Fachinformationsdienst Biodiversitätsforschung

UB Universitätsbibliothek Frankfurt am Main

DFG Deutsche Forschungsgemeinschaft

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens

Über altpleistozäne Kalt-Klima-Zeugen (Bodenfrost-Erscheinungen) in der Niederrheinischen Bucht - mit 9 Abbildungen (im Text und auf Tafel I-IV) und 1 Tabelle

Ahorner, Ludwig

1964

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

Weitere Informationen
Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:
Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten Identifikator:

urn:nbn:de:hebis:30:4-169834

Visual Library

Decheniana, Bd. 116, Heft 1/2 | Seite 3—19 | Bonn, April 1964

Über altpleistozäne Kalt-Klima-Zeugen (Bodenfrost-Erscheinungen) in der Niederrheinischen Bucht

Von Ludwig Ahorner, Köln und Karlheinz Kaiser, Köln, jetzt Berlin

Mit 9 Abbildungen (im Text und auf Tafel I—IV) und 1 Tabelle

(Manuskript eingereicht am 14. 10. 1962)

Zusammenfassung: Bei Jülich in der westlichen Niederrheinischen Bucht konnten erstmalig aus Maas-Schottern der Älteren Hauptterrasse synchrone Periglazial-Erscheinungen (Kryoturbationen und ein Eiskeil) nachgewiesen werden. Diese sind vermutlich im Dauerfrostboden-Klima einer ältestquartären Kaltzeit (Brüggen-Kaltzeit) zwischen der endpliozänen Reuver-Zeit und der „erst-interglazialen" Tegelen-Zeit entstanden. Außerdem wurden bei Herzogenrath (nördlich Aachen) an der Basis jener alten Maas-Kiese eiskeilnetzartige Erscheinungen festgestellt, deren Entstehung nicht völlig geklärt ist. Vielleicht handelt es sich um Bodenspalten, welche zu Beginn der Brüggen-Kaltzeit infolge eines heftigen Erdbebens in oberflächennahen gefrorenen Bodenschichten aufrissen und anschließend mit Hauptterrassen-Material verfüllt wurden.

Ein Überblick über die bisher in der Niederrheinischen Bucht beobachteten altpleistozänen Bodenfrost-Erscheinungen wird gegeben und danach eine klimazeitliche Gliederung der Schichtenfolge versucht (Tab. 1). Schwierigkeiten ergeben sich hierbei besonders bei der Einordnung der Jüngeren Hauptterrasse.

A) Einleitung

Die altpleistozänen Schichtfolgen innerhalb der Niederrheinischen Bucht und den angrenzenden Niederlanden — insbesondere im deutsch-holländischen Grenzgebiet östlich der Maas-Niederung zwischen Venlo und Roermond — gelten heute vielfach als richtungsweisend für eine Gliederung des Altpleistozäns auf dem europäischen Kontinent. So leiten sich die inzwischen auch international gebräuchlichen Zeitbegriffe „Brüggen-Kaltzeit", „Tegelen-Warmzeit", „Eburon-Kaltzeit" und „Waal-Warmzeit" (vgl. P. Woldstedt 1958) aus diesem Raum ab. Hierfür gibt es mannigfache Gründe, die sich auf Voraussetzungen stützen, wie sie sonst kaum in anderen Gebieten gegeben sind. Einmal liegen in den tektonischen Senkungsfeldern am Niederrhein nahezu lückenlose Profile terrestrischer Sedimentfolgen für das Jungtertiär und Altquartär vor, deren stratigraphische und teilweise auch klimazeitliche Stellung durch eine Reihe wichtiger Faunen- und Florenfunde unterbaut wurde. Durch palynologische (vgl. u. a. G. von der Brelie & U. Rein 1956, W. H. Zagwijn

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main

1957, 1960) und sedimentologische Untersuchungen (vgl. u. a. J. I. S. Zonneveld 1959) war zudem eine detaillierte Unterteilung möglich. Andererseits lassen sich diese terrestrischen Bildungen mit den entsprechenden marinen Ablagerungen der mittleren und nördlichen Niederlande verknüpfen, wo durch den Wechsel der Meeresfauna nicht nur die Grenze Tertiär/Quartär, sondern auch altquartäre Klimaschwankungen angezeigt werden. Schließlich kommt dem Niederrheingebiet noch insofern eine gewisse Schlüsselposition zu, als das hier abgeleitete Gliederungsschema möglicherweise als Basis dienen kann für eine „raum-stratigraphische" Verknüpfung der Ablagerungen des nordischen und des alpinen Vereisungsraumes (was auf sedimentologischer und morphologischer Grundlage über die Terrassensedimente des Rheintales zu erfolgen hätte). Wegen der Bedeutung der hier angeschnittenen Fragen erscheint es uns wichtig, das bisher gewonnene Bild vom klimazeitlichen Ablauf des Altpleistozäns in der Niederrheinischen Bucht durch möglichst viele — gerade auch durch nicht-paläontologische — Untersuchungsergebnisse zu ergänzen und zu sichern.

In vorliegender Arbeit werden bestimmte sediment-synchrone Bodenfrost-Erscheinungen behandelt, wie sie sich in Terrassensedimenten der Niederrheinischen Bucht finden. Mit ihrer Hilfe soll versucht werden, altquartäre kaltzeitliche Klimaverhältnisse — insbesondere die Existenz einer ältestquartären Kaltzeit — unmittelbar aufzuzeigen.

B) Die altpleistozäne Schichtfolge

Im weiteren Niederrheingebiet wird die Tertiär/Quartär-Grenze heute übereinstimmend im terrestrischen Bereich oberhalb der Reuver-Schichten (Reuverien) und entsprechend im marinen Bereich oberhalb der Kattendijk-Transgression gezogen (J. H. van Voorthuysen 1957; vgl. aber auch W. H. Zagwijn 1960 und J. I. S. Zonneveld 1959). Danach müssen in den Niederlanden die marinen Schichten des Amstelien (zumindest im höheren Teil) und Icenien, sowie die fluviatilen Folgen des Prätiglien, des Tiglien (mit dem Tegelen-Ton), der Kedichem-Serie (mit den interglazialen Waal-Ablagerungen) und tiefere Teile der Sterksel-Serie (bis ausschließlich der interglazialen Cromer-Ablagerungen), ferner im deutschen Teil der Niederrheinischen Bucht die durch den Tegelen-Ton untergliederten fluviatilen Sande und Kiese der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse zum Altpleistozän gerechnet werden. Nach H. Breddin (1955) ist von der Älteren noch eine sogenannte „Älteste" Hauptterrasse („Jülicher Schichten") abzuscheiden, die in ihrer Verbreitung auf die tiefsten Teile des Rurtal-Grabens und des Erft-Beckens beschränkt sein soll. Ein zwingender Beweis für die Selbständigkeit dieses Schichtengliedes steht bislang noch aus (vgl. jedoch Abschn. D vorliegender Arbeit).

Eine exakte obere Begrenzung der altpleistozänen Schichtfolge liegt nur im terrestrischen Bereich der Niederlande durch die cromer-interglazialen Tone innerhalb der Sterksel-Serie vor (vgl. u. a. W. H. Zagwijn & J. I. S. Zonneveld 1956). In der südlichen Niederrheinischen Bucht und im Mittelrheintal dürfte der Beginn der Engtalaustiefung (unter das altpleistozäne Hauptterrassen-Niveau) diese obere Grenze repräsentieren.

Eine Übersicht über die Gliederung und Korrelierung altpleistozäner Sedimente in der Niederrheinischen Bucht und den angrenzenden Gebieten gibt die am Schluß dieser Arbeit angefügte Tabelle 1 (vgl. dazu auch J. I. S. Zonneveld 1959, K. Kaiser 1961).

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Die Ablagerungen der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse unterscheiden sich in ihrer Geröll- und Schwermineral-Zusammensetzung, ferner auch in der Geröllformung in der Regel deutlich von den pliozänen Kieseloolith-Schichten, da bei letzteren die gegen Abrieb und Verwitterung widerständigen (stabilen) Gesteins- und Schwermineral-Komponenten viel stärker angereichert sind (vgl. u. a. K. Kaiser 1956, 1961, J. I. S. Zonneveld 1959). Dagegen ist der Unterschied zwischen den einzelnen altpleistozänen Kiesstufen meist nicht sehr beträchtlich, sofern diese nicht von unterschiedlichen Flußsystemen abgelagert wurden. Lediglich im nordwestlichen Teil des großen Hauptterrassen-Schwemmfächers der Niederrheinischen Bucht, das heißt im deutsch-holländischen Grenzgebiet zwischen Venlo und Roermond, ferner an der unteren Rur abwärts Linnich und im Selfkant-Gebiet, stehen die Ablagerungen der Älteren Hauptterrasse bzw. des Prätigliens den Kieseloolith-Schichten sedimentologisch näher als der Jüngeren Hauptterrasse (vgl. H. Breddin 1955). Das ist wohl auch der Grund, weshalb in den Niederlanden das Prätiglien mit zur „Kieseloolith-Formation" gerechnet wird (vgl. J. I. S. Zonneveld 1959, W. H. Zagwijn 1959, 1960), während ja deutscherseits die dem Prätiglien gleichzustellenden Ablagerungen der Älteren Hauptterrasse („Älteste Diluvialschotter") seit W. Wunstorf & G. Fliegel (1910) scharf von den Kieseloolith-Schichten getrennt werden. Namentlich für die mittlere und südliche Niederrheinische Bucht besteht wohl kaum ein Zweifel, daß die Sande und Kiese der Älteren Hauptterrasse hier hinsichtlich der Sedimentverteilung und Geröllformung klimatisch ähnlich zu interpretieren sind wie die Schichten der Jüngeren Hauptterrasse, und daß andererseits beide Hauptterrassenstufen unter ganz anderen — offensichtlich kühleren — Klimabedingungen zum Absatz gekommen sind wie die Kieseloolith-Schichten. Ob es sich bei den Bildungszeiten der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse sowie anderer altpleistozäner Schichten um ausgesprochene Kaltzeiten gehandelt hat, soll nachstehend anhand bestimmter sediment-synchroner Klima-Indikatoren geprüft werden.

