

## Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa

Ein Beitrag zur Rekonstruktion des Klimas der Glaziale des  
quartären Eiszeitalters.

Von KARLHEINZ KAISER, Köln

Mit einer Übersichtskarte und 3 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Bestimmte Periglazialerscheinungen (Eiskeile — Kryoturbationen — Strukturböden — Pingos) werden hinsichtlich ihres äußeren Erscheinungsbildes und ihrer Bildungsursachen, besonders aber im Hinblick auf ihre Verwendbarkeit als Indikatoren eines Dauerfrostbodens kritisch überprüft und kartennmäßig für den mittel- und westeuropäischen Raum nach dem Stand der augenblicklichen Kenntnis verzeichnet.

Die bisherigen Versuche von Rekonstruktionen des Klimas der Glaziale des quartären Eiszeitalters werden ebenfalls kritisch überprüft. Eine Neuberechnung der maximalen pleistozänen Temperaturminderung ergibt einen Wert von 15—16° für bodennahe Bereiche in Mittel- und Westeuropa; selbst für die Jüngere Dryaszeit haben wir noch mit einer Temperaturdepression von 11—12° zu rechnen. Beide Werte werden gewonnen durch Vergleich der Jahresmitteltemperaturen im Grenzbereich der Dauerfrostböden zur Zeit ihrer hochglazialen und jungdryaszeitlichen Ausbildung gegenüber den heutigen unter der Voraussetzung, daß sich die aktiven Dauerfrostböden durch die —2°- Jahresisotherme sowohl unter heutigen als auch den glazialen Klimabedingungen eingrenzen lassen.

**Summary.** Certain periglacial phenomena (ice-wedges, cryoturbations, patterned ground, pingos) are critically investigated with respect to their outer appearance as well as to the causes of their formation, but especially how far they might be used as indicators of an old permafrost. The results for Central and Western Europe have been mapped according to our actual status of knowledge.

The attempts hitherto made to reconstruct the climate of the Quaternary glacial periods, have been thoroughly checked. A new calculation of the maximum diminution of Pleistocene temperature gives a value of 15—16° C (bottom temperature) in Central and Western Europe. For the Younger Dryas we still have to expect a temperature depression of 11—12° C. Both values have been found by comparing mean annual temperatures in the border-zone of permafrost at the high-glacial time and during the Younger Dryas with the actual temperatures. This is true on the premise that the active permafrost area can be limited by the —2° C annual isotherme, both under actual as well as under glacial climatic conditions.

**Résumé.** Certains phénomènes périglaciaires (fentes en coin, formes de cryoturbation, sols polygonaux et striés, pingos) ont été examinés critiquement à l'égard de leur aspect extérieur et des causes de leur formation, mais spécialement en considération de l'applicabilité comme indicateurs d'une tjaïle pérenne. Les résultats pour l'Europe Centrale et l'Europe Occidentale sont dessinés dans une carte selon l'état de notre connaissance actuelle.

Les efforts faits jusqu'à présent de reconstruire le climat des époques glaciaires du Quaternaire sont aussi examinés critiquement. En recalculant la diminution maximale de la température Pleistocène, l'auteur obtient une valeur de 15—16° C (pour les zones près du sol) en Europe Centrale et Occidentale; même pour l'époque du Dryas Supérieur, nous avons à compter avec une dépression de la température de 11—12° C. Les deux valeurs sont gagnées par comparaison des températures moyennes annuelles dans la zone limitrophe des pergélisols aux temps de leur formation glaciaire et dryassique avec les formations actuelles. Comme supposition, l'auteur constate que les pergélisols actifs peuvent être limités par l'isotherme annuelle de —2° C, non seulement dans les conditions climatiques actuelles, mais aussi dans les conditions glaciaires.

