

## Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Norddeutschland

VON ERWIN KOPF und PAUL WOLDSTEDT, BONN

Mit 4 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung:** Zwischen Saale- und Warthe-Stadial liegt keine echte Interglazialzeit, sondern ein Abschnitt, in dem es zwar zu einer Wiederbewaldung kam, aber nur mit Nadelbäumen, nicht mit wärmeliebendem Laubwald. Es fand wohl im Norden eine früh-interstadiale Transgression eines kühlen Meeres statt, das leicht in das vom Eis noch herabgedrückte Gebiet eindringen konnte, nicht aber eine hochinterglaziale, wärmezeitliche Transgression, wie sie in den echten Interglazialzeiten eintrat. Der Abschnitt kann als „Groß-Interstadial“ bezeichnet werden.

**Summary:** Between the Saale and Warthe stages no real interglacial age existed. It was a time, where a reforestation took place, but only with coniferous, not with warmth-loving deciduous trees. In the northern areas which were still depressed by the ice load, early-interstadial marine ingressions of short duration occurred. There existed, however, no high-interglacial transgressions of a warm sea. The interval between Drenthe and Warthe could be named a "Super-Interstadial".

### I.

Als der Begriff der Warthe-Vereisung aufgestellt wurde (WOLDSTEDT 1927), blieb die Frage offen, ob sie sowohl nach unten, d. h. zum Drenthe-Stadial der Saale-Eiszeit, wie nach oben, zur Weichsel-Eiszeit, durch echte Interglaziale abgegrenzt sei. Nach den Untersuchungen von K. GRIPP (1924) mußte an der Grenze der Weichsel-Vereisung ein Interglazial liegen. Es ließ sich im einzelnen nachweisen (WOLDSTEDT 1942, 1954), daß dies die Eem-Interglazialzeit war, die also zwischen Warthe und Weichsel lag. Offen blieb die Frage, ob zwischen Warthe und Drenthe ein Interglazial oder ein Interstadial anzunehmen sei. Von den meisten Forschern wurde eine Interstadialzeit angenommen, für die G. LÜTTIG (1956) den Namen „Gerdau-Interstadial“ vorschlug. Vorher hatte G. VON DER BRELIE (1955) von einer „Ohe-Warmzeit“ gesprochen, die zwischen Drenthe und Warthe läge. Aber R. HALLIK (1960) konnte zeigen, daß die namengebenden Kieselgurlager bei Ohe in die Holstein-Interglazialzeit zu stellen seien.

Mit Nachdruck haben dann K. PICARD (1959, 1962) und H.-E. STREMMER (1960, 1964) auf Grund des Vorkommens bestimmter fossiler Böden das Vorhandensein einer echten Interglazialzeit im Liegenden des Warthe-Stadials verfochten. Sie sprechen von einer *Treene-Warmzeit*, die also zwischen Drenthe-Stadial (von ihnen „Lippe-Eiszeit“ genannt) und Warthe-Stadial liegen soll.

Fossile Böden oder Verwitterungsrelikte sind für die Quartärstratigraphie zweifellos von großer Bedeutung. Es fragt sich aber, ob wir auf Grund von Bodenprofilen so weitgehende Schlüsse ziehen dürfen, wie K. PICARD und H.-E. STREMMER dies tun.

1. Fossile Böden können in den verschiedensten stratigraphischen Positionen gleichartig ausgebildet sein. So sind z. B. auf den Lössen und Decklehmen Süddeutschlands in den letzten Interglazialen und im Postglazial fast stets Parabraunerden entstanden. Parabraunerden können deshalb nicht als spezifische Leithorizonte verwendet werden (K. BRUNNACKER 1964), um so weniger, als in anderen Arbeiten (H. REMY 1960, K. BRUNNACKER 1959, E. SCHÖNHALS 1960) Parabraunerden auch als interstadiale bzw. spätglaziale Bildungen angesehen werden.

2. Fossile Böden können in gleicher stratigraphischer Lage verschieden entwickelt sein. Man denke an die unterschiedlichen rezenten Bodentypen auf gleichartigem Substrat und die Vielfalt der Profilentwicklungen, die durch variierende petrographische, klimatische, morphologische und floristische Verhältnisse entstehen.

3. Besonders das fossile Bodenprofil spiegelt die erlittenen Klimawandlungen nur verzerrt oder gar nicht wieder. Wir wissen heute, daß Böden in Abhängigkeit vom Substrat sehr verschieden stark „zeichnen“. Kurze, feuchte Klimaphasen mit entsprechender Vegetation wirken sich im Bodenbild viel stärker als längere trockene aus. Die Reihenfolge der Klimaphasen ist von Bedeutung, und besonders die Konstellation der Bodenbildungsfaktoren in der Endphase überprägt das überlieferte Bodenprofil am stärksten. Pleistozäne fossile Böden dürften in der Mehrzahl am deutlichsten die Verwitterungseinflüsse der *a u s g e h e n d e n* Interglazial- oder Interstadialzeit anzeigen.

4. Fossile Böden sind auch Produkte kleinräumiger, lokaler, korrelierender und alternerender Prozesse. Verallgemeinerungen aus Einzelaufschlüssen sind mit großen Unsicherheiten behaftet. So können selbst bei mehreren Böden übereinander gewisse Entwicklungsunterschiede nicht gleich als Differenzen in dem Grad der Temperatur oder der Dauer der Bodenbildung ausgedrückt werden.