C) Beobachtungen über sediment-synchrone Bodenfrost-Erscheinungen

I. Grobblöcke und „Sandgerölle"

Bedingt als kaltzeitliche Klima-Indikatoren zu werten sind zunächst gröbere Gesteinsblöcke und „Gerölle" feinklastischen Materials (Sand und Schluff), die sich erstmalig und gar nicht selten in den Ablagerungen der Älteren Hauptterrasse, häufiger jedoch noch in den Sedimenten der Jüngeren Hauptterrasse vorfinden (vgl. u. a. K. Kaiser 1956). Die groben Gesteinsblöcke sind meist eckig, seltener ecken- oder kantengerundet; die „Sandgerölle" hingegen zeigen fast immer eine deutliche „Geröll"-Rundung. Es ist anzunehmen, daß diese Grobblöcke und „Sandgerölle" mittels Eisschollen bzw. in gefrorenem Zustand transportiert wurden.

Zwar sind Erscheinungen wie die oben genannten durchaus auch aus nicht-kaltzeitlichen Flußablagerungen bekannt. So kann es als erwiesen gelten, daß größere Baumstümpfe Gesteinsschollen und Erdschollen auf weitere Strecken hin zu transportieren vermögen (vgl. u. a. M. Schwarzbach 1961). Ferner ist eine Drift solcher Gesteinsblöcke und Erdmassen bis zu einer bestimmten Größe mittels Eisschollen in besonders strengen Wintern selbst unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen bei mitteleuropäischen Strömen beobachtet worden (vgl. K. Genieser 1955). Weiterhin

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

brauchen Ton- oder Feinsand-„Gerölle" beim Transport nicht unbedingt in gefrorenem Zustand gewesen sein, wenn sie in der Nachbarschaft von Erosionshängen vorgefunden werden, wo solche Sedimente in situ anstehen, so daß nur ein sehr kurzer Transportweg in Frage kommt.

Wenn im Altpleistozän allerdings Quarzitblöcke vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges (Taunus, Hunsrück) oder sogar Granitblöcke aus den kristallinen Randgebirgen der Oberrheinebene (Odenwald, Schwarzwald, Vogesen) von oft mehreren Metern Kantenlänge und vielen Zentnern Gewicht bis in die nördlichen Teile der Niederrheinischen Bucht und bis weit nach Holland hinein verfrachtet wurden, kann man sich das nur schwer durch Eisschollendrift unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen vorstellen. Hierzu sind wohl eher Klimaverhältnisse zu fordern, wie sie beispielsweise heute noch für die sibirischen Ströme gegeben sind. Es ist ja auch bezeichnend, daß solch grobe Gesteinsblöcke in Verbindung mit den warmeiszeitlichen Kieseloolith-Schichten hier nirgends beobachtet worden sind.

Man wird also doch wohl die Mehrzahl der Grobblöcke und auch einen Teil der „Sandgerölle", vor allem wenn sie ein bestimmtes Maß überschreiten, mit gewissem Vorbehalt als Zeugen für ein kühleres Klima als das gegenwärtige ansehen dürfen, zumal sie ja im Zusammenhang mit anderen, nachfolgend zu erörternden Erscheinungen vorkommen, die ziemlich deutlich auf periglaziale Klimabedingungen hinweisen.

II. Eiskeile, Kryoturbationen und ähnliche Erscheinungen

Unregelmäßigkeiten in der Schichtenlagerung, die eine Deutung als sedimentsynchrone („syngenetische") Eiskeile und Kryoturbationen zulassen, wurden aus den Ablagerungen des fluviatilen Altpleistozäns der Niederrheinischen Bucht schon in verhältnismäßig großer Zahl beschrieben. Eine Übersicht der Fundplätze gibt Abb. 1.

Die meisten dieser Funde stehen in räumlicher und zeitlicher Verbindung mit der Jüngeren Hauptterrasse. Namentlich K. Kaiser (1956, 1957, 1958) hat aus der zentralen und südlichen Niederrheinischen Bucht und vom Bergischen Höhenrand ein reiches Beobachtungsmaterial an solchen mutmaßlichen Periglazial-Erscheinungen mitgeteilt.

Zeitlich etwas weiter zurückliegende „syngenetische" Eiskeile und Kryoturbationen konnten von holländischen Geologen (G. Kortenbout van der Sluijs 1956, L. M. J. U. van Straaten 1956) in den „Papzanden" der Kedichem-Serie bei Tegelen (südlich Venlo) beobachtet werden [1]). Im benachbarten Brachter Wald (Tongrube der Gebr. Laumans; Abb. 1, Nr. 13) sind neuerdings auch auf deutschem Gebiet in vergleichbarem stratigraphischen Niveau kräftige Verknetungen oberer Abschnitte des Tegelen-Tones unter Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrasse aufgeschlossen. Es ist hier allerdings ungewiß, ob es sich tatsächlich um Kryoturbationen handelt. Die Lage der Verwürgungen im Profil (über wasserundurchlässigen Schichten) erlaubt auch eine nicht-kryogene Deutung der Entstehung.

---

[1]) Die synchronen Periglazial-Erscheinungen (Eiskeile und Kryoturbationen) der „Papzande" über dem Tegelen-Ton der Tongrube Wambach bei Tegelen — ähnliche Erscheinungen sind gegenwärtig auch in der Tongrube Russel aufgeschlossen — sind nach ihren Ausmaßen Miniatur-Formen (vgl. dazu L. M. J. U. van Straaten 1956, Fig. 2). Doch können zumindest die Eiskeile weder als Pseudo-Erscheinungen noch als Frostspalten (einphasige Bodenfrostformen) gedeutet werden. Sie weisen zumindest auf kurzfristige Dauerfrostboden-Verhältnisse hin.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

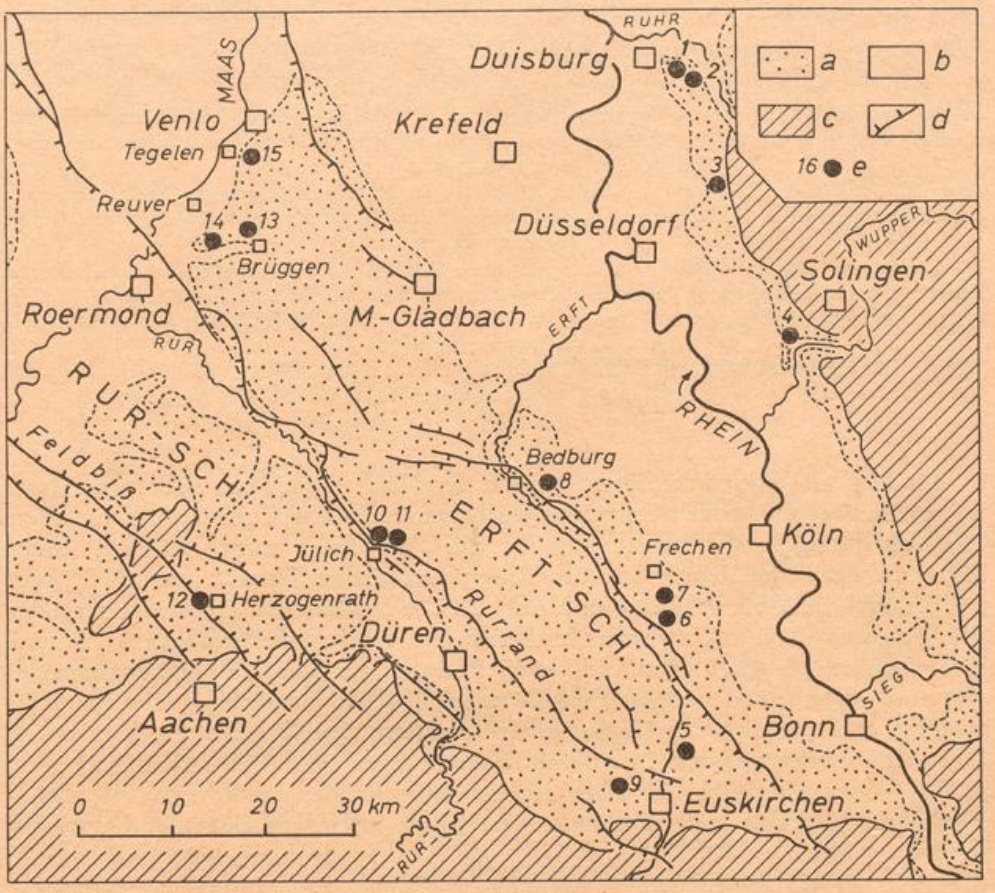


Abb. 1 Verbreitung altpleistozäner Frostboden-Erscheinungen (und Pseudo-Formen) in der Niederrheinischen Bucht.

a = altpleistozäne Hauptterrassen, b = jüngere Talstufen, c = Gebirgsumrandung der Niederrheinischen Bucht und terrassenfreier Tertiärrücken, d = quartäre Verwerfungen, e = Fundstellen von sediment-synchronen Frostboden-Erscheinungen (und Pseudo-Formen):

1 = Ziegelei am Kassenberg (Bl. Mülheim/Ruhr). Eiskeil in Bochumer Grünsanden (Oberkreide) unter Schottern der Ruhr-Hauptterrasse.

2 = Rauen'sche Steinbrüche am Kassenberg (Bl. Mülheim/Ruhr). Pseudo-Eiskeile in karbonischen Sandsteinen unter Schottern der Ruhr-Hauptterrasse (vgl. K. Kaiser 1958, Abb. 5).

3 = Formsandgrube Ratingen (Bl. Mettmann). Eiskeil in oberoligozänen Meeressanden unter Schottern der Hauptterrasse (vgl. K. Kaiser 1958, Abb. 4).

4 = Sandgrube Leichlingen (Bl. Solingen). Eiskeil und Eiskeilnetz in oberoligozänen Meeressanden unter Schottern der Wupper-Hauptterrasse (vgl. K. Kaiser 1957, Abb. 6).

5 = Kiesgrube südlich Groß-Vernich (Bl. Erp). Kryoturbationen in Schottern der Jüngeren Hauptterrasse (vgl. K. Kaiser 1956, Abb. 15).