### A. Einleitung.

Zu Rekonstruktionen des Klimas für die Glaziale des quartären Eiszeitalters sind mannigfache Indikatoren herangezogen worden. Darüber besteht eine große Literatur (vgl. u. a. M. SCHWARZBACH 1950). Kartennmäßige Darstellungen der Verbreitung der Periglazialerscheinungen für die verschiedenen Glaziale des quartären Eiszeitalters haben vor allem J. TRICART (1956) für Frankreich, J. DYLIK in Zusammenarbeit mit zahlreichen

polnischen Quartärforschern im *Biuletyn Peryglacialny* (1956) für Polen und J. SEKŮRA (1960) für die Tschechoslowakei gegeben. Auch für den gesamt-europäischen Raum liegen kartenmäßige Darstellungen vor. Darin wird der Versuch gemacht, auf Grund der Verbreitung bestimmter Periglazialerscheinungen klimatische Rekonstruktionen durchzuführen, insbesondere aber wichtige Klimagrenzen, wie beispielsweise die polare Waldgrenze oder die Südgrenze der Dauerfrostböden für das Kältemaximum eines Glazials (besonders der Würm-Eiszeit) aufzuzeigen (vgl. u. a. J. BÜDEL 1953; H. POSER 1947, 1948; C. TROLL 1947; W. WEISCHET 1954).

Gegenstand vorliegender Arbeit ist letzten Endes auch ein Versuch, das seither, besonders aber in jüngster Zeit zahlreich zusammengetragene Material bestimmter Periglazialerscheinungen (Eiskeile - Kryoturbationen - Strukturböden - Pingos) kritisch zu sichten, d. h. im einzelnen auf ihre Aussagekraft hinsichtlich ihrer Verwendbarkeit zu klimatischen Rekonstruktionen zu überprüfen, sie räumlich unter Berücksichtigung ihrer zeitlichen Stellung zu erfassen und darzustellen, um schließlich auf Grund ihrer chronologischen Stellung und räumlichen Verbreitung in Mittel- und Westeuropa neue Erkenntnisse für den Klimaablauf des quartären Eiszeitalters in diesem Raume abzuleiten.

Wertvolle Hinweise verdanke ich Prof. M. SCHWARZBACH sowie Prof. P. WOLDSTEDT. Ferner danke ich Dr. M. PÉCSI (Budapest) und Herrn P. PRUSKOWSKI (Brühl bei Köln) für die Überlassung wertvollen Bildmaterials.

## **B. Fossile Eiskeile, Kryoturbationen, Strukturböden und Pingos als Klimazeugen des Periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa.**

### **1. Eiskeile, ihre Bildungsbedingungen und Formenausbildungen.**

Die Bildungsbedingungen von Eiskeilen wurden wohl erstmalig von K. VON BUNGE (1902) und dann besonders von K. LEFFINGWELL (1915, 1918) im Dauerfrostboden Alaskas studiert. Nachdem zuvor schon (P. W. BRIDGEMANN 1912) experimentell nachgewiesen worden war, daß sich das Volumen des Eises sowohl bei Abnahme der Temperatur als auch bei Zunahme des Druckes verringert, hat LEFFINGWELL die Entstehung der Eiskeile auf diese Erscheinung der Kontraktion des Eises zurückgeführt. Bei plötzlich auftretenden strengen Wintertemperaturen sollen demgemäß unter lautem Getöse Spalten im Boden aufreißen. In solche Frostspalten (Kontraktionsrisse) würde dann während der sommerlichen Auftauperiode verunreinigtes Wasser der übersättigten Auftauschicht eindringen, das schließlich, im Zeitabschnitt einer winterlichen Neugefrorennis an den Spaltenwandungen zu Eis kristallisiert, die Spalten infolge der durch die Volumenvergrößerung bedingten Spannungskraft erweitert. Wenn sich diese Vorgänge immerfort wiederholen würden, so entstünden endlich aus den Frostspalten die Eiskeile. Sie bilden sich demnach auch zumeist in Böden, die aus lockeren Aufschüttungen bestehen und in wechselnden Graden frostgefährdet sind. Als aktive Formen sind sie bisher nur in Gebieten mit Dauerfrostböden arktischer bis subarktischer Klimabereiche beobachtet worden. Die fossilen Eiskeile des mittel- und westeuropäischen Raumes wären somit Indikatoren eines periglazialen Dauerfrostbodens; natürlich unter der Voraussetzung, daß sie ähnlich den rezenten Erscheinungen unter nahezu gleichen Klimabedingungen in Gebieten mit Dauergefrorennis ausgebildet worden sind (vgl. Anm. 3).