5. Die Genese der Paläoböden liegt noch weitgehend im Dunklen. Ebenso sind positive, analytisch meßbare Bodendaten zur objektiven Kennzeichnung wirklich interglazialer Bodenbildungen noch nicht vorhanden.

K. PICARD (1962) zieht nun zur Bestätigung der Treene-Warmzeit u. a. Bodenbildungen auf Löß heran, die in diese stratigraphische Stellung von J. KUKLA, V. LOŽEK & J. BARTÁ (1962) in Nowé Mesto, Westslowakei, von R. RUSKE & M. WÜNSCHE (1961) im Saale-Unstrut-Gebiet und von W. PAAS (1962) am Niederrhein eingestuft wurden. Eine eindeutige Stütze liefern diese Böden nun aber für eine echte Warmzeit nicht.

Der betreffende Bodenkomplex von Nowé Mesto läßt mit zwei Lessivés in einem 9 m mächtigen warmzeitlichen Sedimentkomplex, dem trotzdem durchgehenden und in den A-, B- und C-Horizonten kaum variierenden Karbonatgehalt, sowie mit der warmen Molluskenfauna unter dem Bodenhorizont doch noch viele Fragen offen.

Der mit der Treene-Warmzeit parallelisierte Rudelsburger Bodenkomplex aus dem Saalegebiet (R. RUSKE & M. WÜNSCHE 1964) stellt gegenüber dem Eemboden desselben Profils nur „eine stark abgeschwächte Bodenbildung“ von Braunerdecharakter dar.

Die von W. PAAS (1962) in die Drenthe/Warthe-Warmzeit gestellte Wegberger Bodenbildung am Niederrhein liegt unmittelbar über der Hauptterrasse und nicht über der drenthezeitlichen Unteren Mittelterrasse. Die gleichgesetzte Frechener Bodenbildung ist dagegen eine Verwitterung der Unteren Mittelterrasse; in diesem Profil fehlt aber der warmzeitliche Eemboden. Zweifellos ist die tiefgründige Verlehmung der Schotter zu beachten; jedoch sind bis zu 10 m mächtige Schotterverlehmungen selbst als interglaziale Verwitterungen zu kräftig, so daß hier wohl andere sedimentäre Voraussetzungen anzunehmen sind. Auch über die Entstehung des „braunlehmartigen, gelblich-roten Interglazialbodens“ (E. MÜCKENHAUSEN 1954) herrschen heute nur erst hypothetische Vorstellungen. Der mächtige Lößkomplex von Kärlich im Neuwieder Becken läßt jedenfalls keine über die Eembodenbildung hinausgehende Verwitterungsintensität im Rißlöß erkennen (E. MÜCKENHAUSEN 1959, H. REMY 1959).

Besonders werden von K. PICARD die von H.-E. STREMMER (1960, 1964) beschriebenen fossilen Böden in Schleswig-Holstein als Nachweis für die Treene-Warmzeit angesehen. So hat H.-E. STREMMER (1964) in Böxlund, nahe der dänischen Grenze, in anscheinend gesicherter stratigraphischer Position einen Treeneboden unter Eem- und Holozänboden gefunden.<sup>1)</sup> Alle drei Böden sind Podsole; der Treeneboden weist dabei die größte Mächtigkeit

<sup>1)</sup> Inzwischen hat G. LÜTTIG im Juni 1965 auf der Tagung der nordwestdeutschen Geologen in Flensburg die Ergebnisse neuer und umfassender Geschiebezählungen vom Aufschluß Böxlund bekanntgegeben. Nach diesen Untersuchungen führt der dortige „Treeneboden“ *W a r t h e* material. Er könnte deshalb keine autochthone prä-warthe-stadiale Bildung sein. Die Stauchungen des „Treenebodens“ lassen sich auf einen späteren Vorstoß des Wartheeises zurückführen.

keit und die stärkste Ausprägung auf. Aus dieser Bodenentwicklung und aus sichtbaren Merkmalen der Silikatverwitterung folgert STREMMER, daß es sich nur um eine echte warmzeitliche Bildung handeln könne. Während der Entwicklungszeit des Treenebodens wären Wärme und Feuchtigkeit der heutigen Zeit ähnlich, oder es sei gar wärmer und feuchter gewesen, und die Bildungsdauer würde wahrscheinlich einen viel längeren Zeitraum als vergleichsweise das Holozän umfassen.

Es müssen aber auch in diesem Falle die unter 1. bis 5. genannten Einschränkungen betont werden. So haben u. a. unsere Untersuchungen über den Silikatgehalt und die Silikatverteilung als Anzeiger für die Verwitterungsintensität neben anderen Methoden wichtige Erkenntnisse zur Genese dieses Bodens ergeben. Der mächtige Treenepodsol weist einen an sich geringen Silikatabbau bei relativ hohem Silikatgehalt auf, und die Silikatzerstörung ist hier schwächer als im hangenden Eemboden. Das Phänomen der starken Podsolierung drückt hier also die durch Klima, Vegetation, Zeit u. a. im Substrat ausgelösten Prozesse falsch proportioniert aus. Die gleiche Erscheinung haben bei rezenten Podsolen auch B. MEYER (1964) und I. BOSSE (1964) feststellen können. Soweit also aus der vorgetäuschten intensiven Verwitterung des Treenebodens Vorstellungen über große Wärme und Feuchtigkeit abgeleitet wurden, erscheint eine Reduzierung notwendig.