6 = Braunkohlen-Tagebau „Vereinigte Ville" (Bl. Brühl). Eiskeil mit Frostspalten in Schottern der Jüngeren Hauptterrasse (vgl. K. Kaiser 1960, Abb. 1). Pseudo-Eiskeile im Haupt-Braunkohlenflöz unter Schottern der Jüngeren Hauptterrasse (Sandverfüllungen von Störungsklüften oder Trockenrissen).

7 = Braunkohlen-Tagebau „Gotteshülfe" (Bl. Kerpen). Eiskeile in Schottern der Jüngeren Hauptterrasse.

8 = Kiesgrube Glesch (Bl. Bergheim). Kryoturbationen in Schottern der Jüngeren Hauptterrasse.

9 = Kiesgrube Frauenberg (Bl. Euskirchen). Eiskeil in Schottern der Jüngeren Hauptterrasse (vgl. K. Kaiser 1956, Abb. 14).

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

10 = Ziegeleigrube H. Lamers in Jülich (Bl. Jülich). Kryoturbationen in Schottern der Älteren Maas-Hauptterrasse (vgl. vorliegende Arbeit).

11 = Kiesgrube am Wasserwerk Jülich (Bl. Jülich). Eiskeil und Kryoturbationen in Schottern der Älteren Maas-Hauptterrasse (vgl. vorliegende Arbeit).

12 = Sand- und Kiesgrube an der Burg Herzogenrath (Bl. Herzogenrath). Eiskeilnetzartige Frostboden-Formen in miozänen Quarzsanden unter Schottern der Älteren Maas-Hauptterrasse; möglicherweise fossile Erdbebenspalten (vgl. vorliegende Arbeit).

13 = Tongrube Gebr. Laumans bei Brüggen-Oebel (Bl. Elmpt). Verknetungen im Tegelen-Ton unter Schottern der Jüngeren Hauptterrasse; möglicherweise Pseudo-Kryoturbationen (vgl. Abschn. C vorliegender Arbeit).

14 = Tongrube „Janssen Wilms" im Diergardt'schen Wald (Bl. Elmpt). Sandverfüllte „Gänge" im Reuverton unter Ablagerungen der Älteren Hauptterrasse. Von R. Wolters (1951, Abb. 1) als Eiskeilnetz gedeutet; nach K. Kaiser kann es sich aber auch um Pseudo-Formen handeln (vgl. Abschn. C vorliegender Arbeit).

15 = Tongruben bei Tegelen (Bl. Venlo, Niederlande). Eiskeile und Kryoturbationen im „Papzand" der Kedichem-Serie (vgl. G. Kortenbout van der Sluijs 1956, L. M. J. U. van Straaten 1956).

Aus dem prä-tegelen-zeitlichen Quartär der Niederrheinischen Bucht war bisher nur wenig über Frostboden-Erscheinungen bekannt. Zu erwähnen ist hier vor allem die Beobachtung R. Wolters (1951) über ein „Eiskeilnetz vom Alter der Ältesten Diluvialschotter" im Reuver-Ton der Tongrube „Janssen Wilms" westlich Brüggen am Niederrhein (Abb. 1, Nr. 14 und Abb. 2). Die Deutung der dort vorkommenden Sandgänge im Ton als typische Erscheinungen eines Dauerfrostbodens ist nach K. Kaiser (1956, 1958) jedoch nicht ganz zwingend, da nach den Lagerungsumständen auch andere, von periglazialen Klimabedingungen unabhängige Entstehungsursachen in Frage kommen (fluviatile Auswaschung tiefreichender Trockenrisse im Ton). Um so wichtiger dürften deshalb Beobachtungen sein, die von den Verfassern in den letzten Jahren bei Herzogenrath und Jülich in der westlichen Niederrheinischen Bucht gemacht werden konnten. Sie sollen im folgenden näher besprochen werden.

Beobachtungen bei Herzogenrath

Am westlichen Hang des Wurmtales unweit der Burg Herzogenrath stehen in einer Sand- und Kiesgrube (M.-Bl. Herzogenrath, r 0611, h 3675; Abb. 1, Nr. 12) typische Maaskiese der Älteren Hauptterrasse mit einer Mächtigkeit bis zu 7 m an. Diese Terrassenabsätze stellen die Fortsetzung des in Süd-Limburg weit verbreiteten „Maasniveaus von Noorbeek-Margraten" dar (vgl. J. W. R. Brueren 1945, J. I. S. Zonneveld 1955, 1956), von dem sie morphologisch lediglich durch die Bruchstufe der im Quartär „fortlebenden" Feldbiß-Verwerfung getrennt werden (vgl. Abb. 3, ferner L. Ahorner 1962). Die Unterfläche der Schotter ist in der Grube bei ungefähr + 139 m ü. NN aufgeschlossen. Darunter folgen in größerer Mächtigkeit lockere helle Quarzfeinsande des Miozäns.

Obgleich die Grenzfläche Terrassenschotter/Quarzfeinsand im großen gesehen horizontal verläuft, bietet sie im einzelnen ein sehr unregelmäßiges Bild. Ein dichtes Netzwerk von kiesverfüllten Spalten durchzieht die oberen Partien des Miozänsandes und reicht stellenweise mehr als 2 m in die Tiefe (Abb. 4). Die Spalten kennzeichnen sich im Aufriß teils als nur wenige Millimeter breite Fugen, teils aber auch als 50 cm und mehr messende gangförmige Gebilde mit zumeist ebenflächig verlaufenden Wandungen. Das Material der Kies-Verfüllung ent-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

spricht in der Zusammensetzung der überlagernden Hauptterrasse. Es ist in der Regel ungeschichtet und unsortiert. Nur an ganz wenigen Stellen deutet sich eine ± horizontale Schichtung an (Abb. 5 b). An anderen Stellen scheinen plattige Geschiebe in die (vertikale) Längsrichtung der Spalten eingeregelt zu sein.

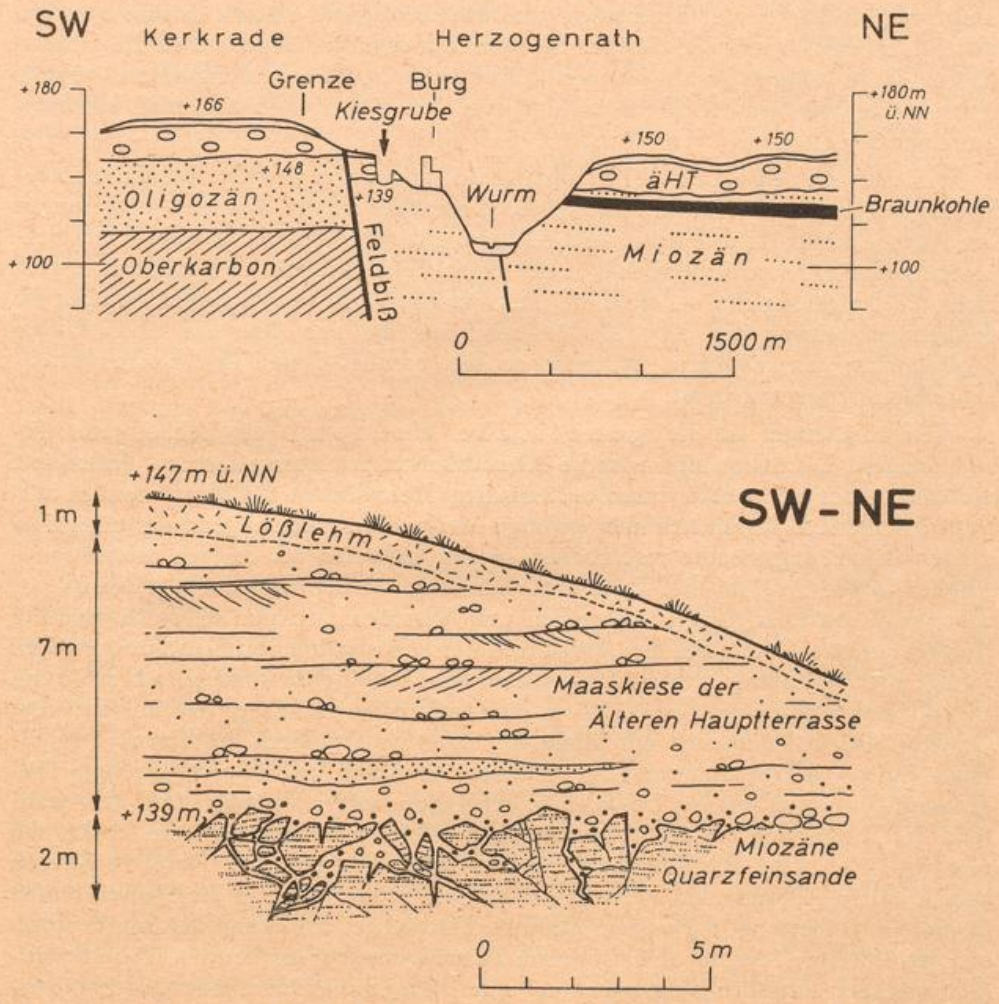


Abb. 3 Geologische Profilskizzen zu dem Aufschluß bei Herzogenrath.
Oben: Querschnitt durch das Wurm-Tal und die Feldbiß-Störung. 12,5fach überhöht.
Unten: Profil der Sand- und Kiesgrube an der Burg Herzogenrath mit eiskeilnetzartigen Erscheinungen an der Basis der Hauptterrassen-Kiese. Etwas schematisiert.

Ganz offensichtlich ist das Spaltennetz in seinen Richtungen vorgezeichnet, denn es spiegelt das auch sonst in den tieferen Abschnitten der Miozänsande vorhandene tektonische Kluftnetz wider, welches richtungsmäßig auf die örtliche Bruchtektonik eingestellt ist, vor allem auf die kaum 100 m entfernte Feldbiß-Störung. Wie die gut sichtbare, regelmäßige Schichtung in den Miozänsanden zu erkennen gibt, sind die durch Kiesspalten getrennten Quarzsandschollen vielfach geringfügig gegeneinander

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

verkippt und verworfen. Ein Teil der Schollen ist allseitig von Kiesspalten umgrenzt, so daß sie als eckige Einschlüsse von oftmals mehr als 100 cm Kantenlänge innerhalb der Kiesfüllung zu „schwimmen" scheinen. Auch in diesen isolierten Schollenbruchstücken hat der Miozänsand seine Schichtung vollkommen erhalten (wenn auch zumeist anders als ursprünglich orientiert). Dies ist besonders auffallend, ebenso die ausgeprägte Eckigkeit der Bruchstücke und die überall sehr scharfe Grenze zwischen den Miozänsanden und der kiesigen Spaltenfüllung. In der Regel treten die Schichtflächen des Miozäns ungestört bis unmittelbar an die Spaltenwandung heran (Abb. 5). Nur an ganz wenigen Stellen beobachtet man dort eine Aufbiegung oder Abschleppung der Schichten.