S. TABER (1943) hat gegen die Kontraktionstheorie LEFFINGWELLS eingewendet, daß diese Art der Kontraktion bereits rückgängig gemacht sei, ehe überhaupt ein Tropfen Wasser zur Auffüllung der Risse während der sommerlichen Auftauperiode zur Verfügung stände. Die Kontraktionsrisse müßten sich also wieder schließen, noch ehe Tauwasser darin eindringen könnte. So hat denn E. SCHENK (1955) die Bildung von Eiskeilen auf Vorgänge der *Dehydration* der Bodenteilchen zurückgeführt; er faßt sie auf als Folgen des Wasserentzuges in den an die Spalten angrenzenden Bodenschichten.

Experimente (u. a. S. TABER 1943; A. DÜCKER 1939) an frostgefährdeten Böden (als solche können alle gelten, die ganz oder lagenweise aus feinst- oder feinklastischen Bestandteilen aufgebaut werden) haben gezeigt, daß diese während des Gefriervorganges ein wabenartiges Netz von Rissen entwickeln. Bei homogenen, grobklastischeren Böden (also beispielsweise bei Kies- und Sandböden) hingegen erfolgt das Eindringen des Frostes viel kontinuierlicher, zumeist ohne jegliche Entwicklung von Spaltennetzwerken. Ferner konnte die Beobachtung gemacht werden, daß sich beim Eindringen des Frostes in den frostgefährdeten Böden die Kaltfronten bevorzugt in den gleichzeitig entstehenden Kontraktionsrissen zur Tiefe hin ausbreiten. Aus den relativ wärmeren Bodenschichten wird dabei das Bodenwasser entzogen und zur Kaltfront, also zu den Spaltenwandungen hin, angesogen, wo es dann senkrecht zur Spaltenwand zu Eiskristallen gefriert. In die Spalten können schließlich solange Eisnadeln hineinwachsen, bis alles Bodenwasser den umgebenden Bodenschichten entzogen ist. Natürlich ist auch an die Volumenvergrößerung beim Eisnadelwachstum eine Verbreiterung der Spalte geknüpft. Ebenfalls wird auch immer etwas Tauwasser an den Seiten der oberen Keilwandungen neu gefrieren können und somit an einer gewissen Verbreiterung im wiederholten, periodisch-zeitlichen Ablauf mitwirken können. Nach SCHENK ist dieser Vorgang für das Breitenwachstum eines Eiskeiles jedoch von ganz untergeordneter Bedeutung. Maßgebend dafür ist fast allein das zur Verfügung stehende Wasser im Boden selbst zur Zeit des Gefriervorganges.

Das Größtenwachstum eines Eiskeiles sowohl in die Tiefe als auch in die Breite erfolgt somit relativ schnell. Nach dieser raschen Bildungszeit durchziehen sie den Dauerfrostboden gewissermaßen als inaktive Strukturen, solange, bis sie mit dem Verschwinden desselben fossil werden.