Bei der Ausdeutung des Treenebodens ist aus der starken Podsolierung auch auf eine sehr lange Bildungszeit geschlossen worden. Diese Frage beantwortet sich aus der oben erörterten Vortäuschung der starken Podsolierung von selbst dahin, daß dieser Prozeß eben nicht ungewöhnlich lange angehalten zu haben braucht. Podsole können sich relativ schnell entwickeln; so sind auf post-litorinazeitlichen Dünen in Mecklenburg bereits mächtige Podsole mit Ortstein entwickelt (G. REUTER 1962). R. LÜDERS (1961) fand im Emsland zwei starke Podsole übereinander, für die sich durch C<sup>14</sup>-Datierung und Pollenanalyse im älteren begrabenen Podsol eine ca. 7000jährige Bildungszeit, für den jungen rezenten Podsol ein maximales Alters von 2500 Jahren ergeben. H. WORTMANN & H. MAAS (1954) beschreiben Riesenpodsole aus Westfalen, deren Bildungszeit zwischen dem ausgehenden Spätglazial und einer jungen Dünenüberdeckung liegt. W. HOLLSTEIN (1959) weist auf das Vorkommen von Podsolen im Liegenden von Mooren hin, die bereits im Atlantikum voll ausgebildet waren. Derartige Altersangaben ließen sich vermehren, und es ist sicher, daß bei entsprechenden Voraussetzungen sich mächtige Podsole bereits in einigen Jahrtausenden bilden können. Die Podsole sind wegen ihrer stark von Substrat, Feuchtigkeit und Vegetation geprägten Dynamik keine guten Indikatoren für Wärmezeiten. Beim Treeneboden von Böxlund sprechen seine inneren Merkmale deutlich dafür, daß er nicht in einer langen und/oder feuchtwarmen Periode entstanden sein muß.

## II.

Hätten wir zwischen Drenthe und Warthe eine echte Warmzeit vom Charakter der Holstein- oder Eem-Interglazialzeit gehabt, so müßten wir irgendwo einmal Ablagerungen mit entsprechenden Pollendiagrammen finden. Aber alle bisher in Norddeutschland, Holland, Dänemark (vgl. die neueste Zusammenstellung von Sv. Th. ANDERSEN 1965), Polen usw. gefundenen echten Interglazial-Diagramme lassen sich entweder in die Eem-Warmzeit (die meisten), die Holstein- oder die Cromer-Warmzeit einordnen. Ein sicher in eine Warmzeit Drenthe/Warthe einzuordnendes wirklich wärmeliebendes Pollendiagramm gibt es bisher nicht, wohl aber solche einer kühleren, d. h. einer Interstadialzeit.<sup>2)</sup>

Von entscheidender Bedeutung für die ganze Frage des Charakters der Zeit zwischen Drenthe und Warthe ist die Bohrung Quakenbrück (D. WILDEVANG 1934, F. JONAS

<sup>2)</sup> Offen bleibt die Einordnung des von E. KOLUMBE (1953) beschriebenen Pollendiagramms von Hemmoor. Es könnte vielleicht in das Drenthe/Warthe-Interstadial gehören.

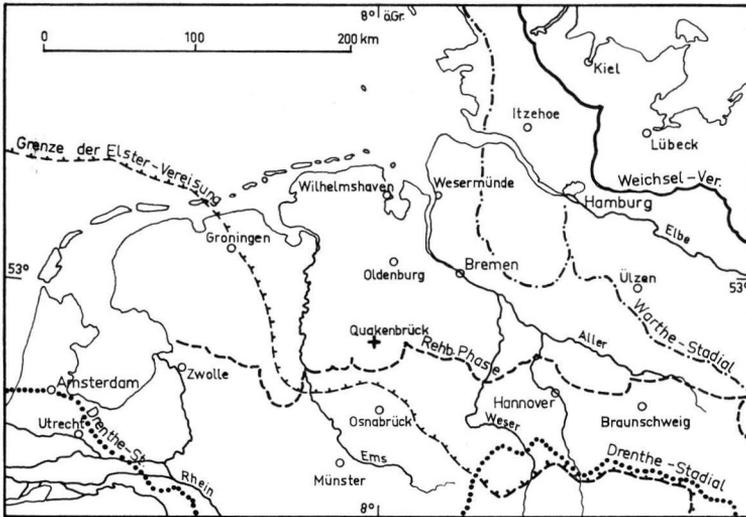


Abb. 1. Lage der Bohrung Quakenbrück mit Rücksicht auf die Vereisungsgrenzen in Nordwest-Deutschland.

1937), die unmittelbar bei der genannten Stadt (Abb. 1) niedergebracht wurde. Diese sowie andere Bohrungen in derselben Gegend (F. HARTUNG 1954) haben ein tief eingeschnittenes Rinnensystem nachgewiesen, das nur durch die vorrückende Drenthevereisung ausgefurcht sein kann.