Was das Alter der Kiesspalten anbetrifft, so weist die Zusammensetzung der Füllmasse darauf hin, daß sie nicht älter als die basalen Ablagerungen der Älteren Maas-Hauptterrasse sein können. Die unmittelbar über der Terrassenbasis folgenden Kiesschichten sind in der Grube leider schlecht aufgeschlossen, doch zieht die Schichtung in 1—2 m Höhe über der Kiesbasis bereits ungestört über die Spaltenzone hinweg (vgl. Abb. 3). Das zeigt uns, daß das Alter des kiesverfüllten Spaltennetzes als annähernd synchron zu den basalen Teilen der Älteren Maas-Hauptterrasse anzusehen ist.

Weit schwieriger ist die genetische Deutung der beobachteten Erscheinungen. Zweifellos sind manche Ähnlichkeiten mit einem fossilen Eiskeilnetz vorhanden, das auf präexistenten tektonischen Trennflächen des Miozänsandes aufsitzt. Andererseits lassen sich aber wichtige Merkmale unbefriedigend mit einer derartigen Entstehungsursache vereinbaren, so das Auftreten der eckigen Miozänsandschollen in den Spalten. Ihre Form und Anordnung in der kiesigen Verfüllmasse ist eher durch ein kurzfristiges Abbrechen und Verstürzen in nur teilweise verfüllte Hohlräume zu erklären. Bei den Vorgängen der Fossilisation von Eiskeilen hingegen erfolgt die Verfüllung nicht mittels plötzlichen Versturzes, sondern als säkulares Verschlämmen von oben her zwischen abschmelzendem Eiskörper und anstehendem Gestein, also in einem sich nur allmählich zum Spalteninnern erweiternden Hohlraum entlang der Spaltenwandung. Sedimentverteilung und Lagerungsgefüge sind demnach bei echten fossilen Eiskeilen in der Regel anders. Trotzdem muß aber während der Ausbildung des Spaltennetzes an der Burg Herzogenrath eine starke und tiefreichende Bodengefrornis (bis wenigstens 2 m Tiefe) vorgelegen haben, da ein Abbruch und Versturz der eckigen Sandschollen in die Spalten hinein sowie ihre Einbettung in kiesigem Material bei völliger Erhaltung der Schollenform und des Schichtgefüges nur in gefrorenem Zustand denkbar erscheint[2]). Diese Bodengefrornis setzt natürlich nicht unbedingt eine kaltzeitliche Dauerbodengefrornis voraus; sie dürfte aber zu Beginn der Älteren Hauptterrassen-Zeit für ein Klima sprechen, das zumindest dem gegenwärtigen gleichkommt, also deutlich kühler war als das der vorausgegangenen Reuver-Zeit.

Es erhebt sich nun die Frage, welcher Vorgang zu einer plötzlichen Zerbrechung der oberflächennahen Schichten und zur besagten

---

[2]) Der miozäne Quarzfeinsand neigt auf Grund seiner Gleichkörnigkeit zur Fließsandbildung. Es ist also schon deshalb äußerst unwahrscheinlich, daß Bruchschollen dieses Sediments die Einbettung in kiesigem Material, welche vermutlich nicht ohne Mitwirkung von Wasser vor sich ging, ohne jegliche Form und Gefügeveränderung überstanden hätten, wenn sie nicht in gefrorenem Zustand gewesen wären.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Spaltenbildung geführt haben könnte. Der Einsturz unterirdischer Hohlräume scheidet aus, da im Untergrund des fraglichen Gebietes keine zur Auflösung und Höhlenbildung neigenden Gesteine vorhanden sind. Auch für die Annahme eines Hangrutsches oder eines ähnlichen Ereignisses ergeben sich keine Anhaltspunkte (soweit beobachtbar ist das Relief der prä-hauptterrassen-zeitlichen Tertiäroberfläche in der näheren Umgebung des Aufschlusses ziemlich ausgeglichen). Nicht ganz von der Hand zu weisen ist dagegen die Möglichkeit eines plötzlichen tektonischen Vorganges, so zum Beispiel eines kräftigen Erdbebens. Die Herzogenrather Gegend und speziell der Feldbiß sind in historischer Zeit mehrfach als Herdgebiete seismischer Erschütterungen hervorgetreten, zuletzt in den Jahren 1873 und 1877 (vgl. u. a. M. Schwarzbach 1951). Es wäre deshalb nichts Ungewöhnliches, wenn im gleichen Gebiet in der Altpleistozän-Zeit, wo der Feldbiß nachweislich kräftige Schollenbewegungen erlebte (vgl. L. Ahorner 1962), auch besonders heftige Erdbeben stattgefunden hätten. Oberflächliche Erdbebenspalten in tief gefrorenem Boden, welche schon bald nach ihrer Entstehung durch von oben nachstürzendes oder eingeschlämmtes Material verfüllt wurden, könnten durchaus zu ähnlichen Lagerungsformen führen, wie sie in der Kiesgrube an der Burg Herzogenrath aufgeschlossen sind. Wir hätten hier in dem kieserfüllten Spaltennetzwerk also vielleicht nicht nur einen Indikator für altpleistozäne kühle Klimabedingungen vor uns, sondern zugleich einen interessanten Zeugen für fossile Erdbebenschäden. Ein zwingender Beweis für die Richtigkeit oben geäußerter Vermutung ist freilich nicht gegeben.

Beobachtungen bei Jülich

Während die von der Burg Herzogenrath beschriebenen Erscheinungen in ihrer Deutung letzthin problematisch bleiben, wurden im Jülicher Raum sediment-synchrone Lagerungsstörungen in altpleistozänen Terrassensedimenten festgestellt, die mit größter Wahrscheinlichkeit nur unter periglazialen Klimabedingungen entstanden sein können. In einer Randstaffel am Westrand der Erft-Scholle gegen den Rurtal-Graben stehen dort in der Ziegeleigrube H. Lamers am nordöstlichen Stadtrand von Jülich (M.-Bl. Jülich, r 2613; h 4380; Abb. 1, Nr. 10 und Abb. 6, sowie Abb. 35 in M. Schwarzbach 1961) über pliozänen Kieseloolith-Schichten grobe Flußsande und Kiese in etwa 8 m Mächtigkeit an, die auf Grund ihrer sedimentologischen Merkmale und der Lagerungsverhältnisse zum größten Teil der Älteren Maas-Hauptterrasse zuzuordnen sind (vgl. Abb. 7; ferner H. Breddin 1955, H. W. Quitzow 1956, L. Ahorner 1962). Lediglich der oberste, weniger als 1 m mächtige Teil der Kiesfolge, der von den liegenden Maas-Schottern durch eine deutliche Erosionsdiskordanz getrennt wird, entspricht der Jüngeren Hauptterrasse des Rheins. Der Tegelen-Ton, der sowohl weiter östlich im Innern der Erft-Scholle als auch weiter westlich im Rurtal-Graben an der Grenze zwischen der Älteren (Maas-) und Jüngeren (Rhein-) Hauptterrasse auftritt, ist hier nicht entwickelt. Er dürfte auf dem hochgekippten Schollenrand vermutlich der Erosion zum Opfer gefallen sein.

Bei den pliozänen Kieseloolith-Schichten handelt es sich um grobe helle Quarzsande und kleinkörnige Quarzkiese (mit mehr als 85 % Quarz), die nach oben mit einer humosen Tonlage mit wärmeliebender Pollenflora abschließen [3]). Die darüber

[3]) Die palynologischen Untersuchungen führte freundlicherweise Dr. R. Schütrumpf (Köln) für uns aus. Wegen der schlechten Erhaltung der Pollen war es bei den Tonproben aus der Grube

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

folgenden ältestpleistozänen Ablagerungen der Maas unterscheiden sich davon recht deutlich. Grobe Schotter in bunter Zusammensetzung (durchschnittlich 40—45 % Quarz, 30 % Quarzit, 5—7 % Pyritquarzit, 10—12 % Gekrösefeuersteine, sowie Sandsteine, Schiefer u. dgl.) und mit mäßigen Formengraden wechsellagern mit Feinkiesen und Sanden. Meistens sind sie ± horizontal geschichtet, doch sind ebenso diskordante Parallelstrukturen (Schrägschichtung) nicht selten. Grobblöcke (zumeist altpaläozoische Quarzite aus dem Ardennengebiet) finden sich unter den Ablagerungen recht häufig, seltener „Gerölle" feinklastischen Materials. Die Rheinkiese der Jüngeren Hauptterrasse weisen eine ähnliche bunte Zusammensetzung auf, nur fehlen hier die typischen Gerölle des Maas-Einzuges (Gekrösefeuersteine, Pyritquarzite u. dgl.). Die Basis der pleistozänen Terrassenschotter liegt in der Grube bei etwa + 85 m ü. NN.