Die Zusammensetzung eines Bodens und sein Wasserhaushalt zur Zeit des Gefriervorganges sind demnach neben der Art des Gefriervorganges und des Gefrierablaufes die wichtigsten Voraussetzungen zur Bildung von Eiskeilen. Wie ist aber die Spaltenbildung in den nicht oder weniger frostgefährdeten Böden mit ihren größeren Porenvolumen zu erklären? Beispielsweise sind ja die fossilen Eiskeile der Niederrheinischen Bucht (vgl. K. KAISER 1958) z. T. (zumindest manche synchronen Formen) an völlig homogene Kies- oder Grobsandsedimente geknüpft, wo also keine Einschaltungen frostgefährdeter Lagen zur Zeit ihrer Ausbildung vorhanden waren. Wie die entsprechenden Experimente gezeigt haben, dringt in solche Sedimente der Frost zwar wesentlich rascher ein; aber es unterbleibt andererseits jede Spaltenbildung beim Gefriervorgang. Man muß somit noch andere Ursachen heranziehen, die Spalten und Risse im Boden zu erzeugen vermögen, die dann durch Vorgänge der Dehydratation zu Eiskeilen umgestaltet werden können. In der Niederrheinischen Bucht zum Beispiel kann man gelegentlich beobachten, daß Eiskeile in Verbindung mit tektonischen Vorzeichnungen auftreten. In unmittelbarer, oft aber auch in weiterer Entfernung der größeren Brüche finden sich vielfach mehr oder weniger dichte und meist parallel zu den Hauptstörungen verlaufende Netzwerke von Rissen und Spalten, die also leicht bei einer anbrechenden Kaltzeit der Eiskeilbildung die Wege geebnet haben mögen. Desgleichen könnte das auch zutreffen für Spalten und Risse, die auf Sackungserscheinungen zurückzuführen sind. Im Raum der Niederrheinischen Bucht kann man vereinzelt auch Eiskeilbildungen in unmittelbarer Nachbarschaft solcher Sackungsrisse beobachten. Trotzdem ist wohl die überwiegende Mehrzahl aller in grobkörnigen Sedimenten ausgebildeten Formen nicht an derartige Vorzeichnungen geknüpft. Es ist somit anzunehmen, daß auch noch unter anderen Voraussetzungen bei beginnender Dauergefornis solcher Böden Vorgänge der Dehydratation Eiskeile auszubilden vermögen.

Aus den Bildungsbedingungen der Eiskeile (im Sinne der Dehydratationstheorie SCHENK's) folgt, daß aus der Breite der Eiskeile nicht auf die Dauer der Bildung geschlossen werden kann, wie das verschiedentlich versucht worden ist. So hat beispiels-

weise G. SELZER (1936) nachzuweisen versucht, daß die großen Alaska-Eiskeile bei einem angenommenen jährlichen Dickenwachstum von 5 mm ca. 1000 Jahre alt seien und daß eine ähnlich lange Bildungsdauer auch wohl für unsere großen fossilen Eiskeile anzunehmen sei. Ebenfalls sind auch die Frostzerrungsmaße, die beispielsweise H. POSER (1947) anhand der Tiefen und Breiten fossiler Eiskeile Mitteleuropas für die Würmeiszeit kartennäßig darstellte, für weitere klimatische Folgerungen nicht geeignet.

Vielfach hat man auch versucht (u. a. W. SOERGEL 1936), aus der Tiefe der Eiskeile die Tiefe des Dauerfrostbodens abzuleiten. Es ist jedoch leicht einzusehen, daß die Tiefe der Eiskeile nicht unbedingt auch die Tiefe des Dauerfrostbodens anzugeben braucht. Lediglich in den Dauerfrostboden-Grenzgebieten gehen die Eiskeile oft bis auf die Grenzfläche der Dauergefrorenis herab. Aus Südostengland beispielsweise hat M. T. TE PUNGA (1957) fossile Eiskeile und Eiskeilnetze beschrieben, die maximal 5 m tief sind; er konnte jedoch mit Hilfe anderer Indikatoren nachweisen, daß der eiszeitliche Dauerfrostboden zur Zeit, als sich diese Eiskeile ausbildeten, hier stellenweise Tiefen bis 45 m, im Durchschnitt mehr als 30 m, erreicht habe. Auch aus den heutigen Dauerfrostbodengebieten (beispielsweise aus Sibirien oder Alaska) ist seit langem bekannt, daß die Dauergefrorenis oft beträchtliche Tiefen erreicht, demgegenüber die Eiskeile meist nur die oberflächennahen Bereiche derselben durchziehen.

