions rarely or never attained in Continental populations.

Studies along the indicated lines, including also bivariate analysis (see KURTÉN 1954), of these and other cave bear samples may become useful both in the evaluation of the evolutionary trends of *Ursus spelaeus* and as a chronological tool. The field work in bear caves should then be up to the highest standard. Many of the classical cave samples, unfortunately, now have a very dubious scientific value; they have frequently been dispersed and broken up. Predatory exploitation of bear caves is, however, the darkest chapter.

Table 1

	N	M	S. D.	V.	S. R.
P4	33	20.67±0.25	1.41±0.17	6.8	16.11—25.23
M1	54	29.64±0.20	1.46±0.14	4.9	24.90—34.58
M2	44	45.19±0.37	2.45±0.26	5.4	37.16—53.12
M3	62	27.20±0.22	1.75±0.16	6.4	21.54—32.86
M2	78	30.69±0.17	1.52±0.12	5.0	25.76—35.62
M1	71	30.98±0.17	1.46±0.12	4.7	26.25—35.71
P4	23	15.74±0.27	1.28±0.19	8.1	11.10—19.88

N = number of specimens; M = mean; S. D. = standard deviation; V = coefficient of variation; S. R. = standard range of variation (estimate of variation in a population of 1,000 individuals).

## Literature

- BATE, D. M. A.: Palaeontology. - The Stone Age of Mount Carmel, I, pp. 137-240, Oxford 1937.
- VAN CAMPO, Madeleine, & A. LEROI-GOURHAN: Note préliminaire à l'étude des pollens fossiles de différents niveaux des grottes d'Arcy-sur-Cure. - Bull. Mus. natl. Hist. Nat. 28 (2), pp. 326-330, 1956.
- DERVILLE, H., & F. FIRTION: Sur la palynologie du dépôt de comblement d'un abri-sous-roche de Haute-Auvergne. - C. R. Acad. Sci. 233, pp. 423-424, Paris 1951.
- EMILIANI, Cesare: Note on absolute chronology of human evolution. - Science 123, 924-926, 1956.
- FAEGRI, K. & JOHNS, IVERSEN: Text-book of modern pollen analysis. - Copenhagen 1950.
- GAUSSEN, H.: La végétation des Pyrénées espagnoles. - Veröff. Geobot. Inst. Rübel 31, pp. 90-123, Zürich 1956.
- GROSS, Hugo (1957 a): Die Fortschritte der Radiokarbon-Methode 1952-1956. - Eisz. u. Geg. 8, pp. 141-180, 1957. - (1957 b): Die geologische Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten. - Quartär 9, 3-39, Bonn 1957.
- KURTÉN, Björn: Observations on allometry in mammalian dentitions; its interpretation and evolutionary significance. - Acta Zool. Fennica 85, pp. 1-13, Helsinki 1954. - Sex dimorphism and size trends in the cave bear, *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER & HEINROTH. - Ibid. 90, pp. 1-48, 1955. - Life and death of the Pleistocene cave bear, a study in paleoecology. - Ibid. 95, pp. 1-60, 1958.
- SIMPSON, George G.: Large Pleistocene felines of North America. - Amer. Mus. Novitates 1136, pp. 1-27, 1941.
- THOMAS CASAJUANA, J. M. & J. F. DE VILLALTA: Le Ruisseau souterrain du "Toll". - INQUA V Congr. Int., Livret-Guide des excursions B2-B3, pp. 11-25, Madrid-Barcelone 1957.
- WELTEN, M.: Beobachtungen über den rezenten Pollenniederschlag in alpiner Vegetation. - Bericht Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 1949, pp. 48-57. - Pollenanalytische Untersuchungen an Höhlensedimenten verschiedener Entstehungsweise in der Brügglihöhle (in: BANDI, LÜDIN, MAMBER, SCHAUB, SCHMID & WELTEN: Die Brügglihöhle an der Kohlholzhalde bei Neuzlingen (Kt. Bern), eine neue Fundstelle des Spätmagdalénien im untern Birstal). - Jahrb. Bern. Hist. Mus. 32/33, pp. 66-70, Bern 1954. - Pollenniederschlagstypen aus höheren Lagen Spaniens und ihre subrezentzen Veränderungen. - Veröff. Geobot. Inst. Rübel 31, pp. 199-216, Zürich 1956.
- ZEUNER, F. E.: The chronology of the Mousterian at Gorham's Cave, Gibraltar. - Proc. Prehist. Soc. 19, pp. 180-223, 1953.

Manusk. eingeg. 22. 2. 1958.

Anschriß der Verf.: Dr. J. J. Donner und Dr. B. Kurtén, Geolog. u. Paläontolog. Institut der Universität Helsinki, Snellmanink. 5.

# Zur Flora und Fauna der Villafranca-Schichten von Villarroya, Prov. Logroño/Spainien

VON HORST REMY, Bonn

Mit 4 Abbildungen im Text und 3 Tabellen

## I n h a l t s v e r z e i c h n i s

- I. Einführung
- II. Schichtenfolge
- III. Die Pollen- und Makroflora
  - A. Methodische Vorbemerkungen
    - 1. Probenentnahme
    - 2. Aufbereitung
    - 3. Erhaltungszustand und Bestimmung
    - 4. Darstellung
  - B. Die Vegetation
  - C. Gesamtbild der Vegetation und Klimaänderungen
  - D. Parallelen mit anderen Profilen
- IV. Die Invertebratenfauna
  - 1. Mollusken
  - 2. Ostrakoden
- V. Die Säugerfauna
- VI. Zur Schichtung der Süßwassermergel in der Weißen Serie
- VII. Stratigraphische Stellung der Schichten von Villarroya
- VIII. Zusammenfassung
- Literaturverzeichnis.

**Zusammenfassung.** Ausgehend von den Untersuchungen von J. F. DE VILLALTA COMELLA (1952) und R. BRINKMANN (1956) im Gebiet von Villarroya (Prov. Logroño) werden Schichten des frühen Villafrancas besonders pollenanalytisch untersucht. Das Pollenprofil läßt einen deutlichen Wandel im Pflanzenkleid erkennen, der auf die Auswirkungen einer positiven Klimaschwankung zurückgeführt werden kann. In der Aufeinanderfolge vom Liegenden zum Hangenden lassen sich 6 Abschnitte ausscheiden: Piceetum, Pinetum I, Quercetum mixtum I, Pinetum II, Quercetum mixtum I, Pinetum II, Quercetum mixtum II und Pinetum III. Zu Beginn herrscht ein humid-gemäßigtes Klima; im höheren Teil wird es trocken und warm. Gewisse Formen erinnern noch an pliozäne Verhältnisse wie auch die Säugerfauna. Der Gesamtcharakter der Flora zeigt jedoch große Ähnlichkeit mit den Floren des sog. „Tegelen-Interglazials“.

**S u m m a r y.** Proceeding from the works of J. F. DE VILLALTA COMELLA (1952) and R. BRINKMANN (1956) near the village of Villarroya (Prov. Logroño), series of strata of the early Villafranchian are studied specially by pollen-analytical investigations. The pollen-diagram shows a pronounced changing of vegetation that may be regarded as a result of a positive oscillation of climate. In the sequence from the footwall to the hanging-wall, a subdivision in 6 sections can be recognised: Piceetum, Pinetum I, Quercetum mixtum I, Pinetum II, Quercetum mixtum II and Pinetum III. In the beginning we have a humid and temperate climate; in the upper part, it resembles a mediterranean one. Some species are reminiscent of pliocene affiliation as does the mammalian fauna. The whole character of the flora, however, shows a great resemblance to the floras of the so called „Tegelen Interglacial“.

## I. Einführung <sup>1)</sup>

Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen sind fossilführende Ablagerungen in einem Gebiet halbwegs zwischen Zaragoza und Burgos am Nordost-Rande der Sierra de los Cameros, die einen Teil der nordwestlichen Keltiberischen Ketten bildet. Dieses Gebirgsmassiv, das sich aus Schichten des Jura und Wealden aufbaut, ist an einer großen Störung auf das nördlich vorgelagerte Ebrobecken aufgeschoben. Unweit vom Nordrand des Gebirges kennt man im Gebiet von Villarroya—Gravalos seit langem ein kleines Becken mit jungen Ablagerungen, die man auf Grund der Fazies dem Ebrobecken-Tertiär zuordnete (G. RICHTER 1930; G. RICHTER & R. TEICHMÜLLER 1933).

Die Ablagerungen von Villarroya haben besonderes Interesse erregt durch Säugetierreste, die von E. CARVAJAL (1928) entdeckt worden sind. Dabei macht dieser auch schon einige Angaben über Fossilien aus der darunterliegenden Schichtenfolge. Auf Grund der wenigen Makrofaunenreste erwog er ein unterpliozänes Alter. Viel später erst wurde die Säugerfauna von J. F. DE VILLALTA COMELLA (1952) eingehend untersucht, wobei dieser zu einer Einstufung zwischen oberem Pliozän und unterem Villafranca kam.

Im Zusammenhang mit einer geologischen Neuaufnahme der Sierra de los Cameros (G. TISCHER 1956; F. KNEUPER 1958) kartierte R. BRINKMANN (1956) das in Frage kommende Gebiet genauer. Aus seinen Fossilaufsammlungen ergaben sich einige Probleme, die mit Hilfe der Pollenanalyse und der Mikrofauna zu klären versucht werden sollten. Die Untersuchungen sollten, wenn möglich, auch eine Entscheidung über die stratigraphische Stellung der unteren Schichtenfolge bringen.

## II. Schichtenfolge

Der ausführlichen Beschreibung der geologischen Verhältnisse bei R. BRINKMANN (1956) entnehme ich die Schichtenfolge in teilweise etwas ergänzter Form (vgl. hierzu Abb. 1):

**O b e r e R o t e S e r i e** (ca. 40 m). Lebhaft braunrote, gröbere und feinere, kaum verfestigte Trümmergesteine. In den tieferen Lagen und im Westen herrschen Fanglomerate aus faustgroßen Brocken von Wealden- und Jura-Kalk, wechselnd mit Sand- und Siltbänken, vor. Die jüngeren, besonders im Osten verbreiteten Schichten bestehen aus Sanden und Kieselgeröllen. Die Breccie, die die eingangs erwähnten Säugetierreste erbracht hat, hält am Fundpunkt La Horna einen Horizont etwa 15 m über der Basis inne. Etwa 1,20 m darüber liegt ein Horizont mit verdrückten, nicht näher bestimmbar Heliciden. Verschiedene Proben lieferten einige Pollenkörner. Diese Serie hat die größte Verbreitung im gesamten Gebiet. Unter einer Diskordanz folgt die

**G e l b e S e r i e** (ca. 13 m). Es sind lichtgelbe, geschichtete Feinsande, im oberen Teil mit humosen Lagen, die besonders *Pinus*-Pollen führen. Gegen Westen schalten sich, wohl als Randfazies, Konglomeratbänke ein. Einige Proben lieferten größere Pollenmengen. Zahlreich sind Schalen von Ostrakoden, Schnecken und Muscheln. Die organischen Reste sind auf einige Horizonte beschränkt, während der größere Teil des Sedimentes fossilieer zu sein scheint. In einigen Proben des oberen Teiles sind im Schlämmrückstand Gipskristalle angereichert; andere Probenrückstände zeichnen sich durch Vorherrschen von Brauneisenstein aus. Wiederum mit scharfem Kontakt lagert darunter die

**S c h w a r z e S e r i e** (ca. 3 m). Dunkle Moormergel mit Holzresten und Heliciden. Schon im Gelände hebt sich deutlich eine obere dunklere fossilarme von einer unteren

<sup>1)</sup> Die Arbeit entstand als Dissertation auf Anregung von Herrn Prof. Dr. R. BRINKMANN am Geologischen Institut in Bonn. Den paläobotanischen Teil der Arbeit betreute mein hochverehrter Lehrer Prof. Dr. P. W. THOMSON. Nach seinem Tode konnte die Arbeit unter der freundlichen Förderung von Prof. Dr. P. WOLDSTEDT beendet werden. Allen Genannten und auch Ungenannten, die mit zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen, danke ich für ihr stetes Interesse an den Untersuchungen.



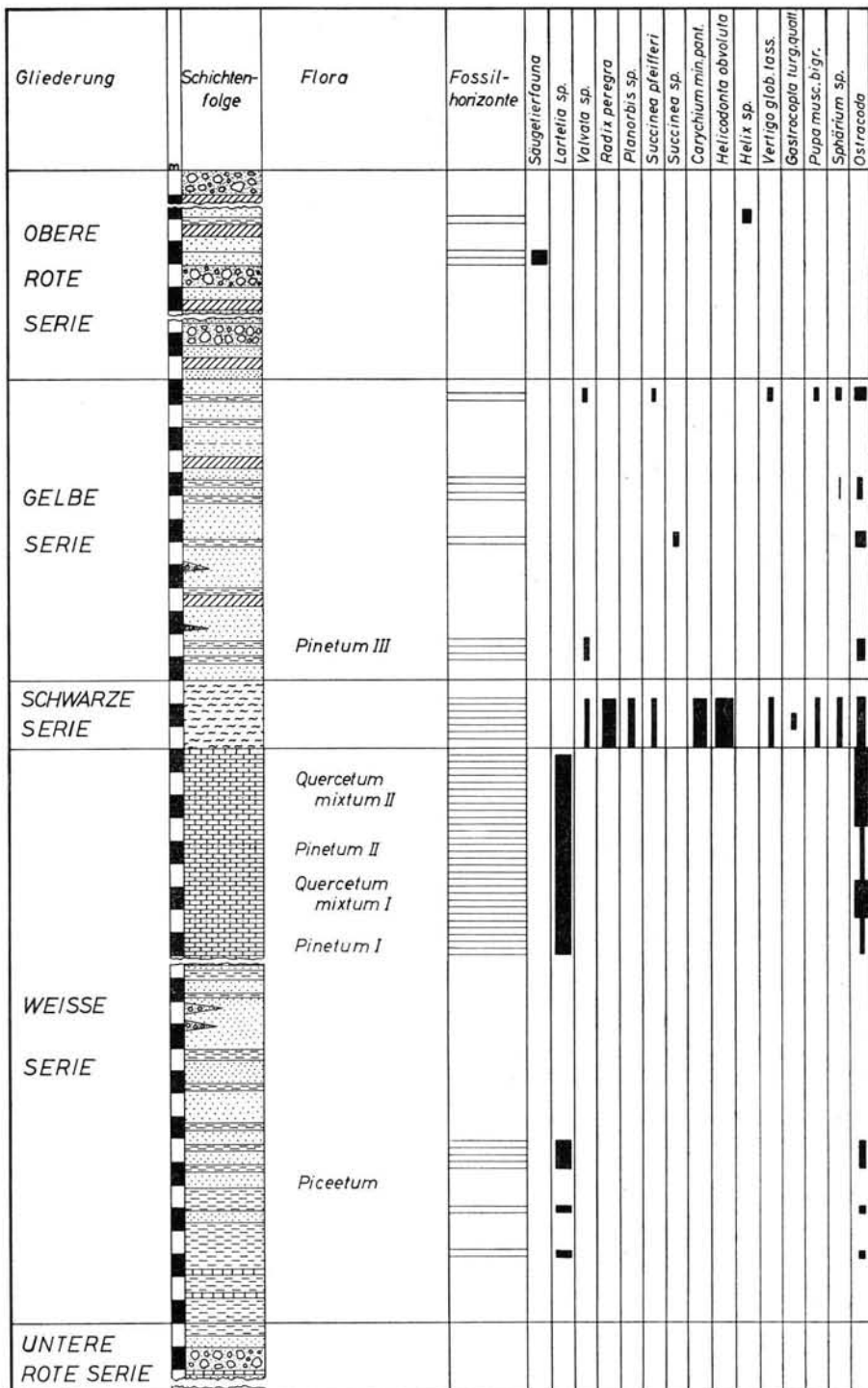


Abb. 1. Schichtenfolge des Villafrancas von Villarroya mit den verschiedenen Pflanzengemeinschaften und Faunenhorizonten.

etwas helleren Partie ab. Diese untere Partie enthält reichlich Ostrakoden und Schnecken, wie auch Characeen und Muscheln. Außerdem finden sich vereinzelt Pollen. Auf der Exkursion anlässlich der INQUA-Tagung in Madrid 1957 fand M. CRUSAFONT auch Bruchstücke von Säugerknochen, die auf einem Ackerstück freigeschwemmt waren und nach ihrer Färbung aus der Schwarzen Serie stammen. Diese geht über in die

**Weiß e Serie** (ca. 25 m). Wohlgeschichtete helle Süßwassermergel (s. Kap. 6, Jahresschichtung) mit reicher Pollenflora (Diagramm), Ostrakoden und Schnecken. Die tieferen Lagen führen im Westen und Südwesten subaquatisch eingegliedene Linsen von Wealden-Kalkbreccien. An der Basis nimmt die Schuttführung zu. Übergang in die

**Untere Rote Serie** (ca. 20 m). Breccien aus mesozoischen Kalken mit braunrotem Bindemittel. Einschaltungen von Letten- und Kalktuffbänken. Einige unbestimmbare Schalentrümmern. Im Liegenden ist an einer Stelle Jura erschlossen.

### III. Die Pollen- und Makroflora

#### A. Methodische Vorbemerkungen

Orientierende Voruntersuchungen ergaben einen sehr unterschiedlichen Polleninhalte der verschiedenen Schichten. Die günstigsten Erhaltungsbedingungen für mikrobotanische Reste liegen in der Weißen Serie, besonders in den regelmäßig geschichteten Sedimenten, die im Bachbett aufgeschlossen sind. Wenig günstig sind die Bedingungen in der Gelben Serie, in der nur vereinzelte Tonbänder pollenführend sind. Fast nichts an Pollen enthalten die Schwarze Serie und die Obere Rote Serie. Die Untere Rote Serie lieferte überhaupt keine Pollen.

#### 1. Probenentnahme

Das besterschlossene Profil in der Weißen Serie ergab sich in dem westlichsten, etwa NS verlaufenden Tale, das die Straße nach Cornago mit einer Brücke quert. Um ein möglichst lückenloses Profil zu erhalten, wurde im Liegenden noch weiter aufgegraben. Der Abstand der Proben wurde der Schichtung angepaßt. Die tieferen Lagen der Weißen Serie sind an der Straße angeschnitten. Hier wurden die Proben im Abstand von etwa 25 cm entnommen. Nur einige davon führen aber genügend Pollen. Zur Probenentnahme in den anderen Schichtgliedern wurden für Pollenuntersuchungen die tonigen Bänke berücksichtigt, von denen aber wieder nur eine sehr geringe Zahl Pollen enthielt.

So umfaßt das Pollendiagramm (Abb. 2) etwa die Bildungszeit der Weißen Serie.

#### 2. Aufbereitung

Über die verschiedenen Aufbereitungs- und Untersuchungsmethoden liegt eine umfangreiche Literatur vor (u. a. G. ERDTMAN 1954; K. FAEGRI & J. IVERSEN 1950), so daß ich den Gang der Probenbehandlung nur kurz andeute.

Von sämtlichen Proben wurden etwa je 8 ccm entkalkt und mit kalter Flußsäure aufbereitet. Da die Pollenkörner nicht immer gut erhalten sind, wurden sie nur in heiße HCl übergeführt und dann gründlich ausgewaschen. Eine zusätzliche Behandlung mit Lauge wäre auch nur bei den Proben der Schwarzen Serie erforderlich gewesen. Zur Untersuchung wurden jeweils einige Tropfen des Glycerinpräparates auf einen Objektträger gebracht und über einer Flamme erhitzt, um das Wasser zu vertreiben und die Probe anzureichern. Bei dieser Methode lassen sich bei der Untersuchung unter dem Mikroskop durch Klopfen auf das Deckglas die Pollenkörner in Pol- und Äquatorlage bringen und ermöglichen oft erst so das einwandfreie Bestimmen der Formen (LESCHIK 1952, nach mündlicher Mitteilung von Prof. THOMSON).

#### 3. Erhaltungszustand und Bestimmung

Der Erhaltungszustand ist meist nicht sehr gut. Da es sich durchweg um bekannte Formen handelt, die aus anderen Quartär- und Pliozänablagerungen wiederholt abge-

bildet sind, konnte hier auf eine Abbildung verzichtet werden. Bei der Aufbereitung der Proben mit Flußsäure zeigen die Pollenkörner erfahrungsgemäß eine geringere Größe als die zum Vergleich mit konzentrierter Essigsäure und gleicher Menge konzentrierter Schwefelsäure fossilisierten rezenten. Für das Bestimmen der fossilen Pollenformen stand mir die reichhaltige Vergleichssammlung rezenter Pollen von Prof. THOMSON zur Verfügung. Von jeder Probe wurden 300 Baum- und Nichtbaumpollen bestimmt. Von insgesamt 235 Proben waren 122 pollenführend, aus denen ca. 29 000 Pollenkörner gezählt wurden.

#### 4. Darstellung

Im Pollenbild von Villarroya sind Nichtbaumpollen sehr zahlreich, so daß sie in den Gesamtsatz von 300 Pollen hineingenommen wurden. Sie machen mindestens 20% aus und erreichen bis zu 70%. Das deutet darauf hin, daß die Nichtbaumpollenvegetation einen ganz erheblichen Teil der Gesamtvegetation gebildet hat. Es erscheint daher als berechtigt, sie unmittelbar ins Diagramm aufzunehmen.

Im Diagramm bedeutet jede Teilfläche den prozentualen Anteil der jeweiligen Pollenform oder Formengruppe. Sie schließen dabei aneinander an und füllen so die gesamte Fläche von 100% aus (vgl. z. B. die ähnliche Darstellung bei S. Th. ANDERSEN 1957).

In einer Gruppe zusammengefaßt wurden die Pollen der sog. „Tegelen-Elemente“. Unter dieser Bezeichnung wurden die im Interglazial von Tegelen noch vorkommenden tertiären Floren-Elemente zusammengefaßt, d. h. besonders *Carya*, *Pterocarya*, *Tsuga*, *Pinus* *hapl.*-Typ, *Cedrus*, *Zelkova*, wozu hier gelegentlich noch *Liquidambar* kommt, der in Tegelen selbst fehlt. Er ist im Diagramm besonders gekennzeichnet (Abb. 2). Den Eichenmischwald (*Quercetum mixtum*) setzen *Quercus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Corylus* und *Ostrya* zusammen. Davon ist *Ostrya* im Diagramm als wärmeliebendes Element besonders hervorgehoben. Die Aufschlüsselung der anderen Elemente (*Artemisia*, Gramineen, *Pinus silv.*-Typ, *Picea*, *Betula* u. a.) ergibt sich aus den Zähltabellen und dem Diagramm (Tab. 1—3, Abb. 2).

### B. Die Vegetation

Vom Liegenden zum Hangenden folgen einander in der Weißen Serie folgende Pflanzenvereinigungen:

1. *Piceetum*. In den tieferen Lagen der Weißen Serie fällt der hohe Anteil von *Picea* auf, die in einer Probe 35% erreicht (Abb. 2). Für den *Picea*-Pollen ist die leicht ins Rötliche gehende gelbe Färbung charakteristisch, die auch bei den mit Flußsäure behandelten Proben ganz schwach auftritt. Diese spezifische Färbung sowie auch die sehr engmaschige Netzzeichnung der Luftsäcke geben sichere Bestimmungsmöglichkeiten. In den jüngeren Schichten geht *Picea* stark zurück und ist nur noch, zusammen mit *Betula*, im *Pinetum* I bemerkenswert. *Picea excelsa* erreicht Spanien heute nur im äußersten Nordosten. Außer in den Pyrenäen kommt sie einzig im angrenzenden Teil von Nordaragonien und Nordkatalonien vor. Wo sie sonst noch aufgeführt wird, handelt es sich in Spanien um Anpflanzungen bzw. um Einbürgerungen (M. RIKLI 1943).

Sehr hohe Ziffern erreicht ferner die Kiefer (*Pinus*, Typ *silvestris*, 54%). Mit ihrer großen Pollenerzeugung überdeckt sie leicht das übrige Waldbild, täuscht zumindest größere Bestände vor, als sie wohl eingenommen hat. *Pinus* ist durch das gesamte Diagramm hindurch zu verfolgen. Sie ist reichlich im *Piceetum* und *Pinetum* III und dominiert im *Pinetum* I und II. Dieser Nadelholztyp ist heute größtenteils in der nördlichen gemäßigten Zone verbreitet.

*Tsuga* ist mit 8% beteiligt. Der Pollen gehört zwei Formen an:

1. *Tsuga canadensis* mit schmalem Rand und feinerer Struktur und
2. *Tsuga diversifolia* mit breitem Rand.

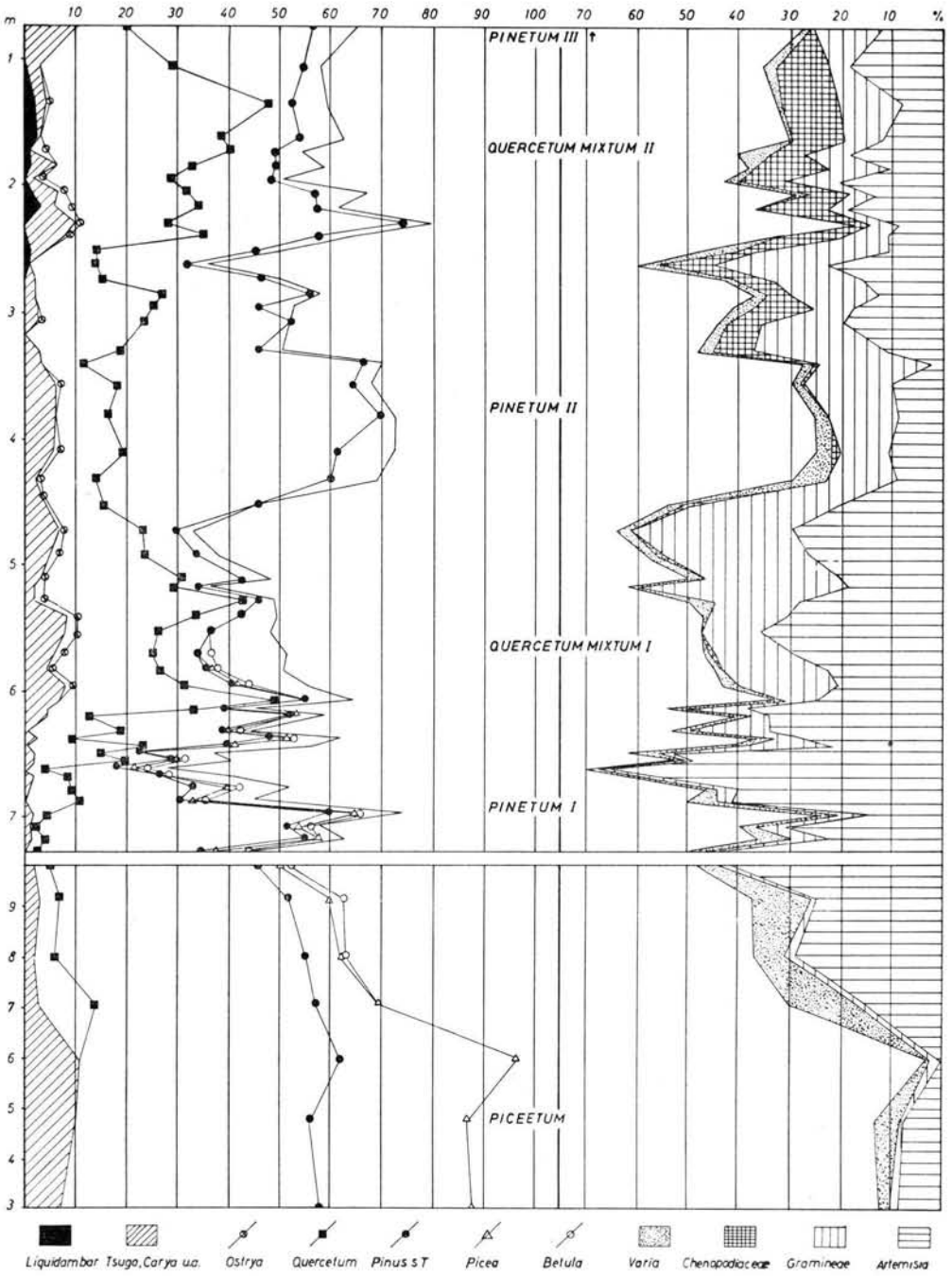


Abb. 2. Pollendiagramm der Weißen Serie von Villarroya (links Baumpollen, rechts „Steppenelemente“). Zwischen Piceetum und Pinetum I Unterbrechung im Profil.

Man findet sie auch in den höheren Nadelwaldabschnitten. *Tsuga canadensis* (Hemlocktanne) ist heute in Nordamerika heimisch und bei uns Zierbaum.

*Abies* bleibt stets selten. Der Pollen ist groß mit breitem gelapptem Kamm und grobmaschigen Luftsäcken.

Im tiefsten Teil des Profils herrscht somit ein „reiner“ Nadelwald mit *Pinus*, *Picea*, *Tsuga* und *Abies*.

2. Pinetum I. Die Proben führen vorwiegend *Pinus*-Pollen vom *silvestris*-Typ. Der wenig variierende Pollen dürfte *Pinus silvestris* bzw. *montana* entsprechen. In höheren Schichten tritt er mehr zurück.

Die Elemente des Quercetum mixtum sind nur in geringer Menge vorhanden. Ebenso selten sind die Tegelen-Elemente, die in dieser Phase durch *Tsuga* und *Pinus*, Typ *haploxyton*, vertreten werden. Prozentual sehr gering, aber im gesamten Abschnitt regelmäßig vorhanden sind *Picea* und *Betula*. Von den krautigen Pflanzen ist *Artemisia* schon zu einem erheblichen Teil an der Vegetation beteiligt gewesen. Dagegen machen sich Gramineen und die verschiedensten Kräuterpollen im Diagramm noch kaum bemerkbar.

3. Quercetum mixtum I. Der Eichenmischwald wandert ein, in welchem die Eichen ein Maximum von 30% erreichen. Unter den Eichen herrschen die großen Pollen der laubabwerfenden Eichen vor. Bei den *Quercus*-Pollen wurde versucht, kleine Typen (17—20  $\mu$ ) und große Typen (22—27  $\mu$ ) auseinander zu halten. Die kleinen Formen zeigen durchaus nicht alle die typischen Merkmale, wie sie für *Quercus ilex* angegeben werden (kleiner, verhältnismäßig glatter Pollen mit deutlicher Porenausbuchtung), so daß hier nicht die ganze Gruppe der kleinen Formen mit *Qu. ilex* gleichgesetzt werden soll. Immerhin kann wohl eine größere Verbreitung immergrüner Eichen angenommen werden.

*Ulmus* und *Carpinus* bilden keine ausgesprochenen Gipfel, scheinen aber zeitlich vor der Eiche zu dominieren.

Der Pollen von *Fagus* ist selten und unregelmäßig im Diagramm verteilt. Die beobachteten Formen sind sehr klein, so daß wir es wohl noch nicht mit der im jüngsten Quartär auftretenden Form zu tun haben.

Erst während der zweiten Hälfte dieses Abschnittes erscheint *Ostrya* (die Hopfenbuche). Der Pollen unterscheidet sich nicht wesentlich von *Betula*, ist aber, wie auch *Firbas* (1923) angibt, an der sehr dünnen Exine und den nur schwach verdickten Austrittsstellen der Keimporen zu erkennen. In den folgenden Schichten läßt sich *Ostrya* immer wieder nachweisen. Auch im Profil von Leffe (LONA 1950) wird der *Ostrya*-Pollen angeführt. *Ostrya* wächst heute nur südlich der Alpenkette, außer einem Fundpunkt bei Innsbruck, wo der Föhn hineinweht (mündliche Mitt. von Prof. THOMSON).

Im oberen Teil des Eichenmischwaldes konnten auch einige Pollen von *Ilex aquifolium* beobachtet werden. Von den Juglandaceen sind *Pterocarya* (kaukasische Flügelnuß) und *Carya* (Hickory) vorhanden, von denen erstere überwiegt. Sie wurden nur in den höheren Abschnitten beobachtet. Die heutige Verbreitung von *Pterocarya* liegt im Gebiet des Kaukasus; *Carya* ist auf Nordamerika beschränkt.

In der „Steppenzone“ des Diagramms (Abb. 2) wird *Artemisia* durch eine reiche Gramineen-Flora zurückgedrängt. Die Größe der Gramineenpollen schwankt beträchtlich, so daß es sich um verschiedene Arten bzw. sogar Gattungen handeln dürfte. Die Gestalt ist rund bis oval, meist glatt mit einer wulstartig nach außen gewölbten Keimpore. Oft ist sekundäre Faltenbildung vorhanden. Sie begegnen uns so recht erst im Qu. mixtum I, erreichen ein Maximum zwischen Qu. mixtum I und Pinetum II und sind dann auch später mit einigen Prozenten beteiligt. Sie bilden ein wesentliches Element der „Steppenflora“ neben *Artemisia*, anderen Compositen (*Cirsium* u. a.), Chenopodiaceen und verschiedenen Kräuterpollen, fehlen dagegen fast vollständig in den unteren Abschnitten. Ebenso werden auch die Kräuterpollen zahlreicher, und das Steppenbild gewinnt an Mannigfaltigkeit.

4. *Pinetum* II. *Pinus* breitet sich wieder aus. Dieses *Pinetum* weicht aber vom vorangehenden durch größere Mannigfaltigkeit der *Pinus*-Pollen und das Überwiegen von Formen ab, die früher nur in geringer Menge auftraten. Es läßt sich aber keine prozentuale Auswertung erreichen, weil Unterschiede im Erhaltungszustande bedingt sein können und die große Zahl der Bruchstücke (einzelne Luftsäcke) keine sichere Zuordnung zu einem der silvestroiden Typen gestattet. Im *Pinetum* II wurde u. a. eine Form beobachtet, die LESCHIK (1952) als *Pinus* sp. (silvestroider Typ [minor Rudolph]) abbildet. Ein großer Teil stimmt in Form und Größe mit *Pinus nigra* überein und dürfte jedenfalls nicht zu *Pinus silvestris* bzw. *montana* gehören. Von einem weiteren Teil ist die Zugehörigkeit zu anderen mediterranen Kiefernarten nicht unwahrscheinlich.

*Cedrus* bildet keine nennenswerten Prozente, kommt aber sehr regelmäßig auch in anderen Abschnitten vor. Typisch für den Pollen sind breite Kamm- und sehr engmaschige abgesetzte Luftsäcke. Heute ist die Gattung aus dem Mittelmeerraum und dem Gebiet des Himalaja bekannt.

Unter den Eichen sind hier besonders kleinere Formen vom *Quercus ilex*-Typ häufig. Von anderen Bäumen sind nur *Ulmus* und *Zelkova* noch stärker beteiligt.

5. *Quercetum mixtum* II. Der Eichenmischwald entfaltet sich noch einmal, aber die kleinen Eichenformen herrschen nicht vor. Wieder begleiten ihn *Carpinus* und *Ulmus*, wobei diesmal die erstgenannte etwas mehr hervortritt.

Bemerkenswert ist die regelmäßige Anwesenheit des *Liquidambar*-Pollens. Dieser zeigt mehrere auf der Oberfläche verteilte Keimporen, über denen eine feinkörnige Membran liegt, die über das ganze Pollenkorn zieht. Sehr ähnlich im Habitus sind die Pollen von *Thalictrum* und den Caryophyllaceen. Diese haben aber einen sehr breiten gleichmäßigen Randsaum, der sie gut unterscheidet; *Thalictrum* hat nur 2 bis 3 im Verhältnis zum Durchmesser größere Poren. Die charakteristische Membran, die über die Poren zieht, fehlt den letzten beiden. Im Profil von Villarroya fand ich den *Liquidambar*-Pollen in diesem Abschnitt regelmäßig in jeder Probe, wo er bis zu 2% der Gesamtpollenmenge bildet. Heute ist *Liquidambar* als Relikt im südlichen Kleinasien beheimatet.

Gelegentlich wurden auch Pollenkörner beobachtet, die dem Formenkreis der Cistaceen (immergrüne Sträucher der mediterranen Macchien) zuzuordnen sind. Weit verbreitet sind in diesem Abschnitt auch Chenopodiaceen (meist salzliebende Pflanzen).

6. *Pinetum* III. Von den *Pinus*-Formen tritt neben dem *silvestris*-Typ jetzt ganz besonders der *haploxylon*-Typ hervor. Die Luftsäcke sitzen breit am Pollenkörper an, doch gibt es zum *silvestris*-Typ Übergänge, die eine exakte Trennung nicht immer gewährleisten (LESCHIK 1952). In Zweifelsfällen wurden auch hier die Formen zu *Pinus*, Typ *silvestris*, gerechnet. Der *haploxylon*-Typ erscheint regelmäßig im gesamten Diagramm, erreicht aber höchstens 6% der Gesamtpollenzahl. Erst in der schwarzen und besonders in der gelben Serie herrscht er vor. In den Proben dieser beiden Serien müssen wir z. T. mit selektiver Zerstörung des Laubbaumpollens rechnen. Interessant ist aber das Verhältnis der *Pinus*-Typen zueinander. Im unteren Teil der gelben Serie verhält sich *silv.*-Typ : *hapl.*-Typ = 1 : 1, im oberen Teil wie 1 : 2.

Von anderen Pollenformen wurden in diesem Abschnitt beobachtet: *Cedrus*, *Quercus* und Gramineen.

In den Proben der schwarzen und gelben Serie sind Pilzsporen reichlich. Stengel von *Equisetum* erwähnt schon E. CARVAJAL. Oogonien von Characeen kommen in der schwarzen Serie vor, in der sich auch der Blattabdruck eines Moospflänzchens fand. —

Haben wir bisher den Wechsel verschiedener Pflanzengemeinschaften in der Zeit verfolgen können, so ergibt sich aus dem Pollendiagramm auch eine Aufgliederung der Vegetation in nebeneinander bestehende Gürtel. Die Ufervegetation dürften *Alnus*, *Salix*, *Zelkova* und auch *Liquidambar* gebildet haben. Sie fehlt im untersten und obersten Abschnitt. Eine Baumzone der näheren Umgebung mit den Formen des *Quercetum mixtum*

scheidet sich wohl von einer Baumzone der weiteren Gebiete, die hauptsächlich mit verschiedenen *Pinus*-Arten bestanden waren. Ob die Steppenelemente, *Artemisia*, Gramineen und die zahlreichen Kräuterarten, immer eine selbständige Zone darstellten, ist nicht sicher. Heute jedenfalls beherrscht ein reiner Bestand von *Qu. ilex* den Talkessel und die weiter umliegenden Landstriche. Das „Unterholz“ bilden zahlreiche Arten von Gramineen und Kräutern.

Die Vegetationsgürtel haben aber sicherlich nicht während der ganzen Zeit bestanden; denn im Piceetum fehlt der Pollen der uferbewohnenden Bäume, die sich erst nach und nach angesiedelt haben werden. Später, im Pinetum III, ist keine Ufervegetation im Diagramm zu erkennen. Das mag aber daran liegen, daß der Pollen zerstört ist oder ein unregelmäßiges Flußnetz nur einen spärlichen Uferbewuchs aufkommen ließ und auch der Pollen rasch weggeführt wurde. Den jeweilig herrschenden Bedingungen entsprechend, haben sich die einzelnen Zonen mehr ausgebreitet oder sind eingengt worden.

### C. Gesamtbild der Vegetation und Klimaänderungen

Die erste pollenanalytisch zu erfassende Vegetationsphase ist ein „reiner“ Nadelwald, in dem der hohe Anteil von *Picea* auffällt. Mit der Anwesenheit von *Tsuga* und *Abies* deutet diese Vegetation auf ein feuchtes und gemäßigtes Klima.

In höheren Proben weichen *Picea* und mit ihr *Tsuga* stark zurück. Der Nadelwaldbestand wird aufgelockert und von „Steppenelementen“ unterwandert. Den Wald bilden jetzt hauptsächlich Pinusarten. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir das Zurückweichen von *Picea* und *Tsuga*, die Regelmäßigkeit geringer *Picea*- und *Betula*-Werte und die Ausbreitung von *Artemisia* dahingehend deuten, daß das Klima trockener und auch etwas kühler war als im vorangehenden Abschnitt.

Dann müssen sich die klimatischen Verhältnisse wieder gebessert haben. Der Eichenmischwald wandert ein. Im unteren Teil läßt er sich durchaus mit einem mitteleuropäischen vergleichen. Weiter höher tritt aber noch *Ostrya* auf, die bei ihrer heutigen Verbreitung südlich der Alpen auf günstigere Standortbedingungen weist. Den feuchten Charakter dieser Zeit unterstreicht *Ilex aquifolium*.

Im Pinetum I könnte man fast von einer „kalten“ *Artemisia*-Steppe reden, die allmählich von einer wärmer getönten *Artemisia*-Gramineen-Steppe abgelöst wird.

Die Erwärmung muß weiter fortgeschritten sein, wobei es zunächst bedeutend trockener wurde. Der Eichenmischwald wird wieder von der Kiefer zurückgedrängt. Mediterrane Kiefern breiten sich aus. Der geringe Prozentsatz von kleinen *Quercus*-Pollen gehört wohl immergrünen Eichen an. Erneute Abkühlung ankündende Elemente fehlen. So erscheint die Gleichsetzung von Pinusbeständen mit kühlen und Laubwaldgemeinschaften mit warmen Bedingungen nicht immer gerechtfertigt. Die aufgezeigte Pflanzenassoziation spricht vielmehr für warme und trockene Bedingungen (Mediterrane Phase).

Ob die Erwärmung im folgenden Abschnitt weiter zunahm, ist nicht ganz sicher; doch muß es wieder etwas feuchter geworden sein. Der Eichenmischwald breitet sich noch einmal aus, scheint aber weniger mannigfaltig gewesen zu sein. Im wesentlichen haben ihn laubabwerfende Eichen gebildet. Eine weitere Erwärmung könnte *Liquidambar* anzeigen.

Das reichliche Auftreten von Chenopodiaceen dürfte sehr wahrscheinlich mit dem allmählichen Verschwinden des Sees zusammenhängen, das mehr tektonisch als klimatisch bedingt war. Die vielen Gipskristalle im oberen Teil der weißen Serie deuten in der gleichen Richtung; und schließlich wird der See ja von einer dunklen Moormergelserie überdeckt.

Der Eichenmischwald weicht danach endgültig zurück. Das neue Pinetum ist wieder ganz anders zusammengesetzt als die vorangehenden. Die hohen Werte der *haploxylon*-Formen, die in den unteren Abschnitten nur wenige Prozente innerhalb der Tegelen-Elemente ausmachten, beweisen das Dominieren dieser Kiefernarten während der Zeit, die auf das Seestadium folgte.

In der heutigen Flora ist *Pinus cembra* ein Vertreter der *haploxylo-*Gruppe, die im Gebiet der Alpen und Karpaten, ja bis nach Sibirien verbreitet ist und so für kühle Bedingungen spricht. Andere Vertreter dieser Gruppe sind in Nordamerika und dem Mediterranengebiet beheimatet. So ist diese Gruppe für klimatische Aussagen nicht eindeutig, wenn wir auch mit großer Wahrscheinlichkeit ihr Auftreten in den Ablagerungen von Villarroya als Hinweis für warmes Klima, analog den Verhältnissen im Pliozän, ansehen dürfen.

Die wenigen Pollenfunde in der Oberen Roten Serie gestatten keine Aussagen mehr.

Das Pollenbild der gesamten Schichtenfolge zeigt uns, daß wir im näheren und weiteren Gebiet von Villarroya im wesentlichen Nadelwaldbestände hatten, die kurzfristig der Ausbreitung eines Eichenmischwaldes gewichen sind. Aber auch die Nadelwälder sind in ihrer Zusammensetzung nicht gleichförmig geblieben. Dieser Wandel des Pflanzenkleides kann nur durch ausgeprägte Klimaänderungen erklärt werden.

Das Klima ist während der Ablagerung der unteren Schichtenfolge kühl-humid, und etwa gleiche Verhältnisse dürfen wir auch für die Zeit der Seebildung annehmen. Diese ist tektonisch und klimatisch bedingt. Im oberen Bereich ist es dann recht warm und trocken. Die Feuchtigkeitsverhältnisse haben sich wiederholt geändert und die Vegetation beeinflusst. Der Wärmeanstieg scheint sich dagegen recht gleichförmig vollzogen zu haben. Nur die Pflanzengesellschaft des Pinetum I deutet auf Temperaturrückgang innerhalb der großen Schwankung.

#### D. Parallelen mit anderen Profilen

Ganz ähnliche Florenbilder, wie wir sie in Villarroya kennengelernt haben, sind auch aus anderen Gebieten, besonders Mitteleuropa, bekannt. In dem Bereich zwischen Pliozän und Günz-Vereisung liegen die Floren von Tegelen im deutsch-holländischen Grenzgebiet (C. REID & E. M. REID 1915), Schwanheim bei Frankfurt/Main (BAAS 1932), Buchenau in Hessen (G. LESCHIK 1952), Leffe am Fuße der Südalpen (F. LONA 1950) und Mizerna in der Tatra (W. SZAFER 1954). In allen diesen Fällen haben wir eine ähnliche Mischung tertiärer und quartärer Floren-Elemente wie in Villarroya.

Das Profil von Leffe hat mit Villarroya das Auftreten von *Cedrus* und *Zelkova* gemeinsam, die in den mitteleuropäischen Floren in diesem Zeitraum schon nicht mehr sicher nachgewiesen sind. Davon ist *Cedrus* in Villarroya zwar auch recht regelmäßig, aber immer mit sehr geringen Werten vertreten. Auch *Ostrya* charakterisiert nur die beiden südeuropäischen Floren.

Die Werte von *Pinus haploxylo-* liegen in Leffe im allgemeinen prozentual etwas höher, erreichen aber nirgends das Ausmaß, wie wir es im obersten Abschnitt von Villarroya beobachten. *Picea* ist in Villarroya nur für den untersten Bereich typisch, in den höheren Abschnitten fanden sich nur ganz vereinzelt Pollenkörner dieser Gattung. In Leffe zieht eine nicht ganz unbedeutende *Picea*-Kurve durch das gesamte Diagramm. Besonders scharf sind die Unterschiede der beiden südeuropäischen Floren in der Verbreitung der Juglandaceen *Carya* und *Pterocarya*. In Villarroya dominiert letztere wie auch in den anderen mitteleuropäischen Floren. Im gesamten Profil von Leffe sehen wir aber sehr hohe *Carya*-Werte, wie sie bisher nur aus pliozänen Ablagerungen bekannt sind. Damit sind auch andere Waldverhältnisse verbunden. In den warmen Abschnitten des Leffe-Profiles haben wir einen *Cedrus-Tsuga-Carya-Pterocarya*-Wald; in Villarroya sind diese Bäume immer untergeordnet, und hier wird die warme Zeit durch einen Eichenmischwald bezeichnet, wenn man von der Deutung des Pinetum III als Wärmeoptimum absieht. Zweimal tritt im Diagramm von Villarroya ein Eichenmischwald hervor, der im Villafranca-Bereich des Leffe-Profiles fehlt. Hier ist er erst für das Günz/Mindel-Interglazial charakteristisch.



Völlig fehlt in Villarroya *Castanea*, die wir als mediterranen Charakterbaum hier erwarten würden. Die weite Verbreitung kalkiger Gesteine verhinderte wohl ihre Ansiedlung. Sie ist in der „Kolchischen Phase“ von Buchenau in einer *Tsuga-Pterocarya-Castanea*-Vergesellschaftung einmal mit Werten bis zu 45% vertreten. Auch in Leffe tritt sie mit ähnlich hohen Werten in einer Probe auf, die aber hier in einen kühlen Abschnitt fällt („Günz II“ bei LONA). Sonst ist ihr Vorkommen in beiden Profilen nur gering und zerstreut.

Die Waldzusammensetzung der beiden Profile weicht also trotz vieler Ähnlichkeiten besonders in den warmen Abschnitten doch recht erheblich voneinander ab, und es ist schwer, den scharfen Vegetationswechsel von Villarroya, der auf eine positive Klimaschwankung zurückzuführen sein dürfte, mit einem der Abschnitte des Leffe-Profiles in Verbindung zu bringen.

Bei einem Vergleich mit den mitteleuropäischen Floren fallen die recht erheblichen Werte der Juglandacee *Pterocarya* auf: Schwanheim: bis 19,8%, Buchenau: bis 12,8%, dagegen Villarroya: nur bis 3%. Auch *Tsuga* ist dort häufiger: Schwanheim: bis 57,2%, Buchenau: bis 18,1% und Villarroya: bis 9%. Die für die Zeit zwischen dem Reuver-Pliozän und der Günz-Vereisung typischen Elemente sind in Villarroya durchweg prozentual geringer als in den übrigen Floren, was bei der südlicheren Lage von Villarroya immerhin merkwürdig erscheint. Sie müssen wohl gegen andere dort besser gedeihende Bäume nicht recht konkurrenzfähig gewesen sein.

In Schwanheim ist *Abies*, die bis zu 35,9% erreicht, sehr auffallend; sie ist in Villarroya immer vorhanden, fehlt aber in Buchenau. *Fagus*, in Buchenau und Villarroya auftretend, fehlt dagegen in Schwanheim. *Pinus haploxyton*-Formen sind in den mitteleuropäischen Floren mit Sicherheit nur in Buchenau nachgewiesen. Mehr verbreitet als in anderen Profilen ist dafür in Villarroya *Liquidambar*, der sonst noch in Mizerna und Leffe vorkommt.

Floristisch unterscheidet sich das Profil von Villarroya von den übrigen bekannten am deutlichsten in der völligen Bedeutungslosigkeit der Juglandaceen und von *Tsuga* einerseits und dem Hervortreten von *Liquidambar* und dem *Pinus haploxyton*-Typ, sowie der großen Verbreitung steppenbildender Elemente andererseits. Wenn auch eine Gleichzeitigkeit aller dieser Floren noch nicht erwiesen ist, so müssen doch bedeutende fazielle Unterschiede bestanden haben. Die ostasiatisch-nordamerikanischen Arten sind in Villarroya recht spärlich vertreten, so daß man dieser Flora im Vergleich mit den anderen ein noch jüngeres Alter zuschreiben möchte. Insgesamt hat die Flora von Villarroya einen schon ausgesprochen mediterranen Charakter.

#### IV. Die Invertebratenfauna

##### 1. Mollusken

Folgende Schnecken wurden bei Villarroya gefunden:

<i>Radix (Radix) peregra</i> (MÜLLER)	sehr häufig
<i>Succinea (Amphibina) cf. pfeifferi</i> ROSSM.	häufig
<i>Carychium minimum pantanellii</i> SACCO	sehr häufig
<i>Helicodonta (Helicodonta) obvoluta</i> (O.-F. MÜLLER)	sehr häufig
<i>Vertigo (Vertigo) globosa tassaroliana</i> SACCO	selten
<i>Gastrocopta (Albinula) turgida quattuordecimata</i> SACCO	selten
<i>Pupa (Pupilla) cf. muscorum var. bigranata</i>	selten

Auftreten und Häufigkeit der Schneckenarten in den Schichten von Villarroya ist in Abb. 1 verzeichnet.

In der Conchylien-Fauna scheint eine enge Beziehung zu Ober-Italien zu bestehen. Keine einzige Form ließ sich mit südlicheren vergleichen — etwa aus Nordafrika. Von den Landschnecken ist nur *Pupa muscorum var. bigranata* weiter nach Norden verbreitet.

## 2. Ostrakoden

Eine Beschreibung der Ostrakodenfauna soll an anderer Stelle erfolgen. Ostrakoden sind von der Unteren Weißen Serie bis in den obersten Teil der Gelben Serie verbreitet, abgesehen von den in allen Schichten auftretenden umgelagerten Ostrakoden des Wealden.

Im Pinetum I herrscht - bei mittelgroßen, glatten Formen - Artenarmut, die im unteren Teil des Quercetums I durch einige kleine rauhere bereichert wird. Im Pinetum II tritt wieder eine Verarmung ein (Arten- und Individuenarmut). Das Quercetum II zeigt große Formen und Mannigfaltigkeit, die sich weiter oben zu Riesenformen steigert. In der Schwarzen Serie sind es nur noch glatte, verhältnismäßig kleine Formen. Wenig auffallende Schalen sind es auch in der Gelben Serie.

Eine reiche Entfaltung der Ostrakodenfauna fällt also jedesmal mit einer Eichenmischwaldzeit zusammen. Während der Nadelwaldzeiten herrscht Arten- und Individuenarmut (Abb. 1).

## V. Die Säugerfauna

Im obersten Abschnitt des Profils liegt in der Oberen Roten Serie die Schicht mit den Säugetierresten am Fundpunkt La Horna (VILLALTA 1952). Es werden folgende Reste beschrieben:

*Canis donezanni* (DEPÉRET)

*Vulpes alopecoides* DEL CAMPANA

*Nyctereutes megamastoides* (POMEL)

*Lutra sinerizi nova sp.*

*Hyaena marini nova sp.*

*Sivapanthera arvernensis* (CROIZET ET JOBERT)

*Megantereon megartereon* (CROIZET ET JOBERT)

*Hystrix etrusca* BOSCO

*Hipparion crusafonti* VILLALTA

*Dicerorhinus etruscus* (FALCONER)

? "*Mastodon*" sp.

*Cervus perrieri* CROIZET ET JOBERT

*Cervus ramosus* CROIZET ET JOBERT

*Gazellospira torticornis* (AYMARD)

*Gazella* sp.

*Leptobos elatus* CROIZET

*Antilope* (unbekannt)

Nach freundlicher Mitteilung von L. SOLÉ-SABARIS (Barcelona) sind neuerdings noch gefunden worden:

*Castor plicidens*

*Mimomys* sp.

*Alces*

Die Knochen zeigen unterschiedlichen Erhaltungszustand. Daraus könnte auf verschieden weite Transportwege geschlossen werden, zumal auch die Fauna selbst auf keinen ganz einheitlichen Lebensbezirk deutet (VILLALTA 1952).

Während die umliegenden Höhen Kiefern trugen, wird der übrige Raum einer Grassteppe mit Buschwerk gegliedert haben, in der sich gelegentlich versumpfte Stellen bildeten.

In der Buschsteppe hielten sich die Herden von Antilopen, Gazellen und Pferden auf, und auch die Mastodonten und Nashörner lebten hier. Dem Heere der Pflanzenfresser folgten die zahlreichen Raubtiere. Für die Cerviden ist der Aufenthalt mehr am Rande der Steppe, den Kiefernwaldungen zu, sehr wahrscheinlich. Ein Teil der Formen deutet ökologisch und tiergeographisch auf Steppenfaunen des heutigen Afrikas.

Ein eingehender Vergleich mit anderen Säugerfaunen ist an dieser Stelle nicht geplant; doch kann soviel gesagt werden, daß die Fauna von Villarroya der von Perrier im französischen Zentralmassiv verhältnismäßig nahe steht. Letztere wird etwa an die Grenze Pliozän/Pleistozän gestellt. In beiden Faunen fehlen die Elefanten. Doch tritt in Perrier als erster Vertreter der Equus-Gruppe *Equus stenorhis* auf, der in Villarroya bisher nicht nachgewiesen ist.

### VI. Zur Schichtung der Süßwassermergel in der Weißen Serie

Der feine und gleichmäßige Wechsel heller und dunkler Lagen im oberen Teil der Weißen Serie läßt vermuten, daß es sich um Jahresschichtung handelt.

Von zahlreichen Lokalitäten sind uns Untersuchungen an geschichteten Sedimenten bekannt geworden. Untersuchungen an Kieselgurablagerungen führten u. a. M. GIESENHAGEN (1925) und W. SELLE (1948) durch. Die dunklen Schichten werden als Bildungen der wärmeren Jahreszeit angesehen, da Pflanzen und Tiere im Sommer ihr Wachstumsmaximum haben und höhere organische Produktion die dunkle Färbung verursacht. Pollenanalytische Auszählungen ergaben, daß die Pollenführung der dunklen Schichten ein Vielfaches von der der hellen Schichten beträgt und damit die Annahme der dunklen Schichten als Sommerbildung berechtigt ist.

Feinere Auszählungen, die nicht nur Sommer- und Winterschicht unterscheiden, sondern die einzelnen Jahreszeiten verdeutlichen sollen, gibt M. WELTEN (1944). So etwas wird sich allerdings nur in den seltensten Fällen durchführen lassen, wo zumindest die Mächtigkeit der Jahresschichten schon beträchtlich sein muß. Bei WELTEN's Untersuchungen liegen ebenfalls kalkige Sedimente vor, und er deutet Kalkausscheidung und Schichtdicken klimatisch und verbindet sie mit einzelnen Vegetationsphasen.

Um zu prüfen, ob es sich wirklich um Jahresschichtung handelt, wurde ein säulenförmiges Stück aus dem Bereich des Pinetum I entnommen, weil hier die Schichtung sehr deutlich ist und die dunklen Lagen mächtiger sind als weiter oben im Profil. Die Schichten wurden vom Liegenden zum Hangenden Schicht um Schicht abgetragen und jede für sich besonders aufbereitet. Dabei zeigte sich, daß die hellen Schichten sich leichter und sauberer von der hangenden als von der liegenden dunklen Schicht lösen lassen.

Die dunklen Schichten werden aus Kolloid- bzw. Feinton mit geringer Kalkbeimengung gebildet. In den hellen Schichten überwiegt der Kalk mit Grobton als klastischer Beimengung.

Zur Aufbereitung wurde ein säulenförmiges Stück von ca. 10 x 10 cm Fläche genommen, von dem 29 Schichten mit einer durchschnittlichen Dicke von 0,5 mm abgeschabt wurden. Die Aufbereitung erfolgte nach der gleichen Methode wie oben. Beim Auffüllen mit Glycerin wurde darauf geachtet, daß die gleiche Menge Glycerin für jede Probe verwendet wurde (Auszählen nach Tropfen). Im Rückstandsrohrchen befindet sich somit jeweils eine bestimmte Menge Sedimentrückstand von der gleichen Flächeneinheit, aufgefüllt mit der gleichen Menge Glycerin. Ausgezählt wurden jeweils 3 Präparate; die im Diagramm (Abb. 3 und 4) angegebenen Mengen sind die Pollenmengen für die betreffende Schicht pro Einheit.

Es zeigt sich, daß der Polleninhalte der hellen Schichten das 2- bis 5-fache von dem der dunklen beträgt. Die dunklen Schichten wurden als schwarze Balken dargestellt, die hellen sind nicht ausgezogen. Das Mächtigkeitsverhältnis im Profil soll etwa die tatsächlichen Mächtigkeitsunterschiede wiedergeben. Die äußere Grenze umreißt die Gesamtpollenmenge, die innere Linie stellt die Gesamtbaumpollen dar (unterschiedliche Signatur). Beide Linien geben den Unterschied in der Pollenführung zwischen den hellen und den dunklen Lagen wieder. In einem zweiten Diagramm wurden noch einmal einige Formen gesondert

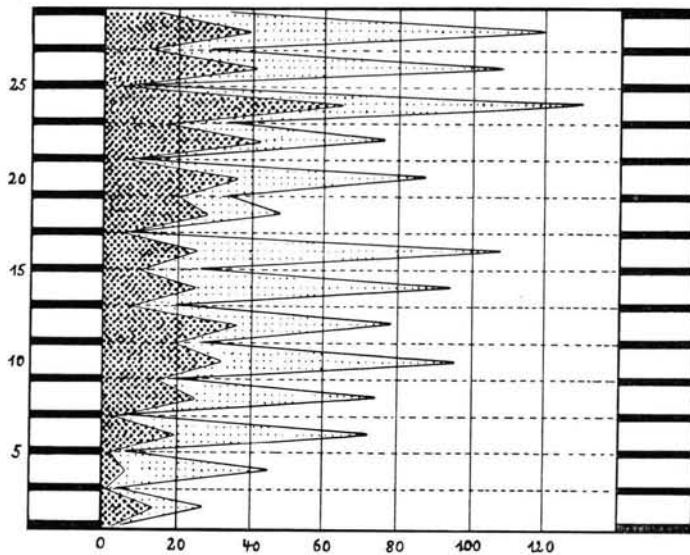


Abb. 3. Pollendiagramm von Winter- und Sommerschichten in der Weißen Serie von Villarroya. Kräftig punktiert: Baumpollen; leicht punktiert: Nichtbaumpollen. Weitere Erläuterungen im Text.