Im unteren Drittel der Maas-Ablagerungen (5—6 m unter der Geländeoberfläche) beobachtet man eine über die ganze Grubenwand zu verfolgende Erosionsdiskordanz, die unregelmäßig geschwungen verläuft und etwas feinere Sedimente im Liegenden (zumeist Mittel- und Grobsande mit Feinkiesschnüren) von groben Schottern im Hangenden trennt. Die Liegendsande zeigen bis zu einer Tiefe von 2 m unter der Erosionsdiskordanz auffallende Schichtenstörungen in Form kräftiger Verwürgungen und Verfältelungen. Die Amplitude einzelner Faltenwürfe macht stellenweise mehr als 90 cm aus (vgl. Abb. 6). Nach oben werden die Verfältelungsstrukturen überall von der Erosionsdiskordanz horizontal abgeschnitten. Diese markante Verwürgungszone ist nicht nur in der Ziegeleigrube H. Lamers, wo der Grad der Verknetungen am kräftigsten ist, sondern auch in der nur wenige 100 m entfernten Kiesgrube am Wasserwerk Jülich (M.-Bl. Jülich, r 2683, h 4370; Abb. 1, Nr. 11 und Abb. 8) vorhanden. Es ist dort ein gut vergleichbares Pliozän- und Altpleistozän-Profil aufgeschlossen, in dem die Verwürgungszone ein ähnliches Niveau einnimmt wie in der Grube H. Lamers (3—4 m über der Basis der Maas-Hauptterrasse).

Eine Erklärung der beobachteten Verwürgungsstrukturen ist kaum anders möglich als durch kryoturbate Vorgänge. Subaquatische Sedimentgleitungen scheiden als Ursache aus, da sowohl der gestörte Horizont als auch die darunter folgenden Kiese im großen gesehen völlig horizontal lagern. Ebenso existiert kein einschneidender Wechsel in der Korngröße zwischen den verwürgten und nicht verwürgten Sedimentlagen, der auf hydrostatisch ausgelöste Drucktexturen schließen ließe. Die grundwasserstauende Wirkung des Deck-Tones der Kieseloolith-Schichten kann mit dem Verwürgungsvorgang deshalb nicht zusammenhängen, weil dieser Ton nur linsenförmig verbreitet ist und in der Grube am Wasserwerk von Jülich weitgehend fehlt. Außerdem befinden sich die Verwürgungen ja mehrere Meter über dem Ton und werden von diesem durch ungestörte Kieslagen getrennt (vgl. Abb. 6 b).

H. Lamers nicht möglich, ein Spektrum auszuzählen, doch weist das Vorkommen bestimmter Pollen-Typen auf ein präpleistozänes Alter des Tones, wobei allerdings offen bleibt, ob hier der Reuver-Ton oder ein tieferer Ton der Kieseloolith-Schichten vorliegt. Aus Abb. 7 geht aber hervor, daß die Maas-Kiese der Gegend von Jülich etwas weiter östlich im Innern der Erft-Scholle von einer mächtigen Tonstufe unterteuft werden, deren stratigraphische Einordnung als Reuverien (Reuverien-C?) durch Pollen-Untersuchungen von G. von der Brelie (1959a) und R. Schütrumpf (an Proben der Bohrung Gut Sophienwald; vgl. Abb. 7. Zähltabellen bei L. Ahorner, Dipl.-Arbeit Univ. Köln, 1960) gesichert erscheint.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

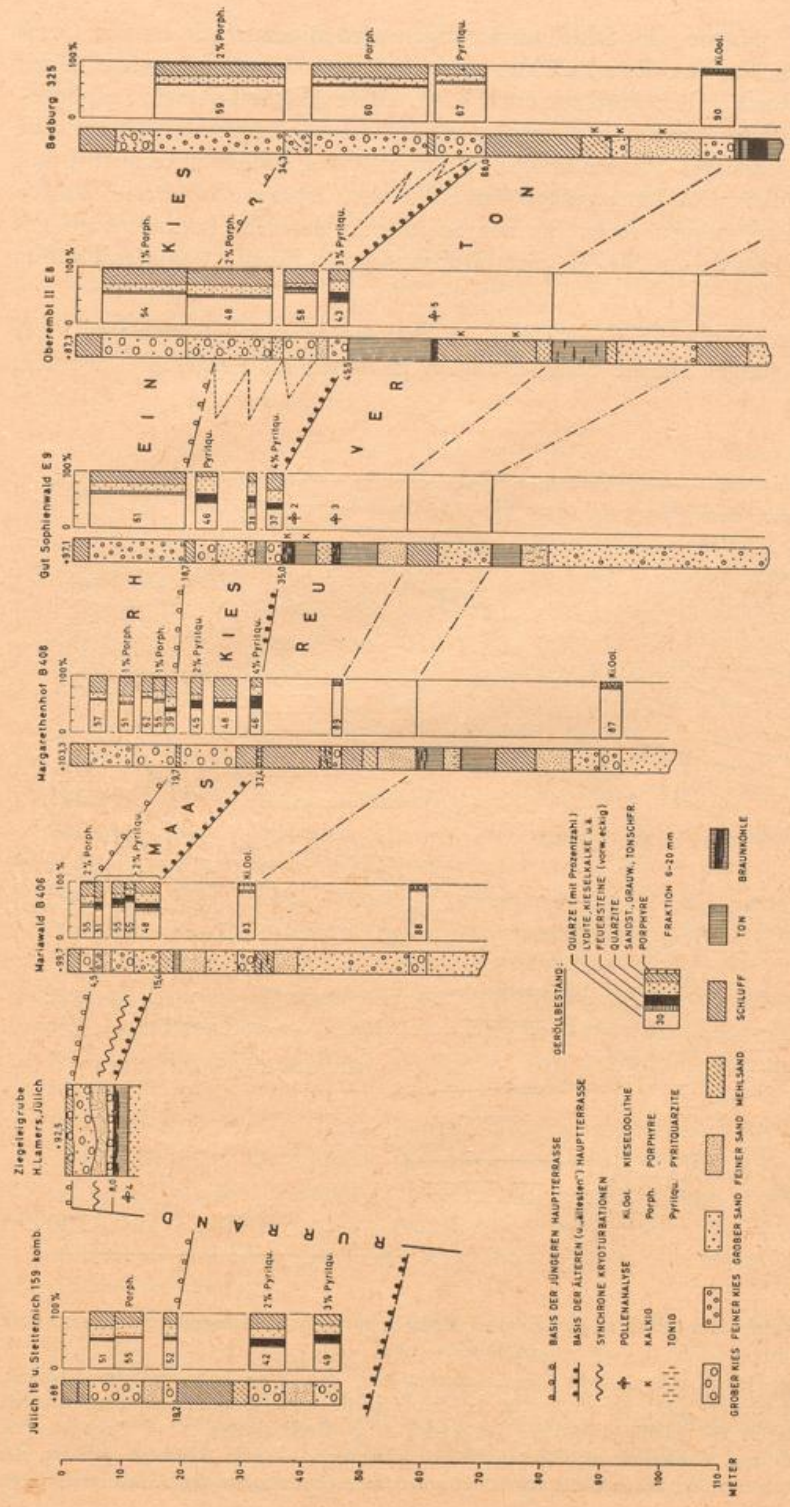


Abb. 7 Querprofil durch den Rurrand und den nördlichen Teil der Erft-Scholle entlang der Linie Jülich-Bedburg (SW-NE). Zusammenstellung einiger geröll-petrographisch und pollenanalytisch untersuchter Pegelbohrungen (vgl. L. AHORNER 1962).

Maaskiese der Älteren Hauptterrasse sinken mit dem nordöstlichen Einfallen der Erft-Scholle immer tiefer unter die in gleicher Richtung mächtiger werdende Deckschicht aus Rheinkiesen der Jüngeren Hauptterrasse. Etwa bei Oberembt verzahnt sich die Ältere Hauptterrasse der Maas (hoher Feuerstein-Anteil) mit derjenigen des Rheins. — Die durch synchrone Periglazial-Erscheinungen (bei Jülich) als kaltzeitlich gekennzeichnete Maaskies-Folge wird im Innern der Erft-Scholle von einer mächtigen Tonstufe mit oberpliozäner Pollenflora unterteuft (Reuver-Ton). Dadurch wird es möglich, die Lage der Grenze Pliozän/Pleistozän im Schichtenprofil der Erftscholle exakt zu begründen.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main

Die kryoturbate Deutung der Schichtenstörungen wird zudem stark gestützt durch das Auftreten eines fossilen Eiskeiles, welcher jene Verwürgungszone in der Grube am Wasserwerk Jülich durchsetzt (Abb. 9). Diese „Eiskeil-Pseudomorphose" hat eine obere Keilbreite von ca. 50 cm und eine Tiefe von mehr als 150 cm. Die Füllmasse ist ein sandiges bis schluffiges Material, gelegentlich untermischt mit kleineren Kiesgeröllen. Das Längsgefüge der Füllmassen ist nahezu parallel zu den Keilwandungen, also nahezu senkrecht zur Schichtung der Nachbarsedimente gerichtet, bei denen es sich um Mittel- und Grobsande mit dünnen Feinkiesschnüren handelt.

Was die Altersstellung betrifft, so sind die Kryoturbationen und jener Eiskeil zweifellos jünger als die Sedimentlagen, in denen sie ausgebildet wurden.

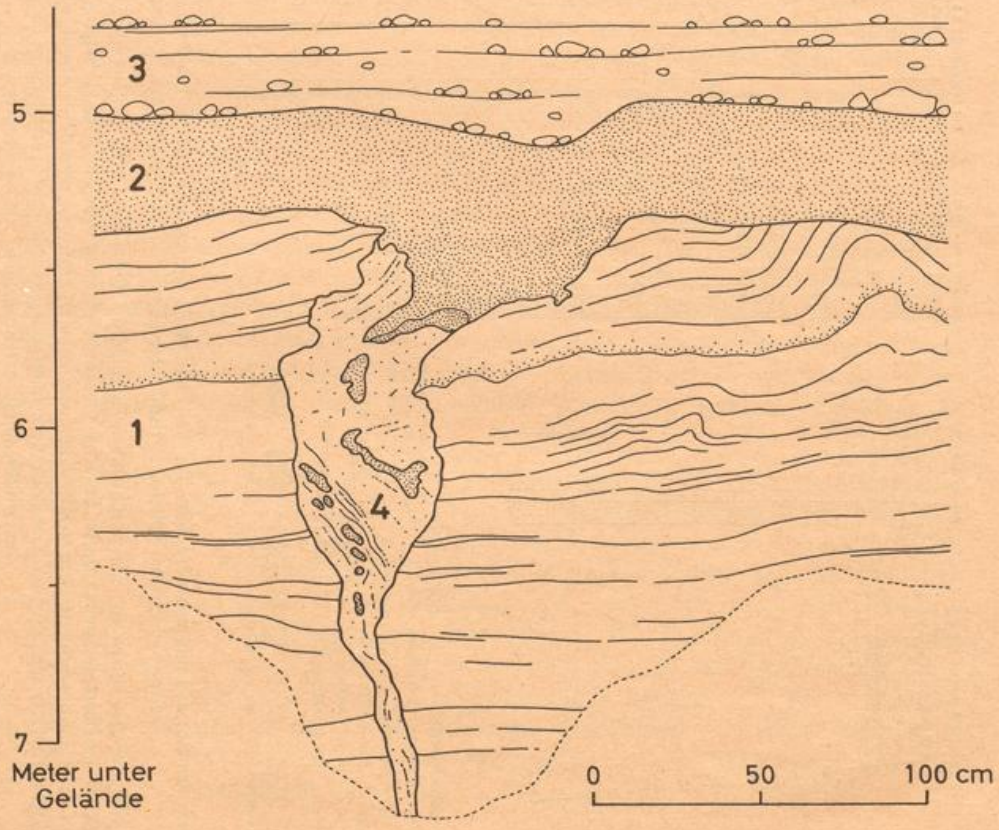


Abb. 9 Synchroner Eiskeil in Schichten der Älteren Maas-Hauptterrasse. Kiesgrube am Wasserwerk in Jülich.