Es hat sich gezeigt, daß in solchen Gebieten Mittel- und Westeuropas, wo während der Eiskeilbildung frostgefährdete Böden vorlagen, auch häufig polygonale Eiskeilnetze ausgebildet worden sind, die den heutigen Tundrapolygonen durchaus entsprechen; so etwa die von G. SELZER (1936) beschriebenen Eiskeilnetze im Lößlehm über Liasablagerung bei Göttingen oder die von M. T. TE PUNGA (1957) mitgeteilten Eiskeilnetze in den tonigen Ablagerungen des Londoner Beckens. Demgegenüber konnten bisher meines Wissens aus Gebieten mit groben Terrassensedimenten, wie beispielsweise im Raum der Niederrheinischen Bucht, solche polygonalen Eiskeilnetze nicht beobachtet werden.

Der unterschiedliche Gebrauch des Begriffspaares „Eiskeil-Frostspalte“ in der Literatur hat hinsichtlich klimatischer Ausdeutungen wiederholt zu unrichtigen Schlußfolgerungen Veranlassung gegeben. So hat beispielsweise A. STEGER (1926, 1944, 1948) im Niederrheingebiet „Frostspalten“ beschrieben, worunter er jedoch niemals einphasige Bildungen im Sinne der späteren Definition „Frostspalte“ von H. GALLWITZ (1949) verstand. Ein gleiches trifft übrigens auch weitestgehend nach erneuter, eingehender Überprüfung für die vorwiegend als „Frostspalten“ beschriebenen Formen des gesamten nord- und nordwestdeutschen Raumes zu. So muß es verwundern, daß sowohl H. POSER (1947) als auch W. WEISCHET (1954) für das Niederrheingebiet und größtenteils auch für den gesamten nord- und nordwestdeutschen Raum nur einphasige Gebilde in ihren Verbreitungskärtchen der fossilen Eiskeile für Mittel- und Westeuropa verzeichneten. WEISCHET schloß dann sogar daraus, daß das Niederrheingebiet als Grenzgebiet des periglazial-kontinentalen Bereiches aufzufassen sei, daß während des Kältemaximums der Würmeiszeit außerhalb (also in Westeuropa) kein Dauerfrostboden mehr existiert habe, und daß die zahlreichen Eiskeile, Kryoturbationen und anderen Periglazialerscheinungen Frankreichs (besonders im Pariser Becken) als Bildungen eines oder mehrerer besonders strenger Winter gedeutet werden müßten.

Aber nicht nur die nomenklatorischen Verwechslungen des Begriffspaares „Frostspalte-Eiskeil“ haben zu falschen klimatischen Ausdeutungen geführt. Bei unseren fossilen Formen ist die Erkenntnis, ob eine einphasige Bildung vorliegt, äußerst schwierig. Vor allem hat H. GALLWITZ (1949) darauf hingewiesen, daß Frostspalten, die ja laut Definition als Bildung eines besonders strengen Winters als Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens nicht zu verwenden wären, wohl in den seltensten Fällen fossil werden. Als solche beschrieb er nur wenige mm breite, feinsandig verfüllte Vertikalrisse in Lößen, oft an den Keilspitzen von Eiskeilen. Aus dem Niederrheingebiet ist bisher

einmal durch H. LEHMANN (1948) eine angebliche Frostspalte aus Schottern der Oberen Mittelterrasse des Rheines bei Mehlem beschrieben worden (vgl. Abb. 1; 3). Daß bei diesen tiefen und schlanken, oft nur wenige cm bis etwa 30 cm breiten Formen, wie sie häufig im nord- und nordwestdeutschen Raume vorgefunden werden, oder wie sie auch beispielsweise von L. WEINBERGER (1944) als „Frostspalten“ aus Mitteldeutschland beschrieben wurden, eine Deutung als perennierende Gebilde viel zwingender ist, habe ich bereits an anderer Stelle dargelegt (K. KAISER 1958).

Die häufigsten aller fossilen Eiskeile sind *epigenetische Formen* (vgl. Abb. 1;1). Ihre Ausbildung ist also jünger als die Ablagerungen, in denen sie auftreten. Meist ist das an der Füllmasse (während des Fossilisationsprozesses) zu erkennen. Trotzdem sollten Bezeichnungen nach der Füllmasse, wie beispielsweise „Lößkeile“, möglichst vermieden werden, da solche Bezeichnungen nur zu Verwirrungen Anlaß geben, worauf besonders H. GALLWITZ (1949) hingewiesen hat.