Leider ist die Bohrung, aus der F. JONAS die unten zu besprechenden Pollendiagramme aufgestellt hat, sedimentpetrographisch nicht genügend untersucht worden. Es bestehen Widersprüche zwischen den Darstellungen von WILDEVANG und JONAS. So ist ein klares Bild der Schichten, vor allem im tiefsten wie auch im oberen Abschnitt (oberhalb von etwa 30 m), nicht zu gewinnen. Nur die größeren Abschnitte können erkannt werden (vgl. Abb. 2).

Da Quakenbrück auch noch im Bereich der Elster-Vereisung liegt (vgl. Abb. 1), könnte die Vermutung auftauchen, die Rinne sei bereits durch die Elster-Vereisung ausgefurcht worden. Dann aber sollten wir in ihr nicht das Eem-Interglazial, sondern das Holstein-Interglazial erwarten. Ein Offenbleiben der Rinne über zwei Interglazialzeiten hin kann wohl als ausgeschlossen gelten.

Die von F. JONAS (1937) ausgeführten Pollenanalysen ergaben die in den Abb. 3 und 4 wiedergegebenen Diagramme. Zutiefst (Abb. 3) liegt in zwei Abschnitten eine nur wenige Meter mächtige Folge, die neben dem überwiegenden *Pinus*-Pollen vor allem *Picea* zeigt.

Man würde zunächst daran denken, daß hier einfach der Beginn des Eem-Interglazials bzw. das Spät-Wartheglazial vorliegt, zumal dieses an der Basis des Eem-Diagrammes (Abb. 4) fehlt. Aber das Spät-Wartheglazial sieht normalerweise ganz anders aus. In den hier vorliegenden Teildiagrammen ist das Auffallendste das Auftreten von *Picea* (es soll sich nach JONAS um die *Omorika-Fichte* handeln), die mehrfach über 10% erreicht. Das ist für den Beginn der Eem-Diagramme etwas völlig Ungewöhnliches, ebenso das Auftreten von *Abies* und *Larix*. Wir müssen es hier mit etwas ganz anderem zu tun haben: einer oder zwei älteren Vegetationsperioden, die völlig von Nadelbäumen beherrscht wurden und in denen neben *Betula* nur noch *Alnus* eine geringe Rolle spielte.

Die beiden Teildiagramme sind durch einen mehrere Meter mächtigen Komplex voneinander getrennt, den JONAS für eine Fließerde hält. Wie weit *Carpinus* (die zweimal mit geringen Prozentsätzen auftritt), vielleicht auch *Abies* und *Larix* wirklich autochthon sind, könnte nur eine Neuuntersuchung zeigen. Die beiden Teilprofile sind aber einander so

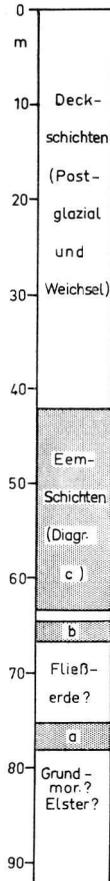


Abb. 2. Schema der Bohrung Quakenbrück mit Lage der Pollendiagramme a, b und c, die in Abb. 3 und 4 näher erläutert werden. Man beachte die große Mächtigkeit der Deckschichten (mehr als 40 m Weichsel- und Postglazial-Schichten).

ähnlich, daß man annehmen möchte, sie liegen zeitlich recht nahe beieinander. Der trennende Komplex kann durch unterseeische Gleitung sehr rasch von der Seite her eingeschwenkt worden sein. Wenn die Annahme zu Recht besteht, daß die beiden Teildiagramme eng zusammengehören, dann kann es sich bei dieser älteren Vegetationsperiode nur um den Zeitraum zwischen Drenthe und Warthe handeln. In das Holstein-Interglazial (in dem *Picea* an sich eine große Rolle spielt), können die Diagramme nicht gehören; denn die Seenrinne wurde ja überhaupt erst durch das Drenthe-Eis ausgefurcht. Es bleibt also nur ein Interstadial zwischen Drenthe und Warthe, das wahrscheinlich nicht ganz kurz, sondern etwas wärmer und wohl auch etwas länger war.

Daß der obere Diagramm-Abschnitt nicht einfach zu dem darüber liegenden Eem-Diagramm gehört, geht auch daraus hervor, daß dieser Diagramm-Abschnitt zu oberst eine deutliche Klimaverschlechterung anzeigt: *Betula* und die Nichtbaumpollen nehmen nach oben hin deutlich zu, nicht ab, wie im anderen Falle zu erwarten wäre.

Über den interstadialen Schichten, die dem, offenbar ziemlich rasch vor sich gehenden, Zurückweichen des Drenthe-Eises bis etwa zu den Ålands-Inseln<sup>3)</sup> entsprechen, folgt zunächst Sand ohne Pollen. Er entspricht dem Vorrücken des Warthe-Eises von der Gegend der Ålands-Inseln bis in die Lüneburger Heide und dem darauffolgenden Rückzug des Warthe-Eises bis nach Skandinavien. In dieser ganzen Zeit wurde nur etwas Sand in der

<sup>3)</sup> Daß das Eis bis etwa zu diesem Gebiet zurückgewichen sein muß, darauf hat vor allem V. MILTHERS (u. a. 1948) immer wieder hingewiesen.