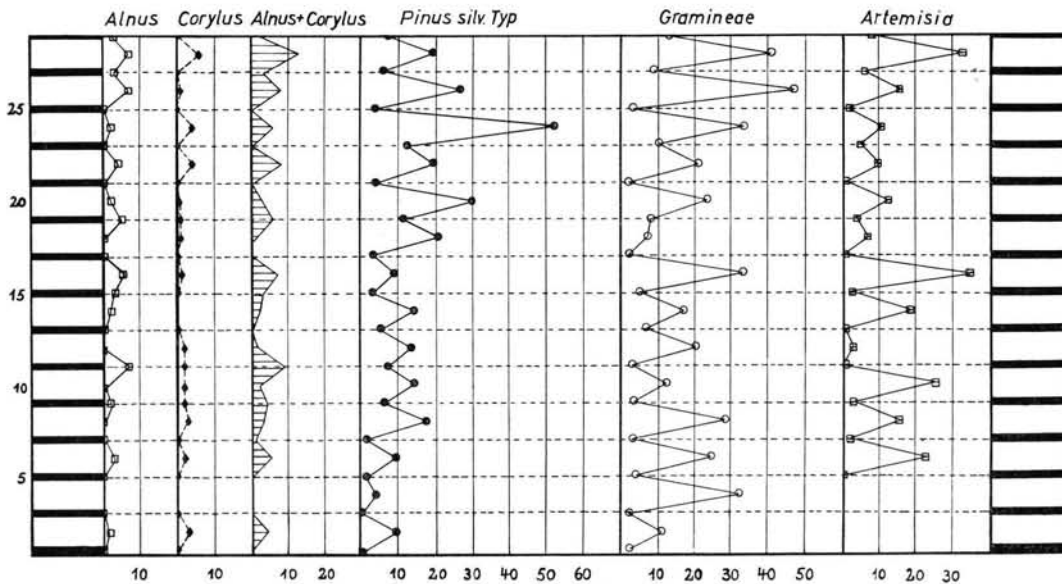


Abb. 4. Verteilung einzelner Pollenformen in den Winter- und Sommerschichten. Aufgliederung des Pollendiagramms von Abb. 3.

dargestellt (Abb. 4). Sie wurden nach dem Gesichtspunkt ihrer Häufigkeit und jahreszeitlichen Verteilung herausgegriffen und geordnet nach Frühjahrs-, Fröhsommer- und Spätsommerblühern.

Frühjahr:	<i>Alnus</i> und <i>Corylus</i>
Fröhsommer bis Sommer:	<i>Pinus silv.</i> und <i>Gramineae</i>
Spätsommer:	<i>Artemisia</i>

Die Fröhsommer- bis Spätsommerblüher zeigen denselben gleichmäßigen Wechsel in den beiden Schichtarten wie der Gesamtpollen. Unregelmäßigkeiten, ja Gegensätzlichkeiten herrschen bei den Fröhlblühern *Alnus* und *Corylus*. Hier tritt es häufiger ein, daß die Pollenmenge in den dunklen Lagen höher liegt als in den hellen. Dies kann seine Ursache darin haben, daß die Kalkausfällung verhältnismäßig spät einsetzte, als sich die Hauptmenge des Pollens schon niedergeschlagen hatte. Es können aber auch Aufbereitungsfehler (s. o.) verantwortlich sein. Eine weitere Fehlerquelle im Pollenniederschlag ist die Pollenzuföhrung auch während der kalten Jahreszeit (sekundäre Umlagerung).

Aus der Pollenverteilung muß man schließen, daß die reichlich pollenführenden hellen Schichten der warmen Jahreszeit, die pollenarmen dunklen der kühlen Jahreszeit entsprechen.

Die dunklen und hellen Schichten wurden außerdem auf ihren Kalkgehalt und ihre Korngröße untersucht. Es wurde die Menge von 5 Sommerschichten und 5 Winterschichten gegenübergestellt, und es ergab sich, daß das Verhältnis von Kalkgehalt zu Rückstand in der hellen Schicht 6 : 1, in der dunklen 1,5 : 1 beträgt. Somit macht der Kalkgehalt der hellen Schichten im Meßbereich die vierfache Menge von dem der dunklen aus. Der Kalkgehalt der hellen Schichten wird allerdings durch die Schneckengehäuse, die ausschließlich in den hellen Schichten liegen, beträchtlich erhöht.

Die erhöhte Kalkausfällung in den hellen Schichten, wodurch diese auch überhaupt so klar hervortreten, spricht für wärmeres Wasser.

Ist die Schichtung im unteren Teil der Weißen Serie sehr deutlich, so wird sie nach dem Hangenden zu weniger ausgeprägt. Die hellen Lagen werden mächtiger, und die unten deutlich dunklen Bänder ziehen sich nur noch als ganz feine Linien durch das Gestein. Die Winterschichten treten also den Sommerschichten gegenüber mehr und mehr zurück. Das würde bedeuten, daß die Durchschnittstemperaturen auch der kühleren Monate so günstig lagen, daß die Kalkausscheidung nur während einer ganz kurzen Zeit aussetzte, um bald wieder den neuen Rhythmus zu beginnen.

Da mit erhöhter Kalkabsonderung auch das Volumen der Schichten zunimmt, wird die Zahl der Schichten pro Einheit nach oben zu geringer; es erfolgt eine Abnahme von 32 auf 8 Schichten pro cm. Der damit wohl angezeigte gleichmäßige Temperaturanstieg paßt gut zu den Deutungen, die sich aus dem Pollendiagramm ergeben.

Bezüglich der anorganischen Restsubstanz ergibt sich eine Unregelmäßigkeit. Im unteren Teil haben wir bei geringer Kalkausfällung einen hohen Anteil von Restsubstanz, der weiter nach oben zugunsten der Kalkkomponente zurücktritt. Da die Korngröße in den Winterschichten kleiner ist und der Anteil der Winterschichten nach oben zu immer geringer wird, bis er fast Null erreicht, tritt die gröbere und gewichtsmäßig bedeutendere Kornkomponente der Sommerschichten wieder mehr und mehr hervor und dürfte u. a. einen Anstieg der Gewichtsanteile bewirken. Außerdem mag man daran denken, daß mit stärkerer Sedimentzuföhr das organische Leben nachläßt (WELTEN 1944).

So führen die Beobachtungen über die Mengenverteilung des Pollens wie auch die Kalkausscheidung zu der wohl berechtigten Annahme, daß wir es auch hier mit echter jahreszeitlicher Schichtung zu tun haben, die durch die periodisch-jahreszeitliche Kalkausscheidung hervorgerufen worden ist. Die Schichtung, ihre Ausbildung und Mächtigkeitsänderung, ist eine klimatische Parallele zu dem gewonnenen Vegetationsbild. Man kann die Auffassung von WELTEN bestätigen, daß die Schichtungsart durchaus klimatische Rückschlüsse zuläßt.

Voraussetzung für jede uns überlieferte Schichtung ist das Fehlen einer zerstörenden Bodenfauna; sonst würden die Sedimente rasch und dauernd durchwühlt werden und jeglichen Schichtungscharakter verlieren.

Heute haben wir in dem Gebiet von Villarroya eine doppelte Regenzeit, die das Jahr in Abschnitte mit zwei etwa gleich großen Niederschlagsmaxima teilt (R. SCHMITT 1935 —

nach freundlicher Mitteilung von Prof. H. LAUTENSACH, Stuttgart). Bei einer durch derartige Niederschlagsverteilung verursachten Schichtung, wie es teilweise nach Korngrößen sortierte Sedimente sein können (H. KORN 1938 u. a.), müßte man aber wohl eine etwas andere Verteilung der Pollenmengen erwarten, und auch die periodischen Kalkausfällungen ließen sich nicht recht deuten. Ob sich in dem oben beschriebenen Jahresrhythmus noch ein feinerer „regenzeitlicher“ Rhythmus verbirgt, kann nicht gesagt werden.

Die Weiße Serie bietet uns im oberen Teil mit ihrer jahreszeitlichen Schichtung die Möglichkeit, Angaben über die Mindestdauer der Ablagerungen zu machen. Für die Zeit vom Pinetum I bis zum Quercetum II kommen wir auf ca. 7400 Jahre, wenn wir die einzelnen Schichten auszählen. Im liegenden Bereich können wir noch etwa 1500 Jahre annehmen, so daß die Zeit, in der der See bestanden hat, mindestens 9000 Jahre beträgt. Diese Zeit ist sehr kurz, und man darf vermuten, daß während des Bestehens des Sees keine Senkungen des Untergrundes mehr stattgefunden haben und der See einer schnellen Verlandung anheimfiel.

### VII. Stratigraphische Stellung der Schichten von Villarroya

Für die Eingliederung der Schichten von Villarroya sind wir auf die Faunen- und Florenreste angewiesen. Die Betrachtung der Flora zeigte, daß große Ähnlichkeit mit Tegelen, Schwanheim, Buchenau, Lefte (untere Serie) und Mizerna III besteht. Alle diese Floren gehören mit großer Wahrscheinlichkeit in das sog. Tegelen-Interglazial, das nach bisheriger Auffassung auf die erste quartäre Kaltzeit („Prätegelen“ oder „Brüggen-Kaltzeit“) folgte. Allein nach der Flora würde man also den oberen Teil der Weißen Serie, die Schwarze Serie und den tiefsten Teil der Gelben Serie in das Tegelen-Interglazial einstufen, während man im tieferen Teil der Weißen Serie ein Äquivalent der ersten quartären Kaltzeit („Brüggen-Kaltzeit“) sehen könnte.

Mit dieser Auffassung ist aber die höher liegende Säugerfauna nicht recht in Einklang zu bringen. Wie oben ausgeführt wurde, gleicht die Fauna am ehesten der bekannten Perrier-Fauna, die in den Übergang vom Tertiär zum Quartär gehört. Beiden fehlen noch die Elefanten; und während in Perrier bereits der erste *Equus* auftritt, fehlt auch diese charakteristische quartäre Form in Villarroya. Die Fauna — sofern sie wirklich auf primärer Lagerstätte liegt — hat also doch noch einen stärker pliozänen Charakter. Das könnte dafür sprechen, daß die im tieferen Profil von Villarroya nachgewiesene Flora doch etwas älter ist als die Floren von Tegelen, Schwanheim, Buchenau, Lefte und Mizerna III. Die im Pollendiagramm zu erkennende Klimaschwankung wäre dann nicht die „Brüggen-Kaltzeit“, sondern müßte älter sein. Vielleicht entspricht sie der von SZAFER in Mizerna I/II nachgewiesenen Schwankung. Ob man diese kühle Phase bereits zum Quartär oder noch zum Pliozän stellen soll, das kann an diesen einzelnen Profilen nicht entschieden werden. Sollte sich herausstellen, daß eine solche kühle Phase in weiteren Gebieten vorhanden ist, und daß sie überall einen merklichen Einfluß auf Flora und Fauna ausgeübt hat, so müßte die Grenze Tertiär/Quartär unter Umständen an ihre Basis gelegt werden. Aber auch im ausgehenden Pliozän müssen wir ja mit Wärmeschwankungen rechnen, die langsam an Ausmaß zunehmen und schließlich in die quartären übergehen (vgl. die schematische Darstellung bei P. WOLDSTEDT 1954).

Auf jeden Fall kann man die Schichten von Villarroya als „Altes Villafranca“ im Sinne von J. VIRET (1954) bezeichnen.

### VIII. Zusammenfassung

Im Gebiet von Villarroya unterscheidet R. BRINKMANN (1956) in Ablagerungen des unteren Villafrancas 5 Serien (Untere Rote Serie, Weiße Serie, Schwarze Serie, Gelbe Serie und Obere Rote Serie), von denen die Obere Rote Serie Reste von Säugetieren führt, die die bisherige Alterseinstufung begründeten (E. CARVAJAL 1928; J. F. DE VIL-LALTA COMELLA 1952).

Die Auswertung pollenführender Schichten, hauptsächlich der Weißen Serie, läßt einen deutlichen Wandel im Pflanzenkleid erkennen, der auf klimatische Ursachen zurückgeführt werden kann. In der Aufeinanderfolge vom Liegenden zum Hangenden lassen sich 6 Phasen unterscheiden:

1. Picetum: Geschlossener Nadelwald mit *Pinus*, *Picea*, *Tsuga* und *Abies*. Klima humid-gemäßigt.
2. Pinetum I: Der Wald wird durch *Artemisia*-Bestände aufgelockert, *Picea* wird verdrängt, und *Betula* und *Alnus* wandern ein. Die neue Pflanzenassoziation deutet auf kühlere und auch trockenere Verhältnisse.
3. Quercetum I: Der Nadelwald wird aus der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes verdrängt. Eichenmischwald mit fast mitteleuropäischem Gepräge und Gramineenflora beherrschen das Bild. Dieser Abschnitt ist wieder humid und gemäßigt.
4. Pinetum II: Hier dominiert *Pinus* mit mediterranen Arten; im EMW behaupten sich die immergrünen Eichen. Klima trocken und warm.
5. Quercetum II: Noch einmal Ausbreitung des EMW. *Liquidambar* siedelt sich an. Klima warm-humid.
6. Pinetum III: „Pliozäner“ Nadelwald mit hohen Prozenten von *Pinus*, Typ *haploxyloxylon*, beherrscht die Ablagerungen der schwarzen, aber besonders der gelben Serie (?Wärmeoptimum?).

Der Wechsel der Vegetation deutet auf eine Klimaschwankung größeren Ausmaßes.

Die Schnecken-Fauna aus der schwarzen und gelben Serie weist auf engere Zusammenhänge mit Ober-Italien hin. Ihr Vergleich bestätigt ebenfalls das Villafranca-Alter der Schichten, das in Ober- und Mittel-Italien durch Säugetierfaunen belegt ist.

Pollenbild, Vegetationswechsel (Klimaschwankung) und Schneckenfauna zeigen auch für die untere Schichtenfolge ein frühes Villafranca-Alter an.

#### Literaturverzeichnis

- ANDERSEN, S. Th.: New Investigations of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland. A Preliminary Report. - Eiszeitalter und Gegenwart 8, S. 181, Öhringen 1957.
- BAAS, J.: Eine fröhdiluviale Flora im Mainzer Becken. - Z. f. Botanik 25, S. 289-371, 1932.
- BRINKMANN, R.: Tertiär und Alt-Quartär in den nordwestlichen Keltiberischen Ketten. - Geotektonisches Symposium zu Ehren v. H. Stille, Stuttgart 1956.
- CARVAJAL, E.: Nota sobre un yacimiento de fósiles vertebrados en el Plioceno de la provincia de Logroño. - C. R. 14. Int. Geol. Congr., 3, S. 1017, Madrid 1928.
- ERDTMAN, G.: An Introduction to Pollen-Analysis. - Stockholm 1954.
- FAEGRI & IVERSEN: Text-Book of Modern Pollen Analysis. - Kopenhagen 1950.
- FIRBAS, F.: Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. - Lotos 71, 1923.
- GIESENHAGEN, M.: Kieselgur als Zeitmaß für eine Interglazialzeit. - Z. f. Gletscherkunde 14, 1926.
- KNEUPER, F.: Ostrakoden aus der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). - Bonn math.-nat. Diss. 1958.
- KORN, H.: Schichtung und absolute Zeit. - Stuttgart, math.-nat. Diss. 1938.
- LESCHIK, G.: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen der jungpliozänen Braunkohle von Buchenau (Kr. Hünfeld). - Paläontographica 92, Abt. B, Stuttgart 1952.
- LONA, F.: Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. - Atti Soc. ital. Sci. Nat. 89, S. 123, Mailand 1950.
- REID, Cl. & REID, E. M.: The Pliocene floras of the Dutch-Prussian border. - Med. Rijksop. Delf. 6, S. 25, Den Haag 1915.
- RICHTER, G.: Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. - Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., N.F. 16, 3, S. 101, Berlin 1930.
- RICHTER, G. & TEICHMÜLLER, R.: Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. - Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., (3) 7, S. 79, Berlin 1933.
- RIKLI, M.: Das Pflanzenkleid der Mittelmeerländer. - Bern 1943.

- SCHMITT, R.: Das Klima von Altkastilien und Aragonien auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1906 bis 1925. - Gießen, math.-nat. Diss. 1935.
- SELLE, W.: Interglaziale Süßwassermergel- und Kieselgur-Vorkommen in Niedersachsen. - Neues Arch. Landes- u. Volksk. Niedersachsen 3, S. 234, 1948.
- SZAFER, W.: Pliocene Flora from the vicinity of Czorstyn (West Carpathians) and its Relationship to the Pleistocene. - Warschau 1954.
- TISCHER, G.: Geologische Untersuchungen im Wealden der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). - Bonn, math.-nat. Diss. 1956.
- VILLALTA COMELLA, J. F. DE: Contribución al conocimiento de la fauna de mamíferos fósiles del Plioceno de Villarroya (Logroño). - Bol. Inst. Geol. Min. España 64, S. 23, Madrid 1952.
- VIRET, J.: Le loess a bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa fauna de Mammifères villafranchiens. - Nouv. Archives Mus. Hist. nat. Lyon 4, 1954.
- WELTEN, M.: Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. - Veröff. geobot. Inst. Rübel, Zürich, H. 21, Bern 1944.
- WOLDSTEDT, P.: Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa. - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, S. 5, Öhringen 1954.

Manusk. eingeg. 9. 5. 1958.

Anschrift des Verf.: Dr. Horst Remy, Geolog. Institut der Universität, Bonn, Nußallee 2.



Tabelle 1

Probe Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
Pin. s. T.	153	138	153	129	147	135	123	98	154	148	168	62	72	54	43	28	25	46	123	59	92	119	14	21	25	16	21	27	20	
Pin. h. T.	6	3	9	6	6	3	6	—	—	—	6	—	4	6	—	4	3	—	2	—	4	5	—	4	6	10	2	4	4	
Picea	90	93	105	39	21	24	12	4	8	6	16	4	18	—	7	2	—	2	10	2	3	8	—	—	2	—	2	3	2	
Abies	3	6	3	—	—	—	—	—	2	—	2	—	4	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2	2	
Tsuga	15	27	24	3	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2	—	—	—	—	2	—	—	—	—	
Cedrus	—	—	—	—	—	—	—	—	4	4	—	2	—	—	—	2	2	—	4	—	2	6	13	14	5	6	4	4	5	
cf. Cupress.	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	4	18	18	10	6	13	23	16	5	5	10	7	18	17	12	16	9	24	12	
Liquid.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	1	—	—	—	
Hippophaë	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ilex	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	2	6	—	2	2
Betula	—	—	—	—	3	9	6	12	—	4	2	4	8	4	3	6	—	—	2	3	4	—	—	4	2	8	5	2	4	4
Corylus	—	3	—	—	3	12	9	2	4	—	4	18	6	10	6	26	6	23	8	17	9	4	6	13	11	8	15	12	7	7
Carpinus	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2	—	—	—	—	—	2	4	11	—	4	2	4	9	11	6	6	8	8	10	10
Ostrya	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2	—
Alnus	—	—	—	9	9	15	6	10	8	8	18	10	14	12	13	11	13	20	16	4	6	4	—	7	8	12	12	8	13	13
Fagus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Quercus	—	—	—	33	9	—	—	2	—	—	—	12	10	10	6	20	28	37	10	26	22	15	76	101	82	54	67	42	57	
Querc. kl. F.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	—	11	7	23	31	25	14	12	7	8	8
Carya	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2	—
Pterocarya	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	2	4	2	2	4	2	2
Salix	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	2	—	—
Ulmus	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	2	—	4	—	—	4	—	11	2	9	5	—	—	2	6	—	9	5	10	10
Zelkova	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—
Chenopod.	—	—	—	3	—	—	—	—	4	2	—	2	2	8	—	2	—	2	2	2	2	—	—	—	—	—	1	—	2	2
Ericaceae	—	—	—	—	6	—	—	6	4	2	—	4	—	10	—	3	7	4	4	—	—	3	—	—	—	2	4	—	4	3
Compositen	—	—	—	3	—	3	—	4	6	2	—	4	2	6	—	4	11	4	6	3	—	2	—	—	—	2	4	—	—	2
Artemisia	24	21	—	45	87	75	123	138	68	94	44	124	118	154	197	147	161	67	85	102	97	103	115	75	63	64	61	69	66	
Gramineae	6	3	6	6	6	3	9	10	18	16	18	10	12	6	5	5	8	45	12	46	31	8	47	21	46	56	62	60	62	62
div. Kräuter	—	3	—	—	3	6	—	4	10	6	8	12	2	2	10	4	7	6	2	7	3	—	2	—	6	4	4	2	—	
Varia	3	3	—	24	—	9	6	8	4	4	4	14	6	8	4	15	2	4	5	7	10	6	—	8	8	14	15	12	15	

Tabelle 2

Probe Nr.	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
Pin. s. T.	24	25	19	28	28	27	15	4	7	6	32	24	20	88	138	140	123	141	162	150	140	148	169	84	91	84	61	86
Pin. h. T.	14	5	4	8	9	11	5	2	—	—	5	4	3	5	5	7	5	4	8	4	11	8	6	4	4	6	5	7
Picea	—	—	1	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Abies	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	2	2	—	—	2	—	—	—	—	2	—	3	8	4	—	—	—	1
Tsuga	—	—	—	5	2	4	2	—	—	—	—	—	—	1	—	1	4	2	4	3	2	2	3	—	2	3	4	—
Cedrus	1	4	1	—	4	1	4	—	1	—	2	2	1	4	1	3	5	3	4	2	2	3	2	4	—	—	—	—
cf. Cupress.	27	8	20	27	11	13	4	3	2	—	5	7	4	—	16	9	23	12	—	5	7	8	—	4	2	—	10	—
Liquid.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hippophaë	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ilex	—	1	—	4	1	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Betula	8	3	4	4	3	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	1	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
Corylus	5	12	11	4	8	11	4	12	10	3	4	3	12	—	2	3	3	—	—	3	4	—	4	3	—	3	3	4
Carpinus	4	9	8	—	8	9	3	1	12	16	8	3	2	3	—	4	—	—	2	2	5	2	—	—	2	5	3	5
Ostrya	4	—	1	4	4	1	2	5	4	5	4	4	1	1	2	1	3	—	—	2	1	—	—	—	—	1	—	—
Alnus	10	8	11	4	8	7	4	—	4	6	8	4	3	—	4	3	—	—	—	—	3	—	—	4	—	—	5	2
Fagus	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	9	—	—	—	—	4	2	2	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Quercus	36	64	64	43	55	56	91	108	83	55	51	36	19	21	24	23	39	29	23	21	21	24	4	41	45	55	58	63
Querc. kl. F.	8	9	8	12	9	13	12	13	13	11	16	5	12	15	16	13	23	20	18	16	16	20	4	28	32	36	31	36
Carya	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pterocarya	3	6	5	9	4	8	4	4	1	—	—	6	—	—	2	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Salix	—	—	1	—	—	—	—	—	1	3	1	—	—	2	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
Ulmus	12	8	8	4	4	3	5	3	9	11	8	15	17	12	8	12	4	10	7	11	5	4	8	3	—	2	7	3
Zelkova	—	—	—	—	—	—	1	—	1	5	1	8	8	—	—	3	—	3	—	1	1	4	—	—	—	—	—	—
Chenopod.	4	—	1	—	—	1	4	4	3	2	5	1	—	4	—	3	7	—	—	—	2	4	4	21	15	19	33	15
Ericaceae	8	4	2	1	1	—	4	7	4	3	2	4	3	—	5	2	3	3	7	—	2	4	8	4	2	—	2	7
Compositen	—	—	4	—	—	3	8	12	4	4	2	4	1	5	11	4	8	6	8	8	3	4	1	5	5	4	5	3
Artemisia	88	84	79	107	90	85	88	86	75	55	64	80	91	64	28	19	32	23	25	23	29	14	7	35	47	59	55	39
Gramineae	44	37	39	39	44	43	40	45	67	124	76	84	95	85	44	47	31	45	42	49	54	60	68	78	71	47	24	51
div. Kräuter	4	3	4	—	3	—	1	—	4	—	2	4	5	4	4	4	—	3	1	5	1	—	—	3	—	1	7	1
Varia	4	18	12	9	9	17	11	4	8	4	7	6	7	3	4	5	5	10	6	9	5	8	7	3	14	11	17	13

Tabelle 3

Probe Nr.	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
Pin. s. T.	95	52	96	59	138	64	74	55	52	16	45	8	78	110
Pin. h. T.	—	—	7	7	8	—	16	1	8	—	3	3	6	21
Picea	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Abies	—	1	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Tsuga	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	6
Cedrus	3	—	3	4	4	5	2	—	4	—	—	2	2	3
cf. Cupress.	2	—	6	13	13	8	10	—	9	6	19	14	12	18
Liquid.	—	1	2	—	1	8	3	—	3	2	6	4	—	—
Hippophäë	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1
Ilex	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Betula	1	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
Corylus	—	3	1	9	2	5	5	2	2	—	—	4	—	—
Carpinus	2	—	7	6	4	6	2	4	8	6	9	2	—	—
Ostrya	2	2	—	2	2	6	3	5	—	7	—	2	—	—
Alnus	3	2	—	5	—	5	—	—	—	—	—	—	2	—
Fagus	1	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	1	—	—
Quercus	36	38	16	73	45	72	64	72	71	111	95	124	74	29
Querc. kl. F.	18	19	9	16	8	19	18	20	25	37	26	32	22	12
Carya	—	—	—	4	2	—	—	—	—	—	—	2	—	—
Pterocarya	2	—	—	8	7	3	—	4	5	—	—	3	—	—
Salix	—	1	3	—	1	—	—	—	—	—	—	1	—	2
Ulmus	2	—	3	3	4	2	8	4	—	3	2	4	3	—
Zelkova	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Chenopod.	22	32	14	35	10	37	22	24	41	18	30	34	27	2
Ericaceae	—	8	6	3	3	—	17	5	17	10	10	6	—	3
Compositen	6	6	16	—	—	2	2	3	—	16	2	—	10	—
Artemisia	45	71	32	34	26	58	40	64	30	54	36	24	57	37
Gramineae	53	66	80	26	16	12	16	35	40	27	25	40	12	45
div. Kräuter	4	6	1	—	—	—	5	3	3	5	—	2	—	2
Varia	20	11	5	7	7	4	11	18	7	15	18	20	17	19

## Zähltafellen

Bedeutung der Abkürzungen:

Pin. s. T.	=	<i>Pinus silvestris</i> -Typ
Pin. h. T.	=	<i>Pinus haploxylon</i> -Typ
cf. Cupress.	=	cf. Cupressineen
Liquid.	=	<i>Liquidambar</i>
Querc. kl. F.	=	<i>Quercus</i> , kleine Formen
Chenopod.	=	Chenopodiaceae
div. Kräuter	=	verschiedene Kräuter
B. P.	=	Baumpollen
N. B. P.	=	Nichtbaumpollen
G. P. M.	=	Gesamtpollenmenge

## Klimaschwankungen im Pliozän von Wallensen (Hils)

Von P. A. ALTEHENGGER, St. Augustin bei Siegburg

Mit 2 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Die pliozäne Braunkohle von Wallensen im Hils (Nordwestdeutschland) ist mit über 70 m Mächtigkeit im Tagebau aufgeschlossen. Der Abschnitt des Pliozäns, der als Bildungszeit der Kohle erfaßt werden kann, dürfte mehrere Jahrhunderttausende betragen.

Für die Frequenzkurven klimatisch empfindlicher Vertreter der Wallenser Pliozänflora ergeben sich bei pollenanalytischer Untersuchung der Kohle langfristige Schwankungen. Dadurch werden klimatische Änderungen während der Bildungszeit der Kohle sichtbar, die zwar nicht in ihrer Intensität, wohl aber in ihrem zeitlichen Verlauf mit den pleistozänen Klimaschwankungen des Postgünzglazials vergleichbar sind.

**Summary.** Exposed in the open-work, the pliocene lignite of Wallensen (Hils, Northwest Germany) can be studied by pollen analysis on a thickness of more than 70 metres. The Pliocene epoch which in this way can be explored, may amount to some hundred thousand years.

The curves of pollen frequency show long lasting oscillations owing to climatic changes during the time of formation of the lignite and suggest that these pliocene oscillations, according to their temporal rhythm, can be compared with those of the Pleistocene, although the latter ones, at least since the Günz Glaciation, were, as we know, by far of stronger intensity than those of the Pliocene.

### I. Die Kohle von Wallensen

Das kleine Braunkohlenlager von Wallensen liegt ungefähr in der Mitte des nordwestlichen Teiles der Hilsmulde, die hier auch geographisch als Mulde ausgebildet ist und südwestlich vom Ith, nordöstlich vom Höhenzug Thüster Berg - Dünger Berg und südöstlich vom Sandsteinmassiv des Hilsgebirges begrenzt wird. Starke Unregelmäßigkeiten in der Ausbildung der Kohlenflöze, wie auffallend differierende Fallwinkel- und Mächtigkeitsangaben, die bisher von verschiedenen Aufschlüssen vorliegen, weisen auf sehr ungleichmäßiges Absinken des Untergrundes hin. Diese Tatsache läßt zusammen mit der engen Begrenzung des Vorkommens an Salztekonik denken, wie sie bisher wiederholt vermutet (R. HERRMANN 1935, W. EVERS 1955, P. W. THOMSON, mündlich) und neuerdings auch nachgewiesen ist (W. Th. FRATSCHNER 1951).

Am derzeitigen Aufschluß der Südwand (1952—1956), der dieser Untersuchung zugrunde liegt, wird die Kohle durch zwei mächtige Tonmittel in ein Oberflöz und ein Unterflöz eingeteilt. Das Hangende des Oberflözes bilden quartäre Sande, das Liegende des Unterflözes tertiärer Ton; die Kohle des Mittelflözes ist stark durch Ton verunreinigt. Das Quartär liegt diskordant auf der Kohle, die mit 7°—8° nach Westen einfällt. Die Kohle selbst ist durchwegs erdig, sehr wasserhaltig (über 60%) und stark mit Xyliten durchsetzt. Das lange Zeit strittige und anderweitig nicht zu entscheidende genauere Alter konnte pollenanalytisch von P. W. THOMSON (1949, 1951) als jüngeres Pliozän (Reuverstufe) festgelegt werden.

Für die vorliegende Untersuchung wurden aus dem ca. 76 m mächtigen Aufschluß 317 Schlitzproben ausgezählt, die in 20-cm-Abständen den drei Flözen entnommen sind. Die Tonmittel sind für diese Arbeit nicht mitberücksichtigt worden. Für die graphische Darstellung wurden je 10 aufeinander folgende Proben zusammengezählt und diese Summen zur besseren Vergleichbarkeit vermindert oder überhöht. Die einzelnen Werte der Kurven geben also Durchschnitte aus Horizonten von zwei Meter Mächtigkeit an.

Die Bildungszeit der Lagerstätte läßt sich nur sehr grob einschätzen. Nach Angaben verschiedener Autoren (O. STUTZER 1923, K. PIETZSCH 1925, M. SCHWARZBACH 1950, P. W. THOMSON 1951) darf als chronologisches Äquivalent für 20 cm Braunkohle ein Zeitraum von mindestens 600 Jahren angenommen werden, in der Regel aber wohl bedeutend

mehr, da Stillstandslagen (im Absinken des Untergrundes), Erosionen, Waldbrände und der Inkohlungsprozeß selber den Zuwachs der Kohle sicher bedeutend verzögert haben.

Man wird also die Bildungszeit der hier untersuchten Kohle auf rund eine viertel bis eine halbe Million Jahre schätzen dürfen und kommt damit zu einem Zeitraum, der größenordnungsmäßig mit dem ganzen nachgünzeiszeitlichen Pleistozän vergleichbar ist.

## II. Die Flora

Die pollenanalytisch faßbare Flora von Wallensen ist auffallend reichhaltig. Es lassen sich 50 Gattungen nachweisen (davon 34 mit hinreichender Sicherheit, 16 mit großer Wahrscheinlichkeit), ferner noch weitere 14 Familien (8 sicher, 6 als sehr wahrscheinlich), außerdem weitere 3 Ordnungen (davon wenigstens 2 mit Sicherheit).

Das Gesamtbild der Flora entspricht, wie schon erwähnt, der bekannten Reuver-Flora (Cl. & E. M. REID 1915) des jüngeren Pliozäns und deckt sich gut mit den Pollenfloren von Willershausen (A. STRAUS 1930, 1952, 1954), Weilerswist (H. GREBE 1955) und der Wetterau (F. KIRCHHEIMER 1934, G. LESCHIK 1956). Die Floren von Willershausen und der Wetterau sind neuerdings durch *Mastodon arvernensis* CROIZ. & JOB. biostratigraphisch als Jungpliozän bestätigt.

Für die vorliegende Untersuchung interessieren besonders die als Klima-Indikatoren brauchbaren Massenpollen der Waldbäume mit verschiedenen Klima-Ansprüchen. Sie lassen sich nach der Dauer ihres Verbleibens im mitteleuropäischen Raum in drei größere Gruppen einteilen: die Reuver-, die Tegelen- und die jungquartären Elemente.

Zu den Reuver-Elementen, die für unseren Raum mit dem kalten Prätegelen verschwinden, zählen: cf. *Sequoia* (= *Sequoia*, *Cryptomeria* und evtl. *Metasequoia*), cf. *Taxodium* (= *Taxodium* und evtl. *Glyptostrobus*), *Sciadopitys*, *Liquidambar* und *Nyssa*, wohl auch noch *Cedrus* und *Zelkova* (die in Südeuropa noch im Tegelen vorkommt).

Die Tegelen-Elemente, die bei uns die Günz-Eiszeit nicht überleben, umfassen: *Tsuga*, die *Pinus haploxylon*-Gruppe, *Phellodendron*, *Carya*, *Pterocarya* und möglicherweise noch *Juglans* und *Castanea* (die aber beide nur mit Vorbehalt hier genannt werden können).

Zu den jungquartären Elementen gehören die hier bis heute überlebenden Waldbäume: *Picea*, *Abies*, die *Pinus silvestris*-Gruppe; *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Salix*, *Ulmus*, *Tilia*, *Ilex*.

Aus der übrigen Flora interessieren in diesem Zusammenhang nur noch die Ericales-Tetraden und die Sphagnum-Sporen, deren reichliches gemeinsames Vorkommen (in Kombinationen mit mehr oder minder reichlichem Pinuspollen) auf hochmoorartige Vegetationen hinweist. Diese sprechen für ein relativ feuchteres und kühleres Klima und sind im Wallenser Pliozän auffallend stark in der oberen Hälfte des Unterflözes vertreten.

## III. Das Klima

### a) Methodik der Darstellung

Zur Diagnose der klimatischen Verhältnisse lassen sich günstigerweise zunächst einige charakteristische Vertreter der obengenannten Gruppen in ihren quantitativen Verhältnissen relativ zueinander untersuchen.

Viele Vertreter sind hierfür ungeeignet, weil sie entweder zu selten vorkommen (also nicht „prozentbildend“ sind), wie *Liquidambar* und *Phellodendron*, oder weil sie zu stark von Bodenverhältnissen abhängig sind, wie *Nyssa* und *Taxodium*, oder schließlich, weil ihre Gruppenzugehörigkeit (und damit Klima-Empfindlichkeit) nicht genügend gesichert ist, wie bei *Juglans* und *Castanea*.

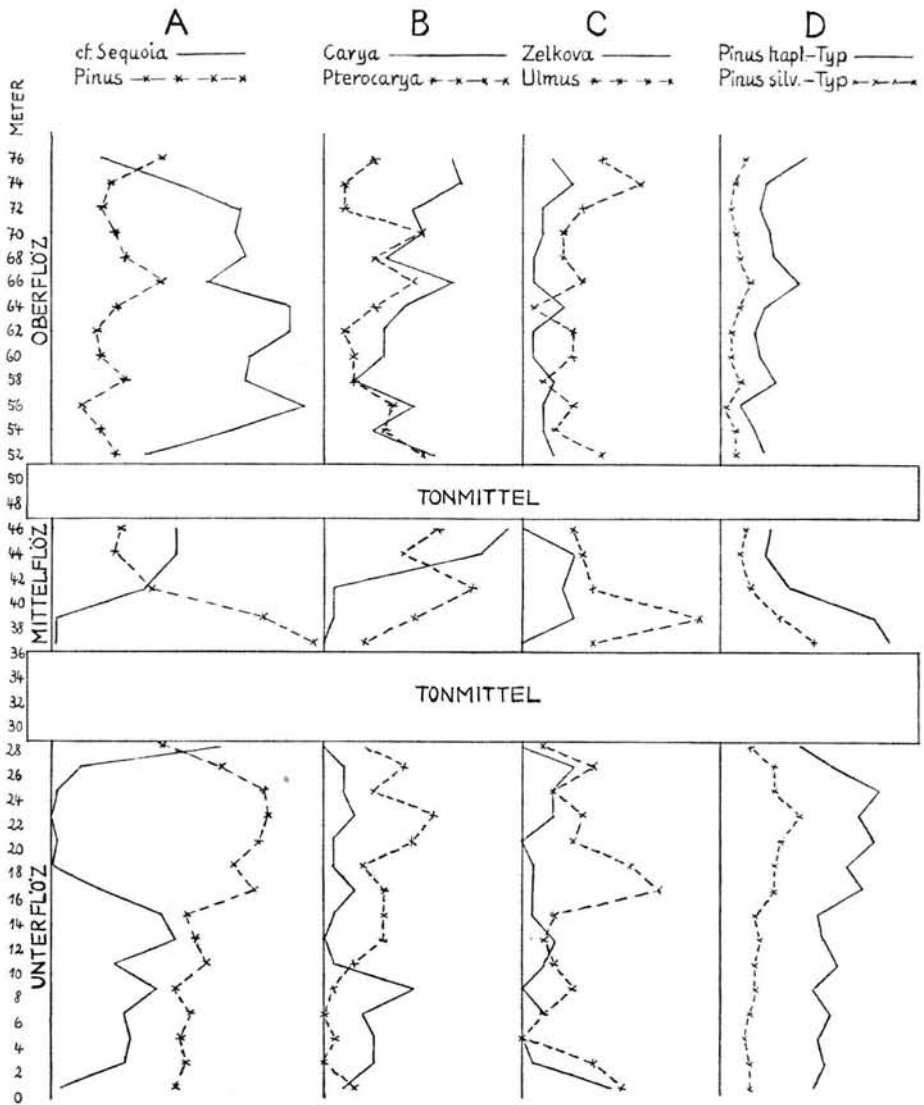


Abb. 1. Vergleich der Pollen-Frequenzkurven: A der häufigsten Koniferen, B der wichtigsten Juglandaceen, C der Ulmaceen, D der beiden Pinus-Gruppen. Die ausgezogenen Linien geben die klimatisch anspruchsvolleren Formen wieder.

Als brauchbare Indikatoren erweisen sich die im Diagramm I (Abb. 1) dargestellten Pollenstreuer: zunächst die beiden Hauptvertreter des lokalen trockneren Bruchwaldes, die tertiäre *cf. Sequoia* und die quartäre *Pinus* (= Summe aus *Pinus silv.*- und *Pinus hapl.*-Gruppe), ferner die Juglandaceen (außer der sehr seltenen *Juglans*), die sonst im Miozän häufigere *Carya* und die für das Pliozän charakteristischere *Pterocarya*; ebenso die beiden Ulmaceen: die tertiäre *Zelkova* und die quartäre *Ulmus*. Die Frequenzkurven der beiden Pinusgruppen, die in Diagr. I (D) dargestellt sind, verlaufen im ganzen Aufschluß fast parallel. Eine genauere Untersuchung der Prozentverhältnisse zeigt aber auch hier einen weniger auffälligen Wechsel der Frequenz zugunsten der einen oder anderen Pinusgruppe.

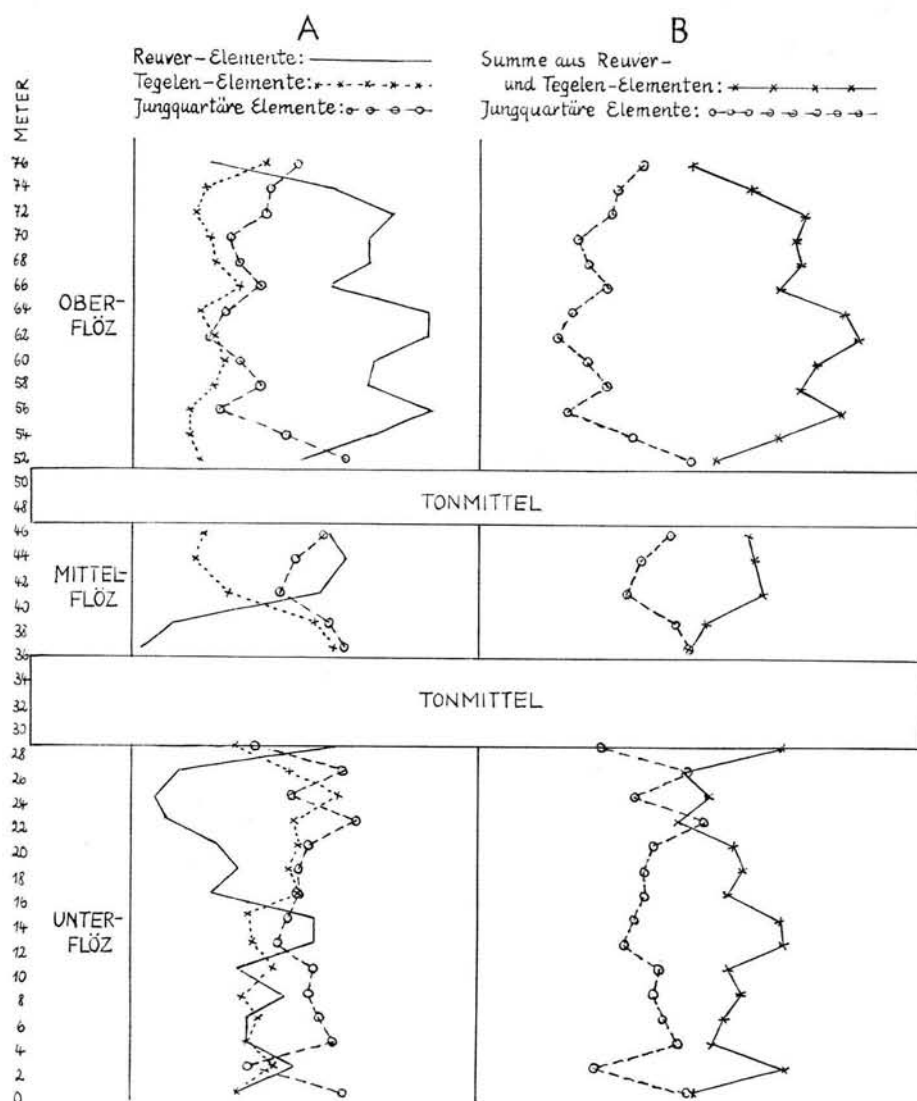


Abb. 2. Vergleich summarischer Frequenzkurven von Pollengruppen, aufgeteilt nach ihrem Verschwinden aus dem mitteleuropäischen Raum: A Reuver-Elemente, die mit dem kalten Prätegelen verschwinden, Tegelen-Elemente, die das Günz-Glazial nicht überleben, und jungquartäre Elemente, die bis heute überdauern; B Summe aus Reuver- und Tegelen-Elementen mit deutlich symmetrischem Verhalten ihres Frequenzwechsels zu den jungquartären Elementen.

Der deutlicheren Darstellung wegen wurden die Summenwerte für cf. *Sequoia* und *Pinus* durch 10 dividiert, die der Juglandaceen und Ulmaceen zweifach überhöht.

Für die Frequenzkurven des Diagramms II (Abb. 2) wurden die Summen aus sämtlichen Reuver-, Tegelen- und jungquartären Elementen verwendet einschließlich der stark von den Bodenverhältnissen (also vom Grundwasserstand) abhängigen Vertreter, wie *Nyssa*, *Alnus* u. a. Trotz der hierdurch eintretenden Verzeichnung der Klima-Abhängigkeit ergeben sich gut alternierende Kurven, deren Aussage mit dem Ergebnis des Diagramms I hinreichend übereinstimmt.

### b) Der Klimawechsel in Wallensen

Nach beiden Diagrammen gliedert sich das Unterflöz deutlich in zwei Teile. Im unteren Teil, der ca. 16 m Mächtigkeit zeigt, sind sowohl die tertiäre cf. *Sequoia* wie die quartäre *Pinus* gut vertreten (IA); die mehr „miozäne“ *Carya* dominiert größtenteils über die mehr „pliozäne“ *Pterocarya* (IB), die Kurven der (selteneren!) tertiären *Zelkova* und der (häufigeren!) quartären *Ulmus* sind verflochten (IC), ebenso die Summenkurven der Reuver-, der Tegelen- und der jungquartären Elemente (IIA). Die klimatisch anspruchsvollen Bäume sind also gut an der Gesamtsumme beteiligt, die jungquartären Elemente bleiben hinter der Summe der Reuver- und Tegelen-Elemente stets zurück (IIB). Wir dürfen danach für die Bildungszeit des unteren Unterflözes auf ein günstiges, warmes Klima schließen.

Im oberen Unterflöz tritt eine starke Veränderung ein. *Pinus* dominiert jetzt völlig, cf. *Sequoia* tritt ganz zurück, ebenso *Carya*, die von *Pterocarya* auffallend übertroffen wird (IA, B). *Ulmus* ist gegenüber *Zelkova* stark bevorzugt; bei *Pinus* tritt eine Verschiebung zugunsten der *silvestris*-Gruppe ein (IC, D). Die Summe der Reuver-Elemente läßt sehr nach, während die Tegelen-Elemente noch gut am Gesamtbild beteiligt bleiben (IIA). Hier finden sich auch die einzigen Überschneidungen in den Summenkurven der vor- und nachgünzezeitlichen Elemente (IIB). Dazu treten, wie schon erwähnt, in diesem Flözabschnitt starke Hochmoorbildungen auf. Aus alledem ist auf eine nicht gerade starke, aber doch deutliche Klimaverschlechterung zu schließen, die kühlere und sicher auch feuchtere Verhältnisse mit sich brachte.

Die Bildungszeit des Mittelflözes erscheint in klimatischer Hinsicht wie ein Spiegelbild zu der des Unterflözes. *Pinus*, cf. *Sequoia*, die Juglandaceen und die Ulmaceen (IA, B, C) sprechen in ihrem deutlich parallelen Verhalten für eine kühlere untere und eine wärmere obere Bildungsphase des Mittelflözes. Die Summenkurven der Reuver-, Tegelen- und jungquartären Elemente zeigen ein entsprechendes Bild (IIA, B).

Das Oberflöz macht demgegenüber einen eintönigeren Eindruck, der stark für ein durchgehend warmes Klima spricht. *Pinus* erreicht hier die niedrigsten, cf. *Sequoia* die höchsten Werte des ganzen Aufschlusses (IA). Besonders charakteristisch ist die weitgehende Verflechtung der Juglandaceen- und Ulmaceen-Kurven (IB, C). Das Verhältnis der *Pinus*-Gruppen ist einigermaßen deutlich zugunsten der *haploxylo-*Gruppe verschoben (ID). Die Reuver-Elemente dominieren weitaus stärker als sonst im Profil (IIA); die Kurven der vor- und der nachgünzezeitlichen Elemente divergieren hier am stärksten (IIB). Gegenüber den kühleren Bildungsphasen der beiden anderen Flöze muß während der Bildung des Oberflözes eine beträchtliche und langandauernde Klimaverbesserung eingetreten sein.

Im obersten Teil des Oberflözes ist die Aussage der Kurven nicht mehr einheitlich, da sie teils auf eine Abkühlung (IA; IIA, B), teils auf eine starke Erwärmung (IB) hinzuweisen scheinen. Vermutlich ist diese oberste Kohle durch das diskordant unmittelbar darüberliegende Quartär stark gestört.

Zusammenfassend läßt sich vom Klima des Wallenser Pliozän sagen, daß es wohl durchschnittlich etwas wärmer war, im übrigen aber ähnlich unserm heutigen gewesen sein mag. Durch das relativ reichliche Vorkommen klimatisch anspruchsvollerer Pollenstreuer im unteren Unterflöz, im oberen Mittelflöz und besonders auffallend im ganzen Oberflöz werden aber langfristige klimatische Schwankungen sichtbar, die zwar nicht aus dem Rahmen des im ganzen warm-gemäßigten Klimas herausfal-



len, in ihrer zeitlichen Größenordnung aber doch zu einem Vergleich mit den pleistozänen Schwankungen auffordern, da die Bildungszeit der Kohle von Wallensen, wie schon gesagt, dem nachgünzeitlichen Pleistozän an Dauer vergleichbar sein dürfte.

#### Literaturverzeichnis

- EVERS, W. (1935): Zur Oberflächengestaltung des niedersächsischen Berg- und Hügellandes. - 26. Jber. nieders. geol. Ver. Hannover 1935.
- FRATSCHNER, W. Th. (1951): Fazies und Tektonik im Hils. - Dissert. Clausthal 1951.
- GREBE, H. (1955): Die Mikro- und Megaflora der pliozänen Ton- und Tongyttjaline in den Kieseloolithschichten vom Swisterberg/Weilerswist (Blatt Sechtem) und die Altersstellung der Ablagerung im Tertiär der Niederrheinischen Bucht. - Geol. Jb. 70, Hannover 1955.
- HERRMANN, R. (1935): Das Eozän und das marine Oligozän in der Hilsmulde. - 26. Jber. nieders. geol. Ver. Hannover 1935.
- KIRCHHEIMER, F. (1934): Das Hauptbraunkohlenlager der Wetterau. - Wetterauer Gesellschaft, Hanau 1934.
- KOENEN, A. v. (1911): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Lieferung 153: Blatt Salzhemmendorf. - Berlin 1911.
- LESCHIK, G. (1956): Entstehung der Braunkohle der Wetterau und ihre Mikro- und Makroflora. - Palaeontogr. B. 100, 1956.
- PIETZSCH, K. (1925): Die Braunkohlen Deutschlands. - Berlin 1925.
- REID, Cl. & E. M. (1915): The Pliocene floras of the Dutch-Prussian border. - Meded. Rijksopp. Delfst. 6, 1915.
- SCHWARZBACH, M. (1950): Das Klima der Vorzeit. - Stuttgart 1950.
- STRAUS, A. (1930): Dikotyle Pflanzenreste aus dem Oberpliozän von Willershäusen, Krs. Osterode, Harz. - Jb. preuß. geol. L.-A. 1930 - - (1952): Thallophten, Kryptogamen und Gymnospermen aus dem Pliozän von Willershäusen. - Ber. dtsh. bot. Ges. 65, 1952. - - (1954): Beiträge zur pliozänen Flora von Willershäusen IV: Die Monokotyledonen. - Palaeontogr. B. 96, 1954.
- STUTZER, O. (1923): Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze: Kohle. - Berlin 1923.
- THOMSON, P. W. (1949): Beitrag zur Mikropaläontologie und Waldgeschichte des Neogens (Jungtertiärs) von Niedersachsen und Schleswig-Holstein. - N. Jb. f. Min. etc., Mh., Jhrgg. 1945-1948, 1949. - - (1951): Das Interglazial von Wallensen im Hils. Eiszeitalter und Gegenwart 1, 1951.

Manusk. eingeg. 16. 4. 1958.

Anschrift des Verf.: P. Dr. Alfons Althenger, St. Augustin bei Siegburg (Seminar).

# Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht

Ein Beitrag zur Kenntnis der Periglazialerscheinungen der Rheinlande

VON KARLHEINZ KAISER, Köln

Mit 10 Abbildungen im Text

**Abstract.** This paper comprehensively describes and maps out the features which resulted from Pleistocene pergelation (ice-wedges and similar phenomena, congeliturbation, and congelifraction) preserved in the Low-Rhenish Bay (Northwestern Germany).

Ice-wedges and similar phenomena occurring in the loose deposits of the Low-Rhenish Bay are fossil and evidence a periglacial pergelisol during the Pleistocene epoch. Especially the syngenetic features, among them numerous „basal wedges“ of the Main Terrace in the region of Ratingen and Leichlingen, are important for the paleoclimatic and chronological evaluation of the terrace stratigraphy. Most of the epigenetic formations (including the „loess wedges“) date from the Würm Glaciation. As special features must be interpreted lenticular and reticulate „ice-veins“ and parallel „ice-laminae“. In the Düren district, there are warpes formed by cryodynamic pression. Wedge-like fills of fissures found in sandstone of the Carboniferous Age near Mühlheim-on-Ruhr, formations like ice-wedges in the Upper Tertiary Reuver Clay of the Bracht forest and certain „sand-gaps“ in the upper layers of the Tertiary lignites near Cologne were interpreted as pseudo-phenomena. Inferences as for the degrees of the climatic course (duration and intensity of frost, variation of temperature) during the period of their formation must not be based on these fossil features.

Just as the ice-wedges, the cryoturbated involutions in the Lower Rhine region resulted from periglacial pergelation. Pseudofeatures and formations originated from diurnal frozen ground do not occur here in general. Dimension and degree of these involutions stated in the loose deposits of the Low-Rhenish Bay allow conclusions (but not as for degrees) concerning the climatic course during the period of their formation. Numerous epigenetic, but only two syngenetic features could be stated with certainty as yet. Besides, according to morphology, we are able only to distinguish between „Würge“- or „Wickelböden“ (the common involutions) formed especially in deposits with homogeneous grain and „Taschenböden“ exclusively formed in material of unhomogeneous grain with alternating stratification.

Not all the rubble components have been affected by congelifraction (frost-splitting). This phenomenon is scarcely displayed by siliceous strata because of their little porosity and high resistance to pression, very seldom by Tertiary quartzite boulders („Braunkohlenquarzitblöcke“). Strongly affected are partly the magmatic rubble-stones, but mainly due to chemical action. Normally, only sandstones, greywacke, and slates have been sometimes splitted into congelifractates; special forms are peel-shaped congelifractions. The action of frost-splitting is probably not exclusively due to a periglacial climate. Secondary changes of primary features displayed by the quantitative petrologic composition of the rubble and by modeling its stones as affected by frost-splitting within the supragelisol zone must be noticed when applying quantitative and morphometric rubble (and gravel) analysis.

Periglazialerscheinungen des quartären Eiszeitalters kommen in der Niederrheinischen Bucht in mannigfaltiger Fülle vor. Ihre vielgestaltige Ausbildung ist der Gunst geologisch-morphologischer Voraussetzungen zuzuschreiben. Schon seit langer Zeit standen sie im Blickpunkt wissenschaftlicher Erforschung. Diese beschränkte sich jedoch allzu sehr auf die Darstellung einzelner Phänomene in meist räumlich viel zu enger Sicht.

Auch im Hinblick auf die Bodenrostformen des quartären Eiszeitalters in der Niederrheinischen Bucht mangelt es nicht an Beschreibungen einzelner Erscheinungen. So sind — wenn wir uns auf den deutschen Anteil beschränken — die wegweisenden Untersuchungen von A. STEEGER (1926, 1944, 1948) über frostgestauchte Böden am unteren Niederrhein, die Abhandlungen von H. LEHMANN (1948) über Periglazialerscheinungen in der Umgebung von Bonn, von P. PRUSKOWSKI (1952, 1954) über Bodenrostbildungen im Deckgebirge der Rheinischen Braunkohle und von U. STEUSLOFF (1951) über peri-

glaziale Böden aus zwei Eiszeiten im Löß bei Rheindahlen, oder die Beschreibung zahlreicher Eiskeile und Kryoturbationen in den Terrassensedimenten der Niederrheinischen Bucht vom Verf. (1956, 1957), ferner die Deutung vertikal verschlungener „Sandgänge“ als Eiskeilnetz im deutsch-holländischen Grenzgebiet des Brachter Waldes durch R. WOLTERS (1950) zu erwähnen. Noch zahlreicher sind indessen die Beobachtungen über Bodenfrostbildungen, die aus dem benachbarten niederländischen Raume mitgeteilt wurden, und es darf in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen werden, daß der heute international übliche Begriff „Kryoturbation“ überhaupt dort entstand (C. H. EDELMANN, F. FLORSCHÜTZ & J. JESWIET 1936).

Gegenstand vorliegender Arbeit ist eine zusammenfassende Untersuchung der Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes innerhalb der Niederrheinischen Bucht: der Eiskeile und ähnlichen Formen, der Kryoturbationen und der Wirkungen der Frostsprengung. Besondere Berücksichtigung soll dabei den syngenetischen Erscheinungen zukommen, da sie für die klimazeitliche Stellung der Sedimente, in denen sie auftreten, von hohem Wert sind. In großem Maße trifft das für die Terrassensedimente der Niederrheinischen Bucht zu, deren klimazeitliche Stellung im Eiszeitalter zum großen Teil ja noch recht ungewiß ist, und zu deren Klärung gerade die syngenetischen Bodenfrostformen einen wertvollen Beitrag liefern können.

Zahlreiche Hinweise verdanke ich Prof. M. SCHWARZBACH. Ferner danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die den Abschluß der Untersuchungen ermöglichte, sowie Herrn P. PRUSKOWSKI für die Überlassung wertvollen Bildmaterials.

### Eiskeile und ähnliche Bodenfrostformen

Eiskeile und ähnliche Formen kommen in der Niederrheinischen Bucht vielfach vor (vgl. Abb. 10), so daß sie hier neben den Kryoturbationen als die wichtigsten Zeugen des eiszeitlichen Periglazialklimas gelten können. Sie finden sich vorwiegend in den Terrassensedimenten, besonders in den Sanden und Kiesen der Hauptterrasse, die ja hier eine weite Verbreitung hat; seltener auch in den Ablagerungen der Mittelterrassen, aber bisher gar nicht in den jungen Schottern der letzten Vereisung, der Niederterrasse<sup>1)</sup>. Ihr Vorkommen beschränkt sich jedoch auch nicht auf die Terrassensedimente, sondern sie können sich in allen oberflächennahen, unverfestigten Ablagerungen finden. So sind z. B. Eiskeile und ähnliche Bildungen in den oberoligozänen Meeressanden des Leichlingen-Ratinger Raumes recht häufig (vgl. Abb. 4 u. 10, Nr. 3 u. 5)<sup>2)</sup>. Auch in den oberkretazischen Bochumer Grünsanden des Kassenberges bei Mülheim an der Ruhr finden sich Eiskeile (vgl. Abb. 10, Nr. 2). Daß sich Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes selbst in den verfestigten und gefalteten Schichten aus den Randgebieten der Niederrheinischen

<sup>1)</sup> Aus den nord- (A. DÜCKER 1954) und süddeutschen (L. WEINBERGER 1954) Jungendmoränenbereichen sind Eiskeile spätpleistozänen Alters (Jüngere Tundrenzeit) beschrieben worden. Ähnliches oder vielleicht noch jüngeres Alter werden jene Kryoturbationen besitzen, auf die C. H. EDELMANN, F. FLORSCHÜTZ & J. JESWIET (1936) in den benachbarten Niederlanden hinweisen. Man muß sich deshalb wundern, daß derartige Erscheinungen in dem wärmezeitlichen Anteil der Niederterrasse innerhalb der Niederrheinischen Bucht bisher nicht beobachtet worden sind. Das mag vielleicht z. T. daran liegen, daß in den Niederterrassen-Kiesgruben die Vertikalprofile äußerst unvollständig erschlossen werden (man denke an die hohen Grundwasserstände und an die oft sehr mächtigen jüngeren fluviatilen Auflagerungen, beispielsweise der bimssteinführenden Niederterrasse). Das Phänomen läßt sich aber damit nicht erklären. Man muß hier wohl die geringe Breite der niederterrassenzeitlichen Schotterflur gegenüber den älteren berücksichtigen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese größtenteils vom Rhein überflutet waren und nur relativ eng begrenzte Areale im Strombett zeitlich frei lagen.

<sup>2)</sup> Die Angabe der Fundpunkte (Nr. 1 . . .) bezieht sich auf Abb. 10. Bei Eiskeilen bedeutet (2; 3) : Länge des Eiskeiles 2 Meter, größte Breite des Eiskeiles 3 Meter. Bei Kryoturbationen gibt die eingeklammerte Zahl die Tiefe unter der Bodenoberfläche an. Kommen in einem Aufschluß mehrere Formen vor, so stellen die Maßangaben maximale Größen dar.

Bucht zeigen, beweist ein Eiskeil in tiefgründig verwitterten devonischen Ablagerungen unweit Bergisch Gladbach (Abb. 10, Nr. 1; vgl. auch Abb. 5).

Alle Eiskeile innerhalb der Niederrheinischen Bucht haben stark wechselnde *Ausmaße*. Sie können hinsichtlich ihrer Tiefe zwischen einigen Dezimetern bis zu 8 Metern (vgl. Abb. 1) schwanken; an der Keilshulter sind sie zwischen einigen Zentimetern bis zu 5 Metern breit (vgl. Abb. 2). Im gleichen Aufschluß können oft neben schlanken und spitzen Formen breite und stumpfe auftreten; Großformen finden sich nicht selten neben Kleinformen.

P. PRUSKOWSKI (1952) hat nach Form und Ausmaßen ähnlich schwankende Gebilde in schlängelndem Verlauf im Deckgebirge der Rheinischen Braunkohle über mehrere 100 Meter horizontal verfolgt. Es erscheint jedoch sehr fraglich, ob hierbei überhaupt eine Eiskeilbildung vorliegt. Vielleicht liegt eine Verwechslung vor mit den von W. E. PETRASCHECK (1934) aus der Lausitz beschriebenen „Sandklüften“, die als sandverfüllte Schwundrisse gedeutet wurden. Auch lassen sich leicht sandverfüllte Bruchspalten im Profilschnitt und in ihrem horizontalen Verlauf mit Eiskeilbildungen verwechseln (vergl. auch Abb. 10, Nr. 52).