Zusammen mit dem Eiskeil treten synchrone Kryoturbationen auf. Eine Feinsand-Schluff-Schicht, welche die Kryoturbationen glatt überdeckt, ist in den Eiskeil teilweise noch mit eingearbeitet. 4 = synchroner Eiskeil mit sandig-schluffiger Füllmasse, 3 = Grobschotter, 2 = Feinsand und Schluff, 1 = Mittel- und Grobsand mit dünnen Feinkies-Schnüren. — Alle Schichten gehören der Älteren Maas-Hauptterrasse an, deren Basis etwa 2 m unter der tiefsten Stelle des Aufschlusses liegt.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Andererseits sind diese Erscheinungen aber auch älter als die Erosionsdiskordanz innerhalb der Maas-Ablagerungen, durch die sie formenmäßig abgeschnitten werden. Über der Erosionsdiskordanz ist die Primärschichtung in der Regel ungestört erhalten. Wie allerdings aus Abb. 9 hervorgeht, hat der Fossilisationsprozeß des Eiskeiles den Vorgang der kryoturbaten Verknetungen zeitlich um ein Geringes überdauert, denn eine Feinsand-Schluff-Schicht, welche die Verwürgungen glatt überdeckt, ist in den Eiskeil teilweise noch mit eingearbeitet. Hieraus ist zweierlei zu schließen: Einmal dürfte der zeitliche Hiatus, den die Erosionsdiskordanz innerhalb der Maas-Ablagerungen repräsentiert, nicht besonders groß sein; und zum anderen braucht der Fossilisationsprozeß des Eiskeiles nicht unbedingt auf eine allgemeine Klimabesserung zurückgeführt werden, sondern wohl eher auf das erneute Übergreifen des Maas-Stromes auf das Jülicher Gebiet (und die mit dem Flußwasser zugeführte potentielle Wärme-Energie).

Von besonderer Wichtigkeit ist die Frage, ob es sich bei den beobachteten kryogenen Lagerungsstörungen um ausgesprochene Dauerfrostboden-Erscheinungen handelt. Hierfür kann man wohl voraussetzen, daß die Land-Meer-Verteilung in Westeuropa und damit die regionalklimatischen Verhältnisse im ältesten Pleistozän annähernd den heutigen entsprachen. Das Klima der Niederrheinischen Bucht dürfte also damals — analog dem gegenwärtigen — ohne extreme Jahresschwankungen der Temperatur weitgehend ozeanisch gewesen sein. Unter solchen, jahreszeitlich verhältnismäßig ausgeglichenen Klimabedingungen kann aber zumindest jener Eiskeil von Jülich nur als echte Dauerfrostboden-Erscheinung angesehen werden. Aber auch bei Kryoturbationen in dem Ausmaß und Formengrad wie bei Jülich fällt es schwer, lediglich an Bildungen einzelner strenger Winter zu glauben und nicht an Erscheinungen eines periglazialen Dauerfrostbodens.

Die Aufschlüsse bei Jülich erlauben also vermutlich folgende Rekonstruktion der Ereignisabläufe und deren klimatischer Interpretation:

1. Nach der oberpliozänen Reuver-Zeit wurden im Jülicher Raum zu Beginn einer ältestpleistozänen Kaltzeit (Frostboden-Erscheinungen bei Herzogenrath) von der Maas Sande und Kiese der Älteren Hauptterrasse abgelagert.
2. Danach verlegte die Maas ihr Bett. In den trocken gefallenen Gebieten stellten sich Dauerfrostboden-Verhältnisse ein, die durch Vorgänge der Hydratation zu Kryoturbationen und durch Vorgänge der Dehydratation zur Eiskeil-Bildung führten.
3. Die Dauerfrostboden- Erscheinungen wurden anschließend fossil, wobei der Fossilisationsprozeß der Eiskeile den der kryogenen Verknetungen überdauerte.
4. Gleichzeitig oder unmittelbar darauf verlagerte die Maas ihr Bett wieder in diesen Raum. Zunächst wurde erodiert und dabei die höheren Teile der kryogen gestörten Schicht ausgeräumt. Nachfolgend schotterte die Maas ihre Ältere Hauptterrasse weiter auf.
5. In einer späteren Warmzeit kamen im Jülicher Raum vermutlich Tegelen-Tone zum Absatz. Die Maas zog sich endgültig aus diesem Gebiet nach Westen zurück.
6. Der Rheinstrom gewann anschließend die Vorherrschaft. Stellenweise wurden, vor allem auf den tektonisch herausgehobenen Schollenteilen, die Tegelen-Tone und hangende Teile der älteren Maas-Schotter ausgeräumt. In Kaltzeiten breiteten sich sodann Rhein-Schotter der Jüngeren Hauptterrasse darüber.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

D) Versuch einer klimazeitlichen Gliederung (vgl. Tab. 1)

Auf Grund der hier beschriebenen sediment-synchronen Bodenfrost-Erscheinungen kann hinsichtlich der Klima-Entwicklung zwischen der endpliozänen Reuver-Zeit und der Tegelen-Zeit geschlossen werden, daß nach der Reuver-Zeit in der Niederrheinischen Bucht eine stärkere Abkühlung erfolgte, welche noch während der Akkumulationszeit der Älteren Hauptterrasse von Rhein und Maas (zumindest in ihren älteren Abschnitten) in einem Klima mit Dauerfrostboden-Verhältnissen gipfelte. Für diese älteste im nordwesteuropäischen Bereich direkt nachweisbare pleistozäne Kaltzeit hat P. Woldstedt (1958) den Namen Brüggen-Kaltzeit vorgeschlagen. Die kryogenen Lagerungsstörungen jener Zeit ähneln in ihrem Erscheinungsbild (nach Formengrad und Ausmaßen) in mancher Hinsicht denen der Jüngeren Dryas-Zeit der Niederlande. In Analogie zu den Verhältnissen im Spätglazial erscheint es deshalb nicht ausgeschlossen, daß während der Brüggen-Kaltzeit erstmalig im quartären Eiszeitalter Nordeuropa bis Mittelschweden und Finnland vergletschert war, obschon dafür noch jeder direkte Beweis fehlt.

Vorläufig lassen sich auch noch keine sicheren Angaben darüber machen, ob es sich um eine einfache oder durch mehrere Schwankungen gegliederte Abkühlung handelt. Für letztere Annahme scheint das von W. H. Zagwijn (1957, 1959, 1960) veröffentlichte Pollendiagramm des Meinweg-Tones zu sprechen, eines plio-pleistozänen Grenztones in der Gegend östlich von Roermond. Dieser Tonkomplex führt in seinem unteren (Haupt-) Abschnitt eine typische Reuver-Flora. Darüber folgt eine geringmächtige Zwischenzone mit „subarktischer" Vegetation und erst in den höheren Abschnitten des Tones stellt sich wieder ein wärmeres („gemäßigtes") Floren-Bild ein. Vermutlich zeichnet sich hier eine erste einschneidende Klimaschwankung des Altpleistozäns ab, die vielleicht mit der „Ältesten" Hauptterrasse H. Breddins (1955) in Verbindung gebracht werden darf. Die ursprüngliche Einstufung durch Zagwijn (vgl. besonders 1959, S. 8—11), der die „kühle" Zwischenzone im Meinweg-Ton als Äquivalent der gesamten Prätiglien- (Brüggen-) Kaltzeit auffaßt und die oberen Abschnitte des Tones sowie die darüber folgenden Bildungen der Älteren Hauptterrasse bereits der Tiglien-(Tegelen-) Warmzeit zuordnet, kann nach der Beobachtung echter synchroner Dauerfrostboden-Erscheinungen in Sedimenten der Älteren Hauptterrasse nicht aufrecht erhalten werden.

Auf die ältestpleistozäne Brüggen-Kaltzeit folgt die „erst-interglaziale" Tegelen-Warmzeit, die auf Grund der Faunen- und Floren-Funde zwar schon kühler war als die endtertiäre Reuver-Zeit, aber doch wohl erheblich wärmer als die jüngeren quartären Warmzeiten. Die Tegelen-Warmzeit umfaßt nach paläontologischen Hinweisen in den Niederlanden (vgl. u. a. J. I. S. Zonneveld 1956, 1959) nicht nur die Bildungszeit des Tegelen-Tones, sondern auch noch eines Teiles seiner sandig-kiesigen Liegendschichten. Hiermit paßt zusammen, daß sich synchrone Periglazial-Erscheinungen bisher nur in den unteren Abschnitten der Älteren Hauptterrasse fanden. Man muß sich jedoch vor Augen halten, daß die fluviatile Sedimentation in den küstennäheren Landesteilen (etwa infolge eustatischer Meeresspiegel-Schwankungen) noch in Zeiten andauern kann, zu denen sie im Hinterland bereits zum Stillstand gekommen ist.