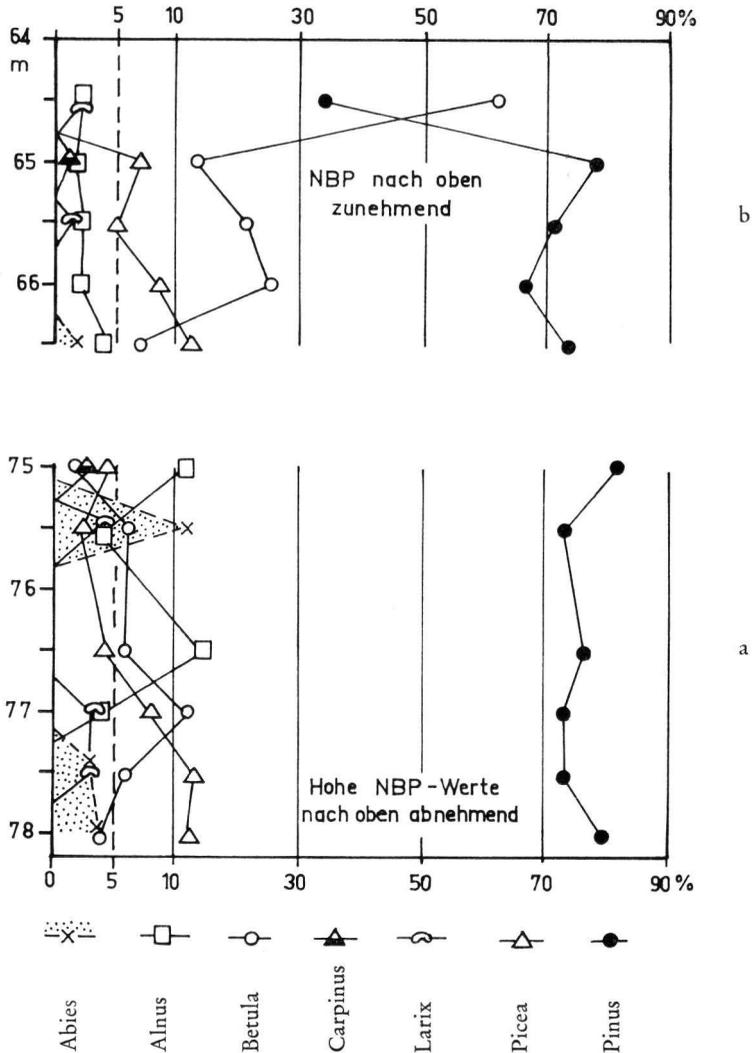


Abb. 3. Pollendiagramme a und b aus der Bohrung Quakenbrück (nach F. JONAS 1937).

Seenrinne abgelagert. Dann erst kam es zur Bildung von Tonmergel und Seekreide. In ihnen sind zahlreiche Pollen erhalten, und ihre Auswertung ergab das typische Bild der Eem-Interglazialzeit (Abb. 4). Das Diagramm beginnt allerdings, und das ist bemerkenswert, erst mit der Zone f (Eichenmischwaldzeit); die älteren Zonen fehlen. Es folgen die *Carpinus*-Zone (g), die *Picea*-Zone (h) und schließlich die obere *Pinus*-Zone (i). An der Grenze von h zu i tritt charakteristischer Weise der bekannte *Abies*-Gipfel auf. Es liegt also das typische Eem-Diagramm vor, wie wir es von zahlreichen anderen Vorkommen kennen. Die darüber liegenden ca. 40 m des Profils enthalten dann die weichseleiszeitlichen und die postglazialen Schichten.

Es entsteht die Frage, wie das späte Einsetzen der eemzeitlichen Sedimentation zu erklären ist. Am wahrscheinlichsten ist die Annahme einer Plombierung der tiefen Furche durch Toteis, das sowohl nach dem Drenthe-Stadial vorhanden war, wie ebenso nach dem Warthe-Stadial. In der zuletztgenannten Zeit, d. h. in der Eem-Interglazialzeit, wäre