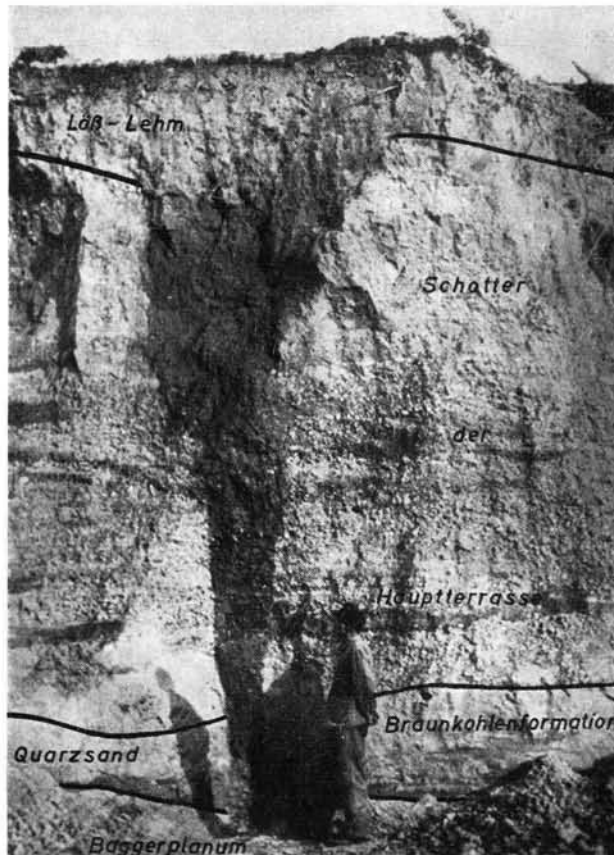


Abb. 1: Epigenetischer Eiskeil (7-8; ca. 2) im Deckgebirge der Braunkohle, Grube Berrenrath (Nr. 18)

Die Füllmasse ist ein von oben eingeschlemmter Lößlehm, zum geringen Teil auch Sand und Kies der Hauptterrasse. Die Keilspitze endet erst ca. 70 Zentimeter unter dem Baggerplanum. Kennzeichnend für den Eiskeil ist ein ungleichmäßiges Höhenwachstum. An den Keilwänden sind keine Abscherungen des Nebengesteins erfolgt.

(Die Aufnahme wurde frdl. vom Bildarchiv der Roddergruben A.-G. Brühl zur Verfügung gestellt. Die Angabe der Maße verdanke ich Herrn P. PRUSKOWSKI.)

Nach ihrer Entstehung hat H. GALLWITZ (1949) verschiedene Formen von Eiskeilen definiert. Ist an sich schon oft recht schwierig zu entscheiden, ob eine epi- oder syngenetische Form vorliegt, so trifft das erst recht für eine Unterscheidung von Frostspalte (= einphasigem Gebilde) und Eiskeil im engeren Sinne (= mehrphasiger Form) zu. Einmal ist der Begriff „Frostspalte“ allzu häufig in der Literatur nicht in dem von GALLWITZ gegebenen Sinne verwandt worden, so z. B. auch im Niederrheingebiet von A. STEGER (1948). Andererseits dürfte es überhaupt kaum möglich sein zu entscheiden, ob bei unseren fossilen Formen ein einmaliger oder mehrphasiger Bildungsakt vorliegt. Darauf beruhende klimatische Schlüsse haben jedenfalls zu ganz erheblichen Irrungen geführt, so daß es ratsam erscheint, den Begriff der „Frostspalte“ — jedenfalls bei fossilen Formen — zu streichen. Die Klimarekonstruktionen für die Würmeiszeit von H. POSER (1947) und W. WEISCHET (1954) verzeichnen beispielsweise für das Niederrheingebiet nur Frostspalten; im folgenden soll jedoch dargelegt werden, daß wir gerade hier — vielleicht abgesehen von wenigen Ausnahmen — mehrphasige Bildungen vorliegen haben. Auch wäre erneut zu überprüfen, ob die zumeist als Frostspalten gedeuteten Formen besonders des norddeutschen Raumes wirklich nur einphasig gebildet zu denken sind.

Die meisten Eiskeile der Niederrheinischen Bucht sind epigenetische Formen. Nach ihrer Füllmasse kann man sie z. T. auch als „Lößkeile“ bezeichnen. Ihre Zuschlämmung ist also während oder kurz nach einer hochglazialen Lößphase erfolgt. Den „Lößkeilen“ kommt überwiegend würmeiszeitliches Alter zu. Auch alle übrigen epigenetischen Eiskeile dürften bei uns vorwiegend letztglazialen Alters sein, da sie in der Frische ihres Erhaltungszustandes den „Lößkeilen“ nahestehen und sich von diesen meist nur hinsichtlich der Füllmasse (vorwiegend feinkörniges Terrassenmaterial, vereinzelt jedoch auch

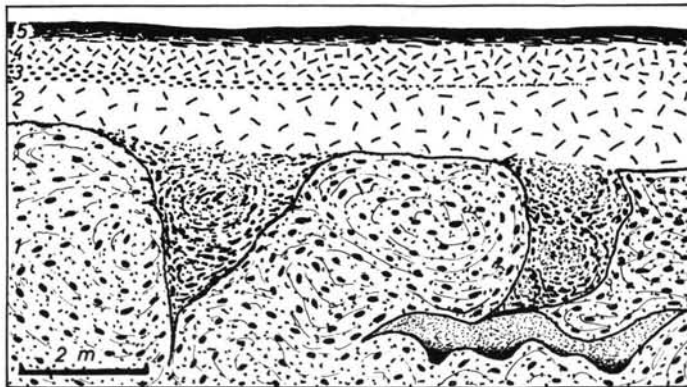


Abb. 2: Epigenetische, nachträglich kryogen gestörte Eiskeile (4; 3-4) in späthauptterrassenzeitlichen Eifelschottern bei Konzendorf nahe Düren (Nr. 42)

Die Füllmasse ist ein von oben eingeschlammter Löß und ein vereinzelt mit Geröllen durchsetzter Feinsand der Eifelschotter. Beide Eiskeile sind durch ein verhältnismäßig gleichmäßiges Höhen- und Breitenwachstum gekennzeichnet. Das nachhauptterrassenzeitliche Alter läßt sich durch die beiden altersverschiedenen, hangenden Lössen nach oben eingrenzen. Mit Sicherheit ist jedoch nicht zu entscheiden, ob der ältere Löß (der ja ziemlich gleichalt zu den Eiskeilbildungen sein dürfte) ins Frühwürm oder ins Riß zu stellen ist. Das linsenartige Gebilde an der Spitze des rechten Eiskeiles kennzeichnet sich als fossiler, horizontaler und ebenfalls nachträglich kryogen gestörter „Eisgang“. Die vermutlich würmeiszeitlichen Krypturbationen reichen bis unter die Eiskeilspitzen hinab; sie erstrecken sich hier bis zu einer Bodentiefe von mehr als 8 Meter.

5 = Rezentere Boden; 4 = jüngerer Löß, stark entkalkt; 3 = geringmächtige Feinkieslage, seitlich auskeilend, vermutlich vom Alter der Unteren Mittelterrasse; 2 = älterer Löß, vermutlich rißzeitlich; 1 = späthauptterrassenzeitliche, nachträglich verwürgte Eifelschotter.

mit größeren Geröllen) unterscheiden. Neben intakten Formen gibt es allerdings auch nachträglich kryogen gestörte epigenetische Formen (vgl. Abb. 2), deren Bildung also jünger als die Ablagerung der Sedimente, in denen sie vorkommen, und andererseits älter als die kryogenen Schichtenstörungen sein muß. Da diese letzteren ja auch vorwiegend dem periglazialen Formenschatz zuzurechnen sind, können erstere entweder in einer Frühphase des betreffenden Glazials, in der die kryptorbaten Verknetungen erfolgt sind, oder aber bereits in einem vorausgegangenen Glazial gebildet worden sein. Allgemein lassen sich darüber keine näheren Angaben machen, in besonderen Fällen ist jedoch eine weitere Einengung möglich (vgl. hierzu Abb. 2).

Von größter Wichtigkeit für die klimazeitliche Stellung der verschiedenen Terrassen-sedimente der Niederrheinischen Bucht sind indessen die syngenetischen Eiskeile. Mit ihnen lassen sich seit langem umstrittene Fragen der Stellung der Terrassenakkumulationen auf direktem Wege klären. Sie sind im allgemeinen weit weniger häufig als epigenetische Formen. Der Nachweis der syndementären Entstehung dürfte meist schwieriger — wie zuvor schon angedeutet — als nach den von H. GALLWITZ (1949) gegebenen Kennzeichen zu führen sein. So sprechen nicht nur in jedem Fall die gegen die Keilwandungen abwärts gescherten Schichten für eine Gleichzeitigkeit der Bildung und Akkumulation. Die Beschaffenheit der Schichten über dem Keil und die Lage des Keiles überhaupt im Akkumulationskörper (vgl. K. KAISER 1956, Abb. 14) — manche syngenetischen Eiskeile der Niederrheinischen Bucht befinden sich oft weit unterhalb der meist gut markierten, vermutlich letzteiszeitlichen, maximalen Auftautiefe (vgl. hierzu auch Abb. 4, wo die Form teilweise darunter liegt) — haben vielfach mehr Beweiskraft bei der Entscheidung, ob eine syngenetische oder epigenetische Form vorliegt, als die Schleppungserscheinungen der Schichten an den Keilwandungen. In den Sedimenten der niederrheinischen Hauptterrasse kommen syngenetische Formen in allen Höhenstockwerken vor (vgl. die diesbezüglichen Abbildungen in K. KAISER 1956, 1957), so daß die kaltzeitliche Stellung dieser Terrasse als gesichert gelten darf. Aus anderen Terrassensedimenten der Niederrheinischen Bucht wäre nur eine von H. LEHMANN (1948) beschriebene Form der Oberen Mittelterrasse zu erwähnen.

H. LEHMANN machte außer einem Eiskeil in Rodderbergtuffen von letzteiszeitlichem Alter auch eine syngenetische Form der wahrscheinlich mindelweiszeitlichen Oberen Mittelterrasse des Rheines bei Mehlem bekannt (vgl. Abb. 10, Nr. 39). Er deutete sie allerdings als einphasige Bildung (Frostspalte), so daß sie als Indikator der klimazeitlichen Stellung der Oberen Mittelterrasse nicht in dem Maße zu gebrauchen wäre wie beispielsweise die zahlreichen syngenetischen Eiskeile der Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht.

Aber auch hier erheben sich gegen die Deutung als einphasige „Frostspalte“ Bedenken. Einmal hat schon H. GALLWITZ (1949) darauf hingewiesen, daß Frostspalten wohl nur unter ganz besonderen Umständen fossil werden. Als solche beschrieb er nur wenige Millimeter breite, feinsandig verfüllte Vertikalspalten in Lössen und an den Spitzen von Eiskeilen (gut würde damit übereinstimmen der mehr als 2 m tiefe und nur wenige Millimeter breite „Riß“ an der Spitze des Eiskeiles auf Abb. 3). Andererseits gibt es aber auch syngenetische Eiskeile von schlanker, bis zu wenigen Zentimetern breiter Gestalt, die in der Tat nach ihrer Form Frostspalten durchaus ähnlich sind, aber bei abnehmender Tiefe des Bodenfrostes vielphasig im Rahmen gleichzeitiger Sedimentation in die Höhe gewachsen sind. Bei der Mehlemer Form spricht für diese Deutung mehr Wahrscheinlichkeit als für eine Erklärung als Frostspalte.

Zu den syngenetischen Formen können auch zahlreiche „Basiskeile“ an der Unterkante mächtiger und meist ungestörter Hauptterrassensedimente gegen die oberoligozänen Meeressande im Raume Leichlingen-Ratingen gezählt werden (vgl. Abb. 4 u. 10, Nr. 3 u. 5; ferner K. KAISER 1957, Abb. 6). Sie greifen oft mehrere Meter tief in die tertiären Meeressande ein und sind von wechselnder Breite (bis zu 4 Meter). Zumeist kommen sie jedoch hier in Form schmaler Spitzkeile vor. An der Diskordanzfläche zwischen tertiären Sanden und pleistozänen Schottern, die zumeist als basale Grobblockzone der Hauptterrasse kenntlich ist, enden die Keile und werden hier von horizontal- oder kreuzgeschichteten Schottern überdeckt. Diese Tatsache würde zunächst dafür sprechen, daß es

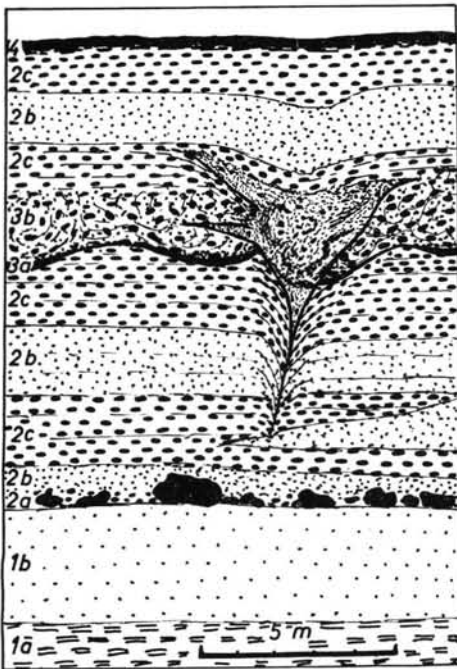


Abb. 3: Syngenetischer, z. T. kryogen gestörter Eiskeil (5; 5) der Hauptterrassensedimente im Deckgebirge der Braunkohle, Grube „Vereinigte Ville“ (Nr. 17)

Die Füllmasse ist ein der Hauptterrasse entstammendes vorwiegend feinsandiges Material, vereinzelt mit Geröllen. Der obere Teil des Eiskeiles ist im Gefolge von Kryoturbationen (6-7) vermutlich würmeiszeitlichen Alters mit gestört worden. Die erst nach der Eiskeilbildung sedimentierten, hangenden Sand-Kies-Lagen zeigen nur noch schwache Störungen. An der Keilspitze treten stark abwärts gescherte, im übrigen aber ungestörte Kieslagen an die Keilwände heran. Die Keilspitze setzt sich abwärts in eine schmale Spalte fort, die wohl als fossile Frostspalte (2; wenige Zentimeter bis einige Millimeter) zu deuten ist. Hinsichtlich der gesamten Eiskeilbildung ist ein ungleichmäßiges Höhen- und Breitenwachstum kennzeichnend. Von der linken Keilwand aus greifen in die ehemals horizontal gelagerten Schichten und, sich seitlich ausdünnend, fossile „Eisgänge“ ein.

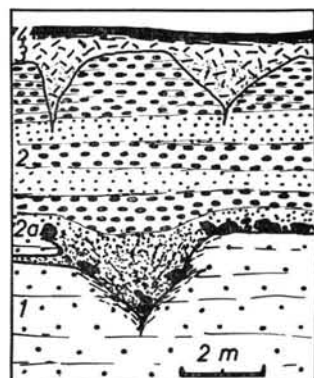
4 = Bodenschicht; 3b = Verwürgungen; 3a = Unterkante der Verwürgungen; 2c = Kieslagen der Hauptterrasse; 2b = Sandlagen der Hauptterrasse; 2a = basale Grobbleckzone der Hauptterrasse; 1b = Quarzsand der Braunkohlenzeit, 1a = fetter Ton über dem Hauptflöz.

sich bei diesen „Basiskeilen“ nicht um syngenetische, sondern um ältere als hauptterrassenzeitliche Formen handelt. Jedoch bestehen die Füllmassen vorwiegend aus Material, welches den hangenden Schottern entstammt. Nicht selten sind sogar Grobblecke darin eingestürzt (vgl. Abb. 4). Wären die Formen also älter, so müßte das durch die Keilspalten belebte Relief vor Beginn der Hauptterrassenakkumulation ausgeglichen worden sein; also hätten die Keilspalten zuvor mit anderem Material verfüllt worden sein müssen. Da das nicht der Fall ist, besteht demnach eine syngenetische Beziehung zu den hangenden Terrassensedimenten, und man ist somit zu dem Schluß berechtigt, daß hier die Akkumulation der Hauptterrassenschotter in einer Kaltzeitphase, vermutlich günzeiszeitlichen Alters, begann.

Keilartige Formen in stark verfestigten und gefalteten Schichten fanden sich bisher im Rahmen der Niederrheinischen Bucht kaum. Lediglich in der Gegend von Bergisch Gladbach ist ein Eiskeil in tiefgründig verwitterten, devonischen Ablagerungen beobachtet worden (vgl. Abb. 10, Nr. 51).

Über Vorkommen in Festgesteinen liegt ebenfalls bisher nur eine Beobachtung vor, nämlich aus den unternamurischen Arkosesandsteinen (Karbon) der Rauen'schen Stein-

Abb. 4: Epigenetische „Löbkeile“ (oben, 1,5; 3) und syngenetischer „Basiskeil“ (unten, 2; 4) der Hauptterrassensedimente in der Formsandgrube Ratingen (Nr. 3)



Als Füllmassen finden sich in beiden „Löbkeilen“ Lößlehm, in dem „Basiskeil“ vorwiegend sandiges Material, vereinzelt mit Geröllen und Grobblöcken der basalen Hauptterrassenschichten. Alle Eiskeile zeigen verhältnismäßig gleichmäßiges Höhen- und Breitenwachstum. Die horizontalen Schichtlagen sind an den Keilwänden nirgends auf- oder abwärts geschert worden. An der linken Keilwand des „Basiskeiles“ ist ein horizontal in die oberoligozänen Meeressande eingreifender, fossiler „Eisgang“ zu erkennen.

4 = Bodenschicht; 3 = Lößlehm; 2 = Hauptterrassenschotter; 2a = basale Grobblöcke der Hauptterrasse; 1 = oberoligozäner Meeressand.

brüche am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr. In diese Sandsteine greifen oft bis 2 Meter tiefe, aber nur wenige Zentimeter breite Keile ein, die vorwiegend mit sandigem Material — zum großen Teil der hier nur geringmächtigen Ruhr-Hauptterrasse entstammend — verfüllt sind (vgl. Abb. 5). Es scheint, daß es sich hierbei um Verfüllungen vertikaler Kluftsysteme handelt. So dürften hier also Pseudoerscheinungen vorliegen, ähnlich in ihrer Bildung denen, wie sie M. SCHWARZBACH (1952) aus den Albaner Bergen bei Rom beschrieben hat. Sicher wird auch hier in den Eiszeiten der Spanndruck von Eis eine große Rolle bei der Ausweitung eines solchen Kluftsystems gespielt haben, aber generell kann man wohl doch nicht Vorgänge der Eiskeilbildung für diese Formen verantwortlich machen<sup>3)</sup>. Häufiger noch finden sich derartige Pseudoerscheinungen — und hier oft schwer von echten Formen zu unterscheiden — im Hauptflöz der Rheinischen Braunkohle unter mehr oder weniger mächtigen Terrassenschottern altpleistozänen und jungtertiären Alters (vgl. Abb. 10, Nr. 52). Sandverfüllte Trockenrisse und Bruchspalten

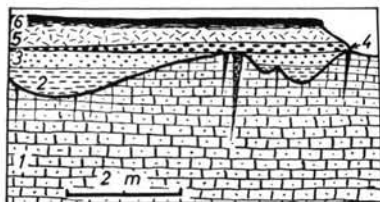


Abb. 5: Pseudoeiskeile (2; 0,2) in karbonischen Sandsteinen der Rauen'schen Steinbrüche am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr (Nr. 51)

Füllmassen sind vorwiegend feinsandig-tonige Materialien, vereinzelt mit hauptterrassenzeitlichen Ruhrgeröllen. Der variszisch gefaltete unternamurische Arkosesandstein ist oberflächennah stark vertikal geklüftet. Die Klüfte sind vielfach — vielleicht infolge des Frostdruckes in den Glazialen des Eiszeitalters — zu Keilspalten erweitert worden und von oben mit kretazischem (Bochumer Grünsand, Labiatusmergel) und pleistozänem Material (Lößlehm, Ruhr-Hauptterrassensedimente) verfüllt worden.

6 = Bodenschicht; 5 = Lößlehm; 4 = Hauptterrassensedimente der Ruhr; 3 = Bochumer Grünsand; 2 = Labiatusmergel; 1 = unternamurische Arkosesandsteine.

<sup>3)</sup> Eine ähnlich gebildet zu denkende Form beschreibt auch H. MURAWSKI (1958) aus tiefgründig verwitterten Gneisen des Spessarts.





Abb. 6: Fossile „Eisblätter“ in oberoligozänen Meeressanden und verwürgte Hauptterrassenschotter (2) der Kiesgrube Frangenheim bei Zülpich (Nr. 24)

Füllmasse der fossilen „Eisblätter“ sind Kiese und Grobsande der späthauptterrassenzeitlichen Eifelschotter im Hangenden der Meeressande. Die parallellagigen, z. T. verschlungenen Kiesschnüren als fossile „Eisblätter“ schneiden die Schichtflächen der horizontal gelagerten Meeressande spitzwinklig. Bei ihrer Bildung dürften ebenso wie beim Zustandekommen der kräftigen Verwürgungen der Eifelschotter hangabwärts gerichtete solifuidale Vorgänge maßgebend mitgewirkt haben.

(Der Hammerstiel ist ca. 30 Zentimeter lang; Aufn. des Verf.)

sind hier recht häufig und sehen im Profilschnitt — wie die zuvor schon erwähnten und von W. E. PETRASCHECK (1934) beschriebenen „Sandklüfte“ — echten Keilformen durchaus ähnlich. Daß auch das angebliche Eiskeilnetz in den Reuvertönen des Brachter Waldes (deutsch-holländisches Grenzgebiet) vom Alter der „Ältesten Diluvialterrasse“ (R. WOLTERS 1950) mit größter Wahrscheinlichkeit eine Pseudoerscheinung ist, habe ich bereits an anderer Stelle dargelegt (K. KAISER 1956; vgl. auch Abb. 10, Nr. 53). Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß eiskeilnetzartige Gebilde auch unter dem Wurzelstumpf von Bäumen entstehen können (Sandverfüllungen der Wurzelgänge) und im fossilen Zustand oft schwer von echten Eiskeilnetzen zu unterscheiden sind.

Als echte Frostformen müssen hingegen wieder linsen- oder bänderartige, meist horizontal gelagerte und oft verschlungene „Eisgänge“ und „Eisblätter“ gedeutet werden. Als horizontale „Eisgänge“ treten sie vielfach als breite Linsen an den Keilspitzen (Abb. 2) oder an den Keilwandungen (Abb. 3, 4; vgl. aber auch K. KAISER 1956, Abb. 14, und K. KAISER 1957, Abb. 6) in Verbindung mit Eiskeilen auf. Ihre Füllungen entsprechen auch meist denen der Eiskeile selbst (vorwiegend feinerdiges Material). Als fossile „Eisblätter“ kennzeichnen sich geringmächtige, zu den Schichtflächen meist parallellagige, seltener auch verschlungene Kiesschnüren in Sanden, so in den oberoligozänen Meeresanden an der Basis der Hauptterrassenschotter bei Leichlingen (Abb. 10, Nr. 5; vgl. auch K. KAISER 1957, Abb. 6) oder Frangenheim nahe Zülpich (Abb. 6), ferner aber auch als gleichartige Ausbildungen in den Terrassensedimenten selbst, so beispielsweise in den Hauptterrassenschottern bei Merzenich nahe Düren (Abb. 10, Nr. 25).

Vielfach zeigen solche „Eisblätter“ kryodynamische Aufpressungen an (vgl. Abb. 10, Nr. 25). Letztere sind größeren Ausmaßes (bis über 5 Meter betragende

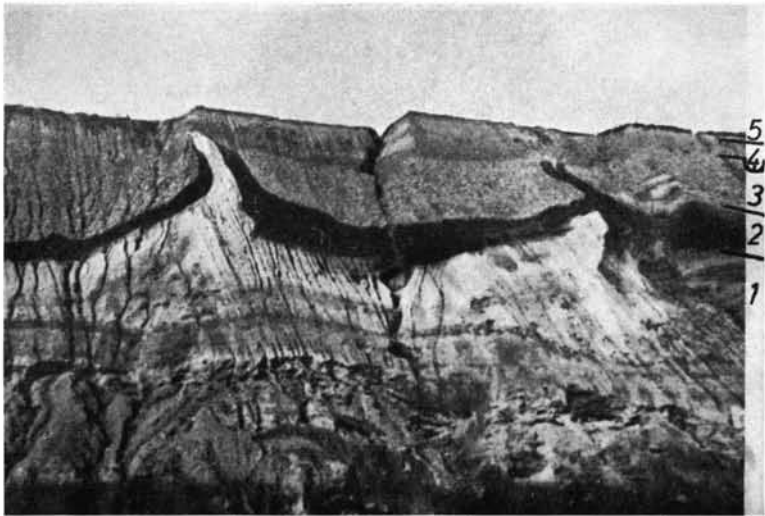


Abb. 7: Großräumige, hydrostatisch begünstigte kryodynamische Aufpressungen eines geringmächtigen Braunkohlenflözes mit liegenden Quarzsanden in pleistozäne Hauptterrassenschotter; Grube Alfred der Zukunft A.-G. bei Konzendorf nahe Düren (Nr. 42)

Die Formen wurden von G. FLIEGEL (1937) als südwestvergente Aufpressungen bis zu Ausmaßen von mehr als 5 Meter entlang hauptterrassenzeitlich tektonisch bewegter Nordwestlinien gedeutet.

Die Aufnahme wurde vom Bildarchiv der Roddergruben A.-G. Brühl frdl. zur Verfügung gestellt. 5 = Bodenschicht; 4 = Lößlehm; 3 = späthauptterrassenzeitliche Eifelschotter; 2 = Braunkohle; 1 = tertiäre Quarzsande.

Aufpressungen eines Braunkohlenflözes und liegender Quarzsande tertiären Alters in hangende Hauptterrassensedimente altpleistozänen Alters, vgl. Abb. 7) und bereits vor 20 Jahren in der Gegend von Düren aufgeschlossen gewesen. Sie wurden hier von G. FLIEGEL (1937) als tektonische Pressungsformen gedeutet.

Man hat vielfach aus Eiskeilen den Klimaablauf zur Zeit ihrer Bildung zu rekonstruieren versucht (W. SOERGEL 1936, H. GALLWITZ 1949 u. a.); aus dem Untersuchungsgebiet liegt ein solcher Versuch von P. PRUSKOWSKI (1952, 1954) vor. Daß derartige Rekonstruktionen des Klimaablaufs nicht ohne weiteres statthaft sind, hat W. WEISCHET (1954) überzeugend dargelegt. Er wies nach, daß sich die Dauerfrostbodengrenze, die ja vielfach mit der  $-2^{\circ}\text{C}$  Jahresisotherme parallelisiert wird (und die die Basis zu all diesen Berechnungen bildet), nicht genügend genau durch elementare Klimawerte approximieren läßt. Es lassen sich somit anhand der Eiskeile nur allgemeine Klimaaussagen machen. Graduelle Aussagen über den Klimaablauf, insbesondere über den Temperaturlauf zur Zeit der Bildung, sind also nicht möglich. Ein Schluß von der Tiefe epigenetischer Eiskeile und anhand von Eislinsen an den Keilspitzen auf die Tiefe des periglazialen Bodenfrostes und die Kältewerte (H. GALLWITZ 1949 u. a.) ist aus leicht einsehbar Gründen sowieso nicht statthaft.

### Kryoturbationen

Alle kryopedologischen Vorgänge im Boden und damit auch die Strukturbodenbildung beruhen letzten Endes auf einem kräftigen Wechsel tiefgreifenden Bodenfrostes und sommerlichen, vielleicht auch tageszeitlichen Wiederauftausens. Während man bislang annahm, daß zur Bildung von Kryoturbationen — wie auch zur Eiskeilbildung — ein Dauerfrostboden erforderlich sei, mehren sich seit Jahren die Argumente, daß dazu durchaus eine „episodische Tjäle“ genüge. St. BAC (nach G. VIETE 1953) beobachtete im besonders strengen Winter 1941/42 im großen Weichselbogen bei Pulawy (Polen) durch Frostwirkung ausgelöste rezente Verwürgungen in lehmigen Sanden bis zu 30 Zentimetern Bodentiefe. C. A. BLANC (Vortrag in Köln, Februar 1957) erkannte fossile Strukturböden in der Gegend von Rom, also in einem Teil Europas, wo auch während des Eiszeitalters ein Dauerfrostboden niemals vorhanden gewesen sein kann.

W. WEISCHET (1954) versuchte nachzuweisen, daß auch die maritimen Bereiche Mitteleuropas (Frankreich) während der Glaziale des Pleistozäns größtenteils nicht zum unmittelbar periglazialen Klimabereich gehörten, also beispielsweise im Pariser Becken ein Dauerfrostboden gar nicht hätte vorhanden gewesen sein können, daß also die fossilen Strukturböden dort nur durch besonders strenge Winter bedingt seien. Aber es finden sich gerade im Pariser Becken zahlreiche fossile Formen intensiver kryopedologischer Wirkungen (darunter auch zahlreiche Eiskeile!), die ich zu studieren unter der Leitung von Prof. A. CAILLEUX anlässlich einer Exkursion des Geol. Inst. Köln im Frühjahr 1957 Gelegenheit hatte. Diese Formen dürften ursächlich gewiß einen Dauerfrostboden voraussetzen, da sie nach Größe und Gestalt den Formen der Niederrheinischen Bucht — die nach WEISCHET einer anderen Klimazone als Frankreich, nämlich dem kontinental-periglazialen Bereich zuzurechnen wäre — nicht nachstehen. (Man vergl. auch dazu die Kartendarstellungen des „französischen Periglazials“ von J. TRICART 1956.) Die klimatischen Schlußfolgerungen WEISCHET's widersprechen somit für jenes Gebiet den tatsächlichen Gegebenheiten. Der Irrtum bei den an sich gründlichen Untersuchungen WEISCHET's liegt darin, daß er die Eiskeile des gesamten französischen Raumes wie auch die der Niederrheinischen Bucht mit Frostspalten verwechselte und die zahlreichen Kryoturbationen dort unter der Einwirkung besonders strenger Winter entstanden deutete. Der gleiche Irrtum war schon H. POSER (1947) bei seiner Klimakarte der Würmeiszeit unterlaufen, worauf bereits C. TROLL (1948) hinwies.

W. WOLFF (1927) fand in holozänen Sanden und Faulschlammbildungen des Tagebaues Ilse-Ost bei Senftenberg (Mitteldeutschland) gekröseartige Verwürgungen. Sie sind, wenn sie überhaupt als kryoturbate Bildungen zu deuten sind, nicht unter der Einwirkung eines Dauerfrostbodens entstanden. Wahrscheinlich ist, daß es sich hierbei um Pseudoverscheinungen handelt. Ähnlich junge Bildungen fand auch F. DEWERS (1934) in humosen Flugsanden des Frieslandes östlich Aurich. Diese Beispiele mögen genügen, um

zu zeigen, daß nicht alle Verwürgungen im Boden hinsichtlich ihrer Ausbildung einen Dauerfrostboden notwendig voraussetzen. Einerseits genügen offenbar besonders strenge Winter, um congeliturbate Verknetungen im Boden auszulösen (Beispiel Pulawy und Rom). Andererseits gibt es aber auch Pseudoerscheinungen, die also überhaupt nicht an die Wirkung des Bodenfrostes geknüpft zu sein brauchen, sich formenmäßig jedoch kaum von echten Bodenfrosttexturen unterscheiden lassen (Beispiel Senftenberg und Aurich). Beispiele für Pseudoerscheinungen erbrachten ferner F. DEWERS (1934) von Böschungen (zahlreiche Beispiele gibt es hierfür auch aus dem niederrheinischen Bereich) und E. PFUHL (1932) aus flachem Gelände bei kräftigem Wechsel von gröberem und feinerem Material. Zahlreiche Beobachtungen an den Frostbodenformen der Niederrheinischen Bucht geben jedoch zu Bedenken gegen eine Deutung als Pseudoerscheinungen im Sinne PFUHL's Anlaß. Einmal sind bei uns Verknetungen oberflächennaher Bodenteile nicht unbedingt an Schichtwechsel geknüpft (vgl. Abb. 6). Es trifft zwar für Taschenböden zu, nicht jedoch für Würge- oder Wickelböden im allgemeinen. Letztere treten also in völlig homogen-körnigen Kiesen und Sanden wie auch in jedem anderen Lockermaterial von ziemlich gleicher Körnigkeit auf. Andererseits kann man vielerorts auch beobachten, daß derartige Schichtenstörungen zwar dort am kräftigsten ausgebildet sind, wo ein Wechsel von feinerem zu gröberem Material vorhanden ist; daß sich aber die Verknetungen nach Auskeilen der „disperseren“ Schicht häufig seitlich im homogen-körnigen Material fortsetzen und dann hier oft auf weite Strecken hin zu verfolgen sind (vgl. hierzu K. KAISER 1956, Abb. 15). Des weiteren kommen an verschiedenen Stellen innerhalb der Niederrheinischen Bucht Aufpressungen vor, wo zwar ein hohes Dichtegefälle vorhanden ist (z. B. bei groben Hauptterrassenschottern über dem Braunkohlenflöz, vgl. auch Abb. 7), die jedoch derartige Ausmaße erreichen, daß sie sich als Drucktexturen durch hydrostatisch aufgelöste Konvektionsströmungen nicht erklären lassen.

Überhaupt finden sich gelegentlich im Raume der Niederrheinischen Bucht Verwürgungen bis zu Bodentiefen von maximal 9 Metern (vgl. hierzu auch die Maßangaben zu den diesbezüglichen Abbildungen, besonders zu Abb. 10). Die Bodentiefen können auf engem Raum oft sehr starken Schwankungen unterworfen sein. Das ist damit zu begründen, daß die Ansätze sommerlichen Auftauens und winterlichen Neugefrierens — weitestgehend abhängig von der unterschiedlich isolierenden Schneedecke und edaphischen Verhältnissen, besonders der Bodenvegetation — punkt- oder streifenförmig sind. Auf diesen unterschiedlichen Ansätzen des Auftauens und Neugefrierens beruht aber ein stark bewegtes und jahreszeitlich sich ständig änderndes Kleinrelief mit Höhenunterschieden von einigen Metern bei z. T. nur geringer Horizontaldistanz der Dauerfrostbodenoberfläche. Diese Tatsache dürfte gerade bei graduellen Rekonstruktionen des Klimas zur Zeit derartiger Bildungen allzu wenig berücksichtigt worden sein. Mittlere Werte der Tiefe solcher Erscheinungen sind oft sehr schwer zu ermitteln. A. STEEGER (1944) gibt für Kryoturbationen in der Krefelder Mittelterrasse des Raumes Neuß-Dalheim-Geldern eine durchschnittliche Bodentiefe von 2,5 Metern an (maximal 3,5 Meter). Dieser Wert kann auch vom Verf. anhand zahlreicher Beobachtungen aus dem gesamten Raum der Niederrheinischen Bucht bestätigt werden. Allerdings schälen sich auch hin und wieder Räume heraus, wo dieser Wert z. T. ganz erheblich höher liegt, beispielsweise in der Dürener Gegend (vgl. Abb. 2, 7 und 10, Nr. 28) oder im Vorgebirge (vgl. Abb. 3 und 10, Nr. 14, 15, 16, 17 und 19; ferner P. PRUSKOWSKI 1952 und 1954).

Die Kryoturbationen können somit ganz unterschiedliche, z. T. jedoch ziemlich erhebliche Ausmaße erreichen. Im allgemeinen lassen sie sich im gesamten Raume der Niederrheinischen Bucht weder als Pseudoerscheinungen noch als in nur einem oder mehreren besonders strengen Wintern gebildet erklären. Wie die Eiskeile, so setzen also auch die Kryoturbationen innerhalb der Niederrheinischen Bucht im allgemeinen einen Dauerfrostboden voraus, es

sind — abgesehen von vielleicht nur wenigen Ausnahmen — echte Periglazialerscheinungen.

Im einzelnen erlauben sie folgende klimazeitlichen Schlüsse: 1. Epigenetische Kryoturbationen finden sich durchschnittlich in Bodentiefen von einem bis zu 4 Metern, maximal jedoch bis zu Tiefen von 9 Metern. Diese Gegebenheiten lassen auf einen hohen Kältewert zur Zeit ihrer Bildung schließen; Kältewerte also, die unter den jetzigen Klimabedingungen nicht möglich sind. Das bedeutet, daß die Strukturböden der Niederrheinischen Bucht im allgemeinen hochglaziale Bildungen des quartären Eiszeitalters, echte Periglazialerscheinungen, also fossile Böden sind. 2. Die Kryoturbationen der Niederrheinischen Bucht haben wechselnde Ausmaße und Gestalt. Im allgemeinen jedoch ist der Grad der Verknetungen so hoch und sind die horizontalen Erstreckungen so ausgedehnt, daß ihre Ausbildung nur unter der Annahme eines Dauerfrostbodens und von häufig wiederholtem jahreszeitlichem Wechsel von Auftauen und Neugefrieren zu denken ist. Form und Ausmaße der Verknetungen schließen also hier — abgesehen von speziellen Fällen — aus, daß es sich um Bildungen wenigmaligen oder gar nur einmaligen Wechsels von Auftauen und Gefrieren handelt, ferner, daß es eventuell sogar Erscheinungen „diurner Tjäle“ wären.

Wie die Eiskeile, so kommen auch sie in allen oberflächennahen Lockersedimenten der Niederrheinischen Bucht vor, sowohl in den oberoligozänen Meeressanden als auch in den Terrassensedimenten (vgl. Abb. 10). Allerdings fehlen auch hier wieder in den Ablagerungen der Niederterrasse derartige Phänomene. Desgleichen ist aber auch in tiefgründig verwitterten Schichten des Grundgebirges im Rahmen der Niederrheinischen Bucht das Vorkommen solcher Formen meines Wissens bisher nicht nachgewiesen worden.

Die Formen innerhalb der Lockermassen kennzeichnen sich fast ausschließlich als epigenetische Bildungen (Abb. 6, 8; vgl. aber auch A. STEGER 1925, 1944 und P. PRUSKOWSKI 1952, 1954, sowie U. STEUSLOFF 1951). Im gesamten Raume der Niederrheinischen Bucht konnten bisher mit Sicherheit nur zwei syngenetische Formen nachgewiesen werden; einmal in Hauptterrassenschottern bei Euskirchen (Abb. 10, Nr. 12; vgl. aber auch K. KAISER 1956, Abb. 15), dann in gleichen Ablagerungen bei Glesch (vgl. Abb. 10, Nr. 20). Die epigenetischen Formen sind vorwiegend Bildungen der letzten Eiszeit, genau wie die epigenetischen Eiskeile.

Man kann alle Kryoturbationen zwei Formengruppen zuordnen: „Würge- oder Wickelböden“ (z. B. in Abb. 6) und „Taschenböden“ (z. B. in Abb. 8). Letztere sind immer an die Grenzflächen mindestens zweier in ihrer Kornzusammensetzung verschiedener Schichten geknüpft, wobei an diesen Grenzflächen taschen-, kessel-, trichter-, trauben-, nieren-, birnen-, trog- und wannenförmige Ein-, bzw. Ausstülpungen auftreten. Einmal ist die Liegendschicht in unregelmäßigen Abständen nach oben geschleppt, andererseits die Hangendschicht nach unten eingepreßt worden. In den aufgeschleppten Schichtteilen finden sich die groben Komponenten vorherrschend, in den nach unten eingreifenden Gebilden durch Mangan- oder Eisenverbindungen meist dunkel gefärbtes und oft fest verkittetes feinerdiges Material. Zu den Wandungen hin sind die aufgeschleppten Grobkomponenten mit den plattigen Flächen meist parallelgestellt; also eine Orientierung der größten Geröllfläche quer zur Hauptdruckrichtung und der Längsachse in die Schlepprichtung. Demgegenüber sind die mehr einfachen „Würge- oder Wickelböden“ zumeist an homogen-körnige Lockermaterialien geknüpft.

### Congelifraktate

Congelifraktate treten im Raume der Niederrheinischen Bucht überall dort auf, wo sich auch sonst die Erscheinungen der Kryopedologie schlechthin zeigen. Besonders schön erkennt man die Wirkungen der Frostsprengung vereinzelt an zer-

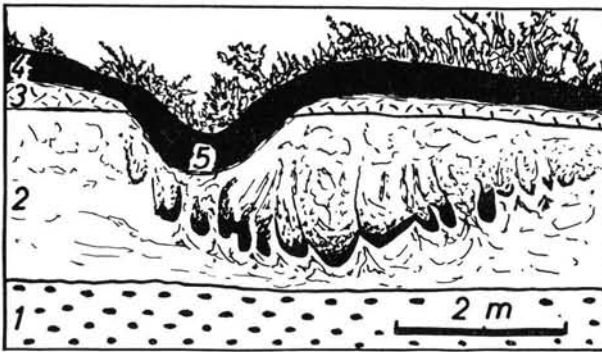
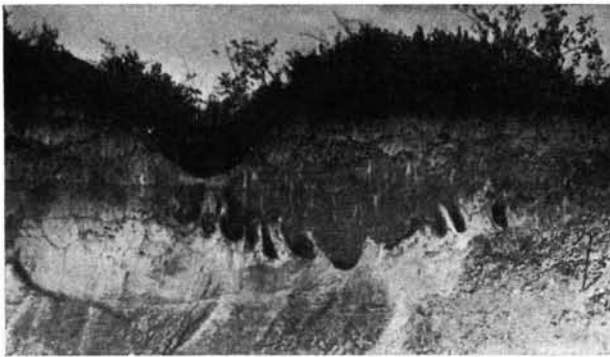


Abb. 8a-b: Taschenboden (3) in Hauptterrassensedimenten des Vorgebirges; Grube Brühl (Nr. 14)

Die untere Grenzfläche der „Taschen“ kennzeichnet sich als ursprüngliche Schichtgrenze. In den „Taschen“ finden sich antonige Feinsande, die durch Mangan- und Eisenverbindungen schwarz verfärbt und fest verkittet sind; unterhalb grobe Terrassenschotter.

Die Aufnahme, Abb. 8a, wurde vom Bildarchiv der Roddergruben A.-G., Brühl frdl. zur Verfügung gestellt. 5 = junge Erosionsrinne; 4 = Bodenschicht; 3 = Löß; 2 Hauptterrassensedimente; 1 = Kieseloolithschichten (Pliozän).

platzen Grobblöcken innerhalb der Terrassensedimente. Im allgemeinen sind es weniger als 5% aller Geröllkomponenten, die von der Frostsprengung erfaßt wurden. Andererseits spielt natürlich auch der Gesteinscharakter dabei eine große Rolle. So habe ich nirgends Wirkungen der Frostsprengung an den ja sehr porenarmen Quarzen, Kieselschiefern, Hornsteinen und ähnlichen Geröllkomponenten feststellen können und nur ganz selten aus der Gruppe der kieseligen Gesteine an Braunkohlenquarzen, den häufigsten unter den Grobblöcken. Wenn man bedenkt, daß der Anteil der nicht kieseligen Gesteine unter den Geröllkomponenten relativ gering ist und die kieseligen Komponenten auf Grund des feinen Porenraumes und der Druckfestigkeit von größtenteils über 2100 atü kaum von der Frostsprengung erfaßt werden können, ist es nicht erstaunlich, daß der Anteil von Congelifraktaten unter den Geröllen so überaus gering ist. Es ist auch leicht einzusehen, daß die Congelifraktate nicht unbedingt an das Glazialklima des Eiszeitalters geknüpft zu sein brauchen; unter den jetzigen Klimabedingungen können sich ebenfalls Wirkungen der Frostsprengung zeigen.

Am häufigsten sind unter den Geröllen innerhalb der Terrassensedimente solche magmatischen Ursprungs beansprucht. So findet man beispielsweise Granitgerölle in den Terrassensedimenten (abgesehen von der Niederterrasse) höchst selten in Festform. Sie zerfallen zumeist in der Hand zu Grus, sobald man sie aus dem Verband der Schotter her-

auslöst. Diese grusartige Lockerung ist keinesfalls das alleinige Werk der Frostsprengung, viel mehr noch dürften chemische Prozesse in einem wärmeren Klima (Interglazialzeiten) für deren Zerfall verantwortlich sein. An Basaltgeröllen von vielfach kugeligem Gestalt beobachtet man häufig schalenartige Zersetzungen und Ablätterungen. Auch hierfür muß man ursächlich chemische Prozesse verantwortlich machen, denn ein Basalt mit seiner hohen Druckfestigkeit würde wohl nie im frischen Zustand von der Frostsprengung erfaßt werden können. Das gleiche gilt dann auch für andesitische und trachytische Gerölle, die sich ebenfalls vereinzelt in den Terrassensedimenten finden. Eine Besonderheit stellen auch die vereinzelt schalig zerplatzten Braunkohlenquarzitblöcke dar (vgl. auch die diesbezügliche Abbildung in P. PRUSKOWSKI 1954).

Im allgemeinen zeigen sich Zerbrechungen zu Congelifraktaten in der üblichen unregelmäßigen Form an Schiefer-, Grauwacke- und Sandsteinblöcken.

In den Randgebieten der Niederrheinischen Bucht sind ebenfalls Wirkungen der Frostsprengung zu verzeichnen, so beispielsweise die gelegentlichen Vorkommen von Scherbenschnitt im Siebengebirge. „Gewanderte Congelifraktate“ in Form der Blockmeere kommen demgegenüber im engeren Randbereich der Niederrheinischen Bucht nicht vor.

Die Wirkungen der Frostsprengung sind dann auch in der Lage, das primäre Bild der gesteinsmäßigen, quantitativen Schotterzusammensetzung und der Geröllformen sekundär zu verändern. Diese Veränderung kann bisweilen das ursprüngliche Bild ganz erheblich entstellen. Oft zeigen Gerölmorphogramme und Diagramme der Geröllführung oberflächennaher Schichtenabschnitte von Terrassensedimenten — besonders im kryopedologischen Wirkungsbereich — unterschiedlich starke Abweichungen von den Normalbildern. Die Morphogramme solcher Schichtenteile, die sich auf Quarz und ähnliche, stark widerständige und porenarme Geröllkomponenten beziehen — wie Kieselschiefer und Hornsteine — zeigen das Bild der Durchschnittsmorphogramme aller akkumulationszeitlich zusammengehörigen Schichtenabschnitte. Anders gelegentlich aber solche, die auf Quarzite und besonders auf Schiefer, Grauwacken, Sandsteine und ähnliche Komponenten bezogen sind. Beispielsweise können sich gegenüber dem Normalbild die Zurundungswert-Maxima in den Bereich der geringeren Werteklassen verschieben (vgl. Abb. 9b). Aber auch hinsichtlich der Geröllführung ist eine sekundäre Veränderung (durch Wirkungen der Frostsprengung) oberflächennaher, kryopedologisch gestörter Terrassenschotter häufiger gegeben, als man es zunächst erwarten sollte. So sinkt der Anteil von Quarz und ähnlich reagierenden Komponenten oft ganz beträchtlich, während der Gehalt an Sandsteinen, Grauwacken und Schiefen, gelegentlich auch an Quarziten und besonders aber an mag-

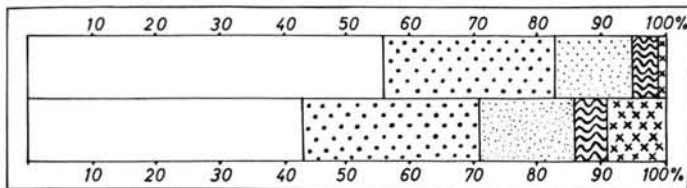


Abb. 9a: Geröllführung in Hauptterrassenschottern des Vorgebirges; Grube Hürtherberg bei Knapsack

Oberes Diagramm: Durchschnitt des gesamten Schotterkomplexes.

Unteres Diagramm: oberflächennahe, kryogen gestörte Schotterlagen.

Der Unterschied beider Diagramme läßt sich nur durch sekundäre Einwirkungen — vornehmlich durch Wirkungen der Frostsprengung — erklären.

Weiß = Quarz-Kieselschiefer-Hornstein-Geröllgruppe; grobe Punkte = Quarzitgerölle; feine Punkte = Sandstein-Grauwacke-Geröllgruppe; Wellenlinien = Tonschiefergerölle; Kreuze = magmatische Gerölle.

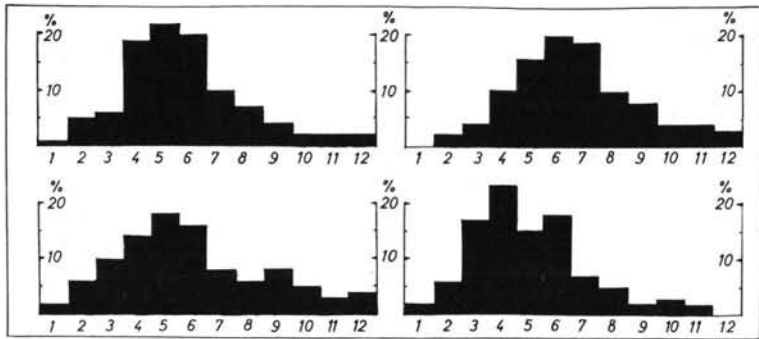


Abb. 9b: Geröllzurundung in Hauptterrassenschottern des Vorgebirges; Grube Hürtherberg bei Knapsack

Obere Morphogramme vermitteln Durchschnittswerte des gesamten Schichtenkomplexes, untere nur des oberflächennahen, kryogen gestörten Abschnittes; die linken sind auf die Quarz-Kieselschiefer-Hornstein-Geröllgruppe, die rechten auf die übrigen Geröllkomponenten bezogen. — Abszissenwerte = Zurundungsklassen (nach rechts die höhere Zurundung). Die quarzbezogenen Morphogramme zeigen keine Zurundungsunterschiede, was darauf zurückzuführen ist, daß Quarzgerölle und ähnliche porenarme kieselige Gesteine von der Frostspaltung kaum erfaßt werden. Erhebliche Unterschiede weisen hingegen die auf die übrigen Geröllkomponenten bezogenen Morphogramme auf, was zweifellos größtenteils nur durch Einwirkungen der Frostspaltung erklärt werden kann.

matischen Komponenten dementsprechend zunimmt (vgl. Abb. 9a). Das ist also eine Gegebenheit, die bisher bei der Anwendung von quantitativer und morphometrischer Schotteranalyse allzu wenig berücksichtigt wurde, die aber doch unbedingt mit beachtet werden sollte. Es kann daraus nur gefolgert werden, daß man niemals Proben der kryopedologischen Wirkungszone für Aussagen über den gesamten Schotterkomplex auswerten sollte, wenn man nicht zuvor auf Grund von Vertikalprofil-Untersuchungen zu einem Durchschnittsbild über Geröllführung und Schotterformung gelangen konnte.

### Zusammenfassung

Die Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in der Niederrheinischen Bucht (Eiskeile und ähnliche Erscheinungen, Kryoturbationen, Wirkungen der Frostspaltung) werden zusammenfassend beschrieben und kartenmäßig dargestellt.

Eiskeile und ähnliche Erscheinungen in den Lockersedimenten der Niederrheinischen Bucht sind fossile Formen und als solche unter der Voraussetzung eines Dauerfrostbodens in den Glazialen des quartären Eiszeitalters ausgebildet worden. Für die klima-zeitlich-chronologische Terrassenstratigraphie sind besonders die syngenetischen Formen bedeutsam. Zu ihnen können zahlreiche „Basiskeile“ der Hauptterrasse gegen die oberoligozänen Meeressande des Ratingen-Leichlinger Raumes gezählt werden. Die epigenetischen Formen (darunter auch die „Lößkeile“) sind vorwiegend würmeiszeitlichen Alters. Als Sonderformen müssen linsenartige und oft (eiskeilnetzartig) verschlungene „Eisgänge“ und parallellagige „Eisblätter“ ähnlich entstanden gedeutet werden. In der Dürener Gegend finden sich kryodynamische Aufpressungen von Lockersedimenten. Keilartige Spaltenverfüllungen in karbonischen Sandsteinen am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr, eiskeilnetzartige Bildungen in den jungtertiären Reuvertönen des Brachter Waldes und gewisse „Sandklüfte“ in den hangenden Flözpartien des Vorgebirges wurden als Pseudoerscheinungen gedeutet. Graduelle Aussagen anhand dieser Vorzeitformen über den Klimaablauf zur Zeit ihrer Bildung (Frostdauer, Kältewerte und Temperaturgang) sind nicht statthaft.



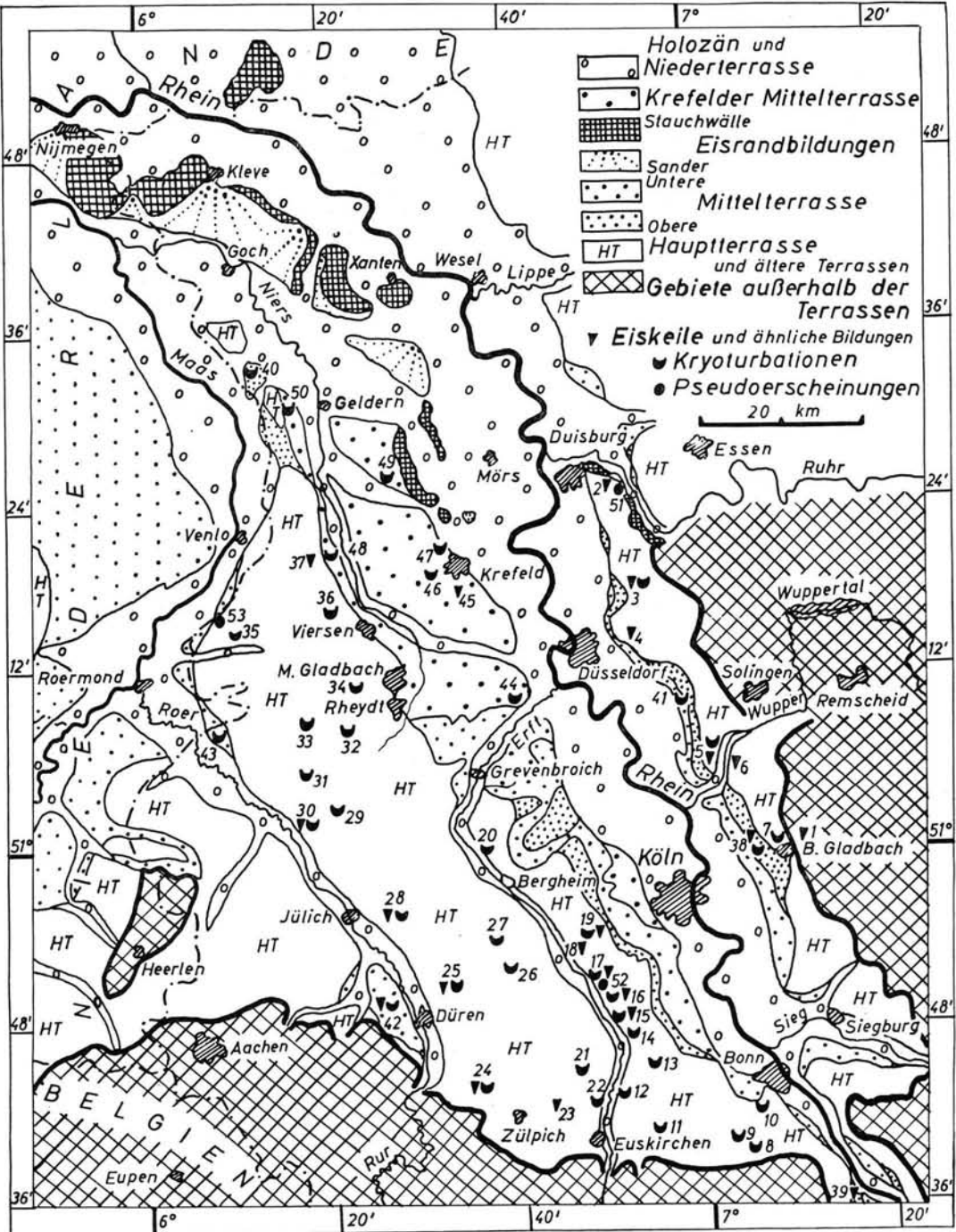


Abb. 10: Übersichtskarte der Fundpunkte, Arten und Ausmaße der pleistozänen Bodenfrostdformen in der Niederrheinischen Bucht

- A. In Gebieten außerhalb der Terrassenbildungen.
- 1 Baustelle Jugendheim am Quirlsberg bei Bergisch Gladbach (Bl. Mülheim a. Rh.). Eiskeil (1,5; 1) in tiefgründig verwitterten devonischen Schichten.
- B. Im Bereich der Hauptterrasse oder älterer Terrassen.
- 2 Ziegelei am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr (westlich von 51, Bl. Mülheim a. d. Ruhr). Epigenetische Eiskeile (2; 3) in Bochumer Grünsanden (Kreide) unter geringmächtigen Schottern der Ruhr-Hauptterrasse.
  - 3 Vgl. Abb. 4 (Bl. Mettmann). Außerdem Kryoturbationen (2, 5) in der Hauptterrasse.
  - 4 Sandgrube Glashütte Gerresheim (Bl. Mettmann). Epigenetischer Eiskeil (1,5; 3,5) in der Hauptterrasse.
  - 5 Sandgrube westlich vom Bahnübergang am nördlichen Stadtrand von Leichlingen (Bl. Solingen). „Basiskeile“ (3; 4) und ein Eiskeilnetz in oberoligozänen Meeressanden an der Basis der Wupper-Hauptterrasse, Kryoturbationen in der Wupper-Hauptterrasse (vgl. K. KAISER 1957, Abb. 6). Außerdem epigenetische Eiskeile (2,5; 3) in der Wupper-Hauptterrasse.
  - 6 Baustelle am Friedhof Leichlingen (Bl. Solingen). Epigenetische Eiskeile (1,5; 1) in der Wupper-Hauptterrasse.
  - 7 Baustelle Nußbaum bei Bergisch Gladbach (Bl. Burscheid). Taschenboden (2) in der Hauptterrasse.
  - 8 Kiesgrube Villip (Bl. Godesberg). Kryoturbationen (1,5) in der Hauptterrasse.
  - 9 Kiesgrube Villiprott (Bl. Godesberg). Taschenboden (2,5) in der Hauptterrasse.
  - 10 Baustelle südlich Bonn—Duisburg (Bl. Bonn). Taschenboden (2) in der Hauptterrasse.
  - 11 Kiesgrube Schneppenheim (Bl. Sechtem). Kryoturbationen (2) in der Hauptterrasse.
  - 12 Kiesgrube südlich Groß-Vernich (Bl. Erp). Syngenetische Kryoturbationen in der Hauptterrasse (vgl. K. KAISER 1856, Abb. 15).
  - 13 Kiesgrube Metternich (Bl. Sechtem). Taschenboden (2,5) in der Hauptterrasse.
  - 14 Grube „Brühl“ (Bl. Brühl). Taschenboden (vgl. Abb. 8). Außerdem epigenetische Eiskeile (1; 0,8) und Kryoturbationen (3) in der Hauptterrasse (vgl. P. PRUSKOWSKI 1954).
  - 15 Grube „Liblar“ (Bl. Brühl). Kryoturbationen (3-7) in der Hauptterrasse mit bis zu 2 Meter tief in das liegende Hauptflöz eingewürgten Kiestaschen.
  - 16 Grube „Gruhlwerk“ (Bl. Brühl). Kryogen gestörte epigenetische Eiskeile (2; 0,5) im Hauptflöz an der Basis der Hauptterrasse; Kryoturbationen (5-6) in der Hauptterrasse und hangenden Partien des Hauptflözes (vgl. P. PRUSKOWSKI 1954).
  - 17 Grube „Vereinigte Ville“ (Bl. Brühl). Vgl. Abb. 3. Außerdem epigenetische Eiskeile (3; 2) in der Hauptterrasse.
  - 18 Grube „Berrenrath“ (Bl. Kerpen). Vgl. Abb. 1.
  - 19 Grube „Gotteshülfe“ (Bl. Kerpen). Epigenetische (2; 1) und 2 syngenetische Eiskeile (5; 2,5) (1; 0,3), Kryoturbationen (5) in der Hauptterrasse mit eingewürgten Kiestaschen im Hauptflöz.
  - 20 Kiesgrube Glesch (Bl. Bergheim). Syngenetische Kryoturbationen in der Hauptterrasse (ca. 20 Meter unter der Bodenoberfläche).
  - 21 Kiesgrube Friesheim (Bl. Erp). Taschenboden (2,5) in der Hauptterrasse.
  - 22 Kiesgrube Bodenheim (Bl. Euskirchen). Kryoturbationen (2,5) in der hier nur 2 Meter mächtigen Hauptterrasse und den ca. 1 Meter mächtigen liegenden Tonen (Tegelen oder Reuver) über den Kieseloolithschichten.
  - 23 Kiesgrube Frauenberg (Bl. Euskirchen). Syngenetischer Eiskeil (3,5; 2,5) in der Hauptterrasse (vgl. K. KAISER 1956, Abb. 14). Außerdem epigenetische Eiskeile (1,5; 1) in den späthauptterrassezeitlichen Eifelschottern.
  - 24 Kiesgrube Frangenheim (Bl. Vettweiß). Vgl. Abb. 6.
  - 25 Kiesgrube Merzenich bei Düren (Bl. Düren). Taschenboden (4), fossile „Eisblätter“ und kryodynamische Aufpressungen in der Hauptterrasse.
  - 26 Kiesgrube Blatzheim (Bl. Buir). Kryoturbationen (3) in der Hauptterrasse.
  - 27 Kiesgrube Bochheim bei Manheim (Bl. Buir). Kryoturbationen (3) in der Hauptterrasse.
  - 28 Kiesgrube Wofshoven bei Stetternich (Bl. Jülich). Epigenetische Eiskeile (2; 1,5) und Kryoturbationen (4) in der Hauptterrasse.
  - 29 Kiesgrube Kofferen (Bl. Erkelenz). Kryoturbationen (3) in der Hauptterrasse.
  - 30 Lößziegelei Körrenzig (Bl. Erkelenz). Eiskeile (1,5; 1) im Tegelenton an der Basis der Hauptterrasse; Kryoturbationen (3) in der Hauptterrasse und den hangenden Partien des hier bänderartig ausgebildeten Tegelentones.
  - 31 Baustelle am nordöstlichen Stadtrand von Erkelenz (Bl. Erkelenz). Kryoturbationen (3) in der Hauptterrasse.