Außerst wichtig für die klimazeitliche Stellung von Sedimenten sind indessen darin auftretende Formen, die GALLWITZ als „syngenetische“ Eiskeile bezeichnet hat (vgl. Abb. 1; 2). Wie wir aus den heutigen Daufrostbodengebieten wissen, setzt jede Eiskeilbildung unter stehendem und fließendem Wasser als Sedimentationsmedium aus. Wenn wir aber trotzdem, beispielsweise in der donau- und Günzezeitlichen Hauptterrasse der Niederrheinischen Bucht, zahlreiche „syngenetische“ Eiskeile vorfinden (vgl. K. KAISER 1956, 1957), wie auch in anderen entsprechenden quartären Ablagerungen Mittel- und Westeuropas, so können wir diese Formen nur so deuten, daß für die gesamte Akkumulation ein relativ großer Zeitraum zur Verfügung stand und außerdem die Akkumulation einen relativ weiten Raum erfaßte. Das ganze Niederrheingebiet war zweifellos während der Donau- und Günzezeit ein einziges, stark verwildertes Fluß-Schwemmfächer-System. Während dort in mehr oder weniger breiten Rinnen Sande und Kiese abgelagert wurden, lagen anderswo inselartig und für lange Zeiten Flächen frei, wo dann bei eindringendem Frost Vorgänge der Dehydratation Eiskeile und solche der Hydratation Kryoturbationen schaffen konnten. Später wurden dann wieder solche vordem freien Flächen überspült und hier sedimentiert, andere vordem überspülte Flächen freigelegt, so daß dann dort Möglichkeiten geschaffen wurden, die die Bildung solcher Formen voraussetzt. Diese Tatsache erklärt auch, daß in den Mittelterrassen (mit Ausnahme des Mehlemer Eiskeiles in der Oberen Mittelterrasse, der aber in seinem Erscheinungsbild so ganz anders ist, und mit Ausnahme erst kürzlich in einem alten Arm der Unteren Mittelterrasse bei Grevembroich gefundener Eiskeile und Kryoturbationen; vgl. G. VON DER BRELIE, K. KILPPER & R. TEICHMÜLLER 1960) und vor allem in der Niederterrasse des Niederrheingebietes „syngenetische“ Formen fehlen; die mindel-, riß- und würmeiszeitlichen Strombetten des Rheines waren hier eben schon viel zu eng. Andererseits gibt es aber aus anderen Bereichen Mittel- und Westeuropas auch solche jungen „syngenetischen“ Formen. So hat beispielsweise J. FINK (1953) aus der würmeiszeitlichen Praterterrasse des Marchfeldes nördlich der Donauniederung in Niederösterreich einige „syngenetische“ Eiskeile und Kryoturbationen bekannt gemacht, was darauf schließen läßt, daß hier im Jungpleistozän noch die gleichen Bildungsverhältnisse herrschten wie in der Niederrheinischen Bucht im Altpleistozän. Aus dem vordem Gesagten geht hervor, daß der Begriff „syngenetisch“ im Wortsinne für die zuvor umschriebenen Gebilde zumeist nicht angebracht ist; man sollte ihn durch „synchron“ ersetzen. Man würde also unter *synchronen Eiskeilen* (und Kryoturbationen) solche Formen verstehen, die zwar nicht unmittelbar während der Sedimentation der Schichten, in denen sie auftreten, entstanden sind (das wäre meistens unmöglich), aber doch in dem großen Zeitraum einer kaltzeitlichen (in manchen Fällen vielleicht auch nur stadialen) Sedimentation, zu der die umhüllenden Schichten zählen; derart, wie es vordem umrissen wurde. Natürlich sind auch Ausbildungen echter syngenetischer Formen möglich, so beispielsweise bei gewissen