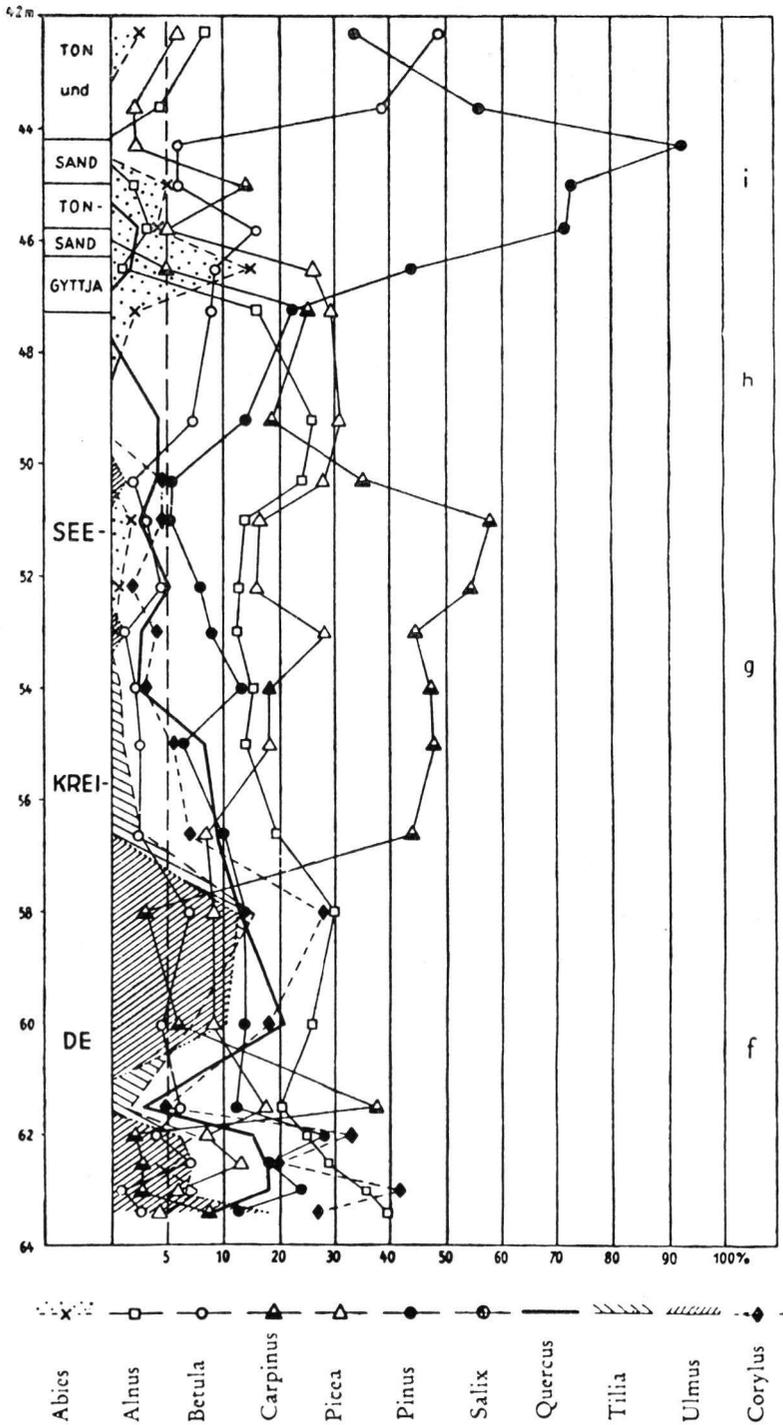


Abb. 4. Pollendiagramm c (Eem-Schichten) aus der Bohrung Quakenbrück (nach F. JONAS 1937, etwas vereinfacht).

dann ein Austauen des Eises erst in der beginnenden Wärmezeit dieses Interglazials erfolgt — eine Erscheinung, die wir ja aus der Postglazialzeit zur Genüge kennen. Auf Sackungen, die mit diesem Austauen von Toteis zusammenhängen, ist vielleicht die merkwürdige Ausbildung des unteren Teiles der Zone f zurückzuführen, für die früher (WOLDSTEDT 1955, S. 164) eine Proben-Verwechslung vermutet wurde.

### III.

Als Anzeichen einer echten Interglazialzeit zwischen Drenthe und Warthe könnte aber das Vorhandensein einer marinen Transgression angesehen werden, die im westlichen Sibirien zwischen den Ablagerungen der Samarow-Vereisung (= Drenthe) und der Tas-Jenissei-Vereisung (= Warthe) angegeben wird. Es handelt sich um die *Sančugov-Transgression*, die ein Meer kühlen Charakters in das nördliche Westsibirien brachte. Um dieselbe Zeit fand auch im nördlichen Rußland eine Transgression statt. Wie weit diese Transgressionen nach S gegangen sind, ist bisher nicht genügend bekannt.

Diese nördlichen Transgressionen stellen aber keinen wirklichen Beweis für eine Interglazialzeit dar. Die von der Transgression betroffenen Gebiete liegen den Vergletscherungszentren — im W der nördlichen Halbinsel Kola, im Osten Nowaja Semlja — sehr nahe. Nordrußland und das nördliche Westsibirien müssen unter der gewaltigen Eislast der Drenthe-(Dnjepr-)Vergletscherung tief heruntergebogen gewesen sein, mindestens 500, vielleicht sogar 1000 m. Diese isostatische Eindellung des Landes ging nach dem Verschwinden des Eises zunächst nur sehr langsam zurück; und so konnte das Meer sehr leicht in das niedergedrückte Land eindringen. Erst allmählich hob sich dann das Land wieder. Zwar stieg auch der Meeresspiegel an infolge des immer weiteren Abschmelzens der Inlandeise, aber längst nicht in dem Maße, wie sich das Land hob. Wahrscheinlich wich das Meer schon bald wieder nach N zurück. Es liegt also nahe, die ganze Sančugov-Transgression als einen frühpostdrentheglazialen Meereseinbruch aufzufassen, der keinen Beweis für eine echte Interglazialzeit darstellt. Eine hochinterglaziale, wärmezeitliche Transgression, wie sie im Holstein- und im Eem-Meer vorliegen, fehlt in dem Abschnitt zwischen Drenthe und Warthe in Nordwest-Europa.