- 32 Lößziegelei Rheindahlen (Bl. Mönchen Gladbach). Kryoturbationen im Löß (vgl. U. STEUSLOFF 1951).
- 33 Kiesgrube Wegberg (Bl. Wegberg). Kryoturbationen (3) in der Hauptterrasse.
- 34 Baustelle Hardt bei Mönchen Gladbach (Bl. Mönchen Gladbach). Kryoturbationen (2,5) in der Hauptterrasse.
- 35 Tongrube „Sibirien“ bei Brüggem (Bl. Elmpt). Kryoturbationen in der Hauptterrasse (Pseudoerscheinung?, vgl. A. STEEGER 1926).
- 36 Kiesgrube Schirek bei Viersen (Bl. Viersen). Kryoturbationen in der Hauptterrasse (vgl. A. STEEGER 1926).
- 37 Panzergraben bei Schlibeck westlich Grefrath (Bl. Kaldenkirchen). Eiskeile in der „Ältesten Diluvialterrasse“ (vgl. A. STEEGER 1948).
- C. Im Bereich der Oberen Mittelterrasse.
- 38 Kiesgrube am Rande der Oberen Mittelterrasse nördlich Köln-Delbrück (Bl. Mülheim a. Rh.). Epigenetische Eiskeile (2; 1,5) und Kryoturbationen (2,5) in der Oberen Mittelterrasse.
- 39 Kiesgrube südwestlich Mehlem (Bl. Honnef-Königswinter). Syngenetischer Eiskeil der Oberen Mittelterrasse (vgl. H. LEHMANN 1948, der die Form als syngenetische Frostspalte deutete).  
Tuffgrube südwestlich Mehlem (südlich der vorgenannten Kiesgrube, Bl. Honnef-Königswinter). Epigenetischer Eiskeil in Rodderbergtuffen (vgl. H. LEHMANN 1948).
- 40 Kiesgrube Twisteden (Bl. Geldern). Kryoturbationen (2,5) in der Oberen Mittelterrasse.
- D. Im Bereich der Unteren Mittelterrasse.
- 41 Kiesgrube Richrath (Bl. Hilden). Kryoturbationen (2) in der Unteren Mittelterrasse.
- 42 Grube „Alfred“ der Zukunft A.-G. nahe Konzendorf bei Düren (Bl. Düren). Vgl. Abb. 2 u. 7.
- 43 Kiesgrube am Bahnhof Rosenthal (Bl. Birgelen). Kryoturbationen in der Unteren Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1944).
- E. Im Bereich der Krefelder Mittelterrasse.
- 44 Kiesgrube Holzheim (Bl. Wevelinghoven). Taschenboden in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1926).
- 45 Kiesgrube Gladbacher Straße bei Krefeld (Bl. Crefeld). Eiskeilnetz in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1926).
- 46 Kiesgrube westlich Krefeld (Bl. Crefeld). Kryoturbationen in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1944).
- 47 Baustelle an der Kaserne bei Krefeld (Bl. Crefeld). Taschenboden in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1944).  
Baustelle an der Tivoli-Brauerei bei Krefeld (Bl. Crefeld). Taschenboden in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1944).  
Kiesgrube Bruckerhöfe bei Krefeld (Bl. Crefeld). Taschenboden in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1926).  
Baustelle Inrather Straße bei Krefeld (Bl. Crefeld). Kryoturbationen in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1948).
- 48 Kiesgrube zwischen Grefrath und Schlibeck (Bl. Kempen). Kryoturbationen in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1944).
- 49 Mehrere Kiesgruben bei Stenden (Bl. Nieukerk). Kryoturbationen in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1944).
- 50 Kiesgrube in einer Viehweide bei Geniel westlich der Niers (Bl. Geldern). Taschenboden in der Krefelder Mittelterrasse (vgl. A. STEEGER 1926).
- F. Pseudoerscheinungen.
- 51 Rauen'sche Steinbrüche am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr (Bl. Mülheim a. d. Ruhr). Vgl. Abb. 5.
- 52 Grube „Vereinigte Ville“ (Bl. Brühl). Pseudoeiskeile in hangenden Partien des Hauptflözes (Sandverfüllungen von Störungen und Trockenrissen).
- 53 Tongrube „Janssen Wilms“ im Diergardt'schen Wald (Bl. Elmpt). Pseudoeiskeilnetz (vgl. K. KAISER 1956) im Reuverton (vgl. auch R. WOLTERS 1950, der die Form als Eiskeilnetz vom Alter der „Ältesten Diluvialterrasse“ deutete).

Wie die Eiskeile, so sind auch die Kryoturbationen am Niederrhein Vorzeitformen, die ebenfalls einen Dauerfrostboden voraussetzen. Pseudofornen und solche, deren Ausbildung auf „diurner Tjäle“ beruht, finden sich im allgemeinen hier nicht. Aus den Ausmaßen und dem Grad der kryogenen Verknetungen in den Lockersedimenten der

Niederrheinischen Bucht lassen sich Aussagen (allerdings keine graduellen Aussagen) machen über das Klima zur Zeit ihrer Bildung. Neben zahlreichen epigenetischen Formen konnten bisher mit Sicherheit nur zwei syngenetische Formen nachgewiesen werden. Sonst kann man aber nach den Formen nur unterscheiden zwischen „Würge- oder Wickelböden“ in vorwiegend homogen-körnigen Gesteinsschichten und „Taschenböden“, deren Ausbildung ein inhomogen-körniges, lagig wechselndes Material erfordert.

Nicht alle Geröllkomponenten sind gleichermaßen von der Frostsprengung erfaßt worden. An kieseligen Gesteinen mit ihrem geringen Porenvolumen und der hohen Druckfestigkeit zeigen sich kaum Frostsprengwirkungen, höchst selten nur an Braunkohlenquarzitblöcken. Stark aufbereitet sind z. T. die magmatischen Gerölle, was aber ursächlich überwiegend auf chemische Prozesse zurückzuführen ist. In der üblichen Form sind gelegentlich fast nur Sandsteine, Grauwacken und Schiefer zu Congelifaktaten zersprengt worden. Als Sonderformen kennzeichnen sich verschiedentlich schalige Zerplatzungen. Die Wirkung der Frostsprengung dürfte nicht ausschließlich an ein Periglazialklima gebunden sein. Sekundäre Veränderungen des primären Bildes der gesteinsmäßigen, quantitativen Schotterzusammensetzung und der Geröllformung auf Grund der Frostsprengwirkungen in der oberflächennahen „kryopedologischen Wirkungszone“ müssen bei Anwendung von quantitativer und morphometrischer Schotteranalyse beachtet werden.

#### Angeführte Schriften

- (Eingehende Literaturverzeichnisse finden sich insbesondere in C. TROLL 1944, 1947. Bezüglich der in der vorliegenden Arbeit verwandten Zitate bis 1947 sei auf diese verwiesen.)
- BÜDEL, J.: Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - Erdkunde 7, 1953.
- CAILLEUX, A.: Les Actions Éoliennes Périglaciaires en Europe. - Mém. Soc. Géol. de France, N. S., 46, Paris 1942.
- CAILLEUX, A., & TAYLOR, G.: Cryopédologie. Étude des Sols Gelés. - Hermann u. Co., Paris 1954.
- DÜCKER, A.: Über die Entstehung von Frostspalten. - Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein 25, 1951. - - Die Periglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. - Göttinger geogr. Abh. 16, 1954.
- GALLWITZ, H.: Eiskeile und glaziale Sedimentation. - Geologica 2, 1949.
- KAISER, K.: Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. - Sonderveröff. Geol. Inst. Köln 1, 1956. - - Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. - Sonderveröff. Geol. Inst. Köln 2, 1957.
- LEHMANN, H.: Über periglaziale Erscheinungen in der Umgebung von Bonn. - Erdkunde 2, 1948.
- MURAWSKI, H.: Beispiele für die Wirkungsabhängigkeit mechanischer Kräfte von der Gesteinsbeschaffenheit. - Z. Geomorphol. 2, 1958.
- PETRASCHECK, W. E.: Sandklüfte in Braunkohle. - Centralbl. Min. etc., Jg. 1934, Abt. B, 1934.
- POSER, H.: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. - Naturwiss. 8/9, 1947.
- PRUSKOWSKI, P.: Spuren der eiszeitlichen Bodenfrostdbildungen im Deckgebirge der Rheinischen Braunkohle. - Revier u. Werk 12, 1952. - - Eiszeitliche Bodenfrostdbildungen im Deckgebirge der Rheinischen Braunkohle. - Beitr. Rheinkunde 2, 1954.
- SCHENK, E.: Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. - Eiszeitalter und Gegenwart 6, 1955.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. - Enke, Stuttgart 1950. - - Ein Pseudoeiskeil aus den Albaner Bergen bei Rom. - Geol. Rundschau 40, 1952.
- STEEGER, A.: Neue Beobachtungen über Frostspalten und Würgeböden am Niederrhein. - Erdkunde 2, 1948. - - 100 Jahre Eiszeitforschung am Niederrhein. - Der Niederrhein 19, 1952.
- STEUSLOFF, U.: Periglaziale Böden aus zwei Eiszeiten im niederrheinischen Löß bei Rheindahlen. - Niederrh. Jb. 3, 1951.
- TABER, St. M.: Intensive Frost Action along Lake Shores. - Am. Journ. Science 248, 1950.
- TRICART, J.: Cartes des Phénomènes Périglaciaires Quaternaires en France. - Paris 1956.
- TROLL, C.: Strukturboden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. - Geol. Rundschau 34, 1944. - - Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. - Erdkunde 1, 1947. - - Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. - Erdkunde 2, 1948.

- VIETE, G.: Über die erstinterglazialen Schotter der Salzke zwischen Bennstedt und Langenbogen. - Bergakad. 5, 1953.
- VLERK, J. M. VAN DER, & FLORSCHÜTZ, F.: Nederland in het Ijstijdvak. - Utrecht 1950.
- WEINBERGER, L.: Die Periglazialerscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. - Göttinger geogr. Abh. 15, 1954.
- WEISCHET, W.: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. - Mitt. geogr. Ges. München 29, 1954.
- WOLTERS, R.: Nachweis der Günzeiszeit und der Günz-Mindel-Wärme-Zwischenzeit am Niederrhein. - Geol. Jb. 65, 1950.

Manusk. eingeg. 29. 3. 1958.

Anschrift des Verf.: Dr. Karlheinz Kaiser, Geolog. Institut der Universität Köln, Zülpicher Str. 47.

## Mittelsteinzeitliche Fundplätze im Spree-Dahme-Winkel

(Ein Beitrag zur Kenntnis des Brandenburgischen Mesolithikums<sup>1)</sup>)

Von WERNER MEY, Berlin

Mit 9 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Langjährige Geländebegehungen in der Nordwest-Ecke des Kreises Beeskow-Storkow haben in dieser urgeschichtlich bisher nur wenig erschlossenen Gegend zahlreiche mesolithische Fundplätze ergeben. Die Hauptmasse des durch die geometrische Mikrolithik als spätmesolithisch ausgewiesenen Flintmaterials hat den Charakter einer feingerätigen Klingenkultur, die vielfach Übereinstimmungen mit dem ostdeutschen, besonders mit dem schlesischen Spätmesolithikum aufweist. Diese feingerätige Kultur wird durch großgerätige Formen des Kern- und Scheibenbeilkreises bereichert. Neben Kern- und Scheibenbeilen treten hauptsächlich Handgriffschaber, ferner vereinzelt Dreikantgeräte, „Schleudersteine“, Zonhovenspitzen und lang-schmale Querschneiden mit geschwungenen Seitenkanten auf. Damit ergeben sich starke Beziehungen zu der Stufe von Oldesloe.

Häufig kommen die mesolithischen Formen zusammen mit neolithischen Gegenständen vor. Die Frage, ob diese gemischten Fundkomplexe eine zeitliche und kulturelle Einheit bilden oder als Zeugen einer Mehrfachbesiedlung der betreffenden Plätze zu bewerten seien, kann wegen des Fehlens von Grabungsbefunden nicht mit Sicherheit beantwortet werden. Jedoch deuten mesolithische Formen, die aus Resten geschliffener neolithischer Geräte hergestellt sind, auf ein langes Fortleben der mesolithischen Tradition hin.

### I.

Die ausgedehnten Seen- und Luchlandschaften der Havel, des Rhins, der Spree und der Dahme sind infolge ihrer geologischen und geographischen Beschaffenheit ein geeignetes Siedlungsgebiet für mesolithische Bevölkerungsgruppen gewesen. SCHNEIDER (1932) hat erstmals eine umfassendere Darstellung westbrandenburgischen Fundmaterials gegeben. Dagegen sind die zahlreichen Fundvorkommen Ostbrandenburgs bisher nicht näher bekannt geworden. Die wenigen Veröffentlichungen, die auf die Mittelsteinzeit dieses Gebietes Bezug nehmen, befassen sich entweder nur mit einzelnen Fundplätzen oder aber mit Sonderfragen, geben jedoch keinen zusammenfassenden Überblick über die Fundvorkommen dieser Landschaft. Eine Ausnahme machen die noch im Berliner Stadtgebiet gelegenen Fundplätze der Schmöckwitzer Feldmark, die von HOHMANN (1926; 1927/1928, S. 291, 1930) beschrieben worden sind.

Zahlreiche Geländebegehungen, die ich seit dem Jahre 1925 in dieser wenig beachteten Gegend durchführte, haben dort eine stattliche Anzahl von Fundplätzen mit überwiegend mesolithischem Fundmaterial ergeben. SCHNEIDER (1932, S. 109) hat zwar behauptet, daß der Schwerpunkt des märkischen Mesolithikums in Westbrandenburg zu suchen sei, betont jedoch gleichzeitig, daß er sich bei seinen Untersuchungen „im ganzen auf das Havelland beschränkt und den anderen Gegenden nur gelegentlich einmal einen Besuch abgestattet habe“. Dies hatte zur Folge, daß er seinen 148 westbrandenburgischen Fundplätzen mit

<sup>1)</sup> Über die mittlere Steinzeit des östlichen Norddeutschlands besitzen wir keine zusammenfassende Darstellung. Bei allen siedlungsgeschichtlichen Betrachtungen, besonders über die Zusammenhänge zwischen Nord- und Nordwesteuropa und den östlichen Gebieten, macht sich dieser Mangel bemerkbar.

Voraussetzung für eine mesolithische Besiedlung sind allenthalben vorhanden. Einzelne Fundplätze wurden auch bereits bekanntgegeben. Ein Überblick jedoch war bisher nicht zu gewinnen. Wie reich das Material ist, zeigen die planmäßigen Aufsammlungen von Herrn Werner MEY im Kreise Beeskow-Storkow. Die Ergebnisse dieser Arbeit sind für größere Betrachtungen von Wichtigkeit. Deshalb hatte Herr SCHWABEDISSEN vorgeschlagen, Funde und Beobachtungen an dieser Stelle einem größeren Kreise vorzulegen.  
Der Herausgeber.

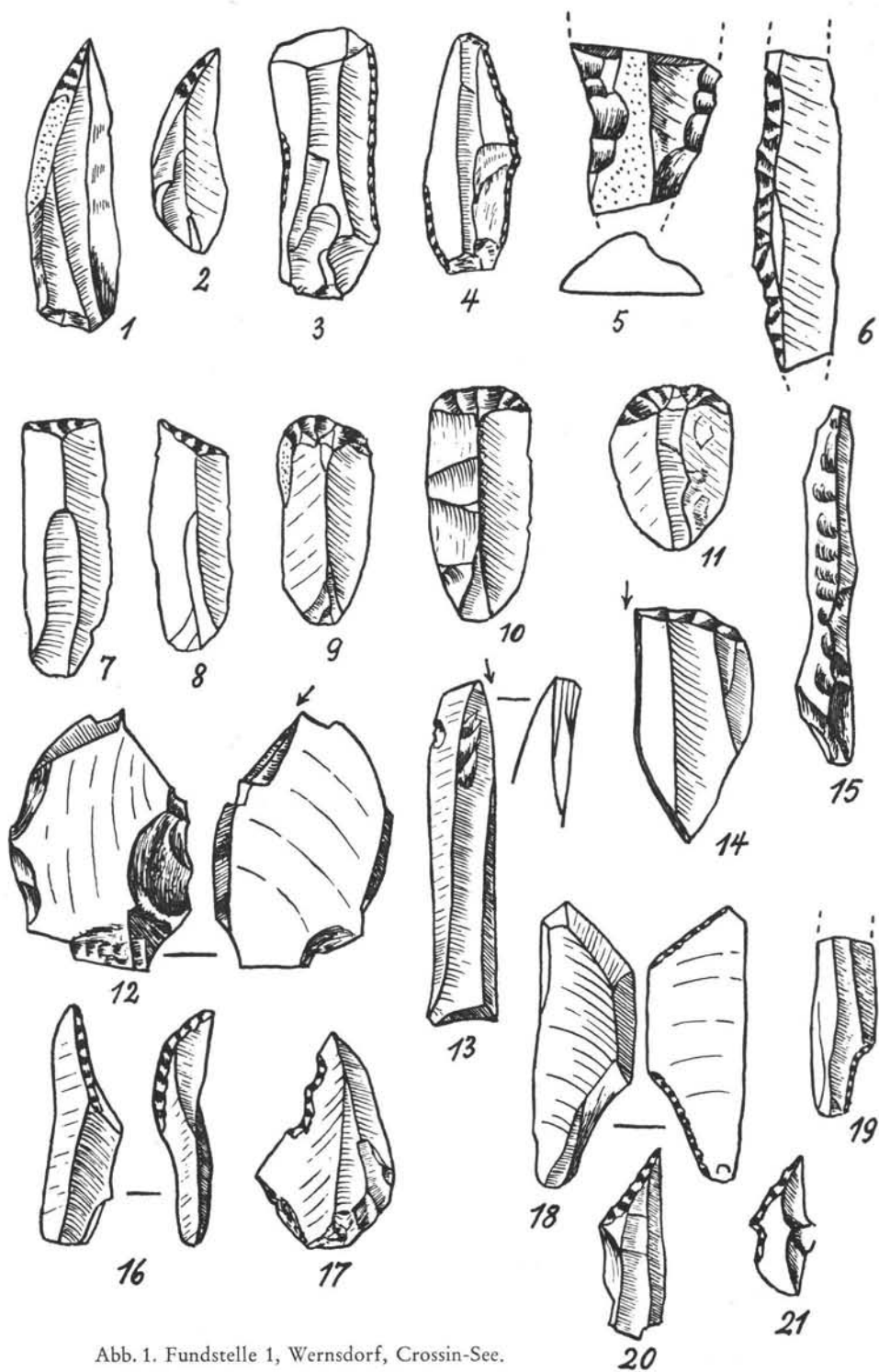


Abb. 1. Fundstelle 1, Wernsdorf, Crossin-See.

teilweise recht geringfügigem Fundbestand nur 6 Fundplätze aus dem östlich von Berlin gelegenen Spreetal gegenüberstellen konnte. Diese Zahlen geben nicht das wahre Verhältnis zwischen West- und Ostbrandenburg wieder, da die vermeintlich geringe Zahl der Fundstellen im Spreetal nicht auf einer tatsächlichen Siedlungsarmut, sondern auf einer eindeutigen Forschungslücke beruht.

Für den vorliegenden Bericht sind aus der großen Anzahl der im Winkel zwischen Spree und Dahme vorhandenen Fundstellen nur einige charakteristische Plätze ausgewählt worden. Die Vorlage des übrigen Materials wird in einer späteren Arbeit erfolgen.

Es bleibt noch zu erwähnen, daß alle hier beschriebenen Fundplätze nur Oberflächenfunde ergeben haben; Kulturschichten waren an keiner Stelle zu beobachten, auch sind nirgends Grabungen vorgenommen worden. Dementsprechend fehlen Funde aus organischen Stoffen gänzlich.

## II.

### Wernsdorf, Crossin-See, Fundstelle 1

(Abb. 1—2)

Der Fundplatz liegt am Südufer des Crossin-Sees bei Wernsdorf. Die gleiche Stelle, die sich einst der Mensch der mittleren Steinzeit wegen ihrer günstigen Lage zum Wohnplatz gewählt hatte, trägt heute eine ausgedehnte Wochenendkolonie.

Das Fundmaterial setzt sich wie folgt zusammen: Neben zahlreichen glatten Klingen von durchschnittlich 4—4,5 cm Länge kommen recht häufig Spitzklingen mit retuschierten Rändern oder seltener mit steilretuschiertem Rücken vor. Ferner finden sich Klingen mit kräftiger, seitlich retuschierter Spitze (Abb. 1, Fig. 1—2), die an Federmesser erinnern. Recht häufig sind Klingen mit retuschierten Rändern. Diese feine Retuschierung erstreckt sich zuweilen nur über wenige Millimeter, oft aber auch über größere Teile der Arbeitskanten und ist sowohl von der Unter- als auch von der Oberseite her angelegt worden (Abb. 1, Fig. 3—4). Vereinzelt kommen Klingen mit kräftiger Randretusche oder geschlagenem Rücken vor (Abb. 1, Fig. 5—6). Fig. 6 mag ein abgebrochenes großes Federmesser verkörpern. Weiterhin treten Klingen oder Abschläge mit kleinen, meist nur wenig ausgeprägten Hohlkehlen auf. Nicht sehr häufig sind Klingen mit gerader, schräger oder auch gebogener Endretusche (Abb. 1, Fig. 7-8), sowie Klingenschaber (Abb. 1, Fig. 9-11). Stichel liegen in verschiedenen Formen vor. Abb. 1, Fig. 12 zeigt einen breiten, Fig. 13 einen langen schmalen Mittelstichel, Fig. 14 einen Seitenstichel mit gewölbter Endretusche. Recht häufig sind die sog. „Raspeln“ mit hohem dreieckigem Querschnitt (Abb. 1, Fig. 15). Ein in der Formgebung auffälliges Gerät, dessen Gebrauchszweck unklar ist, zeigt Abb. 1, Fig. 16. SCHWABEDISSEN (1954) hat diese Form den „Birseck-Lamellen“ zugerechnet und ihre Werkzeugnatur in Frage gestellt. Unser Stück macht jedoch keineswegs den Eindruck einer Zufallsbildung, sondern könnte als ein schaberartiges Gerät bezeichnet werden. Recht häufig sind breite, blattförmige Spitzen. Die Mehrzahl ist unretuschiert, doch kommen auch sorgfältig retuschierte Stücke vor (Abb. 1, Fig. 17). Eine Spitze mit schräger Endretusche und einseitig retuschiertem Schaft zeigt Abb. 1, Fig. 18, eine kleine Kerbklinge bringt Abb. 1, Fig. 19. Sehr selten sind kleine Spitzen mit schräger Endretusche (Abb. 1, Fig. 20-21); das erstgenannte Stück entspricht den nordwestdeutschen Zonhovenspitzen. Weiterhin kommen schmale Spitzen und Klingen mit abgedrücktem Rücken vor (Abb. 2, Fig. 1-6). Bemerkenswert ist die schmale Spitze mit abgedrücktem Rücken und Basisretusche auf Abb. 2, Fig. 7. Die Stücke erinnern an kleine Federmesserchen. Unter den geometrischen Formen sind schmale, lange Dreiecke am häufigsten (Abb. 2, Fig. 10-15), während breite Stücke nur selten vorkommen (Abb. 2, Fig. 9). Bemerkenswert ist das nur einseitig retuschierte Dreieck in Abb. 2, Fig. 8. Zahlenmäßig an zweiter Stelle stehen die Trapeze, die ausschließlich in breiten Exemplaren vorliegen (Abb. 2, Fig. 16-18). Das in Abb. 2, Fig. 19 gezeigte Stück steht den Segmenten nahe.



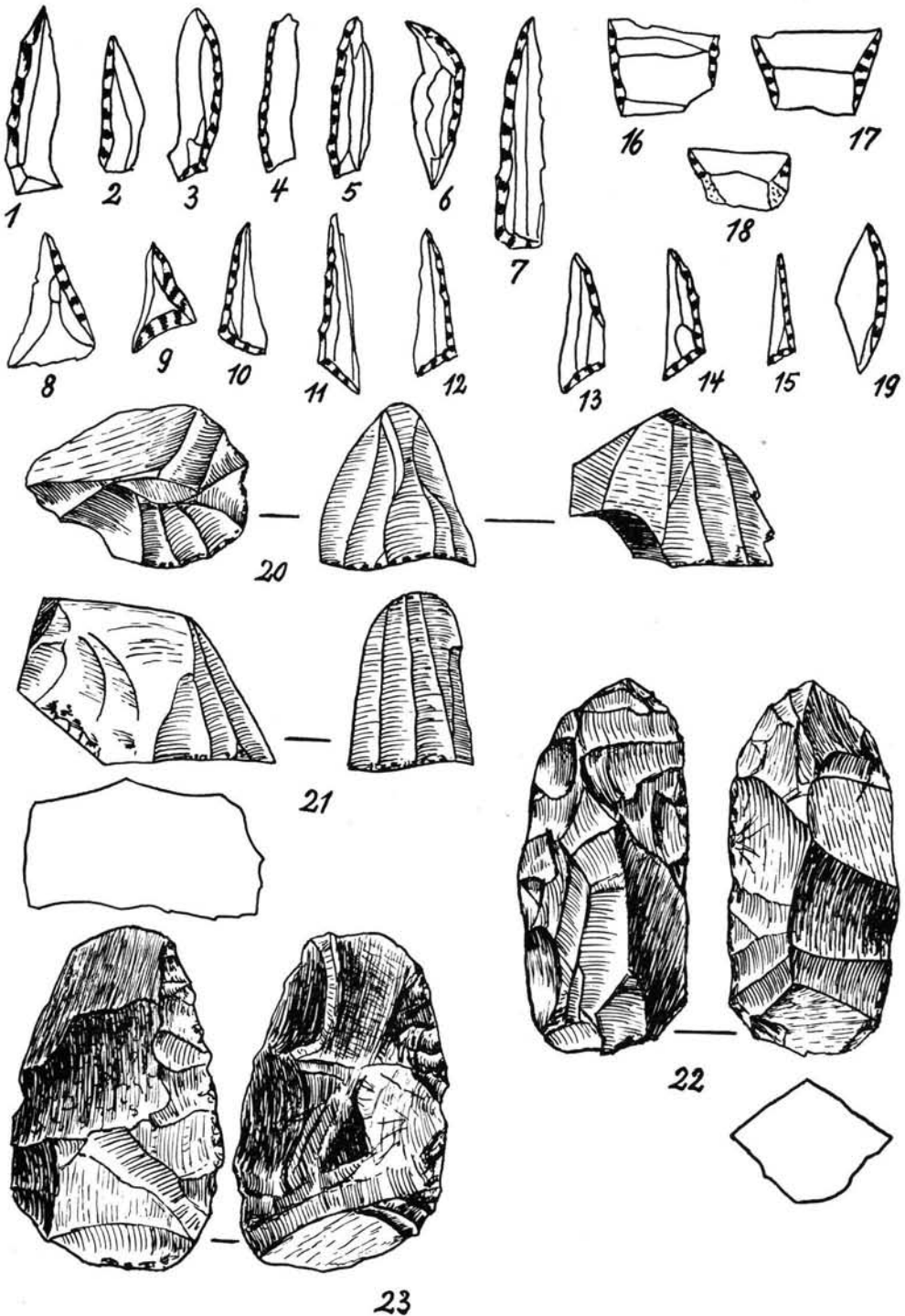


Abb. 2. Fundstelle 1, Wernsdorf, Crossin-See.

Unter den zahlreichen Kernsteinschabern finden sich vereinzelte Kiel- und Handgriffschaber (Abb. 2, Fig. 20-21). Recht selten sind die großgerätigen Formen. Sie sind durch zwei kleine, aber recht sorgfältig gearbeitete Kernbeile vertreten (Abb. 2, Fig. 22-23). Scheibenbeile, Dreikantgeräte und andere für den Kern- und Scheibenbeilkreis bezeichnende Formen fehlen.

An jungsteinzeitlichen Stücken liegen aus der fundarmen Randzone eine kleine gemuschelte Pfeilspitze sowie einige kleine Scherben vor.

### Wernsdorf, „Mühlenwinkel“, Fundstelle 2

(Abb. 3—4)

Auf den Äckern des „Mühlenwinkels“, ungefähr 300 m südwestlich der Wernsdorfer Kirche, wurden im Sommer 1925 die ersten Feuersteingeräte festgestellt. In den darauf folgenden Jahren hat diese Stelle zahlreiches Flintmaterial geliefert, so daß sie heute zu den fundreichsten Plätzen der Feldmark Wernsdorf gehört.

Die wichtigsten Geräteformen sind: Einfache, unretuschierte Klingen bis zu etwa 5 cm Länge, Klingen mit Randretuschen, Klingen mit Hohlkehlen (Abb. 3, Fig. 1-4), Klingen mit gerader oder schräger Endretusche (Abb. 3, Fig. 5-6), rundliche oder ovale Schaber (Abb. 3, Fig. 18) und Klingenschaber (Abb. 3, Fig. 7-9). Bei dem zuletzt genannten, außergewöhnlich kleinen Stück läuft das der Arbeitskante gegenüberliegende Ende in eine sorgfältig retuschierte Spitze aus. Der Stichel kommt nur einmal vor und ist aus einem flachen Kernstück gearbeitet (Abb. 3, Fig. 10). Die geometrischen Mikrolithen sind durch einige Trapeze vertreten (Abb. 3, Fig. 11-14). Dreiecke und Segmente fehlen; dagegen liegen einige kleine Klingen mit abgedrücktem Rücken vor (Abb. 3, Fig. 15-16). Das Bruchstück einer sehr kleinen Gravettespitze zeigt Abb. 3, Fig. 17. Recht häufig sind Handgriffschaber vorhanden; ein sehr charakteristisches Exemplar bringt Abb. 3, Fig. 19.

An Großgeräten liegen vor: Ein kleines Scheibenbeil (Abb. 4, Fig. 1), ein kleines, durch wenige großflächige Abschlüge hergestelltes Kernbeil, das einem Scheibenbeil ähnlich ist (Abb. 4, Fig. 2), ein Dreikantgerät mit gebogenem Griffende (Abb. 4, Fig. 3) und ein kleiner Pickel (Abb. 4, Fig. 4). Weiterhin ist ein kleiner „Schleuder“- oder „Wurfstein“ zu nennen (Abb. 4, Fig. 5). Das Stück entspricht den aus Calbe und Wustrow stammenden Geräten, doch unterscheidet es sich von diesen durch seine geringe Größe. Das einzige in jungsteinzeitlicher Technik hergestellte Stück ist eine etwas plumpe gemuschelte Pfeilspitze mit gerader Basis; auf der Unterseite ist ein Rest der Rinde stehengeblieben. An keramischen Überresten fand sich eine kleine Zahl unverzierter, z. T. dickwandiger Scherben. Eine sichere zeitliche Einordnung ist nicht möglich, doch spricht ihre Beschaffenheit nicht gegen ein neolithisches Alter.

### Wernsdorf, Kirche, Fundstelle 18

(Abb. 5, 1—10)

Am Ostufer des den Crossin-See mit dem Wernsdorfer See verbindenden Wasserlaufes, ungefähr 100 m südwestlich der Wernsdorfer Kirche, fanden sich auf beackertem Gelände zahlreiche Feuersteingeräte. Die ersten Funde wurden im Sommer 1933 festgestellt. Es liegen folgende Formen vor: Klingen mittlerer Größe, teilweise mit Randretusche, die jedoch immer auf kleine Strecken der Schneiden beschränkt bleibt, ferner eine breite Klinge mit zart retuschiertem Schrägende, Klingen mit Hohlkehlen, ein sehr plumper, kleiner Klingenschaber, Klingen mit Endretuschen (Abb. 5, Fig. 1), ein kleiner Eckstichel (Abb. 5, Fig. 2) und einige Rundschaber (Abb. 5, Fig. 3). Die Kleinformen sind durch ein schmales Dreieck (Abb. 5, Fig. 5) und eine den Zonhovenspitzen ähnliche Spitze mit schräger Endretusche (Abb. 5, Fig. 4) vertreten. Abb. 5, Fig. 6 zeigt einen Handgriffschaber, Fig. 7 einen gut gearbeiteten Kielschaber. Auch Großgeräte liegen vor. Abb. 5,

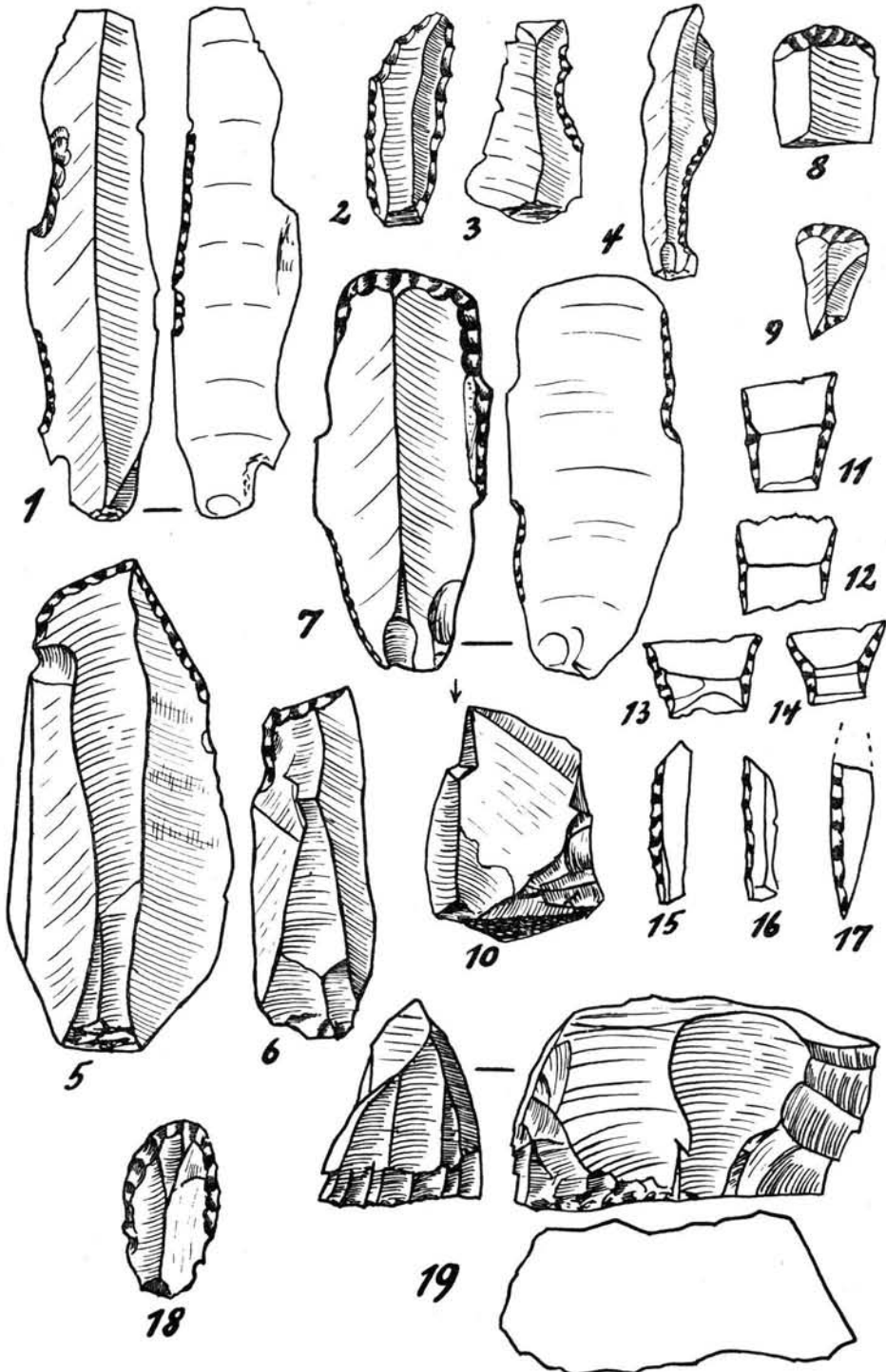


Abb. 3. Fundstelle 2, Wernsdorf, „Mühlenwinkel“.

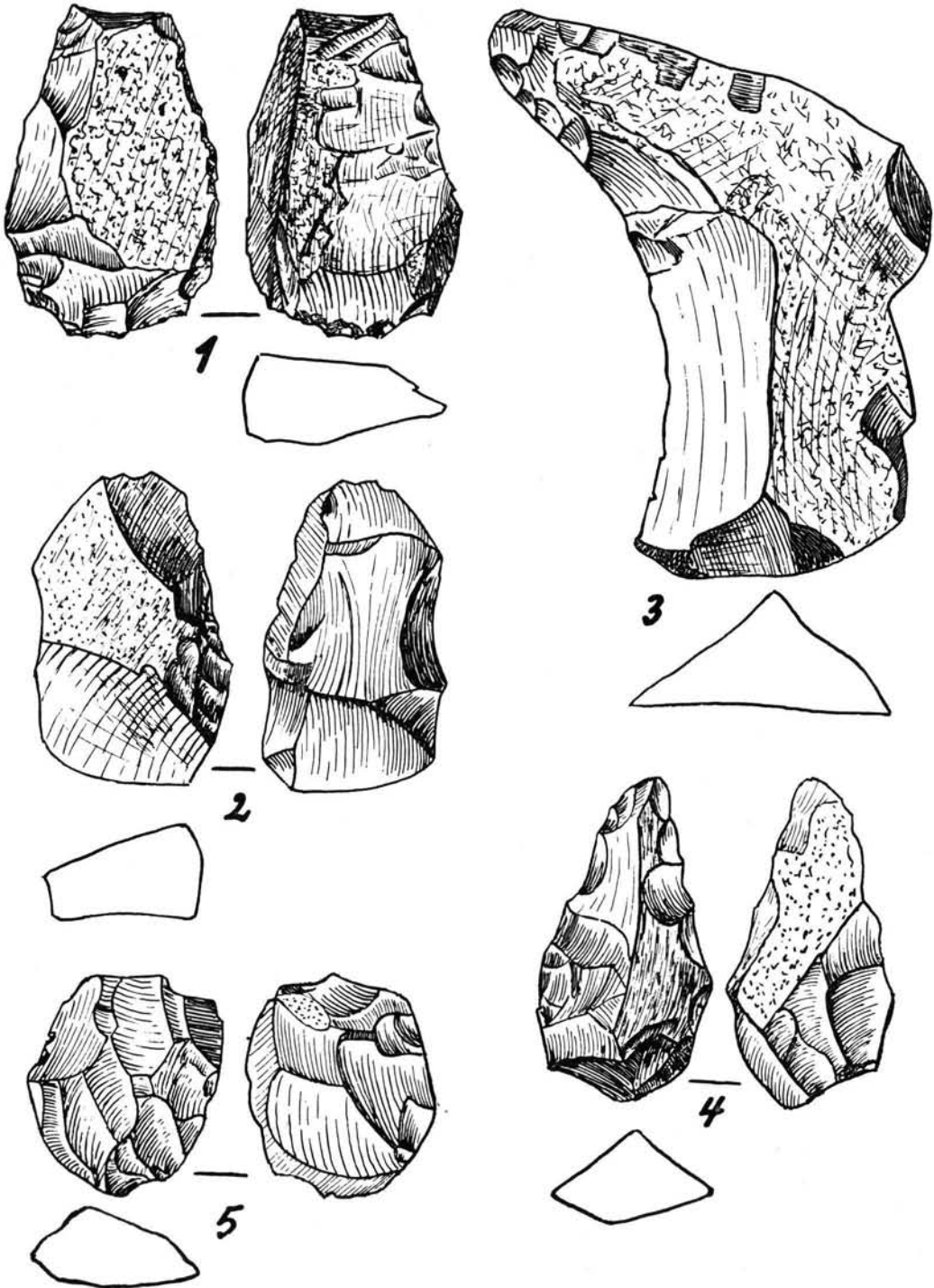


Abb. 4. Fundstelle 2, Wernsdorf, „Mühlenwinkel“.

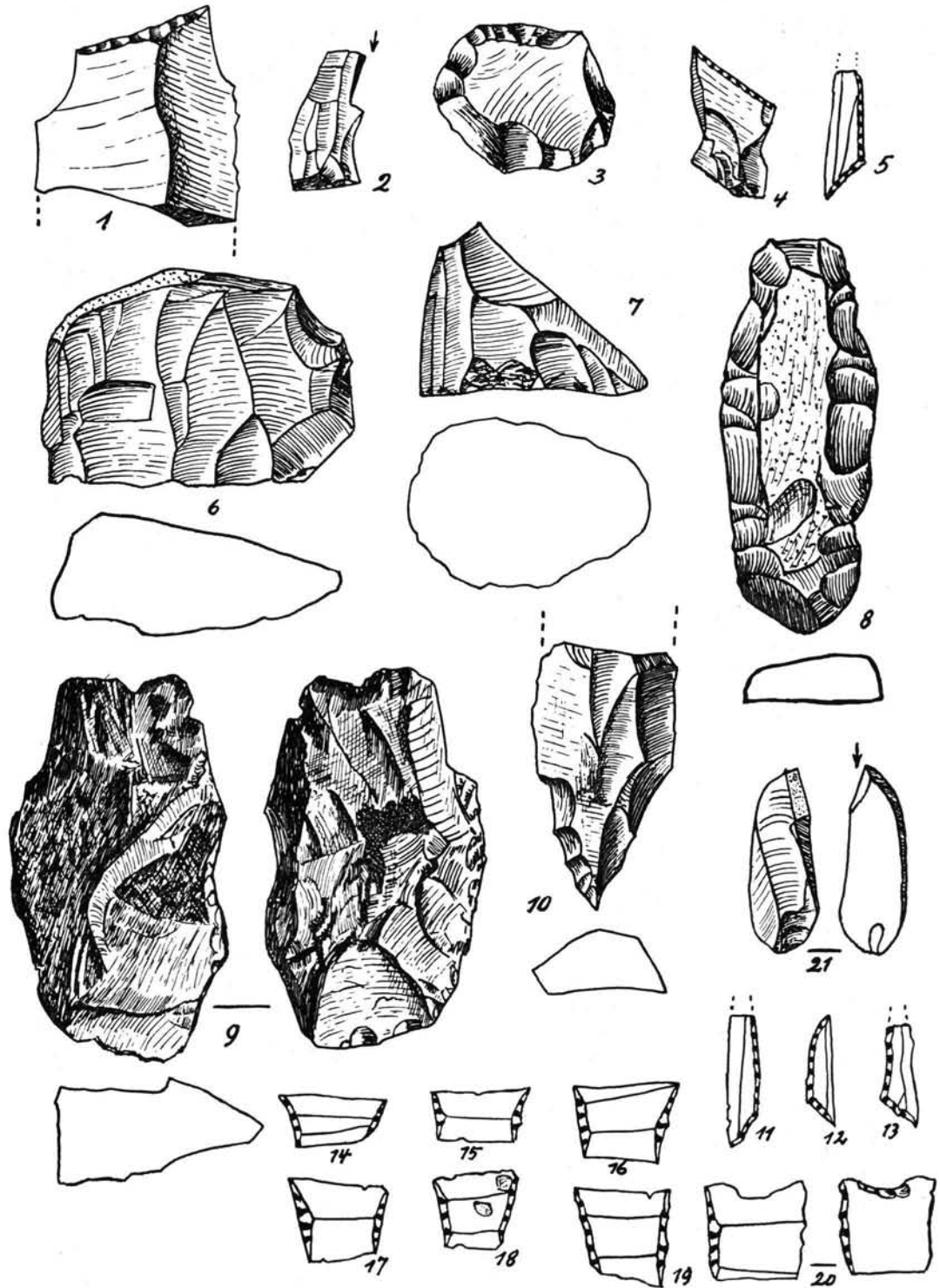


Abb. 5. Fig. 1—10: Fundstelle 18, Wernsdorf, Kirche; Fig. 11—21: Fundstelle 7, Wernsdorf, Wehlocksberg-Nord.

Fig. 8 zeigt ein schmales kernbeilartiges Gerät mit flachem Querschnitt und sorgfältiger Retuschierung der Längskanten. Die schmale, gestreckte Form rückt das Stück in die Nähe der meißelartigen Geräte. Ein wenig sorgfältig gearbeitetes Scheibenbeil bringt Abb. 5, Fig. 9. Die im Kern- und Scheibenbeilkreis heimischen großen Bohrer sind durch ein Bruchstück vertreten (Abb. 5, Fig. 10). Neolithische Flintgeräte und Scherben konnten nicht beobachtet werden. Da die Fundstelle seit 1933 regelmäßig abgesucht worden ist, erscheint die Möglichkeit einer Fundlücke so gut wie ausgeschlossen.

### Wernsdorf, Wehlocksberg-Nord, Fundstelle 7

(Abb. 5, 11—21)

Am Ostrande der Talaue des Wernsdorfer Sees erstreckt sich in nordsüdlicher Richtung der Wehlocksberg, eine inselartige sandige Anhöhe von ungefähr 550 m Länge und knapp 200 m Breite. Im Süden und Osten ist der Wehlocksberg von moorigen Wiesen umgeben; im Westen und Norden ragt er in den hier noch offenen See hinein. Die teilweise mit dichtem Buschwerk bestandene Nordhälfte dieser Anhöhe wird von einigen Dünenkuppen beherrscht, deren höchste bis zu 41 m über NN, also bis fast 9 m über den Seespiegel ansteigt. Aus den Senken und Mulden zwischen den Dünen sowie von einigen lichten Stellen im Buschwerk stammt ein nicht sehr reichhaltiges Flintinventar, das mittlere bis kleine Klingen, z. T. mit feiner Randbearbeitung oder flachen Hohlkehlen, ferner kleine Klingen mit abgedrücktem Rücken, einige schmale Dreiecke (Abb. 5, Fig. 11-13) sowie mehrere Trapeze (Taf. 5, Abb. 14-20) enthält. Bei dem zuletzt genannten Stück ist die Retusche wechselseitig angelegt worden. Weiterhin liegen vor: Ein kleiner Mittelstichel (Abb. 5, Fig. 21), ein Mikrostichel sowie einige kleine Schaber. Es fehlen bisher Klingenschaber, Rundschaber, Klingen mit Endretusche, Segmente sowie alle großgerätigen Formen; auch jungsteinzeitliche Geräte und Scherben wurden nicht beobachtet. Da das Gelände nahezu 10 Jahre hindurch regelmäßig abgesucht worden ist, wird es sich schwerlich um eine Fundlücke handeln.

### Wernsdorf, Wehlocksberg-Süd, Fundstelle 9

(Abb. 6)

Im Gegensatz zu dem nördlichen Teile ist die Südhälfte des Wehlocksberges ein schwach aufgewölbttes Flachland, das zu einem geringen Teil landwirtschaftlich genutzt wird. Das von hier stammende Fundmaterial umfaßt folgende Formen: Unretuschierte mittelgroße und kleine Klingen, eine dicke Klinge mit beiderseitiger steiler Randretusche (Abb. 6, Fig. 1), deren Oberseite durchgehend mit Kalkrinde bedeckt ist, sowie Klingen mit flachen Hohlkehlen, mit teilweiser Kantenbearbeitung, Klingen mit schräger, gerader oder gebogener Endretusche (Abb. 6, Fig. 2-4, 6), wobei Fig. 3 zu den Zonhovenspitzen zu stellen sein dürfte, ferner eine Spitze mit schräger Endretusche (Abb. 6, Fig. 5), mehrere Klingenschaber (Abb. 6, Fig. 7-8), Rundschaber oder ihnen nahestehende Formen (Abb. 6, Fig. 9-10), Kernhochschaber und Handgriffschaber (Abb. 6, Fig. 11). An geometrischen Mikrolithen liegen ein Segment (Abb. 6, Fig. 12) und mehrere Trapeze vor (Abb. 6, Fig. 13-16). Das zuletzt genannte Stück ist dadurch bemerkenswert, daß es aus einem Reststück eines geschliffenen Gerätes, wohl eines Beiles, hergestellt ist. Die Großgeräte sind durch ein kleines Kernbeil (Abb. 6, Fig. 17) und einen Pickel bzw. ein Kernbeil (Abb. 6, Fig. 18) vertreten. An jüngeren Funden liegen eine Anzahl unverzierter Scherben unsicheren Alters und ein kleines dicknackiges Feuersteinbeil mit angeschliffenen Breitseiten vor (Abb. 6, Fig. 19). Es unterscheidet sich durch seine unregelmäßige Formgebung ganz wesentlich von den sonst üblichen Stücken dieses Typs und scheint aus einem Reststück eines größeren Beiles hergestellt worden zu sein.

Dieser Fundbestand wird durch einige für die Beurteilung wichtige Angaben im Schrifttum ergänzt. BUSSE (1900, S. 25) erwähnt von hier ein Walzenbeil. SPROCKHOFF

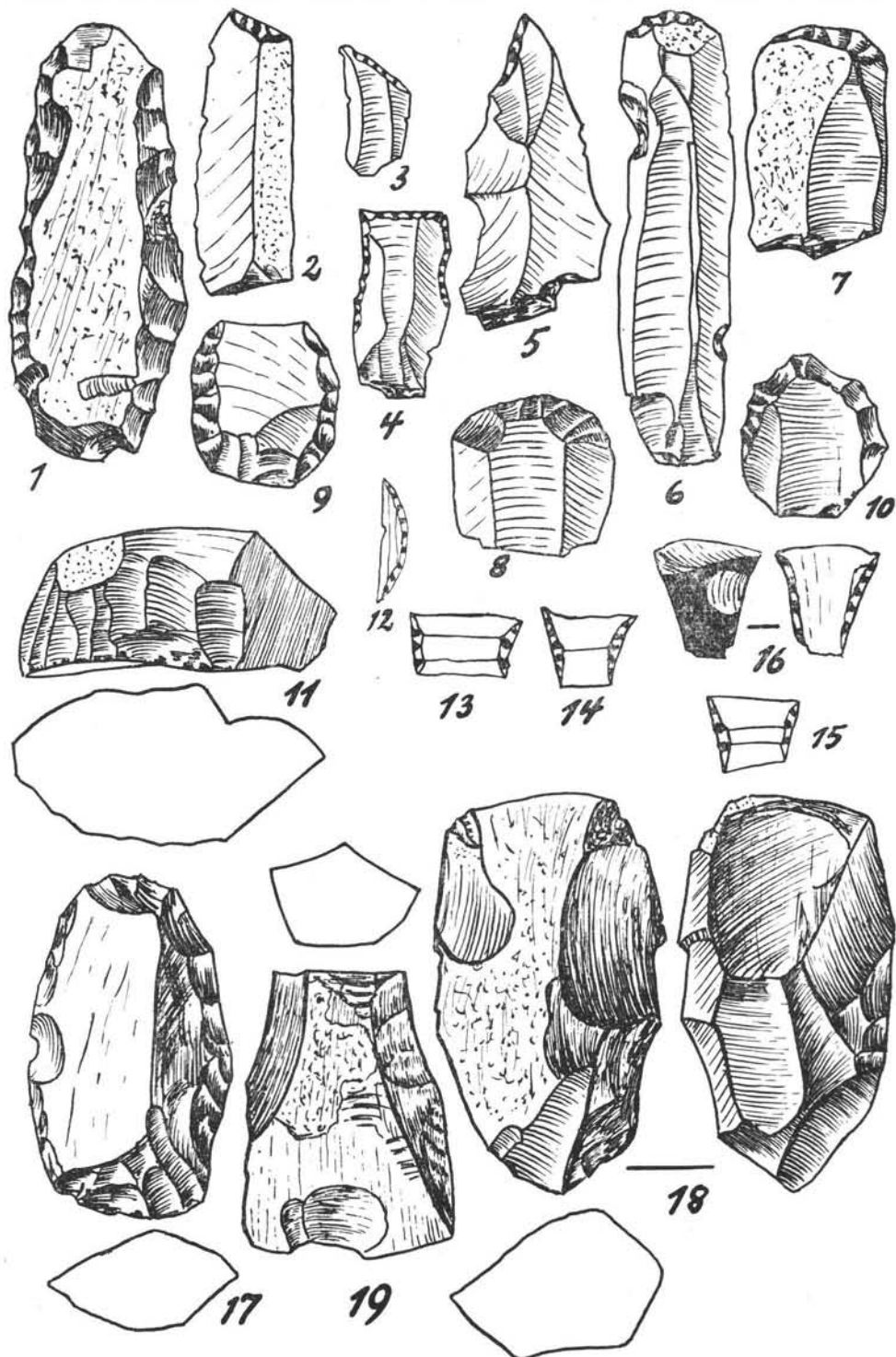


Abb. 6. Fundstelle 9, Wernsdorf, Wehlocksberg-Süd.

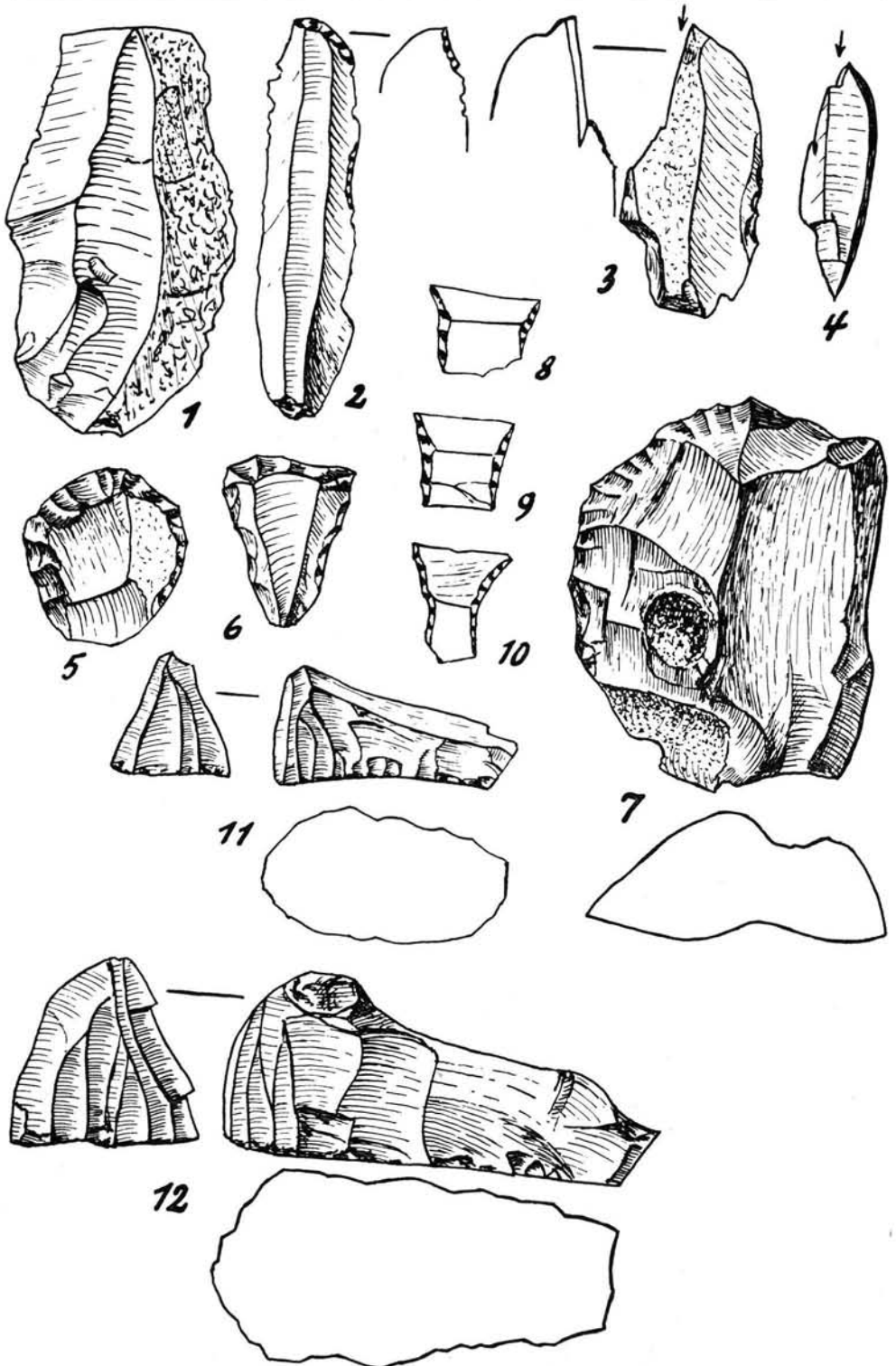


Abb. 7. Fundstelle 3, Wernsdorf, „Koppenke“.



(1926, S. 159) führt Scherben mit Schnur- und dreieckigen Eindrücken, eine Lanzenspitze und ein Feuersteinbeilbruchstück an. Ferner gab ZOTZ (1934) eine Reihe von Geräten aus den Beständen des Märkischen Museums in Berlin bekannt. Es handelt sich um Klingen mit gerader oder schräger Endretusche, Klingen mit Hohlkehlen, Rund- und Klingenschaber, einen Schaber mit unvollendeter Flächenretusche, ein scheibenbeilartiges Gerät mit Schliffresten, das aus einem dicknackigen angeschliffenen Beil gefertigt worden ist sowie um einen kleinen Abschlag, an dem ebenfalls Schliffspuren vorhanden sind. Die obengenannte Querschneide (Abb. 6, Fig. 16) ist hier also keine Einzelercheinung. Wenig später ist UMBREIT (1937a) kurz auf die Funde vom Wehlocksberg eingegangen und führt außer mittelsteinzeitlichen Formen noch eine herzförmige Pfeilspitze sowie Scherben mit Schnurverzierung, Noßwitzer Meißeleckstück und Grübchenreihen an. Eine weitere Erwähnung der nordeurasischen Grübchenkeramik findet sich in der von UMBREIT gegebenen Zusammenstellung der brandenburgischen Kamm- und Grübchenkeramik (1937b, S. 62 u. S. 184).

### Wernsdorf, „Koppenke“, Fundstelle 3

(Abb. 7—8)

Knapp 200 m nordöstlich vom Wehlocksberg erhebt sich die „Koppenke“, ein Horst, der ebenso wie der Wehlocksberg ehemals eine Insel am Ostrande des Wernsdorfer Sees gewesen ist. Er hat eine Länge von etwa 300 m und eine Breite von rund 100 m. Der höchste Punkt dieser Anhöhe erreicht 37,6 m über NN, was einer Höhe von 5,30 m über dem mittleren Stande des Wernsdorfer Sees entspricht.

Seit 1930 ist dieser Horst regelmäßig abgesucht worden und hat zahlreiches gutes Material ergeben. Es liegen vor: Klingen verschiedener Größe, darunter zwei derbe Breitklingen (Abb. 7, Fig. 1), eine außergewöhnlich lange Schmalklinge von 11 cm Länge, Klingen mit Randdangelung, Klingen mit Endretusche (Abb. 7, Fig. 2), Stichel (Abb. 7, Fig. 3-4), Rundschaber (Abb. 7, Fig. 5), ein kleiner dreieckiger Klingenschaber (Abb. 7, Fig. 6), ein großer Scheibenschaber (Abb. 7, Fig. 7), einige Trapeze (Abb. 7, Fig. 8-9) und eine querschneidige Pfeilspitze mit geschwungenen Seitenkanten (Abb. 7, Fig. 10). Ferner sind Handgriffschaber (Abb. 7, Fig. 11-12), ein Scheibenbeil (Abb. 8, Fig. 1), ein Dreikantgerät (Abb. 8, Fig. 2) und ein Kernbeil (Abb. 8, Fig. 3) vorhanden. Vereinzelt fanden sich auch jungsteinzeitliche Stücke: Eine plumpe, lanzettförmige Spitze mit grober Flächenretusche, eine lange schmale Pfeilspitze mit konkaver Basis, ein Bruchstück einer zweiten, ähnlichen Spitze mit lang ausgezogenen Widerhaken sowie ein flacher gleichseitig-dreieckiger Abschlag mit beginnender Flächenretusche an den Rändern. Als letztes Stück ist ein 8 cm langer Dolch (oder Speerspitze?) zu erwähnen. Er befand sich in Privatbesitz; über den jetzigen Verbleib dieses Stückes ist nichts bekannt. Keramische Reste sind sehr häufig; eindeutig neolithisch ist jedoch nur eine kleine tiefstichverzierte Scherbe, während die übrigen entweder jüngeren Kulturen angehören oder, da unverziert, zeitlich nicht zu bestimmen sind.