Ähnlich der Abkühlung nach der Reuver-Zeit so erfolgt auch im Anschluß an die Tegelen-Warmzeit eine Klima-Verschlechterung, welche einerseits durch palyno-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

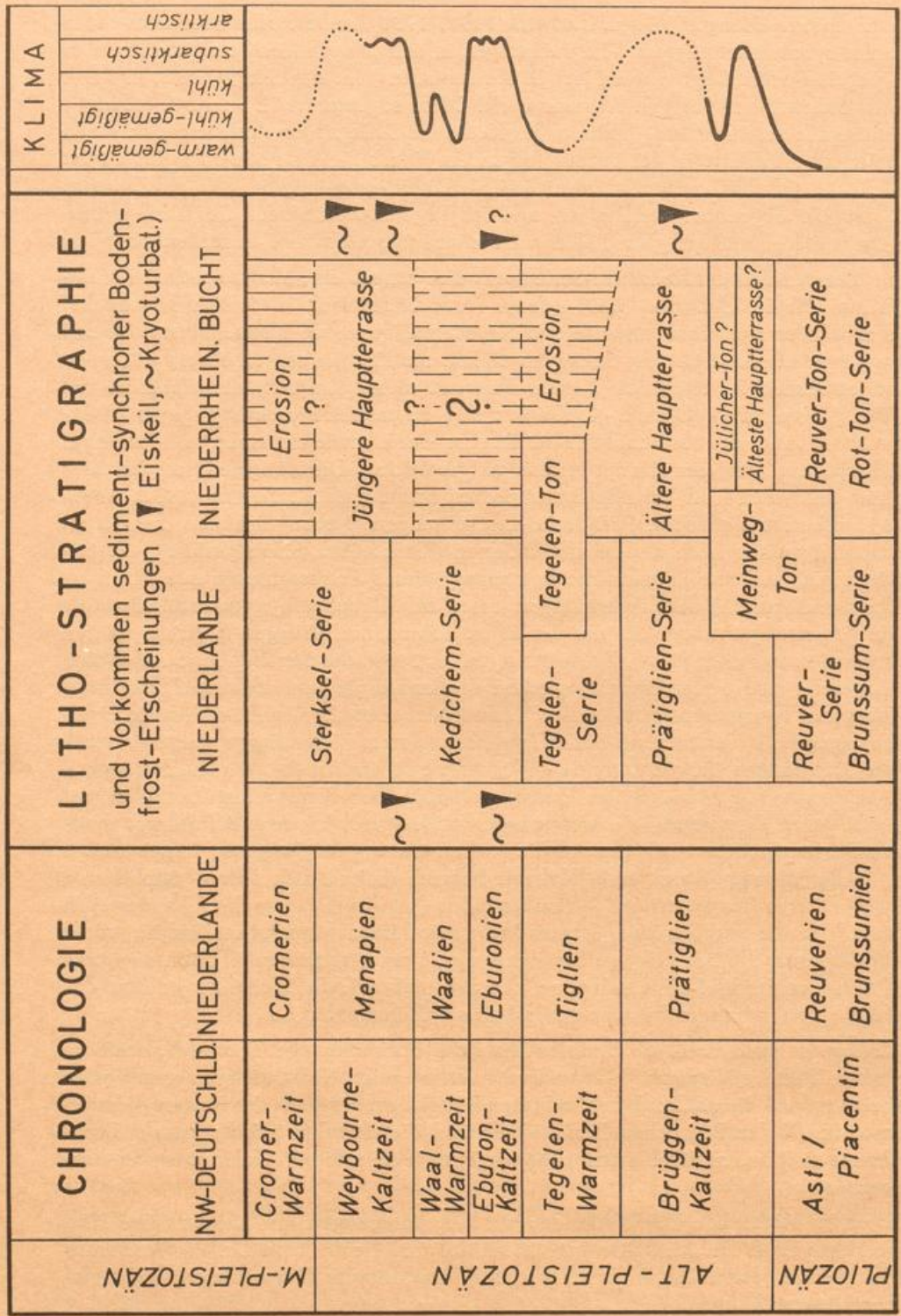
logische Untersuchungen (W. H. Zagwijn 1957, 1960), andererseits aber auch durch sediment-synchrone Periglazial-Erscheinungen in den „Papzanden" unmittelbar über dem Tegelen-Ton belegt worden ist (G. Kortenbout van der Sluijs 1956, L. M. J. U. van Straaten 1956; vgl. Abschn. C II). Diese sogenannte Eburon-Kaltzeit ist mit dem unteren Abschnitt der Kedichem-Serie zu parallelisieren, während der mittlere Abschnitt in der darauf folgenden Waal-Warmzeit abgelagert wurde, wie sich aus einer „warmzeitlichen" Pollen-Flora ergibt (W. H. Zagwjin 1957, 1960). Gegenüber der Reuver- und der Tegelen-Zeit ist für die Waal-Warmzeit ein weiterer Rückgang besonders wärmeliebender Gewächse unverkennbar.

Im höheren Teil der Kedichem-Serie stellt sich erneut eine „kaltzeitliche" Pollen-Flora ein (W. H. Zagwjin 1957, 1960). Auch findet man in diesem Niveau bei Tegelen wieder synchrone Eiskeile und Kryoturbationen (G. Kortenbout van der Sluijs 1956, L. M. J. U. van Straaten 1956). Sie sind in der Menap-Kaltzeit entstanden. Vermutlich wurden während dieser Kaltzeit, die vielleicht mit der Weybourne-(Günz-?)Kaltzeit zu parallelisieren ist (vgl. P. Woldstedt 1958), auch die basalen Teile der Sterksel-Serie sowie ein Hauptteil der Sande und Kiese der Jüngeren Hauptterrasse aufgeschüttet. Die Jüngere Hauptterrasse zeigt im deutschen Teil der Niederrheinischen Bucht nach K. Kaiser (1956, 1957, 1958) zahlreiche synchrone Periglazial-Erscheinungen. Neben Eiskeilen und Kryoturbationen weisen noch andere Indikationen (Grobblöcke, „Sandgerölle", Geröll-Morphologie) auf eine kaltzeitliche Entstehung dieser Terrassensedimente hin. Formengrad und Ausmaß der Erscheinungen lassen auf Klimabedingungen schließen, die vermutlich strenger waren als die der ältestpleistozänen Brüggen-Kaltzeit. In den Niederlanden soll nach J. I. S. Zonneveld (1956, 1959) die Sterksel-Serie auf Grund der Lagerung und der sedimentologischen Merkmale die unmittelbare Fortsetzung der Jüngeren Hauptterrasse darstellen. Man findet aber dort (z. B. südöstlich Eindhoven) innerhalb der Sterksel-Serie Tonlinsen, deren Pollendiagramme sich stark an die Diagramme der Cromer-Warmzeit anlehnen (W. H. Zagwijn & J. I. S. Zonneveld 1956, W. H. Zagwijn 1960). Hier besteht also bezüglich der klimazeitlichen Einordnung ein wesentlicher Widerspruch zu dem Befund auf deutschem Gebiet. Es wäre denkbar, daß die Aufschotterung der Jüngeren Hauptterrasse zwar in der Menap-(Weybourne-)Kaltzeit begann, daß sie sich aber — ähnlich wie bei der Älteren Hauptterrasse — insbesondere in den küstennahen Landesteilen auch noch in die nachfolgende Cromer-Warmzeit hinein fortsetzte. Gänzlich würde der Widerspruch freilich nicht gelöst, denn die „cromer-zeitlichen" Tonlinsen treten im Profil der Sterksel-Serie teilweise ziemlich tief auf. Es bleibt zu hoffen, daß künftige Untersuchungen hier mehr Klarheit schaffen werden.

Unklar ist auch noch, ob und durch welche Sedimente die Eburon-Kaltzeit im deutschen Teil der Niederrheinischen Bucht vertreten ist. Nicht völlig ausgeschlossen erscheint es, daß die zahlreich beobachteten Eiskeile an der Basis der Jüngeren Hauptterrasse (z. B. der Bergischen Randhöhen) und die charakteristische basale Grobblockzone (vgl. u. a. K. Kaiser 1956) irgendwie mit dieser Kaltzeit zusammenhängen.

Dank. Herzlichen Dank schulden wir für Anregungen und sachkritische Hinweise Herrn Prof. Dr. M. Schwarzbach (Köln) und Herrn Prof. Dr. P. Woldstedt (Bonn), ferner Herrn Dr. R. Schütrumpf (Köln) für die Durchführung palynologischer Untersuchungen.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main



Tab. 1 Die stratigraphische und klimazeitliche Gliederung der altpleistozänen Ablagerungen am Niederrhein. In Anlehnung an P. Woldstedt (1958), J. I. S. Zonneveld (1959), W. H. Zagwijn (1959, 1960), K. Kaiser (1961) u. a. Die (stark schematisierte) Klimakurve am rechten Tabellenrand entstammt der Arbeit Zagwijn (1959); sie wurde von den Verf. nach dem Vorkommen von sediment-synchronen Bodenfrost-Erscheinungen im Schichtenprofil etwas modifiziert.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main

ANGEFÜHRTE LITERATUR

Ahorner, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter und Gegenwart **13**, S. 24—105, Öhringen/Württ. 1962.

Breddin, H.: Die Gliederung der altdiluvialen Hauptterrasse von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht. — Der Niederrhein **22**, S. 76—79, Krefeld 1955.

Brelie, G. von der: Zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. **4**, S. 27—54, Krefeld 1959 (1959 a).

— Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. — Ebenda, S. 371—388, Krefeld 1959 (1959 b).

Brelie, G. von der & Rein, U.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozän am Niederrhein. — Geol. en Mijnb., N. S. **18**, S. 423—425, 's-Gravenhage 1956.

Brueren, J. W. R.: Het terrassenlandschap van Zuid-Limburg. — Meded. geol. Stichting, Serie **C-VI-1**, S. 1—93, Maastricht 1945.

Genieser, K.: Ehemalige Elbeläufe in der Lausitz. — Geologie **4**, S. 223—279, Berlin 1955.

Kaiser, K.: Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. Geol. Inst. Köln **1**, 68 S., Köln 1956.

— Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. — Ebenda **2**, 39 S., Köln 1957.

— Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. Ein Beitrag zur Kenntnis der Periglazialerscheinungen der Rheinlande. — Eiszeitalter und Gegenwart **9**, S. 110—129, Öhringen/Württ. 1958.

— Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. Ein Beitrag zur Rekonstruktion des Klimas der Glaziale des quartären Eiszeitalters. — Ebenda **11**, S. 121—141, Öhringen/Württ. 1960.

— Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. — Köln und die Rheinlande (Festschrift z. XXXIII. deutsch. Geographentag 1961 in Köln), S. 236—278, Wiesbaden 1961.

Kortenbout van der Sluijs, G.: The Cryoturbations in the Tegelen region. — Geol. en Mijnb., N. S. **18**, S. 421—422, 's-Gravenhage 1956.

Quitzow, H. W.: Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. — Geol. en Mijnb., N. S. **18**, S. 357—373, 's-Gravenhage 1956.

Schwarzbach, M.: Die Erdbeben der Rheinlande. — Kölner geol. Hefte **1**, 28. S., Köln 1951.

— Das Klima der Vorzeit. — 2. Aufl., 275 S., Stuttgart 1961.

Straaten, L. M. J. U. van: Structural features of the „Papzand"formation at Tegelen (Netherland). — Geol. en Mijnb., N. S. **18**, S. 416—420, 's-Gravenhage 1956.

Voorthuysen, J. M. van: The Plio-Pleistocene boundary in the North Sea Basin. — Geol. en Mijnb., N. S. **19**, S. 263—266, 's-Gravenhage 1957.

Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. — 2 Bde., 2. Aufl., 374 und 438 S. Stuttgart 1954 und 1958.

Wolters, R.: Nachweis der Günz-Eiszeit und der Günz-Mindel Wärmezwischenzeit am Niederrhein. — Geol. Jb. **65**, S. 769—772, Hannover 1951.

Wunstorf, W. & Fliegel, G.: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **67**, 168 S., Berlin 1910.

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

— Zur stratigraphischen u. pollenanalytischen Gliederung d. pliozänen Ablagerungen i. Roertal-Graben u. Venloer Graben der Niederlande. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. **4**, S. 5—26. Krefeld 1959.

— Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene Vegetation in the Netherlands. — Meded. geol. Stichting, Serie **C-III-1**, 78 S., Maastricht 1960.

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

Zonneveld, J. I. S.: De kwartaire rivierterrassen van Zuid-Limburg. — Tijdschr. kon. ned. aardrijksk. Gen. **72**, S. 325—343, Leiden 1955.

— Das Quartär der südöstl. Niederlande. — Geol. en Mijnb., N. S. **18**, S. 379—385, 's-Gravenhage 1956.

— Litho-stratigraphische eenheden in het Nederlandse Pleistoceen. — Meded. geol. Sticht., N. S. **12**, S. 31—64, Maastricht 1959.

Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. Dr. Ludwig Ahorner, Geologisches Institut der Universität, 5 Köln, Zülpicherstr. 47 und Priv.-Doz. Dr. Karlheinz Kaiser, Geomorphologisches Laboratorium der Freien Univ., 1 Berlin-Steglitz, Altensteinstr. 19.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Abb. 2 Sandverfüllte „Gänge" im Reuver-Ton unter Ablagerungen der Älteren Hauptterrasse. Tongrube „Janssen Wilms" im Diergardt'schen Wald (Bl. Elmpt). Von R. WOLTERS (links im Bild neben A. STEEGER) als Eiskeilnetz gedeutet, doch möglicherweise auch als Pseudo-Erscheinung aufzufassen (vgl. Text). Foto: Dr. U. REIN 1950

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Abb. 4 Spaltenräume, mit Kies erfüllt, zwischen „zerbrochenen" Miozänsand-Schollen an der Basis der Älteren Maas-Hauptterrasse. Sand- und Kiesgrube an der Burg Herzogenrath.
Vermutlich liegt kein echtes Eiskeilnetz vor, sondern eine Pseudo-Erscheinung (vielleicht fossile Erdbebenspalten in gefrorenen Bodenschichten). — Höhe des Aufschlusses etwa 2 m. Die Terrassenbasis befindet sich nur wenig über dem oberen (grasbewachsenen) Grubenplanum. Foto: 26. 7. 1958

Abb. 5a und b: Detail-Bilder der „Kiesspalten"
Die Grenze zwischen der kiesigen Spaltenfüllung und den umgebenden Miozänsanden ist gewöhnlich sehr scharf. An einigen Stellen (rechtes Bild) wird innerhalb der kiesigen Füllmasse eine ± horizontale Schichtung erkennbar. Fotos: 26. 7. 1958

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

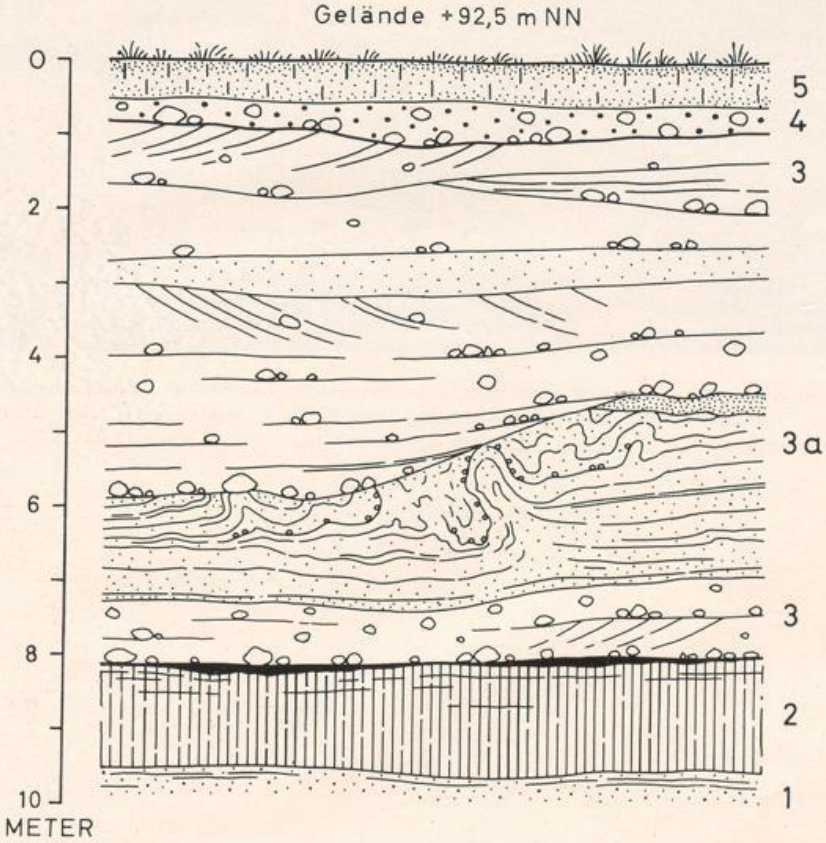


Abb. 6a und b Synchrone Kryoturbationen in Schichten der Älteren Maas-Hauptterrasse. NE-Wand der Ziegeleigrube H. Lamers in Jülich.

Die Kryoturbationen werden nach oben durch eine Erosionsdiskordanz innerhalb der Maas-Schotter abgeschnitten. Maßstab in der Bildmitte des Fotos auf 1 m Länge ausgelegt. 5 = Lößlehm, 4 = Rheinkies der Jüngeren Hauptterrasse, 3 = Maaskies der Älteren Hauptterrasse mit Kryoturbationshorizont (3a), 2 = Pliozänton, 1 = Kieseloolith-Sande des Pliozäns. Foto: 25. 3. 1958

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

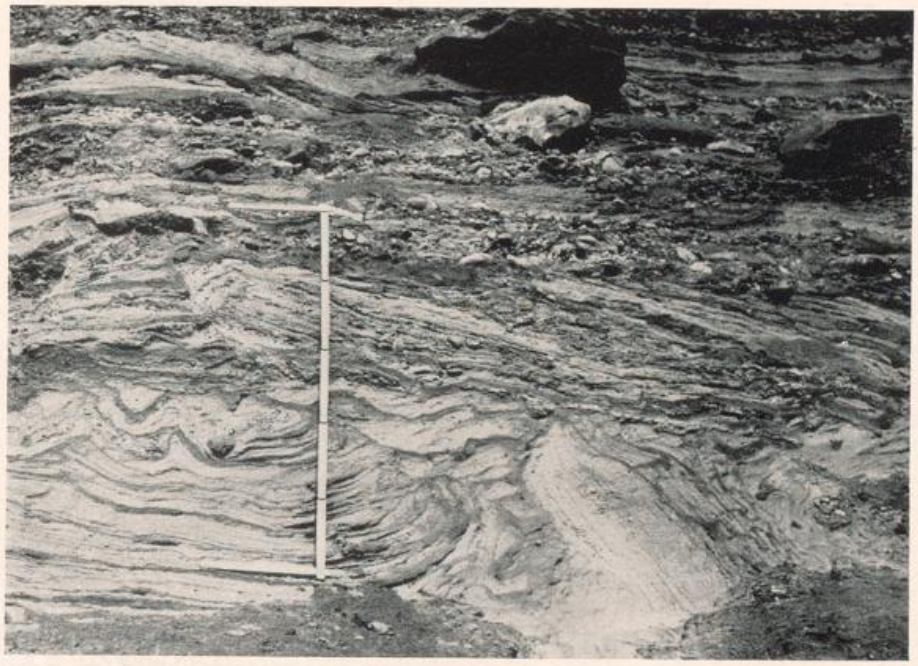


Abb. 8 Gemeinsames Vorkommen von Grobblöcken und synchronen Kryoturbationen in Schichten der Älteren Maas-Hauptterrasse. Kiesgrube am Wasserwerk in Jülich. Der Maßstab in Bildmitte ist auf 1 m Länge ausgelegt. Foto: 26. 7. 1958

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Decheniana

Jahr/Year: 1964

Band/Volume: 116

Autor(en)/Author(s): Ahorner Ludwig, Kaiser Karlheinz

Artikel/Article: Über altpleistozäne Kalt-Klima-Zeugen (Bodenfrost-Erscheinungen) in der Niederrheinischen Bucht 3-19