### IV.

In den Terrassen-Systemen der großen Flüsse, wie z. B. des Rheines, sind alle Kaltzeiten durch Aufschotterungen registriert. Mindestens eine solche tritt in jeder Eiszeit auf, oft auch zwei. So haben wir im Rheingebiet zwei Elster-Terrassen (Obere und Mittlere Mittelterrasse), zwei Weichsel-Terrassen (Ältere und Jüngere Niederterrasse) usw. Auch für die Saale-Eiszeit stehen zwei Aufschotterungen zur Verfügung: die Untere Mittelterrasse und die Krefelder Terrasse. Die Untere Mittelterrasse, die durch das ganze Mittel- und Niederrheingebiet als selbständige Terrasse zu verfolgen ist, entspricht, wie seit langem feststeht, der Drenthe-Vereisung. Für das Warthe-Stadial bleibt nur die Krefelder Terrasse übrig. Bei dieser kann es sich nur um eine verhältnismäßig kurzfristige Einschnidung und Aufschotterung handeln; denn sie ist nur im Niederrheingebiet entwickelt. Rheinaufwärts ist sie kaum weiter als Köln zu verfolgen und verschmilzt dann mit der Unteren Mittelterrasse. Eintiefung und Aufschotterung der Krefelder Terrasse können also keinen langen Zeitraum in Anspruch genommen haben.

### V.

Für die Weichsel-Eiszeit und die Postglazialzeit kann mit einiger Genauigkeit die Dauer angegeben werden, und wir kommen dadurch auch zu einer Vorstellung über die Dauer der früheren Eis- und Interglazialzeiten.

Die Postglazialzeit begann vor rund 10000 Jahren. Das wissen wir nicht nur durch zahlreiche C<sup>14</sup>-Bestimmungen, sondern auch durch Zählungen von Warwen, Delta-Schichten und dergl. Für die Weichsel-Eiszeit stehen ebenfalls zahlreiche C<sup>14</sup>-Bestimmungen zur

Verfügung. Sie werden allerdings um so unsicherer, je weiter wir zurückgehen, und Werte von mehr als 50 000 Jahren können nur mit Vorsicht verwendet werden. Es kann aber die Sedimentations-Geschwindigkeit mariner Schichten eine weitere Handhabe bieten. Jedenfalls kommen wir zu der Vorstellung, daß die Weichsel-Eiszeit vor rund 70 000 Jahren begonnen hat. Bis zum Maximum der Weichsel-Eiszeit (rund 20 000 — 18 000 J. v. h.) sind dann etwa 50 000 Jahre vergangen. In dieser Zeit hat sich der Aufbau des Inlandeises vollzogen, nicht gleichmäßig, sondern mit zahlreichen Unterbrechungen, teilweisem Abtauen und Neuauffüllen. Der Abbau des Inlandeises dagegen geschah ganz erheblich schneller, der größte Teil in rund 10 000 Jahren, dem noch das Abtauen der letzten Reste in weiteren 2—3 000 Jahren folgte. Aufbau und Abbau der letzten Inlandeise sind also ein ganz unsymmetrischer Vorgang.

Versuchen wir nun mit ähnlichen Vorstellungen die Dauer der Saale-Eiszeit mit ihren zwei großen Vorstößen abzuschätzen, so kommen wir zu folgendem Ergebnis. Der Aufbau des Drenthe-Eises müßte wohl auch etwa 50 000 Jahre in Anspruch genommen haben. Für den Rückzug bis etwa zu den Ålands-Inseln, der, wie oben schon gesagt, anscheinend ziemlich schnell vor sich ging, werden wir trotzdem nicht viel weniger als 10 000 Jahre ansetzen müssen, ehe das Eis wieder vorrückte. Wir werden also für das Quakenbrücker Interstadial eine Dauer von etwa dieser Größenordnung anzunehmen haben. Für das Vorücken des Warthe-Eises bis zu seinem Maximum werden wir dann aber nicht wieder 50 000 Jahre anzusetzen brauchen; denn es müssen ja noch erhebliche Eisreste vorhanden gewesen sein. Aber vielleicht können wir doch zwischen 10 000 und 30 000 Jahren annehmen. Rechnen wir für den dann folgenden Rückzug bis zum Beginn der Eem-Interglazialzeit wieder 10 000 Jahre (wie bei der zurückgehenden Weichsel-Vereisung), dann kämen wir auf eine Gesamtdauer der Saale-Eiszeit von 80—100 000 Jahren. Davon würde das Quakenbrücker Interstadial wahrscheinlich höchstens 10 000 Jahre einnehmen.

Die Dauer der Eem-Interglazialzeit wird von C. EMILIANI (1964) zu rund 30 000 Jahren angenommen, während die ganze Saale (= Riß)-Eiszeit nur 25 000 — 30 000 Jahre gedauert haben soll. Das ist aber doch recht unwahrscheinlich, wie aus den vorher gemachten Ausführungen hervorgeht.

## VI.

Für den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial ergibt sich nach dem Gesagten folgendes. Eine echte Interglazialzeit kann nicht vorhanden gewesen sein. Es kam zwar zu einer Bewaldung, aber nicht zu einer solchen mit wärmeliebenden Waldbäumen, sondern nur mit Nadelbäumen. Andererseits war der Zeitraum größer, als er normalerweise für ein gewöhnliches Interstadial angenommen werden kann. Es war, wie schon H. ILLIES (1955) ausgeführt hat, ein Mittelding zwischen Interstadial und Interglazial, für das in Ermangelung eines besseren Ausdruckes zunächst die Bezeichnung „Groß-Interstadial“ verwendet werden könnte.