### Die Fundstellen im Gosener Wiesental

Die von SW nach NO verlaufende Rinne des Crossin-Sees und des Wernsdorfer Sees setzt sich in nordöstlicher Richtung in Form einer etwa 1 km langen und 600 m breiten Senke fort, die, früher ebenfalls mit Wasser angefüllt, heute völlig vermoort ist. Dieses Wiesental mündet wenig nördlich der Straße Gosen-Neu-Zittau in die Spreeniederung ein. Auf seinen Rändern ließen sich fünf steinzeitliche Fundstellen nachweisen; vier von ihnen haben mesolithische Geräteformen ergeben. Recht charakteristisches Material stammt von dem nachstehend beschriebenen Fundplatz 11 bei Neu-Zittau.

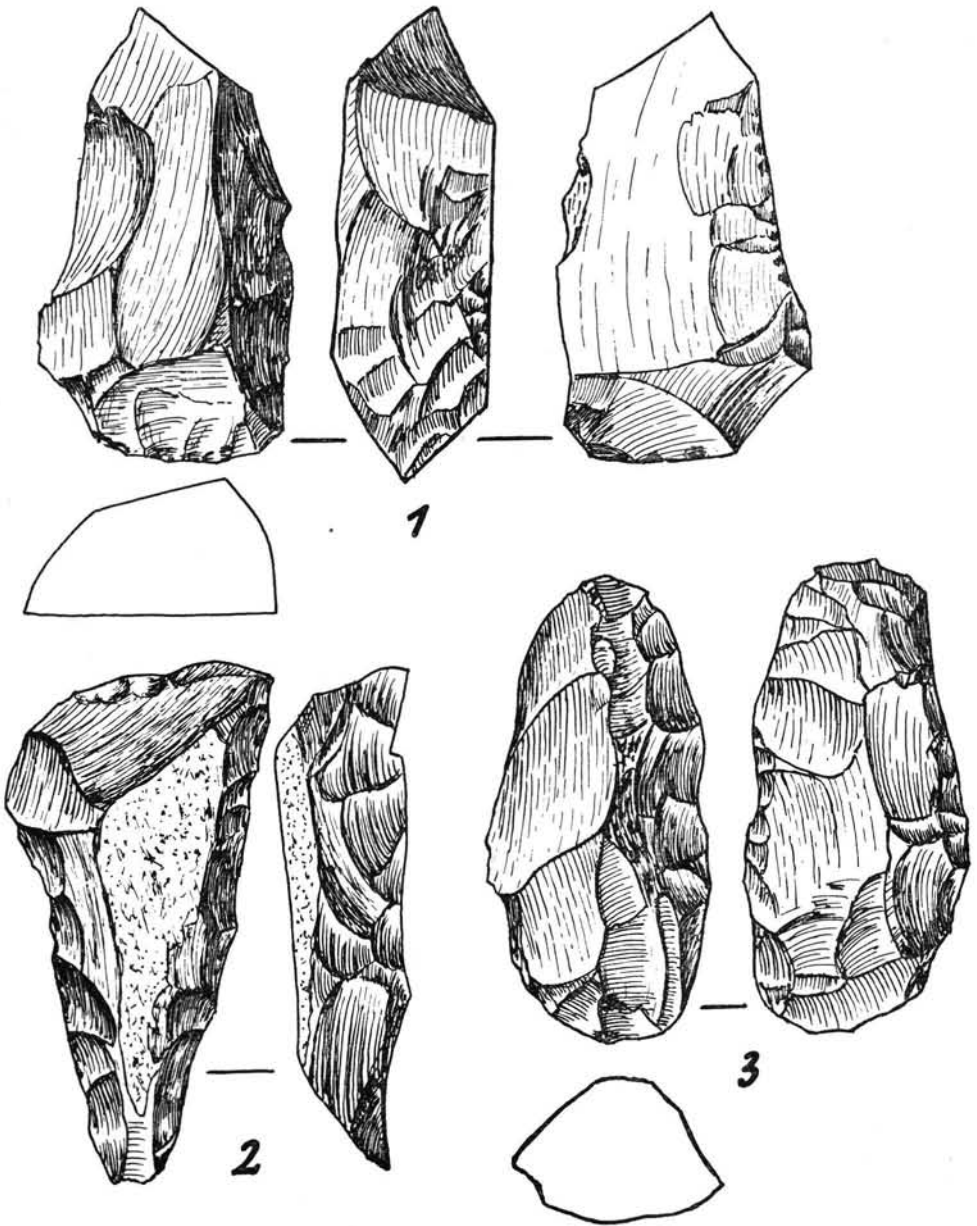


Abb. 8. Fundstelle 3, Wernsdorf, „Koppenke“.

**Neu-Zittau, Fundstelle 11**

(Abb. 9)

Der Fundplatz liegt unmittelbar nördlich der Straße Neu-Zittau—Gosen auf dem Ostrande des Gosener Wiesentales. Ein kurzer Hinweis auf diese Fundstelle findet sich bei UMBREIT (1937a).

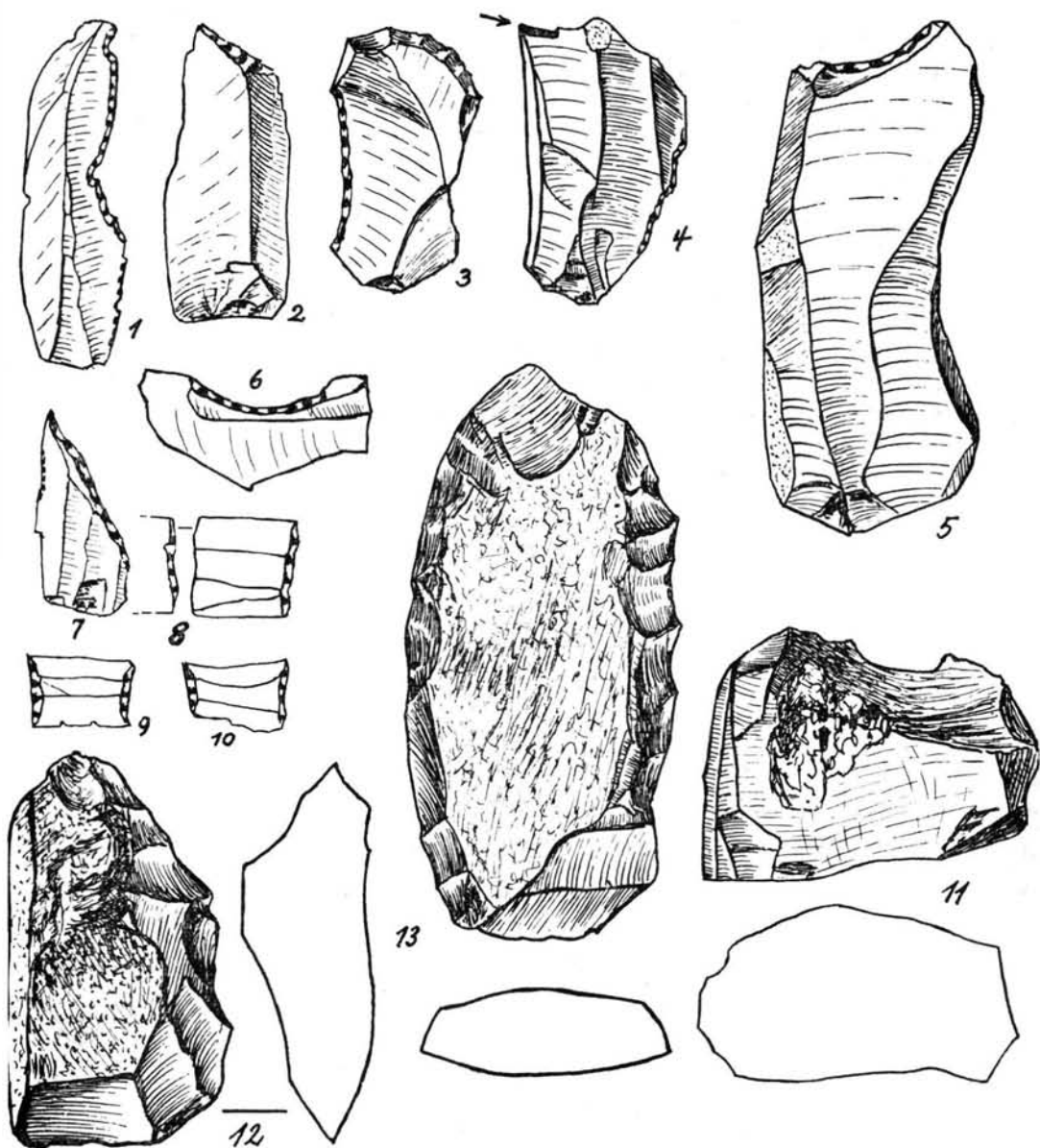


Abb. 9. Fundstelle 11, Neu-Zittau.

Der Gerätebestand enthält folgende Formen: Klingen mit retuschierten Rändern (Abb. 9, Fig. 1), Klingen mit gerader oder schräger Endretusche (Abb. 9, Fig. 2), unretuschierte breite Spitzen, Raspeln, einige Stichel (Abb. 9, Fig. 4), einen Abschlag mit großer Hohlkehle (Abb. 9, Fig. 6), kleine ovale bis rundliche Schaber, ein den Klingenschabern ähnliches Gerät mit linksseitiger Randretusche (Abb. 9, Fig. 3), eine große Klinge mit konkaver Endretusche (Abb. 9, Fig. 5) sowie eine Zonhovenspitze (Abb. 9, Fig. 7) und mehrere Trapeze (Abb. 9, Fig. 8-10). Neben den üblichen Kernhochschabern kommen vereinzelt Handgriffschaber vor (Abb. 9, Fig. 11). Die großgerätigen Formen sind durch

zwei Scheibenbeile vertreten. Das kleinere Stück (Abb. 9, Fig. 12) ist wenig sorgfältig gearbeitet. Die von Natur aus gerade verlaufende linke Längskante ist unbearbeitet geblieben, die rechte Seitenkante sowie die Schneide sind durch einige große Abschlüge geformt worden. Auf der Oberseite sind große Teile des Kalkmantels stehen gelassen worden. Das zweite Stück (Abb. 9, Fig. 13) ist wesentlich sorgfältiger gearbeitet. Zwar ist auch hier die Oberseite durchgehend von der Kalkrinde bedeckt, doch sind die Längskanten sorgfältig zugeschlagen worden.

Die ziemlich zahlreichen Scherben sind mit Ausnahme eines Stückes, das Schnurornament in Form eines schrägschraffierten Dreieckes zeigt, unverziert. Neolithische Flintgeräte liegen nicht vor.

### III.

Die Hauptmasse der Feuersteingeräte zeigt das Bild einer feingerätigen Klingenindustrie. Die einfache, unretuschierte Klinge ist die Ausgangsform für die einzelnen Gerätetypen. Die Länge der Klingen geht nur selten über 5 cm hinaus; im Durchschnitt liegt sie bei 3,5 bis 4,5 cm. Diese Neigung zur Mikrolithik ist an fast allen Formen erkennbar und kann als ein kennzeichnendes technisches Merkmal dieser in ihrem Gesamtcharakter endmesolithischen Kultur betrachtet werden. Eine Durchsicht des vorgelegten Fundmaterials ergibt folgenden Formenbestand: Klingen mit teilweiser und durchgehender Randretusche, Klingen mit Hohlkehle, Klingen mit gerader, schräger, gebogener und konkaver Endretusche, Klingenschaber, Rundschaber, Stichel, Klingen mit abgedrücktem Rücken und Raspeln. Die geometrische Mikrolithik enthält in erster Linie Dreiecke verschiedener Form sowie Trapeze und vereinzelt Segmente. Ferner kommen Mikroklingen mit abgedrücktem Rücken, Federmesserchen, kleine längsschneidige Spitzen und vereinzelt Zonhovenspitzen vor. Hierzu treten Großgeräte, über die später noch zu sprechen sein wird.

Versucht man, das Fundmaterial des Spree-Dahme-Winkels mit dem ostdeutschen Mesolithikum zu vergleichen, so muß das ostbrandenburgische Gebiet zunächst außer Betracht bleiben, da über die in diesem Raum zweifellos vorhandenen zahlreichen Fundvorkommen bis heute nichts bekannt geworden ist. Wesentlich günstiger liegen die Dinge dagegen in Schlesien. Hier haben in erster Linie ZOTZ (1931) und ROTHERT (1934, 1936) sowie u. a. auch SKALNIK (1936) in größeren Arbeiten einen Überblick über die reichen schlesischen Mesolithvorkommen gegeben. Aus dem Gebiet der früheren Grenzmark Posen-Westpreußen hat PFÜTZENREITER (1933) das Mesolithikum des Kreises Fraustadt vorgelegt, während LA BAUME und LANGENHEIM (1933) das Material aus dem Raum der unteren Weichsel behandelt haben.

Übereinstimmend wird von allen Bearbeitern des ostdeutschen Mesolithikums die geringe Größe des Klingenmaterials als besonders kennzeichnend betont. Die durchschnittliche Länge der Klingen liegt ähnlich wie bei unseren Stücken zwischen 3 bis 4 cm; Klingen von 5 cm Länge gelten bereits als groß und kommen nur selten vor. Die Geräteformen setzen im Wesentlichen die Tradition des ausgehenden Swidérien fort, doch macht sich im Spätmesolithikum die schon früher vorhandene Neigung zur Mikrolithik noch stärker bemerkbar als zuvor. Die gleichen Merkmale sind auch an dem Material des Spree-Dahme-Winkels festzustellen.

Wenden wir uns nun den einzelnen Formen zu, so lassen sich auch hier mannigfache Übereinstimmungen erkennen. Die Funde aus dem Spree-Dahmegebiet haben mit dem ostdeutschen Mesolithikum folgende Formen gemeinsam: Klingen mit teilweiser oder durchgehender feiner Randbearbeitung, Klingen und Abschlüge mit Hohlkehlen, Klingen mit abgedrücktem Rücken, Klingen mit Endretusche, Rundschaber und Raspeln. Entsprechende Parallelen finden sich bei ROTHERT (1934, Abb. 46-48; 1936, Taf. V, 18; VII, 1-2, 22; VIII, 29, 31; IX, 15, 17-19; XI, 8), SKALNIK (1936, Abb. 4, 33-35; Abb. 6, 7-8; Abb. 7, 8-9), PFÜTZENREITER (1933, Taf. 4, 1; 3, 29), LA BAUME u. LANGENHEIM (1933,

Taf. 3, p, q, u, x; Taf. 2, A 3). Auch die Klingenschaber kommen bei uns überwiegend in der dem Osten eigentümlichen gedrungenen, kurzen Form vor; bezeichnend sind Stücke mit schräg gerichteter Stirnkante, wie sie schon von ZOTZ (1932) erwähnt und von SKALNIK (1936, Abb. 4, 21; Abb. 7, 26) abgebildet worden sind. Lang-schmale Klingenschaber gehören dagegen hier wie dort zu den Ausnahmerecheinungen (SKALNIK 1936, Abb. 4, 36). Ebenso stimmen auch die geometrischen Kleinformen weitgehend überein.

Die auf unseren Fundplätzen auftretenden Dreiecke von meist lang-schmaler Gestalt finden sich nicht nur in Schlesien, sondern auch im Kreise Fraustadt und in Pommerellen in der gleichen Form wieder. Hier erscheinen auch die sonst recht seltenen Segmente. Neben den Dreiecken sind die Trapeze für die zeitliche Einordnung wegweisend. Sie kommen in unserem Material überwiegend in der kurzen, breiten Form vor; schmale Stücke sind nur selten vorhanden, und die für die jüngeren Abschnitte des Kern- und Scheibenbeilkreises charakteristische lang-schmale Ausbildung mit geschwungenen Seitenkanten ist in unserem Material bisher nur ein einziges Mal vertreten (Abb. 7, Fig. 10). Das Überwiegen des kurz-breiten Typs ist in gleicher Weise auch in Ostdeutschland zu beobachten. Die lang-schmale norddeutsche Form scheint im östlichen Spätmesolithikum überhaupt nicht vorhanden zu sein. Zu den Mikrolithen im weiteren Sinne müssen ferner kleine, schmale Klingen mit abgedrücktem Rücken gerechnet werden. Auch sie gehören zum festen Bestandteil des ostdeutschen Mesolithikums. Als letzte Kleinform ist noch der Mikrostickel zu nennen, für den besonders Schlesien zahlreiche Gegenstücke geliefert hat. Wenn auch der Werkzeugcharakter dieser Form umstritten ist, soll sie doch der Vollständigkeit wegen erwähnt werden. Ein Fundplatz, dessen Flintinventar mit dem des Spree-Dahme-Winkels in sehr vielen Punkten übereinstimmt, ist kürzlich von A. HOLLNAGEL aus Blankenförde, Kr. Neu-Strelitz (Mecklenburg) beschrieben worden (Jahrbuch für Bodendenkmalpflege in Mecklenburg 1954). Die Bekanntgabe weiteren mecklenburgischen Materials wäre im Interesse der ostdeutschen Mesolithforschung wünschenswert.

Neben den aufgezeigten Parallelerscheinungen lassen sich jedoch auch einige recht deutliche Unterschiede zwischen unseren und den ostdeutschen Funden erkennen. Der bei uns recht häufige Stichel kommt nach dem übereinstimmenden Zeugnis der Bearbeiter des ostdeutschen Spätmesolithikums dort nur noch selten und zudem in meist recht verkümmerten Exemplaren vor. Im Kreise Fraustadt soll er nach PFÜTZENREITER (1933) sogar gänzlich fehlen.

Die für das ostdeutsche Swidérien so bezeichnende Stielspitze wird vom dortigen Spätmesolithikum fortgeführt; neben der älteren, großen Form kommt sie, der mikrolithischen Tendenz folgend, jetzt auch in sehr kleinen Exemplaren vor. Auf den Fundplätzen des Spree-Dahme-Winkels fehlt sie dagegen völlig. Da alle diese Fundstellen jahrelang sehr intensiv abgesammelt worden sind, erscheint die Annahme einer Fundlücke kaum gerechtfertigt. Es darf jedoch nicht übersehen werden, daß auch in Brandenburg gelegentlich Stielspitzen in spätmesolithischen Inventaren beobachtet worden sind, wie beispielsweise bei Borgsdorf, Kr. Niederbarnim (SCHNEIDER 1932, S. 128 ff.) und bei Streitberg, Kr. Beeskow-Storkow (HOHMANN 1928), wo zusammen mit Dreiecken und Trapezen jeweils mehrere typische Stielspitzen gefunden worden sind. Allerdings handelt es sich in beiden Fällen um Oberflächenfundplätze, so daß die Möglichkeit einer Vermischung älteren und jüngeren Materials nicht ausgeschlossen ist. Neben dem feingerätigen Material enthält das Mesolithikum des Spree-Dahme-Winkels noch eine Reihe von Großgeräten, deren Herkunft aus dem Kern- und Scheibenbeilkreis des Nordens unverkennbar ist. Die kürzlich von HOHMANN (1955) angedeutete Möglichkeit, die brandenburgischen Großgeräte aus dem polnisch-russischen Kern- und Scheibenbeilgebiet herzuleiten, erscheint bisher noch wenig begründet, da die von dort bekannten Stücke im allgemeinen einen recht jungen Eindruck machen und z. T. sogar Schlißspuren aufweisen (ÄBERG 1918).

Es liegen folgende Formen vor: Scheibenbeile, Kernbeile, Pickel, Dreikantgeräte,

Handgriffschaber und „Schleudersteine“. In dem Vorkommen der Großgeräte gibt sich ein beachtlicher Unterschied zu dem schlesischen Spätmesolithikum zu erkennen, da dieses, wie ROTHERT (1936) gezeigt hat, als einzige Großform ein pickelartiges Gerät kennt.

Vergleicht man die Scheibenbeile unseres Fundgebietes mit denen des westlichen Ostseeraumes, so fällt zunächst ihre meist erheblich geringere Größe auf; auch scheint man sich hinsichtlich der Formgebung nicht immer allzu streng an die norddeutschen Vorbilder gehalten zu haben. Der Scheibencharakter ist manchmal kaum noch erkennbar, auch ist die Zurichtung der Längskanten oft recht flüchtig und unvollkommen. Daneben treten aber auch Stücke auf, die in Form und Technik den norddeutschen Geräten durchaus gleichwertig sind. Für die Kernbeile zeigen sich hinsichtlich der Größe und der Fertigungsweise die gleichen Merkmale, doch finden sich auch hier Exemplare, die einen Vergleich mit norddeutschen Formen keineswegs zu scheuen brauchen. Recht gute Stücke liegen vom Crossin-See (Abb. 2, Fig. 22-23) und vom Fundplatz 3 (Abb. 8, Fig. 3) vor. Zu den Kernbeilen rechne ich auch das in Abb. 2, Fig. 23 gezeigte Gerät, obgleich es von UMBRETT (1937a) als Scheibenbeil bezeichnet worden ist. Die flächig retuschierten Breitseiten und der regelmäßige, spitz-ovale Querschnitt sprechen eindeutig für den Kernbeilcharakter des Stückes. Eine weitere sehr charakteristische Form ist das Dreikantgerät, das bisher aus Brandenburg nicht bekannt war. Es scheint nicht allzu häufig vorzukommen; im Fundbestand des Spree-Dahme-Winkels konnte es bisher nur zweimal festgestellt werden. Eine anscheinend bisher noch nicht beobachtete Abwandlung der üblichen gestreckten Form stellt das in Abb. 4, Fig. 3 gezeigte Stück dar. Es vereinigt alle für das Dreikantgerät typischen Merkmale, jedoch weicht es infolge der seitwärts gerichteten Spitze von der dreieckigen Grundform ab. Recht häufig und bisweilen sogar in recht guter Ausführung ist auf unseren Fundplätzen der Handgriffschaber vertreten. Stücke wie Abb. 3, Fig. 19 und Abb. 7, Fig. 12 stehen den norddeutschen Exemplaren in keiner Weise nach.

Unter den von KUPKA (1907) veröffentlichten Funden aus der Umgebung von Calbe a. Milde befinden sich einige als „Schleudersteine“, von SCHWABEDISSEN als „Linsenformen“ bezeichnete Geräte. Ihr Vorkommen ist jedoch nicht auf Calbe beschränkt, sondern erstreckt sich über das gesamte Verbreitungsgebiet des Kern- und Scheibenbeilkreises. Aus dem Spree-Dahme-Gebiet liegt bisher nur ein Beispiel für diese Form vor (Abb. 4, Fig. 5). Auffallend ist, ähnlich wie bei den Beilen, die wesentlich geringere Größe gegenüber den norddeutschen Stücken. Zum Inventar des Kern- und Scheibenbeilkreises gehören ferner große, entweder aus einem Knollen oder einem dicken Abschlag hergestellte Bohrer. Ein Bruchstück eines solchen Bohrers zeigt Abb. 5, Fig. 10. Als Gegenstück sei ein von SCHWABEDISSEN (1944, Taf. 93, 4) abgebildetes Gerät aus Bregentwedt, Kr. Schleswig, erwähnt.

Bei der Erwähnung der Stichel war bereits gesagt worden, daß diese im ostdeutschen Spätmesolithikum nur selten und in meist recht verwaschenen Formen auftreten. Es liegt daher die Vermutung nahe, daß die bei uns verhältnismäßig häufig vorhandenen und oft recht typischen Stichel in der Hauptsache auf norddeutsche Einflüsse zurückzuführen sind. Die auf unseren Fundplätzen vorkommenden Eck- und Seitenstichel mit gerader oder schräger Endretusche entsprechen weitgehend den norddeutschen Exemplaren. Ebenfalls auf nördlichen Ursprung scheinen die bisweilen auftretenden großen Klingen hinzudeuten, die sowohl glatt als auch mit Seiten- oder Endretusche versehen sind. Das ostdeutsche Spätmesolithikum kennt solche Stücke kaum, während sie in den gleichaltrigen Kulturen Norddeutschlands eine häufige Erscheinung sind. Auch in der lang-schmalen querschneidigen Pfeilspitze mit geschwungenen Seiten und in den vereinzelt vorhandenen Zonhoven-spitzen kommt die Verbindung mit dem westlichen Ostseegebiet klar zum Ausdruck.

SCHWABEDISSEN (1944) hat die Entwicklung der norddeutschen Kern- und Scheibenbeile von der Duvensee-Stufe bis zur Ertebölle-Stufe ausführlich behandelt und die tech-

nischen Merkmale der einzelnen Entwicklungsphasen herausgestellt. Überträgt man die Ergebnisse dieser Untersuchungen auf die Großgeräte des Spree-Dahme-Gebietes, so ergeben sich einige für die Einordnung unserer Funde wichtige Anhaltspunkte. Die recht sorgfältig gearbeiteten Kernbeile vom Crossin-See (Abb. 2, Fig. 22-23) mit ihren gleichmäßigen Querschnitten dürften den Stücken von Calbe und Wustrow noch verhältnismäßig nahestehen. Besonders der regelmäßig spitz-ovale und ziemlich flache Querschnitt des zweiten Beiles ist ein an den Kernbeilen dieser Zeit häufig zu beobachtendes Kennzeichen. Dagegen entspricht das Kernbeil in Abb. 8, Fig. 3 mit seinem unregelmäßigeren Querschnitt und der zwar noch recht sorgfältigen, aber großflächigen Bearbeitung der Breitseiten eher den Kernbeilen der vollentwickelten Oldesloer Stufe. Die übrigen, meist kleinen Kernbeile sind nur wenig sorgfältig gearbeitet und haben vielfach einen unregelmäßigen Querschnitt. Ob es sich hierbei um eine Parallele zu dem in der Oldesloer Stufe einsetzenden Verfall der Kernbeile handelt oder ob hier eine regional bedingte Erscheinung vorliegt, ist noch ungewiß.

Das Scheibenbeil, in der Duvensee-Stufe noch recht selten und nur in plumpen Exemplaren vorhanden, erfährt in der Oldesloer Stufe eine wesentliche Verfeinerung und erreicht dort seinen ersten Höhepunkt. Die Seitenkanten werden vorwiegend von der glatten Unterseite her geschlagen; die Oberseite weist eine unregelmäßige Form auf. Die gleichen Merkmale sind auch an einigen unserer Scheibenbeile vorhanden (Abb. 8, Fig. 1, Abb. 9, Fig. 12-13). Andere Stücke wiederum zeigen eine recht verwaschene Formgebung und lassen sich nur schwer einer bestimmten Gruppe der norddeutschen Scheibenbeile zuweisen. Für einen Anschluß unserer Großgeräte an die Oldesloer Stufe sprechen auch die Handgriffschaber. Ein Vergleich des Gerätes in Abb. 7, Fig. 12 mit solchen von Oldesloer-Brennermoor und vom Satruper Moor (SCHWABEDISSEN 1944, Abb. 6 u. Taf. 90, 12) läßt die nahe Verwandtschaft dieser Stücke klar hervortreten; auch andere der Oldesloer Stufe angehörende Exemplare (SCHWABEDISSEN 1944, Abb. 7 und Taf. 55, 1) stimmen recht gut mit unseren Stücken überein. In der nur wenig jüngeren Blocksbjerg-Stufe Dänemarks finden sich gleichfalls gute Parallelen zu den Handgriffschabern unseres Fundgebietes, wie ein Vergleich mit den von SCHWANTES (1928, Abb. 42) abgebildeten Stücken zeigt. Die Dreikantgeräte bieten bisher keine Handhabe für eine Zuweisung zu einem bestimmten Entwicklungsabschnitt; sie treten erstmals in der Duvensee-Stufe auf und gehen bis zur Ertebölle-Stufe durch. Technische Unterschiede, die für eine zeitliche Differenzierung verwertet werden könnten, haben sich bisher nicht erkennen lassen. Die an unseren Großgeräten vorhandenen technischen Merkmale lassen in ihrer Gesamtheit auf Verbindungen zur Oldesloer Stufe schließen. Die bisweilen geäußerte Ansicht, daß die in Brandenburg vorhandenen Kern- und Scheibenbeile als Einflüsse der Ertebölle-Stufe aufzufassen seien, wird nach dem bisherigen Befund kaum noch vertretbar sein. Hinzu kommt, daß die für die Scheibenbeile der Ertebölle-Stufe maßgebenden technischen Kennzeichen, wie flachretuschierte Oberseite, Zurichtung der Längskanten von der Oberseite her, ausladende Schneide und stielartige Nackenbildung an unseren Stücken nicht vorhanden sind. Ferner haben die Untersuchungen in Norddeutschland gezeigt, daß die Ausbreitung der Ertebölle-Ellerbek-Stufe sich vorwiegend auf die Küstengebiete der westlichen Ostsee erstreckt, während die Oldesloer Stufe immer an den Rändern der Flüsse und Seen auftritt, mithin also eine ausgesprochene Binnenlandkultur darstellt. Man wird daher auch aus diesem Grunde die mittelmärkischen Großgerätvorkommen eher mit der Oldesloer Gruppe als mit der Ertebölle-Ellerbek-Gruppe in Verbindung zu bringen haben.

#### IV.

Die Durchsicht des Fundmaterials hat gezeigt, daß die mesolithischen Formen auf einigen Fundstellen entweder mit neolithischen Gegenständen oder mit unverzierten Scherben vergesellschaftet sind. Diesen Fundplätzen stehen andere gegenüber, die von

solchen Beimischungen frei sind. Unter Benutzung dieses zunächst rein äußerlichen Unterschiedes können unsere Fundplätze in zwei Gruppen unterteilt werden:

Gruppe 1 = Fundstellen ohne neolithische Begleitfunde,

Gruppe 2 = Fundstellen mit vereinzelt neolithischen Begleitfunden.

Die zeitliche Einordnung der Gruppe 1 bereitet keine Schwierigkeiten. Die allenthalben vorhandenen geometrischen Mikrolithen und die der Oldesloer Stufe nahestehenden Großgeräte stellen in ihrer Gesamtheit ein spätes Mesolithikum dar. Umstritten ist dagegen die Einordnung der Gruppe 2. Die neolithischen Begleitfunde bestehen aus einzelnen flächig retuschierten Pfeilspitzen, Dolchen, kleinen angeschliffenen Feuersteinbeilen sowie aus Scherben mit Tiefstich- und Schnurverzierung; auf dem Wehlocksberg kommt außerdem nordeurasische Grübchenkeramik hinzu. Weitere Belege für das Auftreten der Kamm- und Grübchenkeramik im Spree-Dahme-Winkel fanden sich auf dem Schmöckwitzer Försteracker, sowie auf einem nicht allzu weit von unserem Fundgebiet entfernten Mikrolithenfundplatz bei Prieros, Kr. Beeskow-Storkow (BREITHOR 1939, HOHMANN 1955). Eine erste Zusammenstellung von Funden der nordeurasischen Wohnplatzkultur in Brandenburg hat UMBREIT (1937b) gegeben; wesentliche Ergänzungen finden sich bei HOHMANN (1955). Die brandenburgischen Vorkommen der Kamm- und Grübchenkeramik lassen die Beziehungen zum ostdeutschen Spätmesolithikum, die sich bereits in unserem feingerätigen Flintinventar zu erkennen gaben, noch deutlicher als bisher hervortreten.

Das Auftreten jungsteinzeitlicher Gegenstände auf Fundplätzen mesolithischen Charakters ist eine seit langem und nicht nur in Brandenburg beobachtete Erscheinung. Nachdem man anfänglich ganz allgemein die Auffassung vertreten hatte, daß die jüngeren Stücke als Zeugen einer späteren Besiedlung zu erklären wären, wurde mit zunehmender Häufigkeit derartiger Fundplätze bald die Vermutung laut, daß beide zeitlich anscheinend so verschiedenen Komponenten vielleicht doch als Reste einer einzigen Besiedlung aufzufassen wären. Für Brandenburg hatte SPROCKHOFF (1926) schon frühzeitig diese Möglichkeit angedeutet. Da es sich bei allen diesen Funden jedoch immer nur um Oberflächengefunde handelte, war eine Entscheidung dieser Frage nicht möglich; eine Klärung könnte nur durch eindeutige Grabungsergebnisse erzielt werden. Zu diesem Zwecke führte HOHMANN im Jahre 1925 auf dem Schmöckwitzer Försteracker eine Grabung durch mit dem Resultat, daß innerhalb der einheitlichen Kulturschicht eine stratigraphische Trennung der mittel- und jungsteinzeitlichen Gerätschaften nicht nachzuweisen war. In der Folgezeit ist HOHMANN dann mehrfach für die Einheitlichkeit der mesolithisch-neolithischen Fundkomplexe und damit für das Fortbestehen der mittelsteinzeitlichen Tradition bis weit in das Neolithikum hinein eingetreten (1928, 1955). Für die Beurteilung dieser Frage ist nun ein Fund von Bedeutung, der zwar schon einmal von ZOTZ (1934) und erst kürzlich wieder von HOHMANN (1955) erwähnt worden ist, sonst aber bisher keine Beachtung gefunden hat. Es handelt sich um ein kleines in Scheibenbeiltechnik hergestelltes Beil vom Wehlocksberg bei Wernsdorf (Fundstelle 9). Auf der Oberseite des Beiles sind deutliche Schliffreste vorhanden. Der regelmäßige rechteckige Querschnitt des Stückes läßt vermuten, daß es aus einem zerbrochenen dicknackigen Beil mit geschliffenen Breitseiten gefertigt worden ist. Von dem gleichen Fundplatz liegen ferner ein formloser Abschlag sowie eine aus einem angeschliffenen Abspliß gearbeitete querschnittige Pfeilspitze vor (Abb. 6, Fig. 16). Aus diesen Funden geht hervor, daß bei der offenbar neolithischen Bevölkerung des Wehlocksberges die mesolithische Tradition keineswegs erloschen war.

In Schlesien treffen wir ganz ähnliche Verhältnisse an. Ein Gegenstück zu den oben genannten Funden vom Wehlocksberg hat ZOTZ (1934) aus Militsch bekanntgegeben, wo ebenfalls ein aus einem geschliffenen Feuersteinbeil gefertigtes Gerät zusammen mit kleinen längsschneidigen Spitzen, breiten Trapezen, einer kleinen flächig retuschierten Pfeilspitze und ein Schnurbecher vorkamen. Darüber hinaus hat die Zusammenfassung des schlesischen Spätmesolithikums durch ROTHERT (1936) gezeigt, daß dort auf den Ober-



flächenfundplätzen häufig mittel- und jungsteinzeitliche Formen vergesellschaftet auftreten. Im Gegensatz zu unserem Material steht dort allerdings die Kamm- und Grübchenkeramik an erster Stelle, während die Schnurkeramik eine untergeordnete Rolle spielt. An neolithischen Flintformen finden sich fast ausschließlich gemuschelte Pfeilspitzen; nur einmal ist ein kleines geschliffenes Beil vorhanden. Eine von v. RICHTHOFEN durchgeführte Grabung auf einer Düne bei Sackenhoyrn ergab nordeurasische Keramik und mesolithische Geräte in einer einheitlichen Kulturschicht vereint. Eine Trennung älterer und jüngerer Fundkomplexe war hier genau so wenig möglich wie auf dem Schmöckwitzer Försteracker. Einen weiteren Beleg für die Langlebigkeit mesolithischer Geräteformen hat ZOTZ (1933) vom „Loheberg“ bei Groß-Sürding, Kr. Breslau, beigebracht, wo in neolithischen Siedlungsgruben tiefstichverzierte nordische Amphoren zusammen mit Dreiecken und Trapezen vorkamen. Weitere Beispiele für eine Verzahnung mittel- und jungsteinzeitlicher Elemente liegen aus Mitteldeutschland vor. So fanden sich auf einer Düne bei Klein-Kühnau in einer einheitlichen, ungestörten Kulturschicht Dreiecke und Trapeze zusammen mit gemuschelten Pfeilspitzen, Scherben der Binskeramik und der Kugelamphorenkultur (BICKER 1934). Ferner liegt aus Bad Dürrenberg, Kr. Merseburg, ein Grabfund vor, welcher neben einer flach gewölbten Hacke aus Hornblendeschiefer einen aus einem Röhrenknochen eines Vogels gefertigten Behälter mit 31 Mikrolithen, darunter 27 spätmesolithische Dreiecke, enthielt (BICKER 1936). Im Zusammenhang mit diesem Fund ist Bicker auch kurz auf die Schmöckwitzer Grabung eingegangen und hat sich für die kulturelle und zeitliche Einheit der dortigen Funde ausgesprochen. Gleichartige Erscheinungen sind auch aus Norddeutschland bekannt geworden. Es sei hier nur auf die von BASTIAN (1938) beschriebene Stufe von Bahlenbrink und auf die Funde von Wustrow-Nienhagen sowie auf die Ausführungen von PETZSCH (1929) hingewiesen.

Die Zahl der hier angeführten Beispiele für das Nachleben mesolithischer Formen könnte noch beträchtlich vermehrt werden, doch würde das den Rahmen dieser Arbeit weit überschreiten. Es sollte nur an einigen Beispielen gezeigt werden, daß das gemeinsame Vorkommen von mittel- und jungsteinzeitlichen Gegenständen nicht nur auf Oberflächenfundplätzen festzustellen ist, sondern auch stratigraphisch belegt werden kann. Damit gewinnt die Annahme des Fortbestehens der mesolithischen Formenwelt bis in zuweilen recht junge Abschnitte des Neolithikums auch für unser Fundgebiet stark an Wahrscheinlichkeit, umso mehr, als auch die Funde vom Wehlocksberg einen bemerkenswerten Hinweis darauf erbracht haben. In diesem Zusammenhang ist es von Bedeutung, daß es in der Mark ein altes Neolithikum kaum gibt. Die recht spärlichen dolmenzeitlichen Funde bleiben zudem auf das Gebiet nördlich der Spree-Havel-Linie beschränkt. Erst in der Ganggräberzeit stoßen die Träger der Megalithkultur in das südlich dieser Linie gelegene Gebiet vor (SPROCKHOFF 1926). Das Land zwischen Spree und Dahme ist hiervon jedoch nur wenig berührt worden und weist keine geschlossene ganggrabzeitliche Besiedlung auf. Auch die Bandkeramik hat hier nur wenige Spuren hinterlassen. Von den jüngeren Kulturen ist die Schnurkeramik ziemlich selten, die Gruppe der Kugelamphoren dagegen häufiger vertreten. Offensichtlich ist diese unfruchtbare, vorwiegend Sandböden aufweisende Landschaft von den neolithischen Kulturen niemals als Siedlungsgebiet im eigentlichen Sinne erfaßt worden, sondern immer nur Einfluß- und Durchzugsgebiet geblieben. So war es möglich, daß hier Restgruppen der mesolithischen Urbevölkerung ihre Eigenständigkeit bis weit in das Neolithikum hinein bewahren konnten und erst verhältnismäßig spät in den Trägern der überlegenen neolithischen Kulturen aufgingen. Eine endgültige Klärung dieses wichtigen Problems muß aber künftigen Grabungen vorbehalten bleiben.

#### Literatur:

ÄBERG, N.: Das nordische Kulturgebiet in Mitteleuropa während der jüngeren Steinzeit. - Uppsala-Leipzig 1918.

- BASTIAN, W.: Schweriner Arbeitsbericht 1937. - Nachrichtenbl. für Deutsche Vorzeit 4, 1938.
- BICKER, K. F.: Zwei Dünengrabungen der Landesanstalt für Vorgeschichte in Aken a. d. Elbe und Klein-Kühnau bei Dessau. - Nachrichtenbl. für Deutsche Vorzeit 10, 1934. - - Ein schnurkeramisches Rötelgrab mit Mikrolithen und Schildkröte in Dürrenberg. - Jahresschrift für die Vorgeschichte der sächs.-thür. Länder 24, 1936.
- BREITHOR, A.: Prieros. - Kreiskalender Beeskow-Storkow 1939.
- BUSSE, H.: Vorgeschichtliche Fundstätten im Kr. Nieder-Barnim. - Nachrichten über deutsche Altertumsfunde 1899, 10, Berlin 1900.
- HOHMANN, K.: Die Steinzeitfunde von Schmöckwitz. - Teltower Kreiskalender 1926. - - Ebert Reallexikon 11, S. 291, 1927/28. - - Bericht über die 49. Versammlung der Deutschen Anthropologischen Gesellschaft in Köln 1927, Sonderausstellung: „Die mittlere Steinzeit Deutschlands“, S. 138-142. - Tagungsberichte der Deutschen Anthropologischen Gesellschaft, Leipzig 1928. - - Zur urgeschichtlichen Fundkarte der Feldmark Berlin - Schmöckwitz. - Brandenburgia 39, 1930. - - Querhauen, Walzenbeile und andere urtümliche Geräte aus der Mittelmark. - Berliner Blätter für Vor- und Frühgeschichte 4, 1955.
- KUPKA, P.: Das Campignien im nordeuropäischen Glazialgebiet. - Zeitschrift f. Ethnologie 39, 1907.
- LA BAUME, W. & LANGENHEIM, K.: Die Steinzeit im Gebiet der unteren Weichsel. - Blätter für deutsche Vorgeschichte 1933.
- PETZSCH, W.: Die Ausbreitung der nordischen Kultur. - Prähist. Zeitschr. 20, 1929.
- PFÜTZENREITER, F.: Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung des Kreises Fraustadt - 2. Sonderheft der Grenzmärkischen Heimatblätter, 1933.
- ROTHERT, L.: Neue Fundplätze des Swidério-Tardenoisien in Ostdeutschland. - Mannus 26, 1934. - - Die mittlere Steinzeit in Schlesien. - Mannus-Bücherei 55, Leipzig 1936.
- SKALNIK, A.: Das Tardenoisien von Gleiwitz. - Altschlesien 6, 1936.
- SCHNEIDER, M.: Die Urkeramiker. - Leipzig 1932.
- SCHWABEDISSEN, H.: Die mittlere Steinzeit im westlichen Norddeutschland. - Neumünster 1944. - - Die Federmesser-Gruppen des nordwesteuropäischen Flachlandes. - Zur Ausbreitung des Spätmagdalénien. - Neumünster 1954.
- SCHWANTES, G.: Nordisches Paläolithikum und Mesolithikum. - Festschrift d. Mus. f. Völkerkunde Hamburg, 1928.
- SPROCKHOFF, E.: Die Kulturen der jüngeren Steinzeit in der Mark Brandenburg. - Berlin 1926.
- UMBREIT, C.: Zur Herkunft der dünnackigen Feuersteinbeile in der Mark Brandenburg. - Mannus 29, 1937 (a). - - Neue Forschungen zur ostdeutschen Steinzeit und frühen Bronzezeit. - Mannus-Bücherei 56, Leipzig 1937 (b).
- ZOTZ, L. F.: Das Tardenoisien in Niederschlesien. - Altschlesien 3, 1931. - - Kulturgruppen des Tardenoisien in Mitteleuropa. - Prähist. Zeitschrift 23, 1932. - - Eine neue jungsteinzeitliche Stilgruppe in Schlesien. - Forschungen und Fortschritte 9, 1933. - - Zur Frage der Altersstellung mikrolithischer Feuersteinkulturen. - Mannus 26, 1934.

Manusk. eingeg. 20. 5. 1958.

Anschrift des Verf.: Werner Mey, Berlin-Schöneberg, Klixstraße 3, II.

## Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit

Von PAUL WOLDSTEDT, Bonn

Mit 1 Abb. im Text

**Summary.** A new curve of the Last Glaciation in Middle Europe is presented. It is more complicated than the earlier ones. The Early Würm was humid and cool; the corresponding loess is the Younger Loess I. Where the ice-margin stood at the maximum of the Early Würm, we don't know. In the rather long-lasting Göttsweig Interstadial we had a remarkable recession of the ice-front. According to  $C^{14}$ -measurements, the end of this interstadial may have occurred at about 28000 years B.C. The Middle Würm shows two advances with the Younger Loesses II<sup>a</sup> and II<sup>b</sup>, which are separated by the Paudorf Interstadial (end of this interstadial about 23000 years B.C.). The maximum of the Würmian ice-advance occurred about 16000—18000 years B.C., when the climate was extremely cold and dry.

Im Jahre 1954 habe ich den ersten Versuch gemacht, den Ablauf der Würm-Eiszeit in einer Kurve schematisch darzustellen. Eine verbesserte Kurve gab ich 1956. Heute lege ich einen dritten Versuch (Abb. 1) vor in der Hoffnung, dem wahren Verlauf der Würm-Eiszeit immer näher zu kommen<sup>1)</sup>. Jede neue Kurve ist etwas komplizierter als die vorhergehende.

Vorstoß und Rückzug des eiszeitlichen Klimas gingen nicht in einem Zuge vor sich, sondern in zahlreichen Schwankungen offenbar recht verschiedenen Ausmaßes. Schwankungen dieser Art wurden von Helga REICH (1953) in den Schieferkohlen des bayerischen Alpenvorlandes nachgewiesen. Hier kommt man für den frühen Abschnitt der Würm-Eiszeit bereits zu Schneegrenzdepressionen, die bei 600—1000 m liegen. Schwankungen charakterisieren auch die mittleren Teile der Würm-Eiszeit — hier sind sie besonders durch die Löss registriert — und, wie wir seit langem wissen, ebenso den letzten Teil, wo außer der Alleröd-Schwankung zum mindesten noch die Bölling-Schwankung vorhanden ist.

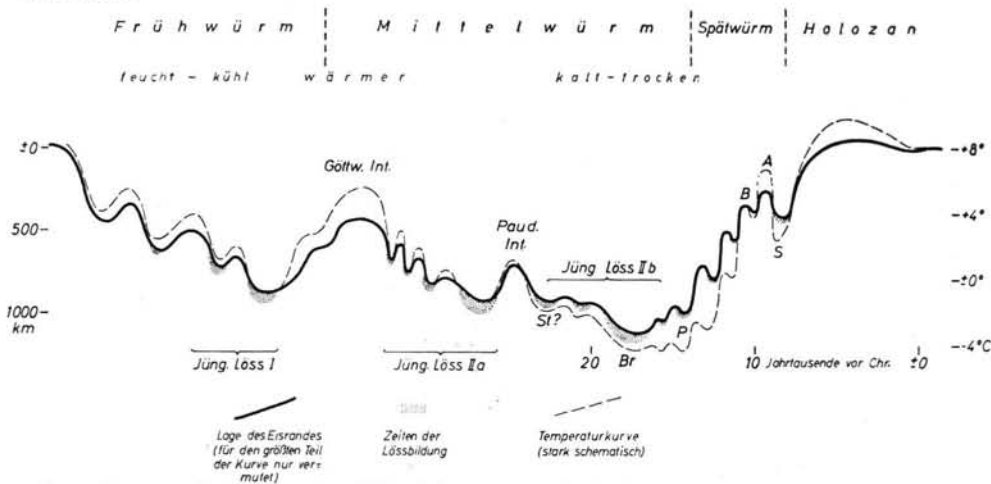


Abb. 1. Schematische Kurve, den Ablauf der Würm-Eiszeit in Mitteleuropa verdeutlichend. Die kräftig ausgezogene Kurve gibt die Lage des Eisrandes der nordischen Vergletscherung, in Kilometern vom (theoretischen) Eiszentrum aus gemessen (vgl. linke Skala), die gestrichelte Kurve die (roh geschätzten) Jahresmittel (rechte Skala) an. Eine Zeitskala ist nur bis 20000 J. v. Chr. angegeben. St? = Stettiner, Br = Brandenburger, P = Pommersches, S = Salpausselkä-Stadium; B = Bölling-, A = Alleröd-Interstadial.

<sup>1)</sup> Diese Kurve wurde dem V. Inqua-Kongress in Madrid (Sept. 1957) in einem Vortrage vorgelegt.

Die Kurve des einsetzenden eiszeitlichen Klimas (bzw. der Temperaturen) ging unter Schwankungen bis zu einem ersten Minimum, das durch den unteren Jüngerer Löß („Jüng. Löß I“) repräsentiert wird. In Frankreich ist dieser Jüngerer Löß I öfters zweigeteilt. Die Temperaturen gingen in diesem Abschnitt offenbar noch nicht so tief herunter wie später. Dagegen scheint es verhältnismäßig feucht gewesen zu sein. Urgeschichtlich wird dieser ältere Abschnitt der Würm-Eiszeit, der als Frühwürm bezeichnet wird, in der Hauptsache durch Moustier-Industrien verschiedener Prägung charakterisiert.

Es folgte dann eine stärkere Erwärmung, in der sich die Göttweiger Verlehmung bildete. Wie hoch die Temperatur wieder anstieg, ist nicht genau zu sagen. Im südlichen Mitteleuropa kam es in einzelnen, den Refugien nahegelegenen Gebieten wohl schon zur Wiedereinwanderung einzelner Laubbäume. Im übrigen Mitteleuropa hatten wir wahrscheinlich eine gemäßigt-subarktische Waldsteppe, hauptsächlich mit Birke, Kiefer und Arve. Wie lange dieser Abschnitt des Göttweiger Interstadials dauerte, entzieht sich vorläufig unserer Kenntnis. In dem darauffolgenden Abschnitt herrschte zunächst offenbar ein mehrfacher rascher Klimawechsel. F. BRANDTNER (1954, 1956) hat auf das öftere Abwechseln von Löß- und Schwarzerdebildungen in diesem Abschnitt hingewiesen. Die Temperatur ging in Schwankungen weiter herunter, bis schließlich das Minimum der Würm-Eiszeit erreicht wurde. Das war offenbar erst gegen Ende dieses Abschnittes der Fall. Mittlerer und oberer Jüngerer Löß, d. h. das, was in der Literatur meist als „Jüngerer Löß II“ und „Jüngerer Löß III“ bezeichnet wird (in Abb. 1 JL II<sup>a</sup> und JL II<sup>b</sup> genannt), gehören in diesen Abschnitt, wie auch das zwischen ihnen gelegene Paudorfer Interstadial.

Der geschilderte mittlere Abschnitt der Würm-Eiszeit wird am besten als Mittelwürm bezeichnet, wobei das Göttweiger Interstadial mit eingerechnet wird. Urgeschichtlich ist es hauptsächlich durch das sich ausbreitende Jungpaläolithikum, d. h. durch Aurignac, Gravette, Solutré usw., charakterisiert.

Es folgt das Spätwürm, in dem die Temperaturen unter wahrscheinlich kräftigen Schwankungen allmählich wieder anstiegen, bis vor etwa 10 000 Jahren die Nacheiszeit begann. Urgeschichtlich ist der Spätwürm-Abschnitt, der dem früheren „Spätglazial“ entspricht, hauptsächlich durch die Magdalen-Industrien charakterisiert.

Eine andere als die 1956 von mir vorgeschlagene Einteilung in Früh-, Mittel- und Spätwürm hat H. GROSS (1956) vorgeschlagen. Er unterscheidet ein „Alt“- und ein „Hauptwürm“, die durch das Göttweiger Interstadial getrennt werden.

Es trifft zu, daß die Würm-Eiszeit durch das Göttweiger Interstadial zweigeteilt wird. Nennt man aber den älteren Abschnitt „Altwürm“, so müßte man logischerweise den jüngeren „Jungwürm“ nennen, wie es auch z. B. E. KRAUS (1955) macht. Die Bezeichnung „Jungwürm“ ist aber teilweise schon in ähnlicher Weise verwendet worden wie „Spätwürm“, so daß hier Verwechslungen auftreten könnten. Ich halte deshalb die Einteilung in Früh-, Mittel- und Spätwürm für besser. Sie entspricht den auch sonst in der Geologie üblichen Gepflogenheiten. Man könnte höchstens im Zweifel darüber sein, wohin man das Göttweiger Interstadial stellen will, d. h. ob in das Früh- oder das Mittelwürm. Ich persönlich halte es für richtiger, es in das Mittelwürm zu stellen. —

Es entsteht nun die Frage, wie die hauptsächlich aus den Erscheinungen des nicht versteinerten Gebietes abgeleitete Klimakurve mit dem Gang der nordischen (und alpinen) Vereisung zu kombinieren ist. Das kann zunächst nur vermutungsweise geschehen. In Abb. 1 ist eine zweite Kurve (kräftig) dargestellt, die den mutmaßlichen Gang des Eisrandes der nordischen Vergletscherung wiedergibt. Es wird dabei angenommen, daß die Maximalausdehnung des nordischen Eises, d. h. das Brandenburg-Frankfurter Stadium, wahrscheinlich mit Einschluß des Pommerschen Stadiums, dem oberen Jüngerer Löß (II<sup>b</sup>) entspricht. Wahrscheinlich gehört zu dieser peripheren Endmoränengruppe auch noch das

überfahrene Stettiner Stadium (das wohl nicht in den Frühwürm-Abschnitt gehört, wie ich 1956 annahm). Im alpinen Gebiet entsprechen dieser norddeutschen Endmoränen-gruppe das Zürich-, Killwangen- und Schlieren-Stadium.

Der mittlere Jüngere Löß (II<sup>a</sup>) würde einer etwas älteren Vorstoßgruppe entsprechen, die von der maximalen durch das Paudorfer Interstadial getrennt war. Davor ist dann das Göttweiger Interstadial anzunehmen, in dem der Eisrand sicher weit zurückgegangen ist — wie weit, das entzieht sich für Norddeutschland völlig unserer Beurteilung. Für die Alpen ergeben sich vielleicht aus den Untersuchungen über die Salzofenhöhle (vgl. bes. E. SCHMID 1957) Anhaltspunkte. Der untere Jüngere Löß (I) schließlich würde den späteren Vorstößen des Frühwürm-Abschnittes entsprechen (deren genaue Zahl wir bisher nicht kennen). Welches Maximum in diesem Frühwürm-Abschnitt vom Eise erreicht worden ist, wissen wir weder aus dem nordischen noch aus dem alpinen Gebiet.

Zum Schluß ist zu prüfen, wie weit die Kurve durch exakte Altersbestimmungen unterbaut werden kann<sup>2)</sup>. Das soll hier nur ganz kurz geschehen, da eine ausführliche Behandlung dieser Frage in der ebenfalls in diesem Bande erscheinenden Arbeit von H. GROSS vorgesehen ist.

Der Ausgang der Eem-Interglazialzeit konnte bisher noch nicht exakt erfaßt werden. Er liegt (wahrscheinlich erheblich) „früher als 51 000 J. v. Chr.“ In ein Interstadial des Frühwürms gehört offenbar das von S. T. ANDERSEN (1957) untersuchte Vorkommen von Brörup-Hotel in Jütland. Die C<sup>14</sup>-Bestimmung durch TAUBER & DE VRIES (in diesem Band) kommt zu einem Alter von „mehr als 50 000 J. v. Chr.“. Die von ANDERSEN angenommene Einstufung in das Göttweiger Interstadial ist recht unwahrscheinlich. Bei diesem haben wir allerdings sichere Daten erst für den mittleren und späteren Teil. Etwa in das Optimum des Göttweiger Interstadials muß die aus der Salzofenhöhle bei Bad Aussee (österreich. Alpen) stammende Holzkohlenprobe mit etwa 32 000 J. v. Chr.<sup>3)</sup> gehören (DE VRIES & WATERBOLK 1958). In einen späteren Teil des Göttweiger Interstadials gehört offenbar das Aurignac I (mit „Knochenspitzen mit gespaltener Basis“) der Istalloskö-Höhle in Ungarn, das HL. DE VRIES (in diesem Band) zu etwa 27 700 J. v. Chr. bestimmte. Für die Aurignac-Kulturschicht Willendorf II/4 ergab sich nach demselben Autor ein Alter von rund 30 000 J. v. Chr. So können wir das Ende des Göttweiger Interstadials bei etwa 28—30 000 J. v. Chr. annehmen. Für das Ende des Paudorfer Interstadials ergeben mehrere C<sup>14</sup>-Bestimmungen (Unter-Wisternitz und Pollau, HL. DE VRIES in diesem Band) ein Alter von rund 23 000 J. v. Chr. Die Maximalausdehnung des nordeuropäischen Würm-Eises kann vorläufig nur geschätzt werden (ca. 16000—18000 J. v. Chr.?). Auf die Spätwürm- und Nacheiszeit, für die dann zahlreiche Altersbestimmungen vorliegen, sei hier nicht weiter eingegangen. —

Temperatur- und Eisrandkurve verlaufen in Abb. 1 diskordant zueinander. Für den Frühwürm-Abschnitt ist die Temperaturkurve oberhalb der Eisrandkurve gezeichnet worden in der Annahme, daß hier die Feuchtigkeit recht bedeutend war und die Eisausdehnung durch Temperatur und Feuchtigkeit bedingt war. Erst im Mittelwürm-Abschnitt steigt die Temperatur unter die Eisrandkurve herunter. Jetzt macht sich die große Eisansammlung bemerkbar und wirkt temperaturmindernd auf die Umgebung. Unter verhältnismäßig starken Schwankungen geht dann das ganze Phänomen zurück.

Wir können den Ablauf der Würm-Eiszeit vergleichen mit dem normalen Gang eines kräftigen Winters: Kühl und feucht im Spätherbst und Frühwinter; dabei Schwankungen der Temperatur, die nach einer ersten kälteren Zeit im Dezember zu einer relativ warmen Periode mit Blüten einzelner Bäume usw. führen können — das wäre das Göttweiger

<sup>2)</sup> Die hier geäußerten Ansichten weichen z. T. von denen von HL. DE VRIES ab.

<sup>3)</sup> Mit Absicht werden hier stark abgerundete Zahlen eingesetzt.

Interstadial. Dann setzt nach Weihnachten der eigentliche Winter ein. Aber noch ist der Kältehöhepunkt nicht erreicht. Dieser tritt erst Anfang Februar ein, wo wir normalerweise auch die geringsten Niederschläge haben. Jetzt ist es kalt und trocken. Es folgt der Übergang zum Frühling mit einzelnen stärkeren Kälterückfällen.

#### Schriften-Nachweis

- ANDERSEN, S. Th.: New investigations of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland. - E. u. G. 8, S. 181-186, 1957.
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Nieder-Österreich. - E. u. G. 4/5, S. 49 bis 82, 1954. - - Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und den angrenzenden Gebieten. - E. u. G. 7, S. 127-175, 1956.
- GROSS, Hugo: Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. - E. u. G. 7, S. 87-101, 1956.
- KRAUS, E.: Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - E. u. G. 6, S. 75-95, 1955.
- REICH, Helga: Die Vegetations-Entwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbühl im bayrischen Alpenvorland. - Flora 140, 1953.
- SCHMID, Elisabeth: Von den Sedimenten der Salzofenhöhle. - Sber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, 166, S. 43-55, Wien 1957.
- TAUBER, H., & DE VRIES, Hl.: Radiocarbon measurements of Würm-interstadial samples from Jutland. - E. u. G. 9, S. 69-71, 1958.
- DE VRIES, Hl.: Radiocarbon Dates for upper Eem and Würm-interstadial samples. - E. u. G. 9, S. 10-17, 1958.
- WOLDSTEDT, Paul: Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - E. u. G. 4/5, S. 34-48, 1954. - - Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Lössе in ihr. - E. u. G. 7, S. 78-86, 1956.

Manusk. eingeg. 25. 5. 1958.

Anschrift d. Verf.: Prof. Dr. Paul Woldstedt, Bonn, Argelanderstr. 118.

# Die bisherigen Ergebnisse von C<sup>14</sup>-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten

Von HUGO GROSS, Bamberg

Mit 1 Abbildung im Text

**Zusammenfassung:** Das Letzte Interglazial (Riß/Würm oder Warthe/Weichsel=Eem-Interglazial) ist pollenanalytisch und durch die marine Eem-Fauna, auf dem Lande durch die letzte *Antiquus*- und *Banatica*-Fauna gekennzeichnet und im Löß-Profil durch die Kremser Bodenbildung repräsentiert; es endete vor weit mehr als 53 000 Jahren. Für die Chronologie der Letzten Eiszeit (Würm, Weichsel), zu der das Warthe-Stadium nachweislich nicht gehört, stehen bisher etwas über 120 C<sup>14</sup>-Daten zur Verfügung; für ihre Gliederung bis zum Beginn des Spätglazials ist mit W. SOERGEL, C. TROLL, P. WOLDSTEDT, F. BRANDTNER und zahlreichen tschechoslowakischen Forschern die chronologische und paläoklimatische Auswertung vollständiger Löß-Profile im arideren und wärmeren südöstlichen Mitteleuropa entscheidend. Der Göttweiger fossile Boden (der zweite von oben) ist im schwach humiden, subarktischen, im Optimum temperierten Göttweiger Interstadial in der Zeit zwischen etwa 44 000 und 29 000 vor heute durch Verwitterung der oberen Schicht des Jüngeren Lösses I entstanden. Dieses lange Interstadial trennt zwei Abschnitte der Letzten Eiszeit: das Altwürm mit bisher 3 Stadien und 2 Interstadialen und das Hauptwürm mit dem schwachen Paudorfer Interstadial in seiner Vorrückungsphase, dem Maximum der Letzten Vereisung (wohl um 20 000 vor heute) und mehreren ebenfalls kurzen Interstadialen (Bölling und Alleröd; andere sind noch unsicher) in seiner spätglazialen Phase; im Hauptwürm wurde bis zum Beginn des Spätglazials der Jüngere Löß II gebildet und abgelagert. Das Eis des Hauptwürm-Maximums hat die Moränen des Altwürm-Maximums überfahren und im Periglazial von den Fluß-Terrassen des Altwürm (obere Niederterrasse) durch die Aufschotterung der Hauptwürm-Terrasse (untere Niederterrasse) nur stellenweise Reste (von manchen Geologen fälschlich „Jungriß“-Terrassen genannt) übrig gelassen. Archäologische Gesichtspunkte wurden für die relative Datierung möglichst gar nicht berücksichtigt. Das Ergebnis dieser Studie (in einer Tabelle und einer Kurve der mutmaßlichen Juli-Mitteltemperaturen zusammengefaßt) bestätigt die Richtigkeit der von P. WOLDSTEDT seit 1954 entwickelten Hypothese, daß Interstadiale die Vorrückungsphase Altwürm ebenso unterbrochen haben wie die spätwürmzeitliche Abschmelzphase.

**Summary:** The Last Interglacial (Riss/Würm or Warthe/Weichsel or Eem-Interglacial) is characterized by pollenanalytical findings, by the marine Eem fauna and on the continent by the last *Antiquus* and *Banatica* fauna, and within the loess sections represented by the Krems fossil soil; the Last Interglacial came to an end by far more than 53 000 years ago. The chronology of the Last Glaciation (Würm, Weichsel) from which the Warthe stadial demonstrably must be exempted, is based on somewhat more than 120 radiocarbon dates; for its subdivision (until the beginning of the Late-Glacial Period), in accordance with W. SOERGEL, C. TROLL, P. WOLDSTEDT, F. BRANDTNER and many Czech scholars, the chronologic and paleoclimatic evaluation of loess sections in the more arid and warmer region of southeastern Central Europe are decisive. The Göttweig fossil soil (the second from above) was formed by the weathering of the upper stratum of Young Loess I during the Göttweig Interstadial between c. 44 000 and 29 000 B. P., the weakly humid climate of which shifted from subarctic to temperate (in its Optimum). This long interstadial divides the Last Glaciation into two stages: Old Würm comprising (till now) three stadials and two interstadials, and Main Würm comprising the weak Paudorf Interstadial during the readvance, the Würm Maximum (possibly around 20 000 B. P.), and several short interstadials (Bölling and Alleröd, further sites uncertain) during the Late-Glacial Period; during the Main Würm glaciation (till the close of the Pleniglacial) the Young Loess II was formed and deposited. The inland-ice of the Main Würm Maximum overrode the moraines of the Old Würm Maximum and, in the periglacial region, left only locally remains (by some geologists falsely called "Jungriss" terraces) of the Old Würm river terraces (Upper Low Terrace) when raising the Main Würm terraces (Lower Low Terrace). For establishing the relative chronology, archaeological view-points have been left out of account almost completely. The result of this study (condensed in a table and a curve of medium July temperatures supposed) verifies the correctness of WOLDSTEDT's hypothesis (since 1954) conceiving interstadials to have interrupted the Old Würm Advance just as the Late Würm Deglaciation.

## I. Einleitung

Die Lösung des Problems der Gliederung und Chronologie des Jung- oder Spätpleistozäns (im alten Sinne, d. h. Riß/Würm = Saale/Weichsel- oder Eem-Interglazial + Würm- oder Weichsel-Eiszeit) ist nicht nur für die Geologie, sondern ebenso für die Erforschung der Paläanthropologie, der Urgeschichte, der Floren- und Vegetations- sowie der Faunengeschichte, der Paläoklimatologie und der Entwicklungsgeschichte der Böden von allergrößter Bedeutung. Die Lösung dieses Problems ist trotz jahrzehntelanger Arbeit, die die Geomorphologie und die Stratigraphie in gleichem Maße berücksichtigte, auch einem Großen wie A. PENCK, dessen Geburtstag sich in diesem Jahre zum hundertsten Male jährt, nicht gelungen; dafür fehlten ihm die entscheidenden modernen Untersuchungsmethoden, vor allem die Radiokarbon-Methode, die erst ca. 4 Jahre nach seinem Tode eingeführt wurde, aber noch eine Reihe von Jahren zur Erprobung und Bewährung brauchte.

So herrschte bis vor kurzem überall in der Jungpleistozän-Geologie ein beklagenswerter Wirrwarr, der vor allem durch die verschiedene Auffassung vom Ablauf der Letzten Eiszeit bedingt war: nicht wenige prominente Quartärgeologen in Deutschland vertraten mit A. PENCK (seit 1922) die Hypothese einer einheitlichen, d. h. nicht durch bedeutende Interstadiale gegliederten Letzten Eiszeit; andere nahmen ihre Zweigliederung durch ein größeres Interstadial in zwei Stadiale an, wieder andere ihre Aufgliederung durch zwei größere Interstadiale in drei Stadiale mit oder ohne Überfahung der Moränen eines dieser Stadiale (vgl. H. GRAUL 1952 und C. RATHJENS, Jr., 1951 und 1955).

Verhindert wurde bis vor kurzem die Lösung unseres Problems durch die Überbetonung oder gar alleinige Anwendung der geomorphologischen Methode, die nur dann zum Ziele führen kann, wenn die Ausdehnung der Vereisungen mit dem Alter der Glaziale bzw. Stadiale abnimmt. Ein weiteres Hindernis war der Einfluß der Sonnenstrahlungskurve, das größte aber in neuester Zeit die von I. SCHAEFER (in H. GRAUL & I. SCHAEFER 1953, S. 5, 194) verbreitete, angeblich auf A. PENCK (1909) zurückgehende falsche Definition des Begriffs „Interstadial“ als „Zeit einer großen Gletscherschwankung, jedoch ohne Wiederbewaldung und damit zusammenhängende Bodenbildung“ (das ist aber eine Eisrand-Oszillation, die gar nicht immer klimatisch bedingt gewesen zu sein braucht). Eine Nachprüfung der von I. SCHAEFER (1953, S. 95, 96) angegebenen Stellen bei A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909, S. 21, 157 und 1164) ergab aber, daß A. PENCK weder direkt (wie I. SCHAEFER 1. c. S. 96, Fußnote 126, behauptet) noch indirekt den Begriff „Interstadial“ so definiert hat wie I. SCHAEFER<sup>1)</sup>; A. PENCK (1. c. S. 1164, 1165) sagte: „Als Interstadialbildungen haben wir alle zwischen zwei Moränen gelagerten Schichten angesehen, welche nicht durch gewisse Merkmale (d. h. Fossilinhalt, der „ein dem heutigen ähnliches Klima verlangt“, vgl. S. 1156) als interglazial erwiesen werden“, und hat (1. c. S. 1165, 1167) manche aus Waldmooren entstandenen Schieferkohlen damals für interstadial gehalten, also auch Bewaldung und Bodenbildung in einem Interstadial angenommen, was für das Alleröd-Interstadial seit 1901 bekannt ist.

1) Vielleicht beruht die Definition von I. SCHAEFER auf der von A. PENCK (1909, S. 138, 157) gegebenen Begründung für die interstadiale Natur eines zwischen zwei Moränen liegenden Schotterlayers, das „weder von der liegenden noch von der hangenden Moräne durch Zwischenbildungen getrennt ist und sich völlig konform beiden einschaltet“; unter „Zwischenbildungen“ sind offenbar Verwitterungsrinden, also Böden zu verstehen. Aber in einem solchen Schotter (der NT) liegen die oft Holz führenden Wasserburger Schieferkohlen im würmeiszeitlichen Inn-Gletschergebiet (A. PENCK 1909, S. 131), und in einem nach A. PENCK (1909, S. 138) interstadialen Schotter unter einem Drumlin im gleichen Gebiet (bei Ostermünchen) fand A. MICHELER eine Torfschicht auf Seekreide (nach freundlicher briefl. Mitteilung von Dr. O. GANSS vom Bayer. Geolog. Landesamt). Von diesem Torf und den Wasserburger Schieferkohlen hat das C<sup>14</sup>-Laboratorium Groningen Proben zur Datierung erhalten.



Es kommt aber bei der Unterscheidung der Begriffe „Interstadial“ und „Interglazial“ in erster Linie darauf an, wie weit das Inlandeis des verflossenen Glazials bzw. Stadials in diesen Wärmezeiten abgeschmolzen war. Daher schlage ich folgende Definitionen vor: Ein Interglazial ist eine Warmzeit zwischen zwei Glazialen (Eiszeiten); eine zwischen zwei kaltzeitlichen Ablagerungen liegende fossilführende Bildung ist dann interglazial, wenn ihr Fossilinhalt auf ein genügend langdauerndes und genügend warmes Klima schließen läßt, welches das Inlandeis des verflossenen Glazials in den Alpen und in Skandinavien mindestens auf den heutigen Umfang abschmelzen lassen konnte. Ein Interstadial ist eine Warmzeit beliebiger Länge zwischen zwei Stadien (Eisvorstößen) der selben Eiszeit; eine zwischen zwei kaltzeitlichen Schichten liegende fossilführende Ablagerung ist dann interstadial, wenn aus ihrem für ein subarktisches bis kühltemperiertes Klima sprechenden Fossilinhalt geschlossen werden muß, daß das Inlandeis des verflossenen Stadials vor allem in Nordeuropa noch nicht auf den heutigen Umfang zurückgeschmolzen war. Als das alpine Würm-Eis einige Zeit vor dem Beginn des Alleröd-Interstadials (etwa zwischen 11 000 und 10 000 v. Chr.), das in Mitteleuropa im Optimum kühltemperiert war, geschwunden war (H. GAMS 1950, 1952, W. H. ZAGWIJN 1952, J. BECKER 1952), lag der Südrand des fennoskandinavischen Inlandeises noch in Südschweden und Nordostland (E. H. DE GEER 1954, Fig. 1). Auf die Länge kommt es bei einem Interstadial nicht an: A. PENCK (1909, S. 342) schätzte die Länge seiner später von ihm aufgegebenen Achenschwankung auf einige Jahrzehntausende!

Wo in einem periglazialen Land wie Holland mit einem auch in einer Eiszeit sicher etwas maritim getönten Klima und einem größtenteils aus losen und feinkörnigen Ablagerungen (Sand und Löß) bestehenden Würmglazial (C. H. EDELMAN & G. C. MAARLEVELD 1958) die Bildung von überwiegend organogenen Schichten (Torf und Gytja) nur in milderen Klimaperioden ohne Kryoturbation (die in Holland bekanntlich noch in der jüngeren Dryaszeit wirksam war) oder äolische Erosion möglich war, konnten ihnen gelegentlich durch fluviatile oder niveo-fluviatile Erosion sowohl aus aufgearbeiteten älteren stadialen Bildungen Reste der *Dryas*-Flora, aber auch aus aufgearbeiteten Eem-Schichten Reste thermophiler Arten beigemischt werden, so daß ihre Erkennung als Interstadialbildungen bisweilen erschwert sein kann. Es ist aber auch möglich, daß in einem solchen Gebiet in besonders kühlen Oszillationen eines sehr langen Interstadials Relikte bzw. Vorposten der glazialen *Dryas*-Flora neben mehr Wärme verlangenden Arten leben konnten wie etwa heute an der NW-Küste von Irland.

Es ist ferner zu beachten, daß ein Stadial den Wald so weit fortgedrängt haben kann, daß im darauf folgenden Interstadial zunächst fossilführende Ablagerungen mit sehr hohen Werten von Nichtbaumpollen (zu dem auch der Pollen von *Betula nana* gehört!) gebildet wurden.

Unvollständige Interglazialbildungen mit einem für ein subarktisches Klima sprechenden Fossilinhalt werden sich von unvollständigen Interstadialbildungen der Letzten Eiszeit nur mit Hilfe der Radiokarbon-Methode unterscheiden lassen.

Der Ablauf des Jungpleistozäns mit seinem Wechsel von Warm- und Kaltzeiten ist in vier Arten von Ablagerungen aus dieser Zeit registriert: 1. in den oberen Schichten von Tiefsee-Sedimenten aus der Tropenzone (C. EMILIANI 1955), 2. in der Ausfüllung bis über 300 m tiefer pleistozäner Seen im bayerischen Alpenvorland (Herm. REICH 1955), 3. im jüngeren und oberen älteren Löß im arideren südöstlichen Mitteleuropa (W. SOERGEL 1919, 1925, F. BRANDTNER 1950-1956, Fr. PROŠEK & V. LOŽEK 1954) und 4. in den Schichtenfolgen vieler Höhlen (R. LAIS 1941, L. F. ZOTZ 1951, 1955).

Da eine genaue Durchdatierung langer kalkiger Tiefsee-Bohrkerne noch nicht möglich ist, können die Paläotemperatur-Kurven, wie sie C. EMILIANI (vergl. H. GROSS 1957) mit Hilfe der O<sup>18</sup>-Analyse ermittelt hat, noch nicht als zuverlässig angesehen werden; das geht auch aus der Arbeit von Hl. DE VRIES (1957) sogar für die Würm-Eiszeit hervor.

Die jungdiluviale Ausfüllung der pleistozänen tiefen Seebecken im nördlichen Alpenvorland besteht aus Seekreide bzw. kalkigem Seeton mit Einschaltung von Schotter- und Grundmoränenbänken. Pollenanalytisch erfaßbar sind aber diese interglazialen und interstadialen Seetone nach dem Austrocknen anscheinend nur dann, wenn ihr Gehalt an organogener Gytta beträchtlich ist; rein kalkige Seetone sind in ausgetrocknetem Zustand berüchtigt durch ihre Fossilleere, die sehr wahrscheinlich sekundär ist. Vielleicht ist es möglich, pollenanalytisch zum Ziele zu kommen, wenn von solchen Seetonen schon bei der Bohrung Proben für die Pollenanalyse abgenommen und feucht konserviert werden. Eine Tiefbohrung im nördlichen Chiemsee-Gebiet bei Hinzing, die in 165,80 m Teufe das Tertiär erreichte, stellte über 10 m Reiß-Moräne (?) 48,30 m Seeton aus dem Reiß/Würm-Interglazial, dann 15,80 m Schotter, darüber 22,7 m grauen Seeton (in ca. 86 m Teufe mit kantengerundeten Steinen aus Eisdrift nach Dr. O. GANSS), dann 5 m Moräne (?), 12 m grauen, oben schotterführenden Seeton, dann 37 m Schotter, 2,3 m Seeton und 12,70 m (obere) Würm-Moräne fest (nach einem von Dr. O. GANSS vom Bayer. Geolog. Landesamt freundlichst zur Verfügung gestellten Bericht). Leider konnte die pollenanalytische Untersuchung dieses sehr interessanten Profils noch nicht fertiggestellt werden.

Es bleibt daher vorläufig an erster Stelle nur die paläoklimatische und chronologische Auswertung von geeigneten Lößprofilen übrig, d. h. von Lößprofilen, in denen die fossilen Böden nicht zu stark durch Solifluktion bzw. Abspülung denudiert sind. Solche Profile sind im wärmeren und arideren südöstlichen Mitteleuropa zu finden und daher schon von W. SOERTEL (1919) für seinen ersten Versuch einer Gliederung des Jungpleistozäns benutzt worden. Diese Arbeit von W. SOERTEL ist von R. LAIS (1951) und entscheidend von F. BRANDTNER (1950-1956), der in Österreich über 100 Lößprofile vorbildlich sorgfältig untersucht hat, und von tschechischen Forschern (z. B. Fr. PROŠEK & V. LOŽEK 1954, R. MUSIL & K. VALOCH 1955, R. MUSIL, K. VALOCH & Vl. NEČESANÝ 1954) weitergeführt worden, die auf diese Weise eine relative Chronologie des Jungpleistozäns schufen. Die Datierung der Löß-Stockwerke, insbesondere der in etwas wärmeren und feuchteren Perioden ohne Lößbildung und -ablagerung erzeugten fossilen Böden, wurde durch die  $C^{14}$ -Bestimmung von Holzkohle-Proben aus dem jüngeren Löß überwiegend in Groningen ausgeführt; diese Proben wurden teils durch F. BRANDTNER, teils durch H. SCHWABEDISSEN vermittelt. Die auf diese Weise im südöstlichen Mitteleuropa ermittelte Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns gilt natürlich allgemein, auch da, wo in humideren Gebieten die Löß-Stratigraphie erheblich weniger klar ist.

Auf Grund der Lößchronologie können nun auch andere fossilführende Ablagerungen und Kulturschichten, soweit sie in der Reichweite der  $C^{14}$ -Methode liegen (in Groningen ca. 53 000, neuerdings nach Hl. DE VRIES 1958 ca. 70 000 Jahre, wenn mindestens 500 g Kohlenstoff zur Verfügung stehen) in die Zeittafel des Jungpleistozäns eingestuft werden. Eine größere Anzahl würmeiszeitlicher  $C^{14}$ -Daten enthalten die Veröffentlichungen von Hl. DE VRIES, G. W. BARENDSEN & H. T. WATERBOLK (1958), Hl. DE VRIES (1958), Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK (1958), G. W. BARENDSEN, E. S. DEEVEY & L. J. GRALIENSKI (1957) und Hl. DE VRIES & H. TAUBER (1958). Sie reichen zwar noch nicht für eine sehr detaillierte Darstellung des Ablaufs der Letzten Eiszeit in Mittel- und Nordwest-Europa aus (vor allem fehlt noch eine Datierung der ältesten Interstadiale mit Hilfe der 70 000 Jahre erfassenden Apparatur in Groningen, und von manchen jüngeren Interstadialen fehlt noch die Datierung ihres Beginns), aber sie haben bereits eine einwandfreie Lösung der Gliederung und Chronologie der Letzten Eiszeit zunächst in großen Zügen ermöglicht und zeigen, an welchen Stellen noch durch weitere Proben Lücken zu schließen sind. Die Hauptschwierigkeit ist dabei die Beschaffung wirklich einwandfreier sehr alter Proben, d. h. solcher Proben, deren ursprünglich außerordentlich kleiner  $C^{14}$ -Gehalt nicht durch sekundäre Einflüsse (Grundwasser, Sickerwasser, Regen oder fließendes Wasser)

verändert ist, was am wenigsten bei Holz und Holzkohle (Knochen und Geweih unverkohlt kommen nicht in Betracht) der Fall ist, aus denen man außerdem etwaige infiltrierte jüngere Humusstoffe durch Natronlauge entfernen kann, wenn die Proben groß genug sind. Es ist also bei der Probenentnahme die Mächtigkeit und petrologische Beschaffenheit der Schichten im Hangenden der Fundschicht zu beachten und dem C<sup>14</sup>-Laboratorium anzugeben. Eine ganze Anzahl solcher Proben hat der Verf. zur C<sup>14</sup>-Datierung (teils in Groningen, teils in Heidelberg) selbst beschafft bzw. vermittelt; ihre Datierung ist im Gange.

Wichtige Archive für die Erforschung des Ablaufes des Jungpleistozäns, vor allem der Letzten Eiszeit, sind, worauf auch W. SOERGEL (1919) schon hingewiesen hat, ferner die Höhlen, die von paläolithischen Menschen bewohnt waren. Die granulometrische Analyse der Höhlensedimente nach R. LAIS (1941), ihre paläofaunistische und paläofloristische sowie archäologische Untersuchung ist von größter Bedeutung für die Lösung unseres Problems, wie die mustergültigen Monographien des Drachenlochs bei St. Gallen (E. BÄCHLER 1921), der Weinberghöhlen bei Mauern (L. F. ZOTZ & Mitarb. 1955), der Istállóskő-Höhle in Ungarn (L. VÉRTES & Mitarb. 1955) und der Salzofenhöhle in den österreichischen Nordalpen (E. SCHMID 1957; K. EHRENBURG 1957) bewiesen haben, aus denen auch sehr sorgfältig entnommene Holzkohleproben für die C<sup>14</sup>-Datierung zur Verfügung gestellt wurden.

Auf Grund der Löß- und Höhlenstratigraphie, der fossilführenden Schichten, der pollenanalytisch erfaßbaren Sedimentationen und der bisher vorliegenden etwas über 120 C<sup>14</sup>-Daten soll im Folgenden in Ergänzung und Berichtigung meiner vorläufigen Mitteilung (H. GROSS 1956) über das bisherige Ergebnis der Versuche, das Problem der Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns zu lösen, berichtet werden. Daß die Lösung in großen Zügen als gelungen angesehen werden muß, verdanken wir in erster Linie W. SOERGEL, R. LAIS, F. BRANDTNER und Hl. DE VRIES. Die C<sup>14</sup>-Daten sind Jahre vor heute; eckige Klammern [ ] bezeichnen solche, die offenbar von nicht einwandfreien Proben stammen.

## II. Das letzte Interglazial (Riß/Würm = Saale/Weichsel = Eem)

Es ist bekanntlich gekennzeichnet durch die letzte *Antiquus*- und *Banatica*-Fauna in festländischen und durch die Eem-Fauna in marinen Ablagerungen. Diese Faunen beweisen ebenso wie der sterile Lehm unter der Frostbruchschicht mit „kaltem“ Moustérien in den Höhlen und der mächtige braunrote bis fast ziegelrote fossile Kremser Boden im Lößprofil des südöstlichen Mitteleuropa und der oberste „argile (limon) rouge“ in Nordfrankreich für das Optimum dieses Interglazials ein Klima, das noch etwas wärmer als das der kulminierenden Wärmezeit des Postglazials war; die Inlandeisreste aus der Riß-Vereisung müssen also noch kleiner gewesen sein als die heutigen Reste der Letzten Vereisung.

Nach P. WOLDSTEDT (1954a, Abb. 1 und S. 36) erstreckte sich im Eidergebiet in Schleswig-Holstein eine Bucht des Eem-Meeres von Westen her bis nahe an die Grenze der Weichsel-Vereisung und durchbrach dabei Endmoränen des Warthe-Stadiums, deren westlichste am Boden der Nordsee O. PRATJE (in Z. deutsch. geol. Ges. **103**, 1951, Karte auf S. 77) angegeben hat. Das Warthestadium ist also einwandfrei älter als das Eem-Interglazial und stellt das letzte Stadial der Riß-(Saale-)Vereisung dar, wie es P. WOLDSTEDT in den letzten Jahren immer wieder betont hat.

Von größter Bedeutung ist die Nachuntersuchung des allgemein dem Letzten Interglazial zugewiesenen Travertin-Profiles von Ehringsdorf bei Weimar durch G. BEHM-BLANCKE und seine Mitarbeiter (1958). Das Liegende des Unteren Travertins hatte W. SOERGEL (1927) in seine Eiszeit Praewürm gestellt (die er später als Riß III bezeich-

nete), den Unteren Travertin in das Interglazial Praewürm/Würm I, da er den „Pariser“ zwischen dem Unteren und dem Oberen Travertin für eine periglaziale Bildung seines ersten Hauptvorstoßes der Würm-Vereisung (Würm I = Warthe) hielt; den Oberen Travertin stellte er in seine Würm-Hauptschwankung (Würm I/II) wie den Göttweiger fossilen Boden (W. SOERGEL 1919) und den Löß im Hangenden in den zweiten Hauptvorstoß der Würm-Vereisung. Nun haben auch für den Oberen Travertin G. BEHM-BLANCKE (1958) *Elephas antiquus*, *Rhinoceros mercki* und *Rh. hemitoechus*, K. MÄGDEFRAU (1956) und W. VENT (1955) *Vitis silvestris*, *Syringa thuringiaca* und Elemente des Eichenmischwaldes festgestellt; der Obere Travertin ist also nicht würm-interstadial, wie W. SOERGEL meinte, sondern stammt aus dem Optimum des selben Interglazials wie der Untere Travertin. Der „Pariser“, den schon A. PENCK (1938) für eine Mure gehalten hat und der (nach einer briefl. Mitteilung von Dr. V. LOŽEK, Prag) nicht durch das ganze Profil hindurch geht, ist nach E. W. GUENTHER (in G. BEHM-BLANCKE 1958) eine Hangabschwemmung mit Lößbeimischung und sehr spärlichen Spuren einer glazialen Fauna. Stärkere Hangabspülung hat im Oberen Travertin den Pseudopariser und überhaupt zunehmende minerogene Beimischung als Folge einer Zunahme der Humidität infolge der sich steigernden Abkühlung im Schlußabschnitt des Letzten Interglazials erzeugt, wofür auch die sehr verbreitete Moorbildung und Versumpfung in Mitteleuropa spricht (H. REICH 1953). Im Übergang zur Würm-Eiszeit kommt es im Voralpenraum schließlich zu einer Wechsellagerung von letztinterglazialen Schieferkohlenflözen und minerogenen Schichten (W. LÜDI 1953, H. REICH 1953).

Zwischen dem oberen und unteren Travertin des Letzten Interglazials in Untertürkheim bei Stuttgart (F. BERCKHEMER 1935, 1955, A. PENCK 1938, W. SOERGEL 1940) liegt eine bis 35 cm mächtige mit gerundeten kleinen Travertinbrocken gemischte Zwischenlage mit Steppennagerschicht, die außer Pferdespringer und Wildpferd aber auch Ren, Wollnashorn, Mammut und sogar Edelhirsch und Biber enthielt; F. BERCKHEMER weist diese Schicht einer kühlen Steppenzeit zu, die die Waldzeit des Letzten Interglazials unterbrochen haben soll. Ob diese Zwischenlage dem „Pariser“ oder dem Pseudopariser von Ehringsdorf entspricht, ist noch nicht entschieden.

Auf eine kurze Unterbrechung des Letzten Interglazials (im zweiten Drittel) durch eine kalte Steppenzeit führen in Mähren R. MUSIL & K. VALOCH (1955), R. MUSIL, K. VALOCH & V. NEČESANÝ (1955), F. BRANDTNER (1956, S. 137, 138) und K. VALOCH & F. BORDES (1957) im Kremser fossilen Boden die Einschaltung einer bis 1 m mächtigen Lössschicht zurück, die sie mit dem „Pariser“ von Ehringsdorf und der subarktischen Schicht in den jütländischen Herning-Profilen parallelisieren und in eine kurze Prae-Würm-Kälteschwankung stellen.

Da nach K. VALOCH (briefl. Mitteil. vom 31. 5. 58) bei Brünn in dem mächtigen fossilen Boden im Liegenden des Prae-Würm-Lösses Früchte der mediterranen *Celtis* sp. gefunden worden sind, die bisher sonst noch nirgends in Mitteleuropa für das Letzte Interglazial nachgewiesen werden konnten und in Ungarn nach P. WOLDSTEDT (1958, S. 251, 254) nur für ältere Interglazialablagerungen bis zum Mindel/Riß-Interglazial angegeben worden sind, könnte dieser untere fossile Boden vielleicht doch aus dem vorhergehenden Interglazial stammen.

Der Name Praewürm ist aber schon von W. SOERGEL (1927) für die Kaltzeit gebraucht worden, die der Bildung des Unteren Travertins von Ehringsdorf unmittelbar vorausging und von ihm 1937 Riß III genannt wurde. Die subarktische Schicht im Herning-Profil ist aber eine periglaziale Altwürm-Bildung.

Die letztinterglazialen Pollendiagramme lassen keine Unterbrechung der interglazialen Waldzeit durch eine kalte Steppenphase erkennen.

Von manchen Autoren ist mit der Schichtenfolge des Ehringsdorfer Travertin-Profiles das sogen. Herning-Profil (P. WOLDSTEDT 1929, S. 183) jütländischer Moore verglichen

worden, die K. JESSEN & V. MILTHERS (1928) in das Letzte Interglazial gestellt haben. Eine Nachprüfung mit modernen pollenanalytischen Methoden im Moor beim Brörup-Hotel außerhalb des Gebiets der Letzten Vereisung durch S. T. ANDERSEN (1957) ergab, daß die zweite Wärmezeit (Pollenzonen I+m+n) ein Würm-Interstadial mit temperiertem Waldsteppenklima und nur die erste Wärmezeit das Eem-Interglazial ist, aus dem durch Umlagerung Material in die interstadialen Schichten gelangt ist.

Entgegen der Vermutung von H. GAMS (*Eclogae geol. Helvet.* 28, 1935, Tafel III) gehört nach dem Pollendiagramm von F. FLORSCHÜTZ der untere Torf des Profils von Hengelo Sluisput in Overijssel nicht in die Zonen k bis n des Herning-Profils, sondern in den Endabschnitt des Eem-Interglazials. Die umstrittene Schicht von Zwartewater bei Zwolle, die I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ (1953 S. 20 und Tafel XX) mit der Skaerumhede-Serie zu parallelisieren geneigt sind, ist doch wohl eher umgelagertes Eem-Material, (vgl. auch T. VAN DER HAMMEN 1952), ebenso der obere Torf von Hengelo-Sluisput mit den hohen *Alnus*-Werten.

Für die oberste Schicht von Eem-Bildungen ist in Holland (Amersfoort) und Schleswig-Holstein (Loopstedt) durch mehrere Messungen ein Alter von mehr als 53 000 Jahren ermittelt worden (Hl. DE VRIES 1958); ob in Groningen mit der neuen 70 000 Jahre erfassenden Apparatur die Datierung einer Probe aus dem Ende des Eem-Interglazials gelungen ist, hat das dortige C<sup>14</sup>-Laboratorium noch nicht mitgeteilt.

Die C<sup>14</sup>-Bestimmungen einer Holzprobe (in Groningen) aus dem Oberflöz der nach der pollenanalytischen Untersuchung von H. REICH (1953) zweifellos im Riß/Würm-Interglazial gebildeten Schieferkohle von Großweil ergab ebenfalls ein Alter von mehr als 50 000 Jahren. Da in diesem Oberflöz genügend Holz zur Verfügung steht, dessen C<sup>14</sup>-Gehalt offenbar nicht sekundär verändert ist, wie oft in Eem-Torfen, könnte vielleicht mit der neuen Groninger Apparatur, die für Altersbestimmungen von 53 000 bis 70 000 Jahren mindestens je 500 g Kohlenstoff braucht, das Großweiler Oberflöz und damit der Übergang vom Riß/Würm-Interglazial zur Würmeiszeit datiert werden oder wenigstens festgestellt werden, ob er älter als 70 000 Jahre ist.

Ferner steht für das Letzte Interglazial noch die Beantwortung der Frage aus, wie ein vorübergehender auffallender Wechsel in der Schichtenbildung (Pariser, Pseudopariser, Steppennagerschicht im Travertin von Untertürkheim, Höhlenbärenschicht im Höhlenprofil von Fontéchevade; vgl. W. SOERGEL 1940 bzw. G. HENRI-MARTIN 1957) zu erklären ist.

### III. Gliederung und Chronologie der Letzten Eiszeit

#### 1. Geschichtliches und Überblick

An dem in den letzten Jahren immer größer gewordenen Wirrwarr auf dem Gebiet der Jungpleistozän-Geologie ist in erheblichem Maße W. SOERGEL selbst schuld. Seine ungeschickte Parallelisierung seiner Jungpleistozän-Gliederung mit derjenigen von A. PENCK (siehe unten) und seine Identifizierung seines ersten Hauptvorstoßes der Würm-Vereisung mit dem Warthe-Stadial hatte in neuester Zeit die Einführung des unmöglichen Begriffs „Jungriß“ zur Folge. Seine Nebeneinanderstellung des Letzten Interglazials von A. PENCK und seiner (SOERGELS) Hauptschwankung der Würm-Vereisung hat viele süddeutsche Geologen dazu verleitet, diese Hauptschwankung, in der nach W. SOERGEL (1919) der Göttweiger fossile Boden gebildet worden ist, für das Letzte Interglazial zu halten. Seine „Vollgliederung“ des Pleistozäns, worin W. SOERGEL (1925) nur Eiszeiten und Zwischeneiszeiten miteinander abwechseln ließ, hatte die unmögliche Gliederung in letzte, vorletzte usw. Kaltzeit und in letzte, vorletzte usw. Warmzeit zur Folge. Die letzte Kaltzeit soll die Würm-Eiszeit nach der Bildung des Göttweiger fossilen Bodens sein; warum nicht das Salpausselkä-Stadium (=Schlußvereisung der Alpen = Jüngere Tun-

drenzeit)? Die letzte Warmzeit soll die Bildungszeit des Göttweiger fossilen Bodens sein, der letztinterglazial sein soll, ohne daß einer dieser Autoren auch nur den geringsten Versuch gemacht hätte, die interglaziale Natur dieses fossilen Bodens zu beweisen; warum soll die letzte Warmzeit nicht das Alleröd-Interstadial sein?

Wir müssen von der Parallelisierung der Jungpleistozän-Gliederung von A. PENCK (1909) und W. SOERGEL (1919) ausgehen, wie sie W. SOERGEL (1919) selbst vorgenommen hat (hinzugefügt habe ich die Namen der Lößstockwerke nach W. SOERGEL und einige abgerundete C<sup>14</sup>-Daten):

	A. PENCK (1909)	W. SOERGEL (1919)	Löß-Stockwerke nach W. SOERGEL	C <sup>14</sup> -Daten (Jahre vor heute)
Letzte Eiszeit	Bühl-Vorstoß	Bühl-Vorstoß	Jüngster Löß	
	Achenschwankung	Achenschwankung		
	Stand im inneren Jungendmoränenkranz			
	Rückzug	Oszillierender	Jüngerer Löß II	
Letzte Eiszeit	Vorstoß in den 2. Maximalstand (=2.Gürtel der äußeren Jungendmoränen?)	2. Hauptvorstoß		
	Laufen-Schwankung			
	1. Maximalstand (äußerer Jungendmoränenkranz)			
				ca. 29 000
	Letztes Interglazial	Hauptschwankung	Göttweiger fossiler Boden	ca. 44 000 (oder 42000)
	Ende vor mehr als 53 000 Jahren nach C <sup>14</sup> -Bestimmung des Oberflözes von Großweil	1. Hauptvorstoß =Größte Vergletscherung	Jüngerer Löß I	> 53 000
		Letztes Interglazial	Verwitterungsrinde d. Älteren Lösses	
		Riß-Vereisung	Älterer Löß	

W. SOERGEL ging von der bereits bekannten, nur in manchen humiden Gebieten vielfach schwer oder nicht durchführbaren Unterscheidung von zwei Lößgruppen aus, dem Älteren und dem Jüngeren Löß. Der stark verhärtete dichte graubraune Ältere Löß mit auffallend großen Lößkindeln und mit meist mächtigerer dunkelrotbrauner bis fast ziegelroter, daher interglazialer Verwitterungsrinde, stets nur außerhalb der Endmoränen der Riß-(Saale-)Vereisung zu finden, ist nach W. SOERGEL (1919, S. 113) riß-(saale-)eiszeitlich und „der Angelpunkt der Lößgliederung und der Parallelisierung des norddeutschen und alpinen Glazialdiluviums.“ Die Verwitterungsrinde des Älteren Lösses ist im südöstlichen Mitteleuropa als Kremser Bodenbildung, in Nordfrankreich als „argile (limon) rouge“ bekannt, beide auf Grund stratigraphischer, pedologischer und paläontologischer Befunde im Riß(Saale)/Würm(Weichsel-)Interglazial gebildet, das danach bestimmt wärmer als die postglaziale Wärmezeit war (F. BRANDTNER 1950-1956; F. E. ZEUNER 1952, 1954). Für die jüngere Lößformation nahm W. SOERGEL (1919, S. 110) eine Zweiteilung durch eine weniger intensive, daher interstadiale Verwitterungsrinde (die Göttweiger Bodenbildung) in einen unteren Jüngerer Löß I und einen oberen Jüngerer Löß II an. Letzterer weist im südöstlichen Mitteleuropa oft noch einen schwächer verwitterten interstadialen fossilen Boden auf, die Paudorfer Bodenbildung. Der Würm-Löß hat also

in diesem Gebiet 2 interstadiale Böden. Diese Gliederung ist abgeschwächt noch in Nordfrankreich (F. E. ZEUNER 1952) und wieder deutlicher in Belgien festgestellt worden, wo nach R. TAVERNIER (1954, 1957) die beiden fossilen Böden im Jüngeren Löß auf Bewaldung der Gegend, also auf richtige Interstadiale hinweisen.

Jede Lößterrace ist das Produkt eines Stadials, das auch eine Moräne und eine Fluß-Schotterterrace gebildet hat, der Jüngere Löß I nach W. SOERGEL (1919) das Produkt seines 1. Hauptvorstoßes, der Jüngere Löß II das Produkt des 2. Hauptvorstoßes der Letzten Vereisung. W. SOERGEL hat nun den Fehler gemacht, seinen 1. Hauptvorstoß für den stärkeren zu halten; daher wies er ihm außerhalb des Brandenburger Stadiums in Norddeutschland und außerhalb der äußersten Jugendmoräne in Süddeutschland und in der Schweiz (beides Maxima seines 2. Hauptvorstoßes) liegende Moränen zu, die nach ihrem Verwitterungsgrad zwischen den Moränen des 2. Hauptvorstoßes und der älteren Saale-(Riß-)Vereisung stehen; das sind nach W. SOERGEL in der Schweiz und Südwestdeutschland die Moränen der „größten Vergletscherung“, in Nord- und Mitteldeutschland die Moränen, die später dem Warthe-Stadium zugeschrieben wurden. In Polen ist L. KOZŁOWSKI (1924) W. SOERGEL gefolgt. Die „größte Vergletscherung“ der Schweiz ist aber die Riß-Vereisung, und im Norden ist ihr letztes Stadal das Warthe-Stadium. Der 1. Hauptvorstoß (Würm I vieler Autoren) der letzten Vereisung ist also nicht Warthe, seine äußersten Endmoränen im Norden und Süden müssen also innerhalb des Maximalstandes des Würm-(Weichsel-)Eises liegen, d. h. vom Inlandeis des zweiten Hauptvorstoßes überfahren sein. Die natürlich sehr schwer, wenn überhaupt, feststellbare Lage der überfahrenen äußersten Endmoränen des ersten Hauptvorstoßes ist noch unbekannt, in Norddeutschland nach neuerer Ansicht von P. WOLDSTEDT (1958) sehr wahrscheinlich nicht die sogen. Stettiner Endmoräne. Die Fluß-Schotterterrace des ersten Hauptvorstoßes aber ist stellenweise noch erhalten geblieben, z. B. in Oberösterreich im Gebiet des Salzachgletschers (L. WEINBERGER 1955, E. EBERS & L. WEINBERGER 1954), in Niederösterreich (H. FISCHER 1957) und in Südwestdeutschland die „Jungriß-Terrasse“ von F. WEIDENBACH (1955) und J. BÜDEL (1953), also eine höhere Niederterrace. Diese ist meistens durch den erheblich stärkeren zweiten Hauptvorstoß offenbar „verwischt“ worden, wobei stellenweise (z. B. im Wiener Raum) tektonische Einflüsse mitbeteiligt sein dürften. Nach A. STEEGER (Geol. Jahrb. 69, 1955, S. 387, Fußnote) hat W. AHRENS (1930) „darauf hingewiesen, daß eine morphologisch einheitliche Terrasse nicht ohne weiteres genetisch einheitlich zu sein braucht, und daß übereinstimmende Höhenlage kein Beweis für die Gleichalterigkeit sei; denn es bestehe die Möglichkeit, daß eine Terrasse teilweise ausgeräumt und durch eine jüngere bis zu derselben Höhenlage wieder aufgeschottert sei“. Der Löß, der auf dieser höheren Niederterrace liegen kann, stammt vom zweiten Hauptvorstoß und weist daher keine Göttweiger Bodenbildung auf wie auf der rißeiszeitlichen Hoch- oder Mittelterrace. Wenn eine Verwitterungsrinde auf dieser lößbedeckten Niederterrace fehlt, dürfte sie, weil sie auf Schotter im interstadialen Klima nur schwach gewesen sein dürfte, vor der Lößbedeckung denudiert worden sein.

Für den vom ersten Hauptvorstoß gebildeten Jüngeren Löß I in Senftenberg bei Krems a. d. Donau (N.-Ö.) liegt das C<sup>14</sup>-Datum Gro-1217 : 48300 ± 2000 Jahre und für das „kalte“ Moustérien, das mehrfach im Jüngeren Löß I gefunden worden ist (H. SCHWABEDISSEN 1956), in Lebenstedt bei Braunschweig (unter Solifluktionserde), von A. TODE (1953) untersucht, zufällig das gleiche C<sup>14</sup>-Datum vor (Gro-1219, Hl. DE VRIES 1958). Der erste Hauptvorstoß (Würm I) der Letzten Vereisung nach W. SOERGEL (1919) ist also jünger als das Letzte Interglazial, folglich nicht Warthe und daher auch nicht „Jungriß“. Die Antwort auf die von F. E. ZEUNER (1954) gestellte Frage „Riss or Würm?“ (vgl. auch K. J. NARR 1953) muß also lauten: Würm! Dieser erste Vorstoß der Letzten Ver-

eisung ist ihre von P. WOLDSTEDT schon 1929 so genannte Vorstoßphase, für die der Name Altwürm vorgeschlagen worden ist; es ist das WI der meisten Prähistoriker seit ca. 1930 und vieler Geologen, von W. SOERGEL und F. E. ZEUNER fälschlich für Warthe gehalten.

Dann ist die Bildungszeit des Göttweiger fossilen Bodens, die „letzte Warmzeit“ süddeutscher Quartärgeologen, nicht, wie sie wegen der Mächtigkeit dieses fossilen Bodens behaupten, das Riß/Würm-Interglazial, sondern nach den pedologischen, paläofaunistischen und paläofloristischen Befunden (H. GROSS 1956) eine interstadiale Wärmeschwankung der Letzten Eiszeit (Würm, Weichsel). Die Länge dieses Interstadials kann auf Grund eines Vergleichs der Mächtigkeit des Göttweiger fossilen Bodens mit der Mächtigkeit des rezenten Bodens im gleichen Gebiet auf ca. 15000 Jahre geschätzt werden (H. GROSS 1956), was auch durch  $C^{14}$ -Daten zunächst wenigstens annähernd bestätigt wird (siehe unten). Das Göttweiger Interstadial ist also eine so bedeutende Zäsur in der Letzten Eiszeit, daß ihre Zweiteilung in die Vorstoßphase Altwürm Wv (= 1. Hauptvorstoß = WI von W. SOERGEL) und Hauptwürm Wh (bis zum Ende des Spätglazials) = 2. Hauptvorstoß nach W. SOERGEL 1919 = WII + III vieler Autoren gerechtfertigt ist.

Da Hauptwürm erheblich stärker als Altwürm war, kann man Löss nicht mit Hilfe der Terrassen datieren, sondern nur umgekehrt; aus dem gleichen Grunde hat beim Versuch einer Lösung der Gliederung der Würmeiszeit die geomorphologische Methode versagt.

A. PENCK (1909, S. 112, 634, 713-716, 1159-1161) hat bekanntlich den Löß für interglazial gehalten und die Bildung und Ablagerung des Jüngerer Lösses in eine Steppenphase am Schluß des Riß/Würm-Interglazials gestellt (diese Phase ist aber nach unseren heutigen Kenntnissen eine kühl-humide Wald- und Moorzeit!) und angenommen, daß sie sich noch in den Anfangsabschnitt der Würmeiszeit erstreckt habe, den er Prae-Würm genannt hat (dieses Prae-Würm ist also etwas anderes als das Praewürm von W. SOERGEL; der Ausdruck „Prae-Würm“ sollte daher nicht mehr in der Quartärgeologie gebraucht werden). A. PENCK (1. c., S. 112) ist es daher auch nicht gelungen, mit Hilfe der ihm wohlbekannten „Leimenzonen“ (d. h. der fossilen Böden im Löß) eine Lößchronologie aufzustellen.

## 2. Die erste Vorrückungsphase: Altwürm (Wv)

Daß diese Vorstoßphase der Würmeiszeit für die Anhäufung der ungeheuren Inlandeismassen im Widerspruch zur Sonnenstrahlungskurve Jahrzehntausende gebraucht haben muß, haben nur sehr wenige Quartärgeologen bedacht. Bei ihrer Länge war ihre Unterbrechung durch Interstadiale a priori zu erwarten (P. WOLDSTEDT 1954, Abb. 4, 1956, S. 82, Abb. 1).

Sehr wahrscheinlich in den Übergang vom Eem-Interglazial zum ersten Altwürm-*Stadial* Wv<sub>1</sub> ist entgegen meiner 1956 mit Vorbehalt geäußerten Vermutung das „Weichsel-Frühglazial“ bei Lüneburg von R. HALLIK (1952) zu stellen.

Das älteste Altwürm-Interstadial (Wv<sub>1/2</sub>) wird durch den Holz führenden Torf von Amersfoort XII in Holland repräsentiert; es liegt mehr als 53 000 Jahre zurück, ist aber nach dem pollenanalytischen Befund jünger als das Eem-Interglazial dort (Gro-1248, 1252, 1257, 1268 nach Hl. DE VRIES 1958). Im Profil von Hengelo Sluisput ist das Hangende der ungestörten Eem-Ablagerungen Sand mit glazialer Fauna (Altwürm-*Stadial* Wv<sub>1</sub>).

Das zweite Altwürm-Interstadial (Wv<sub>2/3</sub>) ist das Brörup-Loopstedter Interstadial, das die zweite Würmeiszeit (Pollenzonen l+m+n von K. JESSEN) im jütländischen Herning-Profil ist. Für das Interstadial im Moor beim Brörup-Hotel in Jütland wurden in Kopenhagen zuerst  $C^{14}$ -Daten ermittelt, die für die Parallelisierung mit dem Göttweiger



Interstadial sprachen; die Nachprüfung in Groningen ergab aber, daß die Proben wegen ihrer geringen Tiefenlage durch jüngere organische Stoffe verunreinigt waren und älter als 53000 Jahre sind! (Das inzwischen ermittelte  $C^{14}$ -Datum 48000 (Hl. DE VRIES 1958) ist wohl etwas zu jung, da das Interstadial von Loopstedt etwas vollständiger ist (vgl. auch Hl. DE VRIES & H. TAUBER 1958). Die Einstufung dieser interstadialen Schicht in das Göttweiger Interstadial durch S. T. ANDERSEN (1957) ist also zu berichtigen. Für das nach dem Pollendiagramm gleichalterige Interstadial im Hangenden der Loopstedter Eem-Schichten in Schleswig-Holstein im Randgebiet der Weichselvereisung (Hauptwürm) (vgl. E. KOLUMBE 1955) hatte Groningen zuerst ebenfalls Daten gemessen, die für die Zuweisung zum Göttweiger Interstadial sprachen; die Datierung der obersten von Hl. DE VRIES (1958) selbst entnommenen Holzkohle-Probe Loopstedt g (Gro-1365) ergab aber die Zeitstellung  $50000 \pm 2000$  Jahre vor heute. Im Geochronometric Laboratory der Yale-Universität wurden für Gyttja-Proben aus der zweiten Wärmezeit des Herningprofils in Jütland folgende Zeitstellungen ermittelt: Y-258-3, Herning, älter als 30000 Jahre; Y-259-1, Rodebaek, älter als 40000 Jahre (G. W. BARENDSEN et al. 1957).

Wahrscheinlich gehört in dieses Altwürm-Interstadial  $W_{1/2/3}$  auch das noch nicht mit  $C^{14}$  datierte „1. Interstadial“ im Profil von Hengelo-Oilharbour (I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ 1953, S. 20, 21, Taf. XXII und XXIV).

Aus der gleichen Zeit stammen wohl nach Hl. DE VRIES (1958) aus pollenanalytisch untersuchten Profilen Holz und Zapfen von *Picea* aus Chelford (Cheshire, England) Gro-1292 sowie Holz von Amersfoort XIV Gro-1280 und 1285; diese Schichten sind älter als 53000 Jahre. Daß außerhalb des Gebietes von Amersfoort das erste Altwürm-Interstadial (Amersfoort XII) fehlt, ist auffällig.

Nach dem pollenanalytischen Befund für den Yoldien-Ton von Elbing ist das „letztinterglaziale Portlandia-Meer“ höchst wahrscheinlich ebenso wenig wie die Skaerumhede-Serie in Jütland in das Brörup-Loopstedter Interstadial einzustufen, dessen Klima nach den pollenanalytischen Befunden von S. T. ANDERSEN (1957) ein temperiertes Waldsteppenklima war.

Das Altwürm-Stadial  $W_{1/2}$ , das diesem Interstadial voranging, hat in Jütland und Schleswig-Holstein nur durch periglaziale, pollenanalytisch erfaßbare Schichten (tonige oder humusstreifige Sande und Tone) die interstadialen Schichten von den eem-zeitlichen Ablagerungen getrennt; der Rand des fennoskandinavischen Inlandeises muß daher noch recht weit entfernt gewesen sein.

Im Jungmoränengebiet des nördlichen Alpenvorlandes gibt es höchstwahrscheinlich auch Entsprechungen des ersten und zweiten Altwürm-Interstadials, und zwar in den mit jungpleistozänen Schichten ausgefüllten tiefen Becken, wie im Chiemsee-Gebiet z. B. im Bohrprofil Hinzing B 12, wo der älteste würmeiszeitliche interstadiale Seeton (in 69,00 bis 91,70 m Tiefe) durch einen Schotter von 15,80 m Mächtigkeit vom Seeton des Riß/Würm-Interglazials (in 107,50 bis 155,80 m Teufe) getrennt ist. Ob die zwei von H. REICH (1953) im Schieferkohlen-Flöz von Großweil pollenanalytisch nachgewiesenen Interstadiale nur Klimadepressionen im Endabschnitt des Riß/Würm-Interglazials (das ist viel wahrscheinlicher) oder die ersten Altwürm-Interstadiale sind, ob ferner das Oberflöz der Schieferkohle von Ohlstadt (H. REICH 1953) ebenfalls in einem Altwürm-Interstadial gebildet ist, wird sich vielleicht auf Grund der noch ausstehenden  $C^{14}$ -Bestimmung entscheiden lassen; das Gleiche gilt für einen Teil der Wasserburger Schieferkohlen.

Im Lößprofil ist das Brörup-Loopstedter Interstadial in der Tschechoslowakei und in Nordfrankreich (nach brieflicher Mitteil. von Dr. K. VALOCH, Brünn, vom 31. 5. 58) möglicherweise durch eine Schicht von „limon brun plus foncé“, also durch eine Verlehmungszone, im Jüngeren Löß I registriert (K. VALOCH & F. BORDES 1957). H. FREISING (1951) hat in diesem Lößstockwerk (das er Löß II nennt) in Württemberg 3 Naßböden festgestellt, deren genaue Zeitstellung (im absoluten Zeitmaß) auch noch nicht bekannt ist.

Nach dem Brörup-Loopstedter Interstadial begann um 49000 vor heute das Altwürm-Maximum  $W_{v3}$ , in dem das nordische Inlandeis möglicherweise schon die westliche und südliche Ostseeküste erreichte. Die Lage der äußersten Endmoränen dieses Stadials ist unbekannt, nach neuerer Ansicht von P. WOLDSTEDT (1958) höchst wahrscheinlich nicht bei Lübeck und Stettin. Ebenso kann noch nicht mit Sicherheit gesagt werden, wie weit das alpine Inlandeis in diesem Stadial aus den Alpentälern ins Vorland vorgedrungen ist; es ist zu hoffen, daß die petrologische und pollenanalytische Untersuchung der Schichten im Hangenden des letztinterglazialen Seetones der Bohrung Hinzing B 12 im Chiemseegebiet und einige  $C^{14}$ -Daten, die noch ausstehen, Klarheit schaffen werden. In diesem Stadial wurde die Hauptmenge des Jüngeren Lösses I gebildet und abgelagert. Folgende  $C^{14}$ -Daten liegen für dieses Stadial vor (Hl. DE VRIES 1958, Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958):

Gro-1217:  $48300 \pm 2000$  für Holzkohle unmittelbar unter der Basis der Göttweiger Verlehmungszone im Lößprofil von Senftenberg bei Krems a. d. Donau (N.-Ö.),

Gro-1219:  $48300 \pm 2000$  (Gyttja und Humus) für das „kalte“ Moustérien von Lebenstedt bei Braunschweig unter Fließerde (A. TODE et al. 1953), das von den Geologen in den Anfangsabschnitt der Würm-Eiszeit gestellt worden ist.

Es ist aber die Beschaffung von weiteren Holzkohle-Proben aus dem Jüngeren Löß I dringend notwendig, um die Einstufung des Göttweiger Interstadials ins Jungpleistozän-Profil auf eine absolut sichere zeitliche Grundlage zu stellen. Es ist aber höchst unwahrscheinlich, daß die Holzkohle von Gro-1217 durch jüngere Humussubstanzen „verjüngt“ ist.

Für die Absenkung des Meeresspiegels im Altwürm (=W I vieler Autoren) werden 90—100 m, für Hauptwürm (W II+III) mit dem Maximum der letzten Vereisung aber nur höchstens 70 m angegeben (F. E. ZEUNER 1954, S. 102); diese Angaben erscheinen nach dem heutigen Stande unseres Wissens vom Ablauf der Letzten Eiszeit (Altwürm-Vereisung erheblich schwächer als die Hauptwürmvereisung!) revisionsbedürftig. Zu beachten ist dabei, daß in der zweiten Hälfte des Eem-Interglazials von Holland bis zum Weißen Meer eine recht erhebliche Senkung am Südrande des Nord- und Ostsee-Beckens eingetreten war (daher Portlandia-Stadium der letztinterglazialen Ostsee!), denn nirgends liegen hier Ablagerungen dieses Meeres über dem heutigen Meeresspiegel.

### 3. Das Göttweiger Interstadial

( $W_{v/b}$ , WI/II oder Aurignac-Schwankung vieler Autoren)

Die bekannteste Bildung (nicht Ablagerung!) dieses Interstadials ist der Göttweiger fossile Boden im Lößprofil, der durch die Verwitterung der oberen Schicht des Jüngeren Lösses I nach Aufhören seiner Ablagerung in einer wärmeren und feuchteren Periode entstand, die W. SOERGEL (1919), welcher als erster die interstadiale Natur dieser Bodenbildung (aus pedologischen Gründen) erkannte, als Hauptschwankung der Letzten Eiszeit bezeichnet hat. Nach dem (wie mir Dr. F. BRANDTNER erneut am 17. 4. 58 brieflich versicherte) mit stratigraphisch einwandfreier Holzkohle-Probe ermittelten  $C^{14}$ -Datum von Senftenberg (Gro-1217), dessen Zuverlässigkeit durch das sich ebenfalls auf W I, d. h. Altwürm, beziehende  $C^{14}$ -Datum von Lebenstedt (Gro-1219) bestätigt wird, begann diese Hauptschwankung geraume Zeit nach  $48300 \pm 2000$  vor heute, nachdem jüngerer Löß I mindestens von der Mächtigkeit der fossilen Göttweiger Bodenbildung abgelagert war. Die Mächtigkeit dieses Bodens in Senftenberg ist nicht bekannt, dürfte aber wie gewöhnlich kaum 1 m überschreiten. Es ist aber auch nicht bekannt, wie weit dieser oberste jüngere Löß I schon vor der Bodenbildung denudiert worden ist. Groningen läßt das Göttweiger Interstadial mit dem  $C^{14}$ -Datum Gro-595 :  $42300 \pm 1300$  (neuerdings  $41500 \pm 1200$  und

Gro-1245 :  $41900 \pm 800$  nach Hl. DE VRIES 1958) vor heute beginnen, das für ein organogenes Sediment an der Basis einer 30-Fuß-Flußterrasse mit „kalter“ Fauna (parallelisiert mit der Newer Drift der Irish Sea Glaciation) bei Upton Warren (Worcestershire, England) ermittelt worden ist (G. W. BARENSEN et al. 1957), d. h. 6000 Jahre nach dem Senftenberger  $C^{14}$ -Datum. Das ist sicher zu viel; es ist außerdem gar nicht sicher, daß die datierte Schicht von Upton Warren wirklich die älteste humose Bildung des Göttsweiger Interstadials ist und daß eine derartige Bildung schon zu Beginn dieses Interstadials entstanden ist. Ein geschätztes Datum ca. 44000 vor heute erscheint annehmbarer. Da die  $C^{14}$ -Datierung des Göttsweiger fossilen Bodens, wie schon F. BRANDTNER betont hat, entscheidend für die Lösung des Problems der Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns ist, ist die  $C^{14}$ -Datierung weiterer Holzkohleproben aus dem Jüngeren Löß I sehr erwünscht, obwohl das  $C^{14}$ -Datum von Senftenberg, wo alle drei jüngsten fossilen Böden vorkommen (F. HAMPL 1950), zuverlässig ist.

Ein sehr wahrscheinlich genaues  $C^{14}$ -Datum für das Ende des Göttsweiger Interstadials würde die obere Kulturschicht (Aurignacien II nach L. VÉRTES 1955) in der Höhle von Istállóskő im Bükk-Gebirge (535 m) in Ungarn liefern, wenn noch Holzkohle vorhanden wäre (was leider nicht mehr der Fall ist), da sie nach der granulometrischen Analyse der Höhlensedimente von L. VÉRTES an den Schluß dieses Interstadials (W I/II) gestellt worden ist. Für die untere Kulturschicht dieser Höhle (Aurignacien I nach L. VÉRTES, mit Knochenspitzen mit gespaltener Basis) ergab eine Holzkohleprobe das  $C^{14}$ -Datum Gro-1501:  $30670 \pm 500$  vor heute (Hl. DE VRIES 1958). Da in der Potočka-Höhle in den Karawanken (1700 m über dem Meere) außer dem Aurignacien II (mit Lautscher Knochenspitzen) auch eine Knochenspitze mit gespaltener Basis gefunden wurde und in der Höhle von Istállóskő der Abstand der beiden Kulturschichten nicht groß ist, dürfte hier ihr zeitlicher Abstand nicht bedeutend sein (die mit der Sonnenstrahlungskurve ermittelten Daten sind zweifellos unbrauchbar), so daß man für die obere Kulturschicht die Zeitstellung 30000 oder höchstens 29000 Jahre vor heute annehmen darf.

Die Aurignacien-Kulturschicht Willendorf II/4 hat das  $C^{14}$ -Datum Gro-1273:  $31840 \pm 250$  ergeben (Hl. DE VRIES 1958); F. BRANDTNER (1950, Abb. 3) bezeichnet das Schichtpaket, in dem sie oben liegt, als Schwemmlöß mit eingeschalteten „Schwarzerde“-Bändern, der während Würm I/II auf der Göttsweiger Verlehmungszone abgelagert sei, weist sie aber jetzt (briefl. Mitteilung vom 25. 3. 58) der Solifluktuationszeit von Würm II zu, so daß ihr  $C^{14}$ -Datum nicht das Ende des Göttsweiger Interstadials markiere. Die steile Hanglage des Willendorfer Lösses macht aber eine Hangabspülung der humosen Auflagerungen auf der Verlehmungszone im Schlußabschnitt des Göttsweiger Interstadials (d. h. nach F. BRANDTNER der Bildungszeit dieser Auflagerungen) durchaus möglich, so daß die neuere Auffassung von F. BRANDTNER schon im Hinblick auf das  $C^{14}$ -Datum von Istállóskő nicht annehmbar ist. Es ist aber sehr wohl möglich, daß die Lößbildung und -ablagerung nach diesem Interstadial im kontinentalen Osten etwas früher begann als im humideren Westen. Nach J. BAYER ist die Fundschicht Willendorf II/4 in die Leimenzone (d. h. die Göttsweiger) zu stellen, deren obere Grenze nicht scharf abzugrenzen ist (K. KROMER 1950, S. 77).

In Holland, wo das Klima wegen der geringen Entfernung vom Ozean auch in der Letzten Eiszeit etwas maritim getönt gewesen sein muß, ist im Profil von Breda (Nord-Brabant) eine genaue  $C^{14}$ -Datierung des Endes des Göttsweiger Interstadials möglich. Hier liegt in einer Tiefe von 220 bis mindestens 300 cm nach dem Pollendiagramm eine in pleniglazialer Zeit abgelagerte hauptsächlich aus Torf bestehende Schicht, auf der von 120 bis 220 cm in Wechsellagerung torfige und lehmige (wahrscheinlich aus sandigem Löß gebildete) Schichten liegen; eine Probe aus 280 bis 300 cm Tiefe ergab das  $C^{14}$ -Datum Gro-936:  $32000 \pm 900$ ; die  $C^{14}$ -Datierung der obersten Torfschicht (220-240 cm) dürfte wohl das Ende unseres Interstadials zeitlich recht genau bestimmen. Carex-Torf mit

90% Nichtbaumpollen nach F. FLORSCHÜTZ, überlagert von lehmigem Sand und ziemlich grobem Sand, bei Wouw (Nord-Brabant) lieferte das  $C^{14}$ -Datum Gro-931:  $28500 \pm 540$ ; ein reiner Hypnumtorf zwischen lehmigem Decksand und fluviatilen Sedimenten in einer Tiefe von 8,00 bis 8,20 m (ebenfalls mit mehr als 90% NBP) bei Emmeloord (Nordost-Polder der ehem. Zuidersee) gab das  $C^{14}$ -Datum Gro-390:  $29000 \pm 5000$  vor heute. Auch diese 3 Daten aus Holland (Hl. DE VRIES et al. 1958) sprechen dafür, daß das Göttweiger Interstadial um etwa 29000 vor heute endete.

Das Göttweiger Interstadial dauerte also schätzungsweise von ca. 44000 (mindestens 42000) bis ca. 29000 vor heute, war also ca. 15000 (mindestens 13000) Jahre lang! Auf Grund des Vergleichs der Mächtigkeit des Göttweiger fossilen Bodens und der des rezenten Bodens am gleichen Ort schätzte ich (1956) die Länge auch auf ca. 15000 Jahre. Auf Grund der Sonnenstrahlungskurve hat F. E. ZEUNER (1952 S. 242) für dieses Interstadial (L Gl 1/2) eine Dauer von ca. 30000 Jahren angenommen. Süddeutsche und österreichische Quartärgeologen hielten bzw. halten den Göttweiger fossilen Boden für eine Bildung des Letzten Interglazials, ohne einen anderen „Beweis“ dafür angeben zu können als die große Mächtigkeit dieses fossilen Bodens. Es ist also kein Grund dafür vorhanden, an der oben auch auf Grund von  $C^{14}$ -Daten angegebenen Länge Anstoß zu nehmen.

Selbstverständlich kann das Klima in dieser langen Zeit nicht gleichbleibend gewesen sein. Wesentlich ist, daß die Lößbildung und -ablagerung unterbrochen war und ein milderes (subarktisches bis boreales) und etwas feuchteres Klima (das aber viel trockener als das heutige gewesen sein muß) die Festlegung und Verwitterung der Lößflächen (Jüngerer Löß I) durch ihre Bedeckung mit einer Löß-Steppe bewirkte, die an feuchteren Stellen (besonders in Flußstälern und an anderen Gewässern sowie in Mittelgebirgslagen) durch Steppenwälder unterbrochen war. Die paläofloristischen Befunde sprechen für eine Dominanz der Nadelhölzer in diesen Wäldern, Leitart *Pinus cembra*, die paläofaunistischen für das Vorkommen von „temperierten“ Wald- und Steppentieren, die auch sehr strenge Winter ertragen können, neben der anscheinend etwas zurücktretenden Glazialfauna (Leitart der Interstadialfauna in der Ebene der Riesenhirsch, im Gebirge der Höhlenbär); ausgesprochen thermophile Arten der Interglazialfauna fehlen in diesem Interstadial außerhalb des Mittelmeergebiets! H. GAMS (z. B. 1935) hat wiederholt mit Recht die Ansicht vertreten, daß in diesem Interstadial die eurosibirische Steppenflora und -fauna nach Westen flutete; das Göttweiger Interstadial war die (Haupt-)Zeit der großen diluvialen Steppen im Sinne von A. NEHRING (1890) und M. VAHL (1902).

Da das Klima auch im Optimum, das wohl wie im Alleröd-Interstadial nach der Mitte eintrat, nicht interglazial war (auch nicht fast interglazial, wie manche Geologen und Prähistoriker annehmen), kann das Altwürm-Eis im Norden nicht vollständig abgeschmolzen sein; wie weit es nach Norden zurückging, nachdem wohl ein breiter Randstreifen Toteis („stagnant ice“) geworden war, wissen wir noch nicht; in Skandinavien ist bisher noch keine interstadiale Bildung vor der Alleröd-Zeit nachgewiesen worden.

In den Alpen ist aber (wie kurz vor dem Alleröd-Interstadial) das Eis des verflössenen Stadials so gut wie ganz geschwunden, wobei aber zu beachten ist, daß es höchst wahrscheinlich beträchtlich weniger mächtig war als das Hauptwürm-Eis. Die Bärenhöhle Potočka in den Karawanken (S. BRODAR 1938) war im Aurignacien (II im Sinne von L. VÉRTES 1955) von Menschen des Jungpaläolithikums bewohnt; der großen Höhenlage wegen (1700 m über dem Meere) haben mit A. PENCK die Prähistoriker diese Kulturschicht zuerst ins Letzte Interglazial gestellt; jetzt wird sie in Übereinstimmung mit den granulometrischen Befunden von R. LAIS in das W I/II-Interstadial (L. F. ZOTZ 1951, S. 201), d. h. ins Göttweiger Interstadial gestellt. Für die Richtigkeit dieser Datierung spricht auch das  $C^{14}$ -Datum Gro-1501:  $30670 \pm 500$  (Hl. DE VRIES 1958) für das Aurignacien I

in der Höhle von Istállóskő, das nicht viel älter als das Aurignacien II dieser Höhle und der Potočka sein kann. Von entscheidender Bedeutung ist das zweimal gemessene C<sup>14</sup>-Datum Gro-761: 34000 ± 3000 vor heute (Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958) für eine nach Auskunft des Sammlers Prof. Dr. K. EHRENBURG, Wien, einwandfreie Holzkohleprobe (entnommen unter einem riesigen Felsblock) aus der Hauptfundschrift der Höhlenbären-Reste mit spärlichem „alpinem Paläolithikum“ aus der Salzofenhöhle im Toten Gebirge bei Bad Aussee (Österreich) 2008 m über dem Meere (K. EHRENBURG 1954, 1956, 1957). Vor Bekanntwerden dieses C<sup>14</sup>-Datums hatte E. SCHMID (1957) diese Schicht auf Grund der granulometrischen Analyse der Höhlensedimente in das Interstadial W I/II gestellt! Die Alpen müssen also auch hier in der zweiten Hälfte des Göttsweiger Interstadials vom Altwürm-Eis befreit gewesen sein. Zur Kontrolle haben mir durch Vermittlung von Prof. Dr. ZOTZ die Herren H. BÄCHLER und Museumsvorstand F. SAXER aus den Sammlungen des Naturhistorischen Museums St. Gallen zwei Holzkohleproben aus 2 Herdstellen der Fundschrift IV der Bärenhöhle (mit „alpinem Paläolithikum“) Drachenloch in 2445 m Höhe über dem Meere aus den Grabungen von E. BÄCHLER (1921, S. 111, 112) zur Verfügung gestellt, der die Fundschrift der Höhenlage wegen ins Letzte Interglazial gestellt hat. Prof. Dr. Hl. DE VRIES war so freundlich, eine nach seiner Prüfung zuverlässige Holzkohleprobe durch die C<sup>14</sup>-Messung zu datieren; er ermittelte aber für die Probe II aus der geschlossenen Feuergrube (l. c., S. 112 und Abb. 15) ein Alter von mehr als 50000 Jahren, also wohl wahrscheinlicher eine letztinterglaziale Zeitstellung, wie sie E. BÄCHLER (1921, S. 134) auf Grund der Höhenlage angenommen hatte, als ein altwürminterstadiales Alter. Damit ist natürlich noch nicht bewiesen, daß hier im Göttsweiger Interstadial die Täler der Umgebung wie das Drachenloch mit Altwürm-Eis gefüllt waren. Es ist also unbedingt notwendig, in der Schweiz, wo das glaziale Klima sicher maritim getönt war, auch aus Bärenhöhlen in Höhenlagen von 500 bis 2000 m über dem Meere Holzkohle mit C<sup>14</sup> zu datieren.

Im Gebirge ist *Ursus spelaeus* das Charaktertier dieses Interstadials, was für Ungarn schon von L. VÉRTES (1955, S. 263, Fußn. 12) angegeben worden ist. Die Bergespitzen, in denen diese alpinen Bärenhöhlen liegen, waren, worauf schon E. BÄCHLER l. c. hingewiesen hat, im Hochglazial (d. h. im Maximum der Hauptwürm-Vereisung) Nunatakter. Schon die riesigen Mengen von Höhlenbärenresten sprechen dagegen, daß sie aus einer hochglazialen Zeit stammen; E. BÄCHLER (1921) und A. PENCK (1909 S. 1174) hielten diese Höhlen für unzugänglich in einer solchen Zeit. Das gilt bestimmt auch für das Altwürm-Maximum, selbst wenn dieses nur eine erheblich schwächere Talvergletscherung bewirkt haben sollte, denn diese muß mit dem Wald auch das Wild aus den Tälern verdrängt haben. Daß Höhlen bis zu ca. 2000 m ü. d. M. in einem temperierten Interstadial zugänglich waren, das nicht so warm wie das heutige Klima gewesen sein kann, hängt offenbar damit zusammen, daß das Waldsteppenklima dieses Interstadials viel trockener als das heutige war.

In der Höhlenlehmschicht aus diesem Interstadial sind in tiefer gelegenen Höhlen leider bisher keine Holzkohleproben zur C<sup>14</sup>-Datierung zur Verfügung gestellt worden.

Selbstverständlich muß sich die Klimabesserung des Göttsweiger Interstadials in allen Gebieten Europas ausgewirkt haben, regional natürlich in verschiedener Stärke, die von der geographischen Breite und der Entfernung vom Ozean abhing. In Holland ist von paläobotanischer Seite zunächst für 4, dann nur für zwei fossilführende Schichten aus der Zeit zwischen 39000 und 32000 vor heute ein stadiales, d. h. glaziales Klima behauptet worden. Die „*Dryas-Flora*“ in Holland ist aber nach I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ (1953 S. 19, 20 und Tabelle VIII) ein „mixtum compositum“, dessen 43 „indifferente“ Arten zum Teil wärmeliebende Pflanzen sind, deren Reste in pleni-glazialen ± sandigen oder tonigen Schichten aus aufgearbeiteten Eem-Schichten stammen müssen. Aber ebenso können Reste arktisch-alpiner Arten in solchen Ablagerungen aus

aufgearbeiteten stadialen Bildungen stammen. Das Würm-Glazial der Niederlande besteht nach C. H. EDELMAN & G. C. MAARLEVELD (1958) größtenteils aus Sand (und Lößablagerungen); in solchen losen Bildungen sind Umlagerungen durch Kryoturba­tion und äolische, fluviatile und niveo-fluviatile Erosion möglich, so daß die Bildung fossilführender  $\pm$  organogener Schichten schon allein gegen ein stadiales Klima spricht. Außerdem zeigen im benachbarten Belgien nach A. TAVERNIER (1954) zwei fossile Böden im würmzeitlichen Löß zwei interstadiale Bewaldungszeiten wie im südöstlichen Mitteleuropa an.

In England sind angeblich besonders im basalen Teil des Hunstanton Boulder Clay der Newer Drift (Irish Sea) Glaciation (L Gl<sub>2</sub> nach F. E. ZEUNER 1952, S. 190; P. WOLDSTEDT 1958 hält aber diesen Geschiebemergel seiner starken Verwitterung wegen für rißeiszeitlich) in Norfolk und Yorkshire jungpaläolithische Artefakte gefunden; das Inlandeis der frühen Phase des Hauptwürms soll also Freilandstationen des Aurignacien überfahren haben, die in einer milderen Klimaperiode weiter nordwärts verbreitet waren, d. h. im Göttsweiger Interstadial. In dieses, d. h. in die Hauptschwankung im Sinne von W. SOERGEL, hat D. A. E. GARROD (1926 S. 116, 117) auch die Funde aus dem mittleren Aurignacien in Nord-Wales in 2 Höhlen gestellt, die später durch Geschiebemergel des Welsh Readvance (= 2. Hauptvorstoß = Hauptwürm-Phase W II oder W III) abgeschlossen waren. Sogar die Saiga-Antilope ist (neben verschiedenen Waldtieren) für das Aurignacien in England (Twickenham und Höhle von Langwith) nachgewiesen.

Schichtenfolgen, die im Verlauf des Göttsweiger Interstadials abgelagert worden sind (Gyttja, Torf), scheinen recht selten zu sein, weil die relativ geringe Humidität des Interstadialklimas nur an günstigen Stellen Moorbildung zuließ. Ein Beispiel ist der Torf von Breda (Nord-Brabant), ferner mit großer Wahrscheinlichkeit das bisher noch nicht mit C<sup>14</sup> datierte 2. Interstadial im Profil von Hengelo Oilharbour in Holland (I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ 1953, S. 20, 21, Tafel XXII, XXV und XXVI). Daß in Mitteleuropa noch nicht mit Sicherheit Moorbildungen aus dieser Zeit bekannt geworden sind, liegt höchst wahrscheinlich auch daran, daß im Altwürm-Maximum alle Hohlformen im Periglazial durch Wanderschutt ausgefüllt und etwaige Moorbildungen im Altwürm-Vereisungsgebiet durch das Altwürm-Eis zerstört worden sind. Nur in Hohlformen, die im Göttsweiger Interstadial außerhalb des Würm-Vereisungsgebiets durch Senkung über ausgelaugtem Steinsalz oder Kalkstein entstanden sind, konnten sich in dieser Zeit organogene Schichten bilden, die im Hauptwürm mit Wanderschutt bedeckt wurden. Ob eine solche Bildung die von W. SELLE (1954) pollenanalytisch untersuchte 0,65 m mächtige, unter fast 10 m Wanderschutt liegende Torfschicht von Vechelde bei Braunschweig ist, könnte nur durch die geplante C<sup>14</sup>-Bestimmung festgestellt werden. Diese ergab übrigens für das von F. BRANDTNER (1949) vermutungsweise in dieses Interstadial gestellte Roggendorfer Moor bei Melk a. d. Donau, daß es spät- und postglazial ist (untere Torfschicht allerödzeitlich, Gro-1198: 11400  $\pm$  90 nach Hl. DE VRIES 1958). Wahrscheinlich gehören aber ins Göttsweiger Interstadial die von E. DITTMER (1954) und R. HALLIK (1955) in Schleswig-Holstein entdeckten Interstadiale.

Außer den bereits mitgeteilten C<sup>14</sup>-Daten sind noch folgende für Proben aus dem Göttsweiger Interstadial ermittelt (Hl. DE VRIES 1958):

Gro-1359: <i>Picea</i> -Holz von Wierden in Holland	38100 $\pm$ 500
Gro-1269: Torf von Fladbury bei Birmingham	38000 $\pm$ 700
Gro-1259: Torf von Amersfoort XI in Holland	34730 $\pm$ 700
Gro-1276: Torf von Amersfoort XI in Holland	34730 $\pm$ 500
Gro-1367: <i>Picea</i> -Holz von Eefde in Holland	33070 $\pm$ 300
[Gro-1287: Aurignacien von Willendorf 1 (etwas älter als W II/4)	30310 $\pm$ 250]
Gro-1273: Aurignacien von Willendorf II/4	31840 $\pm$ 250

Gro-1260: lehmige Torfschicht unter Würm-Moräne und auf Bänder-ton im Karrestobel bei Ravensburg in Württemberg (nicht identisch mit der von K. BERTSCH [1925] paläobotanisch untersuchten Schichtenfolge im gleichen Bachtal)	29000 ± 500
Gro-1277: wie Gro-1260	28840 ± 300

In der zweiten Hälfte des Göttweiger Interstadials trat in Mitteleuropa das Jungpaläolithikum auf, zunächst das Aurignacien, weswegen dieses Interstadial ja auch vielfach *Aurignac-Schwankung* genannt worden ist. An diese ältesten Aurignacien-Daten schließen sich unmittelbar die jüngeren und dann die  $C^{14}$ -Daten für Kulturschichten des Gravettien an, alle ermittelt durch  $C^{14}$ -Bestimmungen von Holzkohle. Es kann also nicht der geringste Zweifel an der oben begründeten Zeitstellung des Göttweiger Interstadials bestehen.

Da nicht bekannt ist, wie tief der Meeresspiegel im Altwürm-Maximum abgesenkt und wie weit das nordische Inlandeis danach abgeschmolzen war, kann auch nichts Zuverlässiges über das Niveau des Meeresspiegels am Ende dieses Interstadials gesagt werden; sicher ist der Meeresspiegel damals nicht unbeträchtlich eustatisch und das Randgebiet der nordischen Vereisung isostatisch etwas gestiegen, sicher hat aber der Meeresspiegel damals nicht das heutige Niveau erreicht oder gar um 1—3 m überstiegen.

#### 4. Hauptwürm (*W<sub>b</sub>*)

Das Stadial Hauptwürm ist die „einheitliche“ d. h., nicht durch bedeutende Interstadiale gegliederte Würm-Eiszeit der meisten deutschen Quartärgeologen (z. B. A. PENCK seit 1922, C. TROLL, J. BÜDEL, F. WEIDENBACH, H. FREISING, J. FINK, H. GRAUL u. a., früher auch K. BRUNNACKER). Es begann mit einer feucht-kalten Solifluktionsphase, in der in humiden Gebieten erheblichere Teile der Göttweiger Bodenbildung abgetragen und umgelagert wurden als in ariden. Es ist möglich, daß es im Übergang vom Göttweiger Interstadial stellenweise zur Bildung sandiger und lehmiger Torfe kam. Es wurde ferner der an Resten größerer glazialer Säugetiere relativ reiche Schotter einer unteren Niederterrasse in den Flußtälern aufgeschüttet. Da das Hauptwürm-Eis weiter vorstieß als das des Altwürm-Maximums und auch zweifellos mächtiger als letzteres war, wurden die Altwürm-Bildungen überfahren und dabei weitgehend denudiert; im Periglazial blieben nur stellenweise Fluß-Schotterterrassen (höhere Niederterrasse) erhalten; es ist nicht bekannt, wie tief die Erosion im Göttweiger Interstadial ging. Es ist ferner nicht bekannt, aus welcher Randlage am Ende dieses Interstadials das Hauptwürm-Eis in Nord-europa und im Alpenraum vorstieß. Das Hauptwürm-Maximum (in Norddeutschland: Brandenburger Randlage, in Süddeutschland: äußerster Jugendmoränen-Kranz) ist noch nicht mit  $C^{14}$  datiert; es ist nicht unwahrscheinlich, daß es wie in Nordamerika frühestens vor 20000 Jahren erreicht wurde. Dann hätten für den Vorstoß bis zum Maximum (abzüglich von etwa 1000 Jahren für das Paudorfer Interstadial) ca. 29000 — 20000 — 1000 = ca. 8000 Jahre oder etwas mehr zur Verfügung gestanden. Schon diese Zahl beweist, daß von einer neuen Inlandeisbildung im Norden keine Rede sein kann, daß also der Norden im Göttweiger Interstadial wirklich nicht vom Inlandeis befreit war; es hat also kein Göttweiger Interglazial gegeben!

#### a. Die Hauptwürm-Vorstößphase (*W<sub>b1</sub>*)

Zu ihr gehört in Wales der Vorstoß (Welsh Readvance), dessen Grundmoräne im Vale of Clwyd Höhlen mit Aurignacien-Artefakten verschlossen hat (D. A. E. GARROD 1926) frühestens. Dieser Vorstoß gehört zur Newer Drift Glaciation (F. E. ZEUNER 1952), die auch bei Upton Warren die Aufschotterung auf der humosen Schicht aus dem Anfangsabschnitt des Göttweiger Interstadials bewirkt hat (S. 167); etwaige jüngere Ablagerungen dieses Interstadials müssen hier dann durch fluviatile Erosion beseitigt worden sein.

Im Nordostpolder-Gebiet begann nach den  $C^{14}$ -Daten von Gro-390, Gro-931 und Gro-936 (Nordostpolder, Wouw und Breda) die Ablagerung der Älteren Decksande des Pleniglazials B von Th. VAN DER HAMMEN (1952 Tabelle 1) um 27000 v. Chr. (Th. VAN DER HAMMEN 1957 S. 251), d. h. um 29000 vor heute; dieses Pleniglazial B deckt sich also mit dem Hauptwürm.

In Württemberg hat dieser erste Hauptwürm-Vorstoß wahrscheinlich die interstadialen Torfschichten im Gebiet des Karrestobels (8 Aufschlüsse!) bei Ravensburg mit Grundmoräne bedeckt.

Nach der Soliflukionsphase begann die Bildung und Ablagerung des Jüngeren Lösses IIa. Nach R. LAIS beweisen (1951 S. 143) mit Schwarzerde gefüllte Eiskeile bei Prag-Selz (Sedlec), daß schon vor der Lößablagerung Dauerfrostboden entstanden war. In diesem Löß findet sich eine verarmte Steppen-Schneckenfauna mit *Helicella striata* MÜLL. und *Chondrula tridens* MÜLL., die später von einer indifferenten Association abgelöst wird (V. LOŽEK 1955). In diesem Löß (dem Löß II vieler Autoren, auch W II-Löß genannt) liegen einige jungpaläolithische Kulturschichten, z. B. Willendorf 5—9 (F. BRANDTNER 1950, Abb. 3).

In den Höhlen entspricht dem Jüngeren Löß IIa zeitlich die zweite Frostbruchschicht mit glazialer Fauna wie im Löß.

#### b. Das Paudorfer Interstadial (W $h_{1/2}$ )

Die Bildung und Ablagerung des Jüngeren Lösses IIa wird durch die schwache Paudorfer „Verlehmungs- oder Humus-Zone“ abgeschlossen, die nach F. BRANDTNER anscheinend nur in wärmeren, arideren Gebieten vorkommt und in Nieder-Österreich seltener als die Göttweiger ist. In und auf bzw. dicht über diesem fossilen Boden lagen die Kulturschichten des Gravettien: in und auf ihr die Kulturschicht von Prédmost und Unter-Wisternitz in Mähren (L. F. ZOTZ 1951 S. 218, 219, 223; F. BRANDTNER 1956, S. 147), in der oberen Hälfte dieses Bodens die Kulturschicht von Aggsbach, die aber nach F. FELGENHAUER (1951, S. 261) etwa in die Mitte des W II-Stageals gehört. Mit Holzkohle wurden für Unter-Wisternitz das Datum Gro-1286:  $25600 \pm 170$  ermittelt, für Pollau (Pavlov) bei Unter-Wisternitz für eine Kulturschicht etwas über diesem fossilen Boden das Datum Gro-1325:  $24800 \pm 150$  (Hl. DE VRIES 1958). Das Ende des Paudorfer Interstadials liegt also bei etwa 25000 vor heute; den Beginn wird man kaum viel vor 26000 vor heute ansetzen können. Dann bleiben für die Vorstoßphase von Hauptwürm nur ca. 3000 Jahre, die von tschechischen Forschern für zu wenig angesehen werden. Es ist aber zu beachten, daß zwischen dem Göttweiger und dem Paudorfer fossilen Boden nicht nur Kulturschichten aus der Ablagerungszeit des Jüngeren Lösses IIa liegen, sondern auch Kulturhinterlassenschaften aus dem Göttweiger Interstadial, soweit sie nicht durch Solifluktion in diesen umgelagert sind. Nach den überraschend frühen  $C^{14}$ -Daten muß das Paudorfer Interstadial älter als das Hauptwürm-Maximum sein.

Die Zeitstellung des Paudorfer fossilen Bodens spricht dagegen, daß er zur Gänze der durch Solifluktion verlagerte „Oberboden“ der Göttweiger Bodenbildung ist; in Zamarovce ist der untere Teil des Paudorfer fossilen Bodens, wie die sekundär umgelagerten Artefakte aus dem Göttweiger fossilen Boden beweisen, durch Solifluktion den Abhang herabbewegt (Fr. PROŠEK & V. LOŽEK 1955); es wird aber nicht gesagt, ob das die Regel ist. Die nur selten anzutreffende Schneckenfauna deutet ein schwaches Feuchterwerden und eine schwache Erwärmung an. In der sehr reichen Säugetierfauna sind der glazialen Primigenius-Fauna nicht nur Steppen-, sondern auch Waldtiere beigemischt, also Tiere eines gemäßigten Klimas, die aber auch strenge Winter ertragen können. Diese Faunenmischung spricht für das gleichzeitige Vorkommen verschiedener Biotope. Im humideren Westdeutschland ist vielleicht das Äquivalent des Paudorfer fossilen Bodens der Naß-



boden III von H. FREISING (1951) z. B. in Württemberg, in Nordfrankreich nach F. BORDES (1952) eine Geröllage (caillouti) zwischen seinem jüngeren Löß IIIa und IIIb.

In den Höhlen kann dieses schwache Interstadial im allgemeinen allenfalls mit der Sedimentanalyse einigermaßen sicher ermittelt werden (L. F. ZOTZ 1951, Bild 28).

Im Altmoränengebiet ist eine humose lehmige Sandschicht III bei Geesthacht am Nordrande des Elbe-Tales zwischen Hamburg und Lauenburg nach dem  $C^{14}$ -Datum Gro-1515:  $26600 \pm 300$  ungefähr zu Beginn des Paudorfer Interstadials gebildet (Hl. DE VRIES 1958).

In den Jungmoränengebieten sind bisher keine Ablagerungen aus der Zeit dieses Interstadials bekannt.

### c. Das Hauptwürm-Maximum ( $W_{b_2}$ )

Dieser Abschnitt der Hauptwürm-Vereisung lagerte in Norddeutschland die Jungmoränen der Brandenburger (Maximum, älteste Phase), Frankfurter und zuletzt der Pommerschen Phase, in Süddeutschland die Jungmoränen von der äußersten Randlage (älteste Phase) bis zu den Seemoränen ab; das Paudorfer Interstadial muß seines  $C^{14}$ -Datums wegen älter sein. Zwischen den genannten hochglazialen Phasen konnten in Deutschland bisher keine Interstadialbildungen einwandfrei nachgewiesen werden, so daß die Bezeichnung dieser Phasen als Stadien eigentlich nicht korrekt ist. Die Vereisung des Hauptwürm-Maximums hat die Moränen des Altwürm-Stage überfahren; deshalb ist die überall ungefähr gleich starke Verwitterung und morphologische Ausbildung der zu Tage liegenden Würm-Moränen natürlich kein Beweis für die Einheitlichkeit der Letzten Vereisung.

Die früher zwischen die Brandenburger und die Frankfurter Phase gestellte Aurignac-Schwankung ( $W_{I/II}$  vieler Autoren, Göttweiger Interstadial) ist, wie oben gezeigt wurde, älter als die Brandenburger Phase, und das noch neuerdings bisweilen zwischen die Frankfurter und Pommersche Phase gestellte sogen. „Masurische Interstadial“ ist nachweislich jünger als die Pommersche Phase.

Das Hauptwürm-Stage hat (wahrscheinlich in seinem Maximum) Altwürm-Terrassen vielfach beseitigt und die untere Niederterrasse aufgeschottert (vgl. S. 163). Geomorphologisch konnte daher das Problem des Ablaufs der Letzten Eiszeit nicht gelöst werden.

Für keine der oben genannten Phasen des Hauptwürm-Maximums gibt es ein  $C^{14}$ -Datum. Da aber mehrere Phasen der Würm-Eiszeit mit Phasen der Wisconsin-Eiszeit in Nordamerika mit Hilfe der  $C^{14}$ -Methode einwandfrei parallelisiert werden konnten, ist es wohl statthaft, auch die Maxima von Hauptwürm und Main Wisconsin zu konnektieren. In den mittleren und östlichen U.S.A. wurde das Maximum von Main Wisconsin nach mehreren  $C^{14}$ -Daten in der Zeit von ca. 20000 bis 18000 vor heute erreicht (R. F. FLINT & M. RUBIN 1955). Ungefähr um die gleiche Zeit dürfte auch die Brandenburger Randlage erreicht und in Süddeutschland die äußerste Jungendmoräne gebildet worden sein; das Datum ca. 20000 vor heute dürfte annehmbar sein (P. WOLDSTEDT 1954a, S. 341).

Für den Beginn des Abrückens des Inlandeises von der Pommerschen Randlage liegt nur eine einzige warwengeochronologische Datierung (bei Lübeck in der Ziegeleigrube der Zgl. Bunte Kuh) vor, nämlich 15730, abgerundet 16000 Jahre vor heute (E. H. DE GEER 1954 S. 310); ca. 17000 vor heute dürfte aber wohl mit Rücksicht auf die ältesten spätglazialen Daten richtiger sein. Die Paläotemperatur-Kurve von C. EMILIANI (1955, 1956) zeigt den Beginn der starken Erwärmung, die dem Hochglazial ein Ende bereitet, indem sie das Abrücken des Inlandeises von der letzten hochglazialen Randlage (Pommersche Phase) einleitete, bei ca. 16500 vor heute an; aber 1957 änderte C. EMILIANI dieses Datum in 13000 vor heute um, für das Ende der Pommerschen Phase viel zu spät. Es ist also auch nicht gut möglich, unter Bezugnahme auf C. EMILIANI (1955) mit ca. 16500 vor heute den Beginn des Eisrückzugs von der Frankfurter Randlage zu datieren, wie es Th. VAN DER HAMMEN (1957, S. 251, 254) tut. Ebenso ist es mit Rücksicht auf die ältesten spätglazialen

C<sup>14</sup>-Daten ganz unmöglich, die Pommersche Phase des Pleniglazials um 11300 (11400) v. Chr., d. h. um 13000 vor heute, mit dem Beginn des Bölling-Interstadials (im weiteren Sinne) enden zu lassen, wie es Th. VAN DER HAMMEN (1957) getan hat.

Im Hauptwürm-Maximum ist der Jüngere Löß IIb (W III-Löß vieler Autoren) gebildet und abgelagert worden. Seine kälteliebende *Columella*-Schneckenfauna (Leitart *Columella edentula columella*) kennzeichnet ebenso wie die artenreiche glaziale *Primigenius*-Fauna mit *Ovibos* und Lemmingsen in diesem Löß in dem gleichzeitigen Frostbruchschutt der Höhlen das Hauptwürm-Maximum als die kälteste Phase der Letzten Eiszeit und nach F. BRANDTNER (1956, S. 156) sogar des gesamten Pleistozäns. In dieser Zeit erreichte die glaziale *Primigenius*-Fauna ebenso wie die starke Winterkälte ertragende euro-sibirische Steppenfauna ihre weiteste Verbreitung nach Westen und Süden. Für das Hauptwürm-Maximum gelten die biogeographischen Karten des Maximums der Letzten Eiszeit in Eurasien (z. B. von J. BÜDEL 1949, 1951, B. FRENZEL & C. TROLL 1952, P. WOLDSTEDT 1954), ebenso die entsprechenden physisch-geographischen von H. POSER (1947).

Zwei sehr interessante Profile, die die Zweiteilung der Würm-Eiszeit (mit 2 Maxima) beweisen, hat der Bodenkundler H. FISCHER (1957) aus Nieder-Österreich im Erlaufstal (im Raum von Peutenburg) mit einer höheren und einer unteren Niederterrasse beschrieben; beides sind Profile der höheren NT (Altwürm) mit einem allochthonen fossilen Boden, der stark kryoturbar gestauch ist, und zwar nicht in der Jüngeren Dryaszeit, wie der Entdecker meint, sondern im Hauptwürm-Maximum; denn nach pollenanalytischen Befunden im Alpenvorland war die Klimadepression in der Jüngeren Dryaszeit nur schwach, und ihre Einwirkung auf die vom Hauptwürm-Maximum gebildete untere NT wird von H. FISCHER nicht erwähnt.

Aus Mähren (B. KLÍMA 1957) und HESSEN (E. SCHÖNHALS 1951, S. 113) werden Befunde mitgeteilt, die eine genauere Untergliederung des Jüngeren Lösses IIb ermöglichen; wie weit diese für die relative Datierung jüngst-paläolithischer Kulturschichten verwertbar sind, müssen weitere Untersuchungen prüfen.

Das Ende der weiträumigen Lößbildung und -ablagerung fällt höchst wahrscheinlich mit dem Ende des Hochglazials, nämlich mit dem Ende der Pommerschen Phase, zusammen; denn im mitteleuropäischen Trockengebiet ist nach H. MÜLLER (1953, S. 20, Fußnote 5) der auf jüngstem Löß liegende 15—30 cm mächtige Basistorf der Ältesten Dryaszeit (Pollenzone Ia) wahrscheinlich erheblich jünger als die Ablagerungszeit des jüngsten Lösses. Später (im Spätwürm, W h<sub>3</sub>) sind nur stellenweise unbedeutende Flottsand- und Lößbildungen abgelagert worden (H. POSER 1951, S. 38).

Es sind bisher nur folgende C<sup>14</sup>-Daten aus dem Hauptwürm-Maximum bekannt:

Gro-1325: Gravettien-Kulturschicht von Pollau (Pavlov) bei Unter-Wisternitz in Mähren im untersten Teil des Jüngeren Lösses IIb (B. KLÍMA 1957, Hl. DE VRIES 1958):	24800 ± 150
Gro-1354: Kulturschicht des östlichen Gravettien in Aggsbach (Österreich) (Hl. DE VRIES 1958)	25540 ± 170
Gro-1327: wie Gro-1354 (Hl. DE VRIES 1958)	22450 ± 100
W-151 : Périgordien IV im Abri Pataud in Les Eyzies (Dordogne):	
W-191 : aschenhaltiges Material mit Holzkohlespuren von einem Herd, 2 Proben (H. L. MOVIOUS, Jr., in <i>Archaeol.</i> 7, 1954, S. 82)	24000 ± 1000 23600 ± 800

#### d. Das Spätwürm (W h<sub>3</sub>), das Spätglazial der Letzten Eiszeit

Zwischen dem Ende der Pommerschen Phase (Linie D der Dänen) und den nach den C<sup>14</sup>-Daten ältesten spätglazialen Schichten (Meiendorf und Poggenwisch bei Ahrensburg in Holstein und dem Bölling-Interstadial in Holland und Mitteldeutschland) liegen im

südwestlichen Ostsee-Gebiet noch die Endmoränen des Belt- und Langeland-Vorstößes (E bzw. F nach V. MADSEN 1928); es ist deswegen unmöglich, das Bölling-Interstadial (auch im erweiterten Sinne) unmittelbar auf die Pommersche Phase folgen zu lassen. Die wichtigste Eisrandlinie ist die des Langeland-Vorstößes, der die gotiglaziale Anfangsmoräne (E. G. DE GEER 1954, S. 309) erzeugte; in Norddeutschland ist ihre Fortsetzung höchst wahrscheinlich die Velgaster Staffel (= Nordpommersche Moräne G von K. RICHTER 1937) und wahrscheinlich die Samländische Endmoräne (P. WOLDSTEDT 1955 S. 369); in Schonen bildet sie einen nach Osten tief einspringenden Winkel, den aber E. H. DE GEER für etwas jünger hält. Die von G. DE GEER (1935) als Grenze zwischen Dani- und Gotiglazial benutzte Eisrandlinie auf Fünen entspricht der Beltlinie (siehe E. H. DE GEER 1954, Abb. 1), ihre Zeitstellung ist nach ihm (auf Schonen bezogen) 5880+200 Jahre vor seinem Nulljahr (= 8739 Jahre vor heute), also ca. 14819 (rund 15000) Jahre vor heute. Für die Langeland-Linie gibt E. H. DE GEER (1954 S. 309) die Zeitstellung ca. 14000 Jahre vor heute (= ca. 12000 v. Chr.) an. Auf Genauigkeit können aber alle diese Daten keinen Anspruch erheben.

Das frühe Gotiglazial ist nun offenbar eine erste spätglaziale beträchtliche Wärmeschwankung von ähnlicher Bedeutung wie das Alleröd-Interstadial und die finiglaziale Klimabesserung, denn es begann jetzt die kontinuierliche pollenanalytisch erfassbare Sedimentation; andernfalls wäre sie mindestens in der Nähe dieser (oder der Belt-)Moräne durch (jahreszeitliche) Solifluktion verhindert worden. H. GAMS hat daher mit dem Abrücken des Inlandeises von der Endmoräne des Langeland-Vorstößes das Spätglazial beginnen lassen. Es sind aber schon vorher sehr bald nach der Pommerschen Phase in Wasserbecken schuttbedeckter Toteisfelder fossilführende Bildungen (sogar mit Anodonten!) entstanden, so daß es zweckmäßiger ist, das Spätwürm unmittelbar der Pommerschen Phase folgen zu lassen.

Es ergeben sich nun einige Schwierigkeiten aus den ältesten C<sup>14</sup>-Daten und der Auffindung von Artefakten der Hamburger Stufe II ca. 4 m tief in der Grundmoräne bei Grömitz am Westufer der Lübecker Bucht. Für die Hamburger Stufe I von Meiendorf in Holstein wurde mit Kalkgyttja das C<sup>14</sup>-Datum W-172: 15750 ± 800, für die Stufe II von Poggenwisch in Holstein gleichfalls mit Kalkgyttja das C<sup>14</sup>-Datum W-93: 15150 ± 350 ermittelt (Science 121, 1955, S. 481 bzw. Science 120, 1954, S. 467). Nun scheinen C<sup>14</sup>-Daten von organogenen „Hartwasser“-Ablagerungen zu alt zu sein, wenigstens in Wasserbecken auf Kalk (E. S. DEEVEY et al. 1954); in Wasserbecken der Jungmoränenlandschaft können sie aber nach Johs. IVERSEN (1953) durchaus korrekte C<sup>14</sup>-Daten wie gleichalterige Holzproben liefern. Nun hat Heidelberg für eine Holzprobe aus der Kulturschicht von Poggenwisch (Hamburg II) das C<sup>14</sup>-Datum H-136/116: 12980 ± 370 ermittelt (K. O. MÜNNICH 1957b), also 2170 Jahre weniger als W-93! Hiernach müßte das C<sup>14</sup>-Datum für Meiendorf, auf Holz bezogen, ca. 13580 vor heute sein. Nehmen wir für Meiendorf und Poggenwisch die Daten W-172 und 93 und für das Ende der Pommerschen Phase ca. 16000 vor heute, so ist das letztere Datum viel zu jung, und die Hamburger Kultur I und II älter als der Langeland-Vorstöß (mit 15000 vor heute datiert) und ca. 2450 Jahre älter als das Bölling-Interstadial (H-106/89). Nach dem Pollendiagramm von R. SCHÜTRUMPF (1955, Abb.2) müßten dann in dieser Zeit ca. 60 cm sandige Kalkgyttja gebildet sein, während in dem etwa halb so langen Alleröd-Interstadial des gleichen Profils ca. 75 cm Kalkgyttja gebildet wurden. Nehmen wir aber die auf Holz bezogenen Daten für Meiendorf und Poggenwisch, dann wäre die Hamburger Stufe ca. 2420 Jahre jünger als die Pommersche Phase (mit 16000 vor heute datiert) und tatsächlich auch jünger als der Langeland-Vorstöß, aber nur höchstens 280 Jahre älter als das Bölling-Interstadial; es müßten dann in 280 Jahren ca. 60 cm sandige Kalkgyttja gebildet worden sein gegenüber ca. 75 cm in dem über 1000jährigen so viel wärmeren Alleröd-Interstadial. Daher sind vorläufig doch wohl die älteren W-Daten vorzuziehen. Dann müßte man das

Alter des Langeland-Vorstößes etwa 1000 Jahre höher ansetzen, das des Endes des Pommerschen Stadiums ebenfalls (also ca. 17000 vor heute) und den Beltvorstoß zwischen beide einschieben.

Nun hat G. H. BRÜCKNER (1954) Artefakte der Hamburger Stufe II (also wie von Poggenwisch) etwa 4 bis 4,80 m tief im Geschiebemergel einer Moräne bei Grömitz entdeckt; daraus schließen die schleswig-holsteinischen Prähistoriker und Quartärgeologen, daß ein letzter Eisvorstoß zwischen dem Datum von Poggenwisch und dem Beginn des Bölling-Interstadials diese Artefakte von einem vermutlich weiter nördlich gelegenen Renntierjäger-Lager verschleppt habe (R. SCHÜTRUMPF 1955). Da nach H. ILLIES (1954) die maximale Eismächtigkeit nahe der Grenze 20 m betrug, ist eine Moränenmächtigkeit von fast 5 m für einen letzten Eiszeitvorstoß doch so groß, daß durch eine Untersuchung des Geschiebemergel-Korngefüges dort geprüft werden sollte, ob die Artefakte nicht doch durch eine Schichtenstörung über einem tieftauenden Toteisblock in die Grundmoräne geraten sein können.

Nach den bisher vorliegenden C<sup>14</sup>-Daten und pollenanalytischen Untersuchungen ergibt sich vorläufig folgende Gliederung und Chronologie des Spätwürm:

Um 17000 vor heute: Ende der Pommerschen Phase des Hochglazials und Beginn des Spätwürm.

a. Daniglazial: Abschmelzzeit der Pommerschen Phase etwa 17000 bis 16000 vor heute, mit Belt-Vorstoß um 16500; rein minerogene Sedimente in Wasserbecken schuttbedeckter Toteisfelder, pollenanalytisch nicht erfaßbar.

b. Gotiglazial: Langeland-Vorstoß um 16000 vor heute; dann Älteste Dryaszeit mit ganz überwiegend minerogener, aber pollenanalytisch erfaßbarer Sedimentation, Pollenzone Ia:

W-172	: Hamburger Stufe I von Meiendorf bei Ahrensburg (Holstein), mit Kalkgyttja datiert:	15750 ± 800
C-406	: Höhle von Lascaux bei Montignac: <i>Abies</i> -Holzkohle aus sehr alter Magdalénien-Kulturschicht (Fr. JOHNSON 1951)	15516 ± 900
W-93	: Hamburger Stufe II von Poggenwisch bei Ahrensburg, mit Kalkgyttja datiert (H. E. SUESS 1954)	15150 ± 350
[H-136/116:	wie W-93, aber mit Holz (Zweiglein) datiert (K. O. MÜNNICH 1957b)	12980 ± 370]
Gro-468	: Magdalénien-Station Schussenquelle (Württemberg): unterster Braunmoostorf auf der Hauptfundsicht (H. DE VRIES & al. 1958)	14470 ± 385
? Letzter Inlandeis-Vorstoß bei Grömitz am Ostufer der Lübecker Bucht (R. SCHÜTRUMPF 1955)		um 14000 oder 13000

c. Gotiglazial: Übergang von der Ältesten Dryaszeit zum Bölling-Interstadial und Bölling-Interstadial, Pollenzone Ib, ca. 13250—12300 (im Norden):

Gro-705	: Gytja aus 7,70 m Tiefe des ehemaligen Sees Lago de Sana-bria, Laguna de las Sanguijuelas, Zamora, Spanien, pollenanalytisch untersucht von F. FLORSCHÜTZ (Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958): Beginn des Bölling-Interstadials	13700 ± 300
Gro-702	: wie 705, 7,50 m Tiefe, Mitte des Interstadials	12830 ± 280
H-88/74	: Tundratorf mit Birken- und Weidenholz auf jüngstem Löß am Boden des ehemaligen Gaterslebener Sees, Kr. Aschersleben in Mitteldeutschland (H. MÜLLER 1953, K. O. MÜNNICH 1957b)	13250 ± 280

H-106/89: Holz aus dem Tundratorf H-88:	12700 ± 320
H-77/54 : Holz aus Tongyttja 10-20 cm über den kalkigen Sedimenten des Bölling-Interstadials, Übergang Pollenzone I b/c	12300 ± 260
Gro-935 : Usselo, Prov. Overijssel (Th. VAN DER HAMMEN 1951, C. C. W. J. HIJSZELER 1957, Hl. DE VRIES & al. 1958): unterster Torf, Beginn des Bölling-Interstadials	12380 ± 130
Gro- 928: wie 935, höhere Schicht	12200 ± 100
Gro-1104: wie 935, höhere Schicht	12300 ± 100
Gro- 927: wie 935, höhere Schicht	12355 ± 170
[Gro- 926: oberste Schicht dieses Torfes, sollte das Ende des Interstadials datieren, stammt aber nach dem Datum aus dem frühen Alleröd (Probe aber vielleicht durch jüngere Humussubstanzen verjüngt)	11825 ± 120]

d. Gotiglazial: Ältere Dryaszeit, Pollenzone Ic, ca. 12300—12000. Für den Fall, daß im Bölling-Interstadial das „lebende“ Inlandeis aus Dänemark verschwunden sein sollte, hält es Johs. IVERSEN (1954, S. 95) für möglich, daß die erhebliche Klimadepression dieser Zeit der „Eisstillstands-Linie“ entsprechen könnte, die in Schonen (s. oben) der gotiglazialen Anfangsmoräne (des Langeland-Vorstoßes) zugeschrieben war; diese „Stillstandslinie“ könnte aber in Schonen noch jünger sein. Das dürfte aber doch wenig wahrscheinlich sein, da nach T. NILSSON (1935) dort zahlreiche Alleröd-Vorkommen im früh-gotiglazialen Vereisungs- und Abschmelzungsgebiet liegen und schwerlich in ca. 500 Jahren temperierte Klimaverhältnisse eingetreten sein dürften. Sehr dicke, durchweg tonige Warwen des Decktons, die für ein nicht mehr glaziales Klima sprechen, kommen auch im Vorland der Samländischen Endmoräne in Ostpreußen vor.

e. Gotiglazial: Alleröd-Interstadial, Pollenzone II, ca. 11900 bis 10750 (abgerundet: ca. 12000—10800 vor heute). Lage des Südrandes des fennoskandinavischen Inlandeises um 12000 vor heute: Südschweden etwa bei Växjö, Nordküste von Estland, Leningrad (E. H. DE GEER 1954, Abb. 1, S. 304); die Alpen waren schon kurz vorher vom Hauptwürm-Eis befreit (S. 3).

#### 1. Deutschland:

Wallensen zwischen Göttingen und Hannover: vulkanischer Tuff aus dem Laacher See-Gebiet in Alleröd-Gyttja, datiert mit 2 cm Gyttja auf der Tuffschicht (Fr. JOHNSON 1951, F. FIRBAS & al. 1955, H. STRAKA 1956)

C-337 :	11044 ± 500
K-107 : zweite Hälfte der gleichen Probe. (Johs. IVERSEN 1953)	11160 ± 320
H-1/8 und 1/48 (K. O. MÜNNICH 1957b)	11900 ± 500
	11800 ± 300

Eifel: Datierung von Vulkanausbrüchen:

Gro-1184: verkohlter Baumstamm von 20 cm Durchmesser aus dem Traß des Brohl-Tales (Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958)	11025 ± 90
Gro- 458: Gyttja auf dem Tuffsand des Schalkenmehrener Maars (Hl. DE VRIES & al. 1958)	10770 ± 250

Rissen bei Hamburg: Fundplatz der Rissener Gruppe der Federmesser-Zivilisation (H. SCHWABEDISSEN 1957, K. O. MÜNNICH 1957 b)

H-21/18 : Gyttja unter der Kulturschicht	11550 ± 280
H-18/11 : Holz aus der Gyttja unter der Kulturschicht	11930 ± 290
H-75/68 : Holzkohle aus der Kulturschicht	11450 ± 180
Y-157 A : Holzkohle aus der Kulturschicht	10560 ± 200

- Y-442 : Lieth, Kr. Pinneberg (Holstein): Torfschicht unter einem Federmesser-Fund (H. SCHWABEDISSEN 1957, G. W. BARENSEN & al. 1957) 11220 ± 350
2. Österreich:
- Gro-1189: unterer Torf (4,20—4,35 m) des Roggendorfer Moores bei Melk a. d. Donau (F. BRANDTNER 1949, Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958) 11400 ± 90
3. Dänemark: Ruds Vedby auf Seeland (E. C. ANDERSEN & al. 1953, Johs. IVERSEN 1953, H. E. SUESS 1954, Hl. DE VRIES & al. 1958)
- K-106 : Seekreide etwas unter der Mitte der Zone II 11880 ± 340
- K-105 : Kalkgyttja etwas über der Mitte der Zone II 11800 ± 410
- K-104 : Kalkgyttja aus dem obersten Teil der Zone II 10990 ± 240
- K-113 : Kalkgyttja dicht unter der Zonengrenze II/III 10930 ± 380
- K-103 : Kalkgyttja an der Zonengrenze II/III 11060 ± 480
- [K-102 : Grobdetritusgyttja an der Zonengrenze II/III 10500 ± 400]
- W-81 : wie K-102 11170 ± 180
- K-101 : Holz an der Zonengrenze II/III (3 Messungen) 10890 ± 240
- Gro-454 : wie K-101 10995 ± 250
- [W-82 : wie K-101 10260 ± 200]
- W-84 : wie K-101 10510 ± 180
- [H-105/87: wie K-101 11500 ± 300]
- Ehemaliger Bölling-See in Jütland (Johs. IVERSEN 1953):
- K-112 : Gyttja aus Zone II 11700 ± 360
- K-110 : Gyttja von der Pollenzonengrenze II/III 10770 ± 300
4. Schweden:
- St-? : Robertsdal in Schonen: intramoränale fossilführende Schicht, die für temperiertes Klima spricht (G. LUNDQVIST 1957) 10980 ± 140
5. Britische Inseln:
- C-355 : Gyttja der Pollenzone II von Knocknacran in Irland (Fr. JOHNSON 1951) 11310 ± 720
- C-356 : Gyttja der Pollenzone IV (?) von Lagore in Irland (Fr. JOHNSON 1951) 11787 ± 470
- C-444 : Gyttja der Pollenzone II von Neasham in Nord-England (Fr. JOHNSON 1951) 10851 ± 630
- Q-147 und 148: Scaleby Moss bei Carlisle in Nord-England, Gyttja aus dem obersten Teil der Pollenzone II (H. GODWIN & al. 1957) 10704 ± 207
- Q-144 : wie 147 u. 148: Pollenzonengrenze II/III 10834 ± 185
6. SW-Europa:
- L-336 C : Holzkohle aus der Kulturschicht des Magdalénien V/VI in Höhle La Vache bei Niaux, Tarascon, gesammelt von R. ROBERT (W. S. BROECKER & J. L. KULP 1957) 11650 ± 200
- Gro-688 : Laguna de las Sanguijuelas, Lago de Sanabria, Zamorra (Spanien): Gyttja des ehemaligen Sees aus 7,00 m Tiefe, Beginn des Interstadials (Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958) 11585 ± 200
7. Niederlande (Hl. DE VRIES et al. 1958)
- Gro-431 : allerödzeitlicher Torf (untere Schicht) aus dem Nordostpolder (ehem. Zuidersee) 11560 ± 260
- Gro-410 : wie vor, obere Schicht 11200 ± 320

Usselo in der Prov. Overijssel (Th. VAN DER HAMMEN 1951, G. W. BARENDSEN et al. 1957, C. C. W. J. HIJSZELER 1957): nach den pollenanalytischen Befunden allerödzeitliche mit Dünen sand gemischte in der Jüngeren Dryaszeit durch Kryoturbation gestörte Torfschicht mit Artefakten der Tjonger-Gruppe der Federmesser-Zivilisation (Spät-Magdalénien) und Holzkohlenschicht im Übergang zur Jüngeren Dryaszeit:

[Y-139/1 : Basis des Alleröd-Torfs im Profil IV Usselo A (160-165 cm)  
Alter zu hoch! 12500 ± 180]

Gro-969 : Probe ca. 5 cm über der Basis des Alleröd-Torfs  
(C. C. W. J. HIJSZELER 1957 S. 295) 11600 ± 95

Y-139/2 : Tjonger Kulturschicht im Profil Y-139/1, 127—132 cm  
(G. W. BARENDSEN et al. 1957) 10880 ± 160

Gro-921 : Alleröd-Torf aus Profil B (*Betula*-Phase)  
(Hl. DE VRIES et al. 1958) 11560 ± 100

Gro-947 : wie Gro-921 11470 ± 90

Gro-925 : wie Gro-921, aber *Pinus*-Phase 11065 ± 120

Waskemeer, Prov. Friesland (Hl. DE VRIES et al. 1958):

Gro-607 : Tjonger Kultur ca. 30 cm unter dem Usselo-Horizont 10800 ± 230

Usselo-Schichten mit Holzkohle in jüngerem Decksand, in Usselo übergehend in Alleröd-Torf, mit Artefakten der Tjonger-Fazies der Federmesser-Zivilisation (Magdalénien VI), Landfazies der späten Alleröd-Zeit; Waldbrände nach C. C. W. J. HIJSZELER (Hl. DE VRIES et al. 1958, S. 132) vermutlich durch Eruptionen der Eifel-Vulkane erzeugt. Einige Usselo-Schichten stammen aus der frühen Jüngeren Dryaszeit. Mittelwert der C<sup>14</sup>-Daten ist 10800 vor heute, d. h. Übergang von der Alleröd- zur Jüngeren Dryaszeit (Hl. DE VRIES et al. 1958).

Gro-647 : Lemele, Prov. Overijssel 11230 ± 400

Gro-909 : Deelen, Prov. Gelderland 11025 ± 120

Gro-603 : Leende, Prov. Nord-Brabant 11020 ± 230

Gro-497 : Horn-Haelen, Prov. Limburg 11000 ± 320

Gro-498 : Horn-Haelen, Prov. Limburg 10950 ± 300

Gro-907 : Uchelen a bei Apeldoorn 10770 ± 130

f. Gotiglazial: Jüngere Dryaszeit (Pollenzone III) ca. 10750 bis 9950 (abgerundet 10800 bis 10000) vor heute.

Usselo-Schichten mit Holzkohle und Tjonger-Kultur (siehe oben) Fortsetzung (Hl. DE VRIES et al. 1958):

Gro-920 : Hilversum bei der Craylo-Brücke, Prov. Nord-Holland 10660 ± 90

Gro-937 : Uchelen b, Prov. Gelderland 10555 ± 130

Gro-646 : Velzen, Prov. Nord-Holland 10365 ± 200

Gro-1059: Leende, Prov. Nord-Brabant: Ahrensburger Kultur (Hl. DE VRIES et al. 1958) 10720 ± 85

Y-464 : Penkridge bei Wolverhampton (England): unterste Torfschicht in einem Kessel (Toteisloch) der Newer Drift  
(G. W. BARENDSEN et al.) 10670 ± 130

Gro- 961: Gytja auf dem Tuffsand im Schalkenmehrener Maar (Eifel) (Hl. DE VRIES et al. 1958) 10550 ± 100

Gro- 458: wie 961 10770 ± 250

Gro-1199: verkohltes Holz ca. 5 m tief im vulkanischen Traß einer Laacher-See-Eruption, Gleesertal (Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958) 10680 ± 85

Gro- 632:	Wychense Ven, Prov. Nord-Brabant: humoser Lehm unter dem Hochmoor (Hl. DE VRIES et al. 1958)	10640 ± 220
Gro- 627:	wie Gro-632: Gytinja aus etwas geringerer Tiefe	10580 ± 240
Gro- 375:	Nordostpolder (ehemalige Zuidersee): Torf unter fluvialem Lehm unter Decksand (Hl. DE VRIES et al. 1958)	10500 ± 280
Gro- 419:	Bergen op Zoom, Prov. Nord-Brabant: älteste Gytinja in einer Senke (Hl. DE VRIES et al. 1958)	10345 ± 275
Q-153 :	Scaleby Moss in Nord-England: Gytinja aus dem obersten Teil der Pollenzone III (H. GODWIN et al. 1957)	10324 ± 215
H-409/374:	ältestes Treibholz ( <i>Pinus</i> ) in Reischenhart zwischen Rosenheim und Kufstein (Inn-Gletschergebiet) 4 m unter der Oberfläche unterhalb von 2 durch eine Seetonlage getrennten Torfschichten, vermittelt durch Dr. O. GANSS vom Bayer.Geol.Landesamt in München (K. O. MÜNNICH briefl.)	10210 ± 210
[Y-482 :	Varrassuo-Moor bei Lahti, Finnland, durch Verlandung eines Stausees des Salpausselkä-Systems entstanden: unterste Torfprobe, aus dem obersten Teil der Pollenzone III, sollte ca. 10000 Jahre alt sein (G. W. BARENSEN et al. 1957)	8030 ± 140]
Ende der Jüngerer Dryaszeit, also auch der Würm-(Weichsel-)Eiszeit, Pollenzonegrenze III/IV, ca. 9950 (abgerundet 10000) vor heute:		
K-111 :	Gytinja von der Pollengrenze III/IV im ehemaligen Bölling-See in Jütland (Johs. IVERSEN 1953)	10300 ± 350
Q-151 :	Scaleby Moss in Nord-England (vgl. Q-153): Gytinja von der Pollenzonegrenze III/IV (H. GODWIN et al. 1957)	10263 ± ca. 350

Als Ende der Jüngerer Dryaszeit (Pollenzonegrenze III/IV) und damit der Letzten Eiszeit nehmen heute fast alle Quartärgeologen den Beginn des haltlosen Abrückens des nordischen Inlandeises vom dreifachen Eisrandgürtel des Salpausselkä-Stadiums in Schweden und Süd-Finnland an, dem in den Alpen die Schlußvereisung (Schlern, Gschnitz und Daun) entspricht. Warwengeochronologisch liegt dieser Beginn, markiert durch das Abrücken des Inlandeises von der Nordspitze des Berges Billingen (Västergötland) und durch die dadurch bedingte Absenkung des Spiegels des Baltischen Eissees um ca. 26 m auf das Niveau des Weltmeeres (des Yoldia-Eismeer) mit darauf folgendem Eindringen dieses Eismeer in das Ostsee-Becken, 1073 Jahre vor dem Nulljahr der Zeitskala von G. DE GEER (1940), d. h. (l. c. S. 176) 8739 Jahre vor 1900 n. Chr., also 8739+1073 = 9812 Jahre vor 1900 v. Chr. = ca. 7912 v. Chr. (nach G. DE GEER 1940 Pl. 90, mit der abgerundeten Zahl 8700 statt 8739 berechnet, um 7873 v. Chr.). Gewöhnlich wird jetzt das Datum ca. 7912 v. Chr. auf ca. 8000 v. Chr. abgerundet (E. H. DE GEER 1954). In Finnland läßt M. SAURAMO (1954, S. 231) die Letzte Eiszeit auch um 8000 v. Chr. mit dem Beginn des Eistrückzugs vom Salpausselkä III enden, während er dafür früher den Beginn des Eistrückzugs vom Salpausselkä II um 8150 v. Chr. angenommen hatte. G. DE GEER ließ auf sein Gotiglazial (Ende ca. 7912 v. Chr.) 1073 Jahre Finiglazial und dann erst (um 6839 v. Chr.) sein Postglazial beginnen. Im Finiglazial hatte aber in Mitteleuropa und sogar in Schonen die endgültige Wiederbewaldung und Ausbreitung wärmeliebender Holzarten begonnen, so daß hier diese Zeit (das Präboreal, Pollenzone IV) schon der Anfangsabschnitt des Postglazials (d. h. der Nacheiszeit, des Holozäns oder des Alluviums) ist.

Das warwengeochronologische Datum für das Ende der Letzten Eiszeit (ca. 8000 v. Chr. = ca. 9950, abgerundet ca. 10000 Jahre vor heute) ist also noch nicht genau durch die C<sup>14</sup>-Methode bestätigt worden, wohl aber das warwengeochronologische Datum für den Beginn der Jüngerer Dryaszeit (Salpausselkä-Stadium). Für die Dauer dieses Sta-



diums (Ss. I-III) hat M. SAURAMO (siehe E. ANTEVS 1953, Fig. 3) warwengeochronologisch ca. 860 Jahre ermittelt, also die Zeitstellung ca. 8772 bis 7912, abgerundet ca. 8800 bis 8000 v. Chr. oder ca. 10750 bis 9950 vor heute. Für den Beginn des Salpausselkä-Stadiums liegen die  $C^{14}$ -Daten K-110:  $10770 \pm 300$ , K-101, 102 und 103 (Mittel von 5 Messungen):  $10830 \pm 200$  und Q-144:  $10834 \pm 185$  vor.

#### IV. Ergebnis

Der Ablauf des Jungpleistozäns ist viel komplizierter, als man früher angenommen hat; das gilt besonders für die Letzte Eiszeit. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden in einer Tabelle (nicht maßstäblich) und einer Kurve der mutmaßlichen Juli-Mitteltemperaturen zusammengefaßt. Da mit Ausnahme des Vereisungsmaximums und des Spätglazials die Eisrandlagen der verschiedenen Phasen der Letzten Eiszeit noch unbekannt sind, kann eine graphische Darstellung des Ablaufs des Jungpleistozäns, einer Anregung von H. BÄCHLER folgend, nur mit Hilfe der mutmaßlichen Juli-Mitteltemperaturen versucht werden: Zeiten mit Juli-Mitteln unter  $+10^{\circ}C$  sind waldlos gewesen (genauer nach F. FIRBAS: „Die polare Waldgrenze fällt weitgehend mit einer Linie zusammen, an der ein Tagesmittel von  $10^{\circ}$  und mehr gerade noch an 60-70 Tagen im Jahr erreicht wird“), Zeiten mit Juli-Mitteln über  $+10^{\circ}$  sind Waldzeiten gewesen. Diese Kurve, die natürlich nur ein Notbehelf ist (ohne Berücksichtigung der Humidität, der Winterkälte und der Länge der Vegetationszeit), soll für einen Bezirk mit dem heutigen Juli-Mittel  $+19^{\circ}$  zwischen den Gebieten der nordischen und alpinen Vereisung gelten (Mitteldeutschland, Böhmen).

Meine Gliederung, die auf der paläontologischen und paläoklimatischen Auswertung

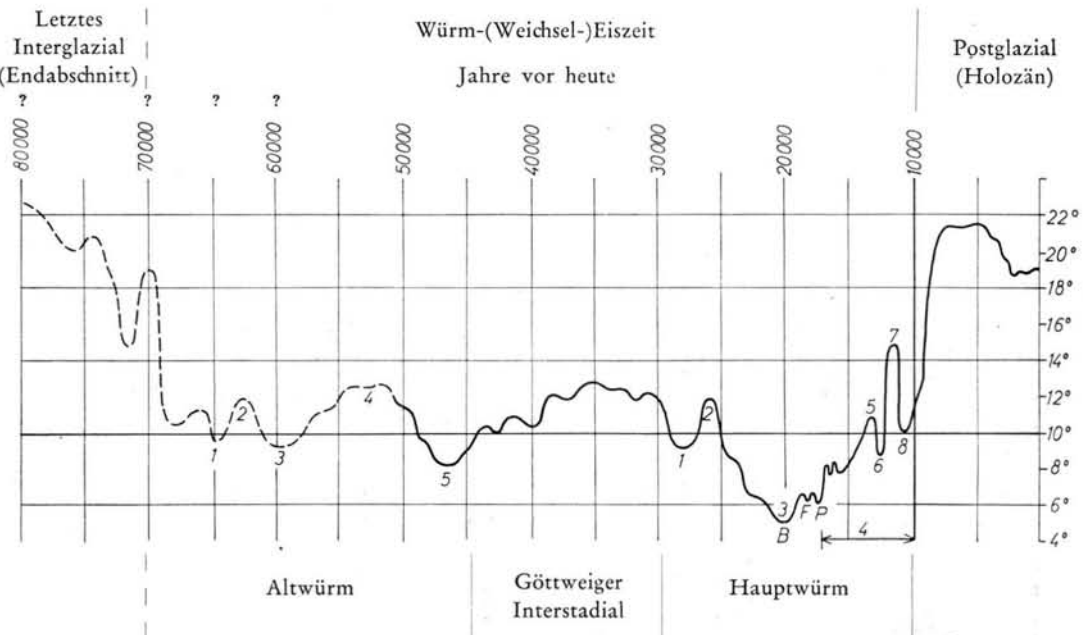


Abb. 1. Hypothetische Kurve der Julimittel ( $C^{\circ}$ ) der Temperatur im Spätquartär (schematisch). **Altwürm** - Phasen: 1 = 1. Stadial, 2 = 1. (Amersfoorter) Interstadial, 3 = 2. Stadial, 4 = Brörup-Loopstedter Interstadial, 5 = Maximum. **Hauptwürm** - Phasen: 1 = 2. Vorrückungsphase, 2 = Paudorfer Interstadial, 3 = Maximum (B = Brandenburger, F = Frankfurter, P = Pommerische Phase), 4 = Spätwürm (Würm-Spätglazial): 5 = Bölling-Interstadial, 6 = Ältere Dryaszeit, 7 = Alleröd-Interstadial, 8 = Jüngere Dryaszeit (Salpausselkä-Stadium).

Löß-Stratigraphie		Gliederung des Jungpleistozäns von H. GROSS 1958		Abkürz.		Eisrandlagen der		Gliederung nach P. WOLDSTEDT 1958	Zeitstellung (abgerundet)								
				neu	alt	alpinen Vereisung	nordischen Vereisung		Jahre vor heute	Jahre v. Chr.							
Anfangsabschnitt vom Holozän (=Postglazial = Alluvium = Nacheiszeit): Präboreal									10 000	8 000							
nach W. SOERGEL 1919	neue Benennung	Jüngerer Löß II (von Wh)	Spätwürm	Jüngere Dryaszeit	Wh <sub>1</sub>	W III	Daun, Gschnitz, Schlern (Schlußvereisung)	Salpausselkä I-III	Spätwürm	(10 300)	(8 350)						
				Alleröd			Kein Wh <sub>2</sub> -Eis mehr	Leningrad		10 800	8 800						
				Ältere Dryaszeit			Ammersee-Stadium	Langeland		12 000	10 000						
				Bölling				Belt		13 300	10 350						
				Älteste Dryaszeit						13 250	11 300						
				Daniglazial						15 750	13 800						
				rezenter Boden			Hauptwürm Wh	Maximum		Wh <sub>2</sub>	W III	Singener Phase	Pommersche Phase	Mittelwürm	?	?	
				Jüngerer Löß II b								Diessenhofener Phase	Frankfurter Phase		?	?	
				Solifluktion								Schaffhausener Phase	Brandenburger Phase		?	?	
				Paudorfer fossiler Boden													
Jüngerer Löß II (von Wh)	Solifluktion	Paudorfer fossiler Boden	Jüngerer Löß II a	Wh <sub>1/2</sub>	W II/III	?	?	(Paudorfer I.)	25 000	23 000							
						?	?		25 600	23 650							
						?	?		26 000	24 000							
						?	?		26 000	24 000							
Jüngerer Löß I (von Wv)	Solifluktion	Göttweiger fossiler Boden NB: (Verwitterungsrinde des Jüng.Löß I)	Göttweiger Interstadial (=Aurignac-Schwankung)	Wv/h	W I/II	zuletzt in den Alpen kein Wv-Eis aufwärts bis ca. 2000 m?	Süd-Schweden?	(Göttweiger Interstadial)	29 000	27 000							
									30 000	28 000							
									31 000	29 000							
									32 000	30 000							
									34 000	32 000							
									38 000	26 000							
Jüngerer Löß I (von Wv)	Solifluktion	Jüngerer Löß I	3. Altwürm-Stadial (Maximum)	Wv <sub>3</sub>	W I	im Voralpenland	?	Frühwürm	ca.44 000	42 000							
										48 300, 48 300	46 300, 46 300						
										49 000	47 000						
Jüngerer Löß I (von Wv)	Solifluktion	Jüngerer Löß I	Brörup-Loopstedter Interstadial	Wv <sub>2/3</sub>	W I	in	in	Frühwürm									
						den	Fenno-										
						Alpen	skandinavien										
Jüngerer Löß I (von Wv)	Solifluktion	Jüngerer Löß I	1. Amersfoorter Interstadial	Wv <sub>1/2</sub>	W I			Frühwürm	>53 000	>51 000							
Jüngerer Löß I (von Wv)	Solifluktion	Jüngerer Löß I	1. Altwürm-Stadial	Wv <sub>1</sub>	W I			Frühwürm	>53 000	>51 000							
Alterer Löß (letzter)	Kremser fossiler Boden	Letztes Interglazial: Riß/Würm = Saale/Weichsel = Eem-Interglazial		R/W	R/W			Letztes Interglazial (Riß/Würm = Saale/Weichsel = Eem)									
		Riß-Löß (unverwittert)	Riß- II Warthe-Stadium (Saale) I Drenthe-Stadium Eiszeit	R II R I	R II R I	R II-Moränen R I-Moränen	Warthe-Moränen Drenthe-Moränen	Warthe-Stadium Drenthe-Stadium									

von fossilführenden Ablagerungen und von vollständigen Löß-Profilen im südöstlichen Mitteleuropa sowie von Höhlensedimenten auf Grund der granulometrischen Untersuchung, ferner auf der stratigraphischen Auswertung von etwa 120 durch die C<sup>14</sup>-Messung datierten Proben basiert, beweist die Richtigkeit der von P. WOLDSTEDT (1956, 1958) und von H. GROSS (1956, 1957a und b), in den Grundzügen auch von R. GRAHMANN (1956, S. 57) angenommenen Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns. Entscheidend war dafür die Heranziehung der Radiokarbon-Methode neben der Pollenanalyse, vor allem für die Erforschung der wegen der ungeheueren Erstarrungswärme-Menge sehr langen Vorrückungsphase Altwürm und des wegen der ungeheueren Schmelzwärme-Verbrauchs ebenfalls sehr langen Spätglazials der Letzten Eiszeit.

Die mit der C<sup>14</sup>-Methode ermittelte Chronologie des Jungpleistozäns steht zu der Sonnenstrahlungskurve von M. MILANKOVITCH und der Paläotemperatur-Kurve von C. EMILIANI im Widerspruch; zweifellos ist aber der C<sup>14</sup>-Methode der Datierung der Vorzug zu geben. Selbstverständlich muß die Zahl der C<sup>14</sup>-Daten aus der Zeit vor 15000 vor heute (besonders aus dem jüngeren Löß I und II b) noch sehr vergrößert werden.

Diese Gliederung und relative Chronologie des Jungpleistozäns geht von der Löß-Chronologie von W. SOERGEL (1919) aus, die in einigen Punkten berichtigt werden mußte. Daß dies gelang, ist wesentlich das Verdienst von F. BRANDTNER, dessen Ergebnisse der Lößforschung in Österreich durch die Lößuntersuchungen zahlreicher tschechoslowakischer Forscher im Nachbargebiet aufs beste bestätigt und ergänzt wurden. Die Datierung der Löß-Etagen im absoluten Zeitmaß mit Hilfe der mit einer Reichweite von 53000 Jahren angewandten Radiokarbon-Methode ist das große Verdienst von Hl. DE VRIES und seinem C<sup>14</sup>-Laboratorium in Groningen; mit dieser Löß-Chronologie im absoluten Zeitmaß war es möglich, auch andere würmeiszeitliche Schichten mit brauchbarem Datierungsmaterial in die Löß-Chronologie und damit in die Zeittafel der Würmeiszeit einzustufen. Die sehr zahlreichen Groninger C<sup>14</sup>-Daten pollenanalytisch zeitbestimmter spätglazialer Schichten beweisen eindrucksvoll die Brauchbarkeit der Radiokarbon-Methode. Eine ganze Anzahl wichtiger würmeiszeitlicher C<sup>14</sup>-Daten ist auch K. O. MÜNNICH und seinem Heidelberger Laboratorium zu verdanken.

Den Herren Prof. Dr. Hl. DE VRIES und Dr. K. O. MÜNNICH bin ich für die Übernahme der C<sup>14</sup>-Datierung einer ganzen Anzahl würmeiszeitlicher Proben und für wertvolle Auskünfte zu großem Dank verpflichtet. Für die Erteilung solcher Auskünfte danke ich ferner besonders den Herren H. BÄCHLER jr., Dr. K. BERTSCH, Dr. F. BRANDTNER, Dr. K. BRUNNACKER, Prof. Dr. K. EHRENBERG, Prof. Dr. J. FINK, Prof. Dr. Gisela FREUND, Oberregierungsrat Dr. O. GANSS, Dr. E. KOLUMBE, Dr. G. C. MAARLEVELD, Prof. Dr. H. SCHWABEDISSEN, Oberlandesgeologen Dr. F. WEIDENBACH, Prof. Dr. P. WOLDSTEDT und Prof. Dr. L. F. ZOTZ. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich ergebenst für eine Sachbeihilfe, die mir die Durchführung dieser Untersuchung ermöglichte.

#### Schriftenverzeichnis

Abkürzung: E. u. G. = Eiszeitalter und Gegenwart.

- ANDERSEN, Sv. Th. (1957): New investigations of interglacial fresh-water deposits in Jutland. A preliminary report. - E. u. G. 8, 181-186.
- ANDERSEN, E. C., LEVI, H., & TAUBER, H. (1953): Copenhagen natural radiocarbon measurements, I. - Science 118, 6-9.
- ANTEVS, E. (1953): Geochronology of the Deglacial and Neothermal ages. - The Journ. of Geol. 61, 195-230.
- BÄCHLER, E. (1921): Das Drachenloch ob Vättis im Taminatale, 2445 m. ü. M. - St. Gallen.
- BARENDSEN, G. W., DEEVEY, E. S., GRALENSKI, L. J. (1957): Yale natural radiocarbon measurements III. - Science 126, 908-919.
- BECKER, Jeanne (1952): Etude palynologique des tourbières Flandriennes des Alpes françaises. - Mém. Service de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine No. 11.
- BEHM-BLANCKE, G., & Mitarb. (1958): Morphologie, Umwelt und Kultur des Neandertalers von Weimar-Ehringsdorf. - Ber. über d. Neandertaler-Kongreß in Düsseldorf 1956.

- BERCKHEMER, F. (1935): Der Sauerwasserkalk und seine Fossileinschlüsse. - Untertürkheimer Heimatbuch, 11-24, Stuttgart. - - (1955): Steinwerkzeuge des Urmenschen aus dem Travertin von Stuttgart-Untertürkheim. - Jb. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, 110, 93-103, Stuttgart.
- BERTSCH, K. (1925): Eine interglaziale Flora aus Oberschwaben. - Allgem. Botan. Zeitschr. Nr. 1-12, Jg. 28/29, 58-71.
- BORDES, F. (1952): Stratigraphie du loess et évolution des industries paléolithiques dans l'ouest du Bassin de Paris. - L'Anthropologie 56, 1-39, 405-452.
- BRANDTNER, F. (1949): Die bisherigen Ergebnisse der stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchung eines jungeszeitlichen Moores von interstadialem Charakter aus der Umgebung von Melk a. d. Donau, Nieder-Österreich. - Archaeol. Austr. 2, 5-32. - - (1950): Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Nieder-Österreichs. - Ibidem 5, 101 bis 113. - - (1954): Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Nieder-Österreich. - E. u. G. 4/5, 49-82. - - (1956): Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Nieder-österreich und in den angrenzenden Gebieten. - E. u. G. 7, 127-175.
- BRELIE, G. VON DER (1955): Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - E. u. G. 6, 25-38.
- BRODAR, S. (1938): Das Paläolithikum in Jugoslawien. - Quartär 1, 140-172.
- BROECKER, W. S., & KULP, J. L. (1957): Lamont natural radiocarbon measurements IV. - Science 126, 1324-1334.
- BRÜCKNER, G. H. (1954): Artefakte der Jüngeren Hamburger Stufe in einer Grundmoräne bei Ostseebad Grömitz. - Meyniana 2, 191-192.
- BÜDEL, J. (1949): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. - Die Naturwiss. 36, 105-112, 133-140. - - (1951): Die Klimazonen des Eiszeitalters. - E. u. G. 1, 16-26. - - (1953): Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - Erdkunde 7, 249-266.
- DE GEER, E. H. (1954): Skandinavien's geokronologi. - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 76, 299-329.
- DE GEER, G. (1935): The transbaltic extension of the Swedish time scale. - Geograf. Annaler 1935, 533-548. - - (1940): Geochronologia Suecica Principes. - K. Svensk. Vet. Akad. Handl., Ser. 3, 18 (6).
- DEEVEY, E. S., JR., GROSS, M. S., HUTCHINSON, G. E., & KRAYBILL, H. L. (1954): The natural C<sup>14</sup> contents of materials from hard-water lakes. - Proceed. National Acad. Sci. 40, 285-288.
- DITTMER, E. (1954): Interstadiale Torfe in würmeiszeitlichen Schmelzwassersanden Nordfrieslands. - E. u. G. 4/5, 172-175.
- EBERS, E., & WEINBERGER, L. (1954): Die Periglazial-Erscheinungen im Bereich und Vorfeld des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers im nördlichen Alpenvorland. - Göttinger Geogr. Abh. 15.
- EDELMAN, C. H., & MAARLEVELD, G. C. (1958): Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. - Geol. Jahrb. 73, 639-684 (Hannover).
- EHRENBERG, K. (1954): Die paläontologische, prähistorische und paläo-ethnologische Bedeutung der Salzofenhöhle im Lichte der letzten Forschungen. - Quartär 6, 19-58. - - (1956): Berichte über die Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. IX. Die Grabungen 1956 und ihre einstweiligen Ergebnisse. - Anzeiger d. math.-naturw. Kl. d. Österreich. Akad. d. Wiss. Jg. 1956, 13, 149-153. - - (1957): Berichte über die Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. VIII. Bemerkungen zu den Ergebnissen der Sediment-Untersuchungen von Elisabeth SCHMID. - Sitz.-Ber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 166, 57-63.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. - Journ. of Geol. 63, 538-578. - - (1956): Note on absolute chronology of human evolution. - Science 123, 924-926. - - (1957): Temperature and age analysis of deep-sea cores. - Science 125, 383-387.
- FELGENHAUER, F. (1951): Aggsbach. Ein Fundplatz des späten Paläolithikums in Niederösterreich. - Mitteil. Prähistor. Kommiss. d. Österr. Akad. d. Wiss. 5, 157-266.
- FINK, J. (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löß. - Quartär 6, 85-108.
- FIRBAS, F., MÜLLER, H., & MÜNNICH, K. O. (1955): Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Bölling“-Klimaschwankung. - Die Naturwiss. 42, 509.
- FISCHER, H. (1957): Über glaziale Bildungen aus dem Gebiet von Annaberg und dem mittleren Erlaufthal (Niederösterreich). - Verhandl. Geol. Bundesanst. 197, H. 3, 253-258. Wien.
- FLINT, R. F., & RUBIN, M. (1955): Radiocarbon dates of pre-Mankato events in Eastern and Central North America. - Science 121, 649-658.
- FREISING, H. (1949): Löße, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. - Diss. TH Stuttgart. - - (1951): Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - Jahrb. Geol. Abt. d. Württ. Statist. Landesamtes 1, 54-59.

- FRENZEL, B., & TROLL, C. (1952): Die Vegetation des nördlichen Eurasiens während der Letzten Eiszeit. - E. u. G. 2, 154-167.
- GAMS, H. (1935): Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. - *Eclogae geol. Helvet.* 28, 1-31. - - (1950): Die Alleröd-Schwankung im Spätglazial. - *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.* 1, 162-171. - - *Récents progrès des études sur le Tardiglaciaire.* - *L'Anthropologie* 56, 281-290. - - (1953): Relative und absolute Chronologie des Quartärs. - *Geol. Bavar.* 19, 364-369. - - (1954): Neue Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte der nord- und mitteleuropäischen Interglaziale. - *Experientia* 10, 357-363. Basel.
- GARROD, D. A. E. (1926): *The Upper Palaeolithic Age in Britain.* Oxford.
- GODWIN, H., WALKER, D., & WILLIS, E. H. (1957): Radiocarbon dating and postglacial vegetational history: Scaleby Moss. - *Proceed. R. Soc., B*, 147, 352-366.
- GRAHMANN, R. (1937): Die dritte Internat. Quartärkonferenz (Inqua) und ihre Belehrungsreisen in Österreich. II. Die Lehrausflüge während der Tagung. - *Z. f. Gletscherk.* 25, 250-252. - - (1956) *Urgeschichte der Menschheit.* Stuttgart.
- GRAUL, H. (1952): Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland. - *Geol. Bavar.* 14, 124-131.
- GRAUL, H., & SCHAEFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - *Geol. Bavar.* 18, 1-130.
- GROSS, H. (1952): Die Radiokarbon-Methode, ihre Ergebnisse und Bedeutung für die spätquartäre Geologie, Paläontologie und Vorgeschichte. - E. u. G. 2, 68-92. - - (1954): Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. - E. u. G. 4/5, 189-209. - - (1955): Weitere Beiträge zur Kenntnis des Spätglazials. - E. u. G. 6, 110-115. - - (1956): Das Göttsweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. - E. u. G. 7, 87-101. - - (1957a): Die Fortschritte der Radiokarbon-Methode 1952-1956. - E. u. G. 8, 141-180. - - (1957b): Die geologische Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten. - *Quartär* 9, 3-39.
- HALLIK, R. (1952): Ein „Weichsel-Frühglazial“-Profil in Lüneburg. - E. u. G. 2, 168-172. - - (1955): Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. - E. u. G. 6, 116-124.
- HAMMEN, Th. van der (1951): Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. - *Leidsche Geol. Mededel.*, deel 17, 71-183. - - (1952): Dating and correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe. - *Geol. en Mijnbouw, Nw. ser.*, Nr. 9, 14, 328-336. - - (1957): The stratigraphy of the Lateglacial. - *Geol. en Mijnbouw, Nw. ser.*, 19, 250-254.
- HAMPL, F. (1950): Das Aurignacien aus Senftenberg im Kremstal, N.-Ö. - *Archaeol. Austr.* 5, 80-88.
- HIJSZELER, C. C. W. J. (1957): Late-glacial human cultures in the Netherlands. - *Geol. en Mijnbouw, Nw. ser.*, 19, 288-302.
- ILLIES, H. (1954): Neues über die Vereisungsgrenzen in der Umgebung Hamburgs. - *Autorreferat eines Vortrages auf der Deuqua-Tagung am 22. 9. 54 in Bad Segeberg.*
- IVERSEN, Johs. (1953): Radiocarbon dating of the Alleröd period. - *Science* 118, 9-11. - - (1954): The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. - *Danmarks Geol. Unders. II. R.*, 80, 87-149.
- JESSEN, K., & MILTHERS, V. (1928): Stratigraphical and paleontological studies of Interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest Germany. - *Danmarks Geol. Unders. II. R. Nr.* 48.
- JOHNSON, Fr. (1951): Radiocarbon dating. - *American Antiquity* 17, Nr. 1, Part 2,, 1-65.
- KLÍMA, B. (1957): Übersicht über die jüngsten paläolithischen Forschungen in Mähren. - *Quartär* 9, 85-130.
- KOLUMBE, E. (1955): Über interglaziale und interstadiale Bildungen von Loopstedt am Haddebyer Noor bei Schleswig. - E. u. G. 6, 39-40.
- KOZŁOWSKI, L. (1924): Die ältere Steinzeit in Polen. - *Die Eiszeit* 1, 112-163.
- KROMER, K. (1950): J. Bayers „Willendorf II“-Grabung im Jahre 1913. - *Archaeol. Austr.* 5, 63-79.
- LAIS, R. (1941): Über Höhlensedimente. - *Quartär* 3, 56-108. - - (1951): Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. - *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 41, 119-178.
- LOŽEK, V. (1955): Měkkýši československého kvartéru (Mollusken des tschechoslowakischen Quartärs). - *Rozpravy Ústředního ústavu geologického* 17, Prag.
- LÜDI, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. - *Veröff. Geobotan. Inst. Rübel Zürich*, 27. H., 208 S.
- LUNDQVIST, G. (1957): C 14-analyser i Svensk kvartärgeologi 1955-57. - *Sveriges Geol. Unders. Ser. C N:o* 557, 1-25.

- MADSEN, V., & Mitarb. (1928): Übersicht über die Geologie von Dänemark. - Danmarks Geol. Unders. V. R., Nr. 4.
- MÄGDRAFRAU, K. (1956): Paläobiologie der Pflanzen. 3. Aufl. Jena.
- MÜLLER, H. (1953): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebiets. - Nova Acta Leopoldina N. F. 16, Nr. 110.
- MÜNNICH, K. O. (1957a): Messungen des  $C^{14}$ -Gehalts von hartem Grundwasser. - Die Naturwiss. 44, 32, 33. - - (1957b): Heidelberg natural radiocarbon measurements I. - Science 126, 194-199.
- MUSIL, R., & VALOCH, K. (1955): Über die Erforschung der Lössen in der Umgebung von Brünn (Brno) in Mähren. - E. u. G. 6, 148-151. - - (1957): Ein Vergleich der Wischauer Senke (Mähren) mit den Lössen der angrenzenden Gebiete. - E. u. G. 8, 91-96.
- MUSIL, R., VALOCH, K., & NEČESANÝ, V. (1955): Pleistocenní sedimenty okolí Brna (The Pleistocene sediments in the vicinity of Brno). - Anthropozoikum 4, 107-168.
- NARR, K. J. (1951a): Zum Stand der quartär-stratigraphischen Forschungen. - Germania 29, 67-69. - - (1951b): Terrassen, Lössen und paläolithische Kulturen. - Ibidem 29, 245-250. - - (1953): Reiß oder Würm? - Ibidem 31, 125-134.
- NEHRING, A. (1890): Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit. Berlin.
- NILSSON, T. (1935): Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 57, 385-562.
- PENCK, A. (1909) in: A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909). - - (1922): Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. - Sitz-Ber. Preuß. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl., 214-251. - - (1938): Säugetierfauna und Paläolithikum des jüngeren Pleistozäns in Mitteleuropa. - Abh. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-math. Kl., Nr. 5.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig.
- POSER, H. (1947): Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Die Naturwiss. 34, 10-18. - - (1951): Die nördliche Lößgrenze und das spätglaziale Klima. - E. u. G. 1, 27-55.
- PROŠEK, Fr., & LOŽEK, V. (1955): Výzkum sprasového profilu v Zamarovci u Trenčína (Untersuchungen des Lößprofils von Zamarovce bei Trenčín). - Anthropozoikum 4 (1954), 181-212. - - (1957): Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. - E. u. G. 8, 37-90.
- RATHJENS, C. (1955): Zur Frage der Gliederung der Würmeiszeit. - Peterm. Geogr. Mitteil. 99, 81-87.
- REICH, Helga (1953): Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbühl im Bayerischen Alpenvorland. - Flora 140, 386-443.
- REICH, Herm. (1955): Senkung des bayerischen Alpenvorlandes. - Naturwiss. Rundschau 8, 150-154.
- RICHTER, K. (1937): Die Eiszeit in Norddeutschland (Deutscher Boden IV), Berlin.
- SAURAMO, M. (1954): Das Rätsel des Ancylussees. - Geol. Rundschau 42, 197-233.
- SCHAEFER, I. (1953) in: H. GRAUL & I. SCHAEFER (1953): Vorwort S. 5-9; Stellungnahme zu den Ausführungen H. GRAUL's, S. 49-112.
- SCHMID, Elisabeth (1957): Von den Sedimenten der Salzofenhöhle. - Sitz-Ber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 166, 43-55.
- SCHÖNHALS, E. (1951): Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - E. u. G. 1, 109-130.
- SCHÜTRUMPF, R. (1955): Das Spätglazial. - E. u. G. 6, 41-51.
- SCHWABEDISSEN, H. (1954): Die Federmesser-Gruppen des nordwesteuropäischen Flachlandes. Neumünster. - - (1956): Fällt das Aurignacien ins Interstadial oder ins Interglazial? Deuqua-Tagung 1955 in Laufen mit Exkursionen nach Österreich. - Germania 34, 12-41. - - (1957): Das Alter der Federmesser-Zivilisation auf Grund neuer naturwissenschaftlicher Untersuchungen. - E. u. G. 8, 200-209.
- SELLE, W. (1954): Das Vechelder Interstadial. - E. u. G. 4/5, 176-180.
- SOERGEL, W. (1919): Lössen, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Eine Gliederung und Altersbestimmung der Lössen. Jena. - - (1925): Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. - Fortschritte d. Geol. u. Paläontol. H. 13, 125-251. - - (1927): Exkursion ins Travertingebiet von Ehringsdorf. - Paläontol. Zeitschr. 8, 7-33. - - (1937): Die Vereisungskurve. - Berlin. - - (1939): Das diluviale System. I. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. - Fortschritte der Geol. u. Paläontol. H. 39. - - (1940): Zur biologischen Beurteilung der diluvialen Säugetierfaunen. - Sitz-Ber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Jg. 1940, 4. Abh.
- STRAKA, H. (1956): Die pollenanalytische Datierung von jüngeren Vulkanausbrüchen. - Erdkunde 10, 204-216.
- Suess, H. E. (1954): U.S. Geological Survey radiocarbon dates I. - Science 120, 467-473.
- TAUBER, H., & VRIES, Hl. DE (1958): Radiocarbon measurements of Würm-interstadial samples from Jutland. - E. u. G. 9.

- TAVERNIER, R. (1954): Le Quaternaire. In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Liège (zitiert nach C. H. EDELMAN & G. C. MAARLEVELD 1958).
- TAVERNIER, R., & HEINZELIN, J. DE (1957): Chronologie du Pléistocène Supérieur, plus particulièrement en Belgique. - Geol. en Mijnbouw, Nw. Ser., 19, 306-308.
- TODE, A., & Mitarb. (1953): Die Untersuchung der paläolithischen Freilandstation von Salzgitter-Lebenstedt. - E. u. G. 3, 144-220.
- TROLL, C. (1936): Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. - Mitteil. d. Geogr. Ges. München 29, 1-38.
- VAHL, M. (1902): De quartäre Stepper i Mellemeuropa. - Geogr. Tidsskr., Kopenhagen.
- VALOCH, K., & BODES, F. (1957): Loess de Tchécoslovaquie et loess de France du Nord. - L'Anthropologie 61, 279-288.
- VENT, W. (1955): Über die Flora des Riß-Würm-Interglazials in Mitteldeutschland u.s.w. - Wiss. Zeitschr. d. Univ. Jena 4, math.-naturw. Reihe, 467-485.
- VÉRTES, L., & Mitarb. (1955): Die Höhle von Istállóskő. - Acta Archaeol. Acad. Scient. Hungar. 5, 111-291.
- VLERK, I. M. VAN DER, & FLORSCHÜTZ, F. (1950): Nederland in het Ijstijdvak. Utrecht. - - (1953): The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. - Verh. Koninkl. Nederlandse Akad. v. Wetensch., Afd. Natuurk., I. R., deel XX, No. 2, 1-58.
- VRIES, Hl. DE (1957): Contribution of radiocarbon dating and measurement of paleotemperatures to Pleistocene correlations. - Geol. en Mijnbouw, Nw. Ser., 19, 303-304. - - (1958): Radiocarbon dates for upper Eem and Würm-interstadial samples. - E. u. G. 9.
- VRIES, Hl. DE, BARENDSEN, G. W., WATERBOLK, H. Tj. (1958): Groningen radiocarbon dates II. - Science 127, 129-137. - - (1958b): Groningen radiocarbon dates III. - Science (im Druck).
- WEIDENBACH, F. (1952): Gedanken zur Lößfrage. - E. u. G. 2, 25-36. - - (1955): Zeitliche Einordnung der jungpleistozänen Ablagerungen Mitteleuropas. - Actes IV Congrès Internat. du Quaternaire Rome-Pise 1953, 891-895.
- WEINBERGER, L. (1953): Über glazifluviatile Schotter bei Mauerkirchen und deren Löss. - Geol. Bavar. 19, 231-257. - - (1955) Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. - Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft D, 7-34.
- WOLDSTEDT, P. (1929): Das Eiszeitalter. Stuttgart. - - (1954a): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - E. u. G. 4/5, 34-48. - - (1954b): Das Eiszeitalter. 2. Aufl. 1. Bd. Stuttgart. - - (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 2. Aufl. Stuttgart. - - (1956): Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Lössen in ihr. - E. u. G. 7, 78-86. - - (1958): Das Eiszeitalter. 2. A. 2. Bd. Stuttgart.
- ZAGWIJN, W. H. (1952): Pollenanalytische Untersuchung einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. - Geol. en Mijnbouw, Nw. Ser., 7, 14, 235-239.
- ZOTZ, L. F. (1951): Altsteinzeitkunde Mitteleuropas. Stuttgart. - - (1955): Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern. - Quartär-Bibl. Bd. 2, Bonn.
- ZEUNER, F. E. (1952): Dating the Past. 3rd ed. London. - - (1954): Riss or Würm? - E. u. G. 4/5, 98-105.

Ergänzung nach Abschluß der Drucklegung:

HAMMEN, Th. VAN DER (1957b): A new interpretation of the pleniglacial stratigraphical sequence in Middle and Western Europe. - Geol. en Mijnbouw (Nw. ser.), 19, 493-498. Dieser Aufsatz konnte leider im Text nicht mehr berücksichtigt werden.

Manusk. eingeg. 27. 5. 1958.

Anschrift des Verf.: Dr. Hugo Groß, Bamberg, Kunigundendamm 59.

## B. Buchbesprechungen

RICHARD PITTIONI. **Urgeschichte des österreichischen Raumes.** - Gr. 8°. 854 Seiten, 12 Karten, 536 Abb. Wien (Franz Deuticke) 1954.

Österreich ist eines der wenigen Länder, die neben einer fast bis heute reichenden urgeschichtlichen Bibliographie eine neuzeitliche Übersicht über den Stand der Forschung besitzen. Letzgenannte verdanken wir dem kenntnisreichen Verfasser des vorliegenden Buches, das die Urgeschichte vom Paläolithikum bis zur Latènezeit behandelt. Mit erfreulich vielen Abb. ausgestattet, ist es sowohl als Nachschlagewerk wie als Lehrbuch gleich gut geeignet. Auf seinen gesamten Inhalt einzugehen, wäre nicht Aufgabe einer Besprechung in unserer Zeitschrift; hier soll daher nur auf die ältere Steinzeit des österreichischen Raumes hingewiesen werden, die der Verf. mit Einschluß des Mesolithikums als „Lithikum“ bezeichnet, zum Unterschied von der jüngeren Steinzeit (Neolithikum), die bei ihm „Keramikum“ heißt. Abgesehen davon, daß die Umbenennung eingebürgerter Bezeichnungen überflüssig ist, muß es, anstatt klärend, verwirrend wirken, wenn der Verf. sein „Lithikum“ gleich Steinzeit ohne Neolithikum setzt und demgemäß z. B. von „Mittelsteinzeit“ spricht, wo es sich um die mittlere Altsteinzeit handelt.

Nach einer kurzen Kennzeichnung der methodischen Grundlagen der urgeschichtlichen Siedlungskunde wird die Umwelt des späteiszeitlichen Menschen gekennzeichnet, d. h. die Urlandschaft im eigentlichen Sinne, die noch keinerlei Eingriffe seitens der Menschheit erfahren hat und in der das riß-würm-interglaziale und das würmglaziale Landschaftsbild unterschieden werden. Für die Rekonstruktion der riß-würm-interglazialen Umwelt wird die ältere (mindel-riß-interglaziale) Höttinger Breccie herangezogen; daß auf diese Weise eine richtige Vorstellung von der Landschaft des letzten Interglazials gewonnen werden kann, wird durch die Fauna hochgelegener alpiner Höhlen (Untersuchungen von O. SICKENBERG und K. EHRENBERG) und die von F. FIRBAS in Schieferkohlen festgestellte Flora bestätigt. Zu der mit Recht kritischen Einstellung des Verf. zu der sog. „Knochenkultur“ und „Höhlenbärjägerkultur“ wäre jetzt nachzutragen, daß F.-E. KORY den angeblichen Artefaktcharakter der Höhlenbärknochen ebenso wie die Bedeutung der Höhlenbärenjagd überhaupt mit gewichtigen Gründen bestritten hat. Das würmglaziale Landschaftsbild, für das 3 Stadiale und 2 Interstadiale angenommen werden (dazu Tab. 1 nach PAPP & THENIUS), ist noch stark theoretisch, da nicht genügend paläobotanische Untersuchungen der verschiedenen in Österreich vorkommenden Verlehmungszonen vorliegen. Für die Landschaft und Umwelt in der Nacheiszeit, deren Abfolge in erster Linie durch H. GAMS und F. FIRBAS festgestellt worden ist, konnte R. SARNTHEIN an österreichischen Funden Ergebnisse gewinnen, die den für Mitteleuropa angenommenen Ablauf der Klimaschwankungen mit ihren Folgen für Flora und Fauna im wesentlichen bestätigen (dazu Tab. 2 für die Zeit von etwa 12000 v. Chr. bis 1000 n. Chr.).

Die älteste Kulturlandschaft entstand in Österreich wie im übrigen Mitteleuropa durch Ausbreitung der Ackerbaukultur vom Vorderen Orient her in das mitteleuropäische Lößgebiet. In einem Moor in Kärnten konnte F. BRANDTNER spätatlantischen Getreidepollen (Abschnitt VII nach FIRBAS) nachweisen, so daß der Beginn des Bauerntums in Österreich im Hochatlantikum (5. Jahrtausend v. Chr.) anzunehmen ist. Für die Frühgeschichte des Getreidebaues ist dabei neu, daß nunmehr auch der Roggen in einem neolithischen Tongefäß der Bandkeramik-Kultur durch einen Fund aus der Gegend von Wien von BRANDTNER und Elise HOFMANN nachgewiesen werden konnte. In Kapitel III wird der lithische, d. h. altsteinzeitliche Fundstoff aus Österreich mit vielen Abb. vorgeführt, gegliedert nach Zeitstufen sowie räumlich nach Siedlungsfunden (Tieflandstationen, alpinen Höhenstationen und österreichischen Lößstationen). Dem sog. Plateaulehm-Paläolithikum und dem österreichischen Magdalénien werden besondere Abschnitte gewidmet. Zu diesen Ausführungen bringt der Verf. Tabellen und Verbreitungskarten. Auf S. 121 wird die Betrachtung der Alt- und Mittelsteinzeit durch eine Übersichtstabelle abgeschlossen. Im ganzen geben die Ausführungen des Verf. eine wertvolle neuzeitliche Übersicht über den ältesten Abschnitt der österreichischen Urgeschichte, in welcher der Verf. anhand eines umfangreichen Bildmaterials die Ergebnisse der Eiszeitforschung darlegt, ferner die zahlreichen noch offenen Probleme herausstellt, wobei er vielfach mit eigenen Ansichten sachlich dazu Stellung nimmt. Der geologisch interessierte Leser sei noch auf die Ausführungen des Verf. über den urzeitlichen Bergbau auf Kupfererz, Salz und Eisenerz in den Österreichischen Alpen hingewiesen, also auf ein Forschungsgebiet, auf dem die österreichische Urgeschichtsforschung von jeher führend gewesen ist. W. La Baume.

E. EBERS: **Vom großen Eiszeitalter.** (Sammlung Verständliche Wissenschaft Bd. 66). 77 Abb., 138 S., Kl. -8°. - Springer-Verlag, Berlin 1957. Preis DM 7.80.

Dem auch in weiten Kreisen bildungsbeflissener Laien erfreulich zunehmenden Interesse für Quartärgeologie kommt die von der bekannten weitgeriesten bayerischen Geologin in allgemeinverständlicher Form anregend geschriebene kurze Einführung in die Eiszeitgeologie entgegen. Mit besonderer Liebe berücksichtigt die Verf. ihre schöne quartärgeologisch so interessante Heimat,



die ja zum dem Gebiet gehört, in dem A. PENCK und E. BRÜCKNER die moderne Quartärgeologie begründet haben. Die Verfn. geht vom Eis und von den Wirkungen und Ablagerungen der heutigen Alpengletscher aus, zeigt die Spuren der wiederholten eiszeitlichen Vergletscherung der Alpen, im Alpenvorland, in Nordeuropa und in den anderen Erdteilen (im Maximum  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$  nicht der gesamten Erde, sondern der Landoberfläche bedeckend) sowie deren klimatische Einwirkung auf das Periglazial und auf die Entwicklung des Mittelmeeres und der Ostsee. Weitere Abschnitte behandeln das Tier- und Pflanzenleben und die erste Entfaltung des Menschengeschlechts im Eiszeitalter (das Knochenlager von über 10 000 Wildpferden bei Solutré stammt aber aus der Aurignac-Stufe und wird heute von manchen Forschern anders gedeutet), die Datierung der Rückzugsphasen der letzten nordischen Vereisung seit etwa 14 000 v. Chr. mit Hilfe des „Bändertonkalenders“ von G. DE GEER, die Datierung spätquartärer Bildungen und Ereignisse der letzten 50 000 Jahre mit Hilfe der C<sup>14</sup>-Methode und die Erforschung der Vegetations- und Klimageschichte der letzten 16 000 Jahre mit Hilfe der Pollenanalyse (das veraltete Pollendiagramm Abb. 76 gilt für die Nach- und Späteiszeit, deren Gliederung unvollständig ist). Im letzten (12.) Kapitel geht die Verfn. kurz auf die Erklärungsversuche für die großen Vereisungen ein und lehnt wie fast alle Quartärgeologen die Sonnenstrahlungskurve von MILANKOVITCH auf Grund neuer C<sup>14</sup>-Daten ab. Zwei Übersichtstabellen, ein sehr kurzes Literaturverzeichnis und ein ausführliches Sachregister bilden den Schluß. Mit großem Geschick hat die Verfn. auf so beschränktem Raum alle wesentlichsten Erkenntnisse der Erforschung des großen Eiszeitalters in ansprechender, auch dem gebildeten Laien verständlicher Form behandelt, so daß das Büchlein, dessen sehr gut ausgewählte Liebilderung (vielfach nach Photos der Verfn.) ebenfalls großes Lob verdient, als Einführung in die Eiszeitgeologie allen Interessenten, besonders Lehrern und Studenten, warm empfohlen werden kann.

H. Gross.

**Acta Praehistorica**, im Auftrage des 1957 gegründeten Centro Argentino de Estudios Prehistóricos (Moreno 350, Buenos Aires) von O. MENGHIN herausgegeben, wollen die prähistorische Anthropologie (im weitesten Sinn) fördern. Band I (1957) enthält teils in spanischer Sprache mit ausführlicher deutscher Zusammenfassung, teils umgekehrt, ausnahmsweise auch nur in spanischer Sprache, längere Aufsätze, kürzere Mitteilungen, Kommentare, Besprechungen wichtiger Neuerscheinungen und ein Verzeichnis der eingesandten Bücher und Zeitschriften mit Anmerkungen. Besonders wichtig sind die Aufsätze von O. MENGHIN über das Protolithikum (Altpaläolithikum) „knochenkultureller Prägung“ in Amerika, das nach dem Verf. mindestens ins Letzte Interglazial zurückreicht, und über die Stile der Felsbildkunst in Patagonien und von E. ZYHLARZ über die Probleme afrikanischer Hirtenkultur, ferner die Mitteilungen von J. SCHOBINGER über die ältesten menschlichen Fußspuren (in der Höhle della Batura in der Prov. Savona, Italien), von N. SÁNCHEZ-ALBORNOZ über Felsbilder im Becken von Epuyén (Prov. Chubut, Argentinien) und von O. MENGHIN über die Urform der nordischen Kragenflaschen. Die Kommentare von O. MENGHIN behandeln den Ursprung des Ackerbaus (im Anschluß an das Buch von H. BAUMANN: Das doppelte Geschlecht) und „Eine Bücherreihe über die Urgeschichte Amerikas“. Der reichbebilderte Band ist 178 Seiten (Kunstdruckpapier) stark, der Preis (15 DM) also niedrig. Die Zeitschrift, die natürlich auch die Quartärgeologie berücksichtigt, verdient weiteste Verbreitung.

H. Gross.

UDELGARD GROHNE: **Zur Entwicklungsgeschichte des ostfriesischen Küstengebietes auf Grund botanischer Untersuchungen.** - Probleme der Küstenforschung 6, S. 1-48, 10 Abb. u. 20 Faltn., Hildesheim (August Lax) 1957, Preis DM 24.—.

Der Band 6 der von W. HAARNAGEL herausgegebenen Schriftenreihe der Niedersächsischen Landesstelle für Marschen- und Wurfenforchung in Wilhelmshaven enthält außer der Arbeit von U. GROHNE einen Beitrag von Peter SCHMIDT über „Die vorrömische Eisenzeit im nordwestdeutschen Küstengebiet“ (S. 49-98, 23 Taf.). Während letzterer sich mit der kulturellen Hinterlassenschaft der ersten großräumigen Marschenbesiedlung zwischen Elbe und Ems vor allem unter Berücksichtigung der Keramik beschäftigt und sich in erster Linie an den Prähistoriker wendet, dürften die Untersuchungen von U. GROHNE außer dem Botaniker vor allem den Geologen in größerem Umfange interessieren. Daher soll hier nur auf diese Arbeit eingegangen werden.

Die Verf. untersuchte in 18 Bohrungen aus dem westlichen Teil Ostfrieslands (Juister und Baltrumer Watt, „Hilgenrieder Bucht“ sowie der Krummhörn) die von marinen Sedimenten überlagerten Torfhorizonte. Als Bezugsbasis für die pollenanalytische Datierung der teilweise nur geringmächtigen Torfschichten diente ein Profil aus dem nicht überschlickten Hochmoor bei Tannhausen. Neben den Pollen und Sporen wurden zur Klärung der Feinstratigraphie der Torfe Samen, Gewebereste, Algen und Diatomeen herangezogen. Die Diatomeen gaben außerdem wichtige Hinweise für die Salinitäts-Verhältnisse während der Transgression. Einige pollenstratigraphische Leithorizonte aus dem Standardprofil des Tannhauser Moores wurden durch C<sup>14</sup>-Bestimmungen genau datiert. Der durch die Untersuchungen erfaßte Zeitraum reicht im wesentlichen von etwa 8000 bis 200 v. Chr.

Im ersten Abschnitt der Arbeit wird zunächst die postglaziale Waldgeschichte des Untersuchungsgebietes behandelt und eine feinere Unterteilung der Abschnitte des Atlantikums, Subboreals und Subatlantikums durchgeführt. Innerhalb des Atlantikums erwiesen sich besonders die Ulmen-Maxima (U1-4) als wichtige Leithorizonte. Im Subboreal werden fünf Leitlinien (1-5) ausgedehnt, denen vor allem Schwankungen im Verlauf der Fraxinus-Kurve zu Grunde liegen. Ebenfalls konnte das Subatlantikum durch fünf Leitlinien (6-10) weiter gegliedert werden, die zur Hauptsache auf Änderungen der Fagus-Kurve beruhen. Die Vermoorung begann in den Niederungen im allgemeinen erst im Laufe des Boreals, wobei es zur Ausbildung von Niederungsmooren kam. Auf den hochgelegenen Teilen der pleistozänen Flugsanddecke entstanden gleichzeitig feuchte Calluna-Heiden, die später in oligotrophe Sphagnum-Hochmoore übergingen.

Die ersten Anzeichen der Transgression sind in den Rinnen und Senken im Laufe des Atlantikums zu erkennen (Baltrumer Watt und Hilgenrieder Bucht). Im Juister Watt ging die Moorbildung ungestört bis etwa 200 v. Chr. fort. Aus der Untersuchung von Transgressions-Kontakten eindeutige Hinweise auf den genauen Zeitpunkt der Überflutung zu erhalten, ist außerordentlich schwierig. Im Bereich des heutigen Juister Wattes z. B. beträgt der Unterschied zwischen der frühesten und der spätesten Unterbrechung des Moorbuchwachstums fast 3000 Jahre. Diese Zeitdifferenz beruht auf der verschiedenen starken Erosion des Torfes im Laufe der Transgression, und sie zeigt deutlich, daß es keinesfalls ausreicht, nur aus ein oder zwei Torfprofilen den Zeitpunkt einer Transgression ermitteln zu wollen. — Die genaue Datierung der beiden Torfhorizonte im Baltrumer Watt und in der Krummhörn, die WILDVANG zu der Auffassung einer „zweiten subborealen Festlands-Zeit“ veranlaßten, hat nun ergeben, daß der obere keineswegs gleichaltrig ist und daß damit der Begriff einer subborealen Festlandsphase nicht mehr aufrecht erhalten werden kann. Bei diesen oberen Torfen handelt es sich meistens um stark mit Ton durchsetzte Schilf-Torfe der Brackwasser-Zone (Darg), die nicht als Regressions-Phasen zu deuten sind, sondern als besondere fazielle Entwicklung angesehen werden müssen, der andernorts Klei-Ablagerungen entsprechen.

Aus dem Auftreten von Getreide-Pollen und siedlungsanzeigenden Unkräutern — vor allem *Plantago* — ergab sich, daß die Anfänge des Ackerbaus in den Hochmoor-Gebieten unter dem Juister Watt und der Hilgenrieder Bucht bis in den Beginn des Neolithikums zurückreichen (Wende Atlantikum/Subboreal, nach der C<sup>14</sup>-Datierung um 3000 v. Chr.), wobei die Besiedlung zunächst noch recht dünn und fluktuierend gewesen sein muß. Die sumpfigen und teilweise überfluteten Niederungsgebiete der Krummhörn blieben siedlungsfrei bis in die Zeit der ersten Besiedlung der Marsch (3.-2. Jh. v. Chr.).

Die sorgfältigen und gründlichen Untersuchungen von U. GROHNE geben einen guten Eindruck von den Fortschritten der Pollenanalyse und der modernen pollenanalytischen Arbeitsweise und bilden eine wertvolle Grundlage für weitere entsprechende Untersuchungen im Küstengebiet der Nordsee. Hervorgehoben werden muß außerdem die gute Ausstattung des Buches mit ausführlichen Schichtverzeichnissen, Fossil-Tabellen und Pollendiagrammen, wobei es der Leser besonders begrüßen wird, daß die Pollendiagramme als lose Faltafeln der Arbeit beigegeben sind, wodurch ein Vergleich der einzelnen Profile bedeutend erleichtert wird. G. v. d. Brelie.

**FRITZ-RUDOLF AVERDIECK: Zur Geschichte der Moore und Wälder Holsteins.** Ein Beitrag zur Frage der Rekurrenzflächen. - Nova Acta Leopoldina N. F. Nr. 130 (Bd. 19), 152 S., 75 Abb. und 4 Tabellen im Text. Leipzig 1957. Preis DM 9.30.

Diese ausgezeichnete, umfangreiche Kieler Diss. aus der Schule OVERBECK wertet das Ergebnis mehrjähriger minutiöser Untersuchungen (überwiegend an sehr langen Torfstichwänden) in 4 Hochmooren N von Hamburg (graphisch dargestellt in je 14 Pollendiagrammen für Baumpollen und für Nichtbaumpollen sowie 3 für Baumpollen allein) für die Erforschung der Wald- und Klimageschichte, für einen Versuch zur Lösung der Rekurrenzflächenfrage und der absoluten Datierung, für die Erforschung der Siedlungsgeschichte und für den Entwurf von Naturlandschaftskarten aus. Im Vielmoor konnte ein lückenloses Spätglazialprofil erbohrt werden; bemerkenswert ist, daß hier im Alleröd-Interstadial im Optimum *Pinus* dominierte, die noch in der jüngeren Tundrenzeit mit *Empetrum*-Heiden vorkam. Sehr dichter Probenabstand und Zählung von 400 (bisweilen auch mehr) Baumpollenkörnern je Pollenspektrum ermöglichte die Konnektierung vieler Diagrammhorizonte und die Ermittlung der empirischen und der rationalen *Fagus*- und *Carpinus*-Pollengrenzen. Trotzdem machte in diesem stark maritimen Klimagebiet die Zonierung der Pollendiagramme (nach OVERBECK) teilweise Schwierigkeiten, vor allem die Grenzziehung X/XI (zwischen Wärme- und Nachwärmezeit). 5 Rekurrenzflächen (RY) a-e wurden durch die kolorimetrische Methode nachgewiesen. Nach der Konnektierung der Pollendiagramme kann der Schwarztorf-Weißtorf-Kontakt (der zu Unrecht nur dann als WEBERSCHER Grenzhorizont anerkannt wird, wenn er die Zeitstellung der RY III von E. GRANLUND, d. h. ca. 600 v. Chr., hat) in den verschiedenen Mooren nicht synchron sein, anscheinend auch nicht einmal in den verschiedenen Profilen des Vielmoors. Eine sichere pollenanalytische Konnektierung dieser Rekurrenzflächen ist weder mit den schwedischen noch mit anderen möglich, nicht einmal mit den nordwest-

deutschen; sie können also nicht als Zeitmarken für Datierungsversuche benutzt werden. In den Baumpollenkurven kommen zwar die neolithischen Landnahmespektren im Sinne von IVERSEN gar nicht zum Ausdruck, es decken sich aber regelmäßige und relativ hohe Kulturpollenwerte (besonders von *Plantago lanceolata*) vom Neolithikum bis zur vorchristlichen Eisenzeit mit reichlichen Siedlungs- bzw. Grabfunden; aber der archäologisch belegte Besiedlungsrückgang der folgenden Jahrhunderte wird erst im Pollenbild der vorgeschrittenen Sachsenzeit durch ein vorübergehendes Kulturpollen-Minimum registriert. Der Versuch einer Rekonstruktion der Naturlandschaft auf pollenanalytischer Grundlage ließ die Vorherrschaft des *Querceto-Carpinetums* in der nächsten Umgebung der beiden am genauesten untersuchten Moore (Vielmoor und Wittmoor) erkennen. Auch diese wertvolle Arbeit zeigt, wie notwendig im maritimen Klimabereich die  $C^{14}$ -Datierung wichtiger Pollendiagramm-Horizonte ist. Solche Daten aus dem Wittmoor teilt die folgende Arbeit mit.

H. Gross.

F. OVERBECK, K. O. MÜNNICH, L. ALETSEE & F. R. AVERDIECK: **Das Alter des „Grenzhorizonts“ norddeutscher Hochmoore nach Radiocarbon-Datierungen.** — Flora 145, 37-71, mit 8 Abb. im Text und 2 Tabellen. Jena 1957.

Bis 1930 galt der von C. A. WEBER als „Grenzhorizont“ bezeichnete Schwarztorf-Weißtorf-Kontakt (SWK) in den nordwestdeutschen Hochmooren allgemein als synchroner Leithorizont (Grenze zwischen Später Wärmezeit und Nachwärmezeit in den Pollendiagrammen), von C. A. WEBER auf Grund eines archäologisch datierbaren Moorleichenfundes im Weißtorf mit ca. 800 v. Chr., von den anderen Moorforschern später nach der Parallelisierung des SWK mit der Rekurrenzfläche (RY) III in Südschweden durch E. GRANLUND (1932) mit etwa 600-500 v. Chr. (Wende der Bronze- zur Eisenzeit in S-Schweden) datiert. Ernste Zweifel an der Gleichzeitigkeit des „Grenzhorizonts“ entstanden in NW-Deutschland und Holland nach der Verbesserung der pollenanalytischen Methode seit 1934; ihre Berechtigung wurde durch die sehr eingehenden Untersuchungen des Leiters des Heidelberger  $C^{14}$ -Laboratoriums, K. O. MÜNNICH, in Zusammenarbeit mit den oben genannten Moorgeologen bewiesen. Auf Grund theoretischer Überlegungen und ihrer experimentellen Nachprüfung stellte MÜNNICH fest, daß man beim lockeren Hochmoortorf entgegen der öfters geäußerten Vermutung mit einer „Verjüngung“ der Proben nur um einige Jahrzehnte durch Abwärtsschwemmung jüngerer Humussubstanzen rechnen muß, ihre Entfernung vor der Messung also fast unnötig ist. 25 Messungen von SWK- und anderen RY-Proben, die von OVERBECK und seinen moorgeologischen Mitarbeitern aus 7 mit besonders dichtem Probenabstand, großer Baumpollenzahl je Pollenspektrum und Berücksichtigung des NBP pollenanalytisch untersuchten Hochmooren Westdeutschlands von Holstein bis zur Rhön beschafft waren, ergaben, daß der SWK auch in benachbarten Mooren nicht synchron zu sein braucht und die dortigen RY zeitlich nicht bzw. höchstens annähernd mit südschwedischen übereinstimmen. Am stärksten ist der SWK aus der Zeit um 100 v. Chr. ausgeprägt, auch im Hellweger Moor bei Bremen, WEBERS Paradebeispiel für seinen „Grenzhorizont“. Um 600 v. Chr. und 700 n. Chr. kommen außerdem auch weniger schroffe Zersetzungswechsel innerhalb des Weiß- bzw. des Schwarztorfs vor. Der untere GH von H. POTONIÉ im Gr. Gifhorner Moor dürfte aus der Zeit zwischen 1600 und 1500 v. Chr. stammen. Bei dem um 100 v. Chr. liegenden SWK war im Hellweger Moor gar keine, im Gifhorner etwa eine 30 Jahre lange Wachstumsunterbrechung festzustellen, bei den übrigen ergaben sich Zeitlücken von 160-205 Jahren, während in einem holländischen Moor am SWK eine 800 Jahre lange Wachstumsunterbrechung in der Bronzezeit gefunden wurde (in Amerika). Auf Grund der  $C^{14}$ -Daten dürfte nach OVERBECK seine Grenze X/XI zwischen Später Wärmezeit und Nachwärmezeit statt der RY III um 600 v. Chr. der RY um 100 v. Chr. entsprechen. Ref. ist aber der Meinung, daß man diese Grenze außerhalb des ozeanischen Klimabereichs, in dem sie pollenanalytisch meist recht unsicher erfassbar ist, mit  $C^{14}$  datieren sollte.

H. Gross.

H. VALENTIN: **Glazialmorphologische Untersuchungen in Ostengland.** - Abh. Geograph. Institut d. Freien Univ. Berlin, herausgeg. von E. FELS und J. H. SCHULTZE, Bd. 4. 86 S., 28 Bilder, 2 Diagr., 10 Karten. Dietrich Reimer Verlag in Berlin 1957.

Der Verf., dessen Name bereits durch mehrere gute Arbeiten bekannt ist, legt hier die Ergebnisse sehr sorgfältiger Untersuchungen über das Alter der ostenglischen Landschaft nördlich des Humber vor. Es zeigt sich, daß ein wesentlicher Teil dieses Gebietes durch den Gletscher des Warthe-Stadiums (Riss II) geprägt worden ist. Die Grenze der Letzten Vereisung (Weichsel, Würm) wird klar herausgearbeitet. Sie verläßt das Festland nahe nördlich der Humbermündung. Im Bereich der Nordsee schält sich auf Grund der submarinen Topographie deutlich ein Ostenglischer Gletscher heraus, der am Nordwestrand der Doggerbank an den Skandinavischen Gletscher grenzte. Im östlich angrenzenden Raum war in der Hochglazialzeit ein großer Stausee vorhanden, in den neben Weser und Ems vor allem der Elbe-Urstrom mündete. Der Abfluß dieses Stausees ging, verstärkt durch Humber-Urstrom, Rhein, Seine etc., als gewaltiger Kanal-Urstrom zum Atlantik.

Die lange umstrittene Frage, ob das skandinavische und britische Eis sich auch während der Letzten Eiszeit im Nordseeraum vereinigt haben, ist von Valentin in überzeugender Weise gelöst worden, ein Ergebnis, zu dem man den Verf. beglückwünschen kann. P. Woldstedt.

HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK: **Das obere Altpaläolithikum in Süddeutschland.** Ein Versuch zur ältesten Geschichte des Menschen. - 60 S. In Kommission: Rudolf Habelt Verlag, Bonn 1957.

Die Arbeit, eine Tübinger Dissertation, versucht einen vollständigen Überblick über das obere Altpaläolithikum (d. h. das, was gelegentlich auch Mittelpaläolithikum genannt wird) im süddeutschen Raum zu geben. Zu diesem Zweck wird zunächst die geologisch-klimatische Stratigraphie zu klären versucht, wobei eine Vorletzte Warmzeit, eine Vorletzte Kaltzeit mit interstadialer Schwankung, eine Letzte Warmzeit und eine letzte Kaltzeit, ebenfalls mit einer Schwankung, unterschieden werden. Im Text werden nur diese Bezeichnungen gebraucht; es geht aber aus einer Vergleichstabelle sowie aus gelegentlichen Erörterungen im Text hervor, daß mit der Vorletzten Kaltzeit Mittel- und Jungriß, mit der Letzten Kaltzeit Würm gemeint ist. Der Begriff des Göttweiger Interstadials taucht nicht auf. So ist es nicht ganz klar, ob unter dem, was Letzte Warmzeit genannt ist, nicht gelegentlich auch das Göttweiger Interstadial enthalten ist.

Es werden weiter die typologischen Formenkreise, schließlich die faunistische, floristische und anthropologische Stratigraphie untersucht. Auf Grund aller dieser Dinge ergeben sich fünf verschiedene Begehungsgruppen im oberen Altpaläolithikum, deren Charakteristika vom Verf. herausgearbeitet werden. Alle Begehungen kommen aus dem Westen bis auf die letzte, die der Blattspitzenträger, die — als Vorläufer des Jungpaläolithikums — von Osten kamen.

Allgemeine Betrachtungen — über Jagdarten und Sammeltätigkeit, Geräte-Inventar, Feuererzeugung, Soziologie, Geistige Vorstellungswelt usw. — beschließen die Arbeit, deren Thema eigentlich über den Rahmen einer Dissertation hinausgeht, deren räumliche Umgrenzung aber auf der anderen Seite zur Beantwortung der mannigfachen Fragen doch eigentlich nicht ganz ausreicht. P. Woldstedt.

**Die Verfasser von Arbeiten, die im Jahrbuch der Quartärvereinigung gedruckt werden sollen, werden gebeten, folgende Punkte zu beachten:**

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig beschrieben sowie völlig druckfertig, an den Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118.

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

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

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

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

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau (14a) Öhringen

## **Rund um Hochifen und Gottesackergebiet**

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner.

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln  
Ganzleinen gebunden **DM 8.75**

... Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

## **Dr. BERNHARD HAUFF: Das Holzmadenbuch**

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Jura  
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie **80 Kunstdrucktafeln.**  
Ganzleinen **DM 8.75.**

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Dieses Werk ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

## **GEORG HOFFMANN: Der See der Adler**

84 Seiten m. 48 ganzseitigen Bildtafeln auf Kunstdruckpapier, Ganzleinen **DM 8.50**

Der Verfasser zählt in weiten Kreisen zu den hervorragendsten Schilderern der Vogelwelt. Seine Aufnahmen sind zum Teil einzigartige Naturdokumente. Die früher erschienenen Bände „Rund um den Kranich“ und „Ein See im Walde“ sind z. Zt. vergriffen.

## **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.

## **Die Lebewelt unserer Trias**

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers

Ganzleinen **DM 11.70**, Nachtragsband 1938 **DM 5.—**

„Das klassische Werk der Trias“

## **AUS DER HEIMAT**

Naturwissenschaftliche Monatsschrift des deutschen Naturkundevereins

steht im 66. Jahrgang und kostet vierteljährlich nur **DM 3.—**

AUS DER HEIMAT ist die Zeitschrift des ersten Naturfreundes  
Probefhefte auf Wunsch!

### **Sonderhefte von „Aus der Heimat“**

von Schriftleiter Dr. GEORG WAGNER:

**Vom Jordangraben**

**Beobachtungen am Meeresstrand**

**Von den Wanderdünen der kurischen Nehrung**

**Der Karst als Musterbeispiel der Verkarstung**

Jedes Heft kostet **DM 2.—**

Es sind nur noch wenige Exemplare vorhanden.