Wegen der großen Bedeutung, die das Quakenbrücker Gebiet für dieses Groß-Interstadial hat, wäre es dringend erwünscht, daß durch eine neue, exakt ausgeführte wissenschaftliche Bohrung die Schichten nochmals aufgeschlossen und sedimentpetrographisch und pollenanalytisch nach den neuesten Methoden untersucht würden.

## Schriften-Nachweis

- ANDERSEN, Svend Th.: Interglaciale og Interstadiale i Danmarks Kvartær. - Medd. dansk. geol. Forening 15, 486-506, Kopenhagen 1965.  
 BOSSE, I.: Verwitterungsbilanzen von charakteristischen Bodentypen aus Flugsanden der nordwestdeutschen Geest (Mittelwesergebiet). - Diss. Göttingen 1964.  
 BRELIE, Günther von DER: Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - Eisz. u. Geg. 6, 25-38, Öhringen 1955.

- BRUNNACKER, K.: Bemerkungen zur Parabraunerde. - Geol. Jahrb. 76, 561-576, Hannover 1959. - - Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. - Eisz. u. Geg. 15, 224-228, Öhringen 1964.
- EMILIANI, Cesare: Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. - J. Geol. 66, 264-275, Chicago 1958.
- GRIPP, Karl: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 36, 1924.
- HALLIK, Rudolf: Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 326-333, Hannover 1960.
- HOLLSTEIN, W.: Landschafts- und Bodengeschichte der Lüneburger Heide. - Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 84, 282-289, Weinheim 1959.
- ILLIES, H.: Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 51, 7-54, 1955.
- JONAS, Fr.: Das Quakenbrücker Interglazial. - Beih. Botan. Zentralbl. 57 B, 219-246, 1937.
- KOLUMBE, Erich: Nachweis einer Wärmezeit zwischen Alt- und Mittel-Riß in Niedersachsen. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 22, 22-27, Hamburg 1953.
- KUKLA, J., LOŽEK, V., BARTÁ, J.: Das Lößprofil von Nowé Mesto. - Eisz. u. Geg. 12, 73-91, Öhringen 1962.
- LÜDERS, R.: Altersbestimmung an einem doppelten Podsolprofil aus dem Emsland. - Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde 94, 47-53, Weinheim 1961.
- LÜTTIG, G.: Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. - Geol. Jb. 75, 419-430, Hannover 1958.
- MEYER, B.: Vortrag auf der Tagung nordwestdeutscher Geologen in Nienburg 1964.
- MILTHERS, V.: Et Tilbakeblik over Strejftog efter Ledeblokke gennem 40 Aar 1898-1938. - Med. dansk. geol. Foren. 11, Kopenhagen 1948.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Fossile Böden im nördlichen Rheinland. - Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde 65, 81-103, Weinheim 1954. - - Die stratigraphische Gliederung des Lößkomplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 283-300, Krefeld 1959.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eisz. u. Geg. 12, 165-230, Öhringen 1961.
- PICARD, K.: Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 259-272, Stuttgart 1959. - - Gletscherrandlagen im Westen Schleswig-Holsteins. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 273-281, Stuttgart 1962.
- REMY, H.: Zur Gliederung des Lösses bei Kärlich und Bröl am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Fauna. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 323-330, Krefeld 1959. - - Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. - Eisz. u. Geg. 11, 107-120, Öhringen 1960.
- REUTER, G.: Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs. - Wiss. Abh. Akad. d. Landw. 49, 128 S., Berlin 1962.
- RUSKE, R. & WÜNSCHE, M.: Löss und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. - Geologie 10, 9-29, Berlin 1961. - - Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. - Geologie 13, 211-222, Berlin 1964.
- SCHÖNHALS, E.: Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. - 7. Congr. Soil Science, Sect. V. 40, Madison 1960.
- STREMME, H.-E.: Bodenbildungen auf Geschiebelehmen verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 299-308, Hannover 1960. - - Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (westl. Flensburg). - N. Jb. Geol. Paläont. M. h., 237-247, Stuttgart 1964.
- WILDEVANG, Dodo: Die Interglazialbohrung Quakenbrück. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 55 (1934), 142-150, Berlin 1935.
- WOLDSTEDT, Paul: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. - Sber. preuß. geol. Landesanst. 2, 115-119, Berlin 1927. - - Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland und über die Stellung des Warthe-Stadiums in der norddeutschen Eiszeitgliederung. - Ber. Reichsamt f. Bodenforschung, Jahrg. 1942, 131-139, Wien 1942. - - Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - Eisz. u. Geg. 4/5, 34-48, 1954. - - Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 2. Aufl., Stuttgart 1955.
- WORTMANN, H. & MAAS, H.: Außergewöhnlich starke Humuspodsole bei Haltern/Westfalen. - Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde 65, 15-26, Weinheim 1954.
- Anschrift der Verf.: Dr. Erwin Kopp, Bodenkundliches Institut der Universität, 53 Bonn, Nußallee 13. - Prof. Dr. Paul Woldstedt, Geologisches Institut der Universität, 53 Bonn, Nußallee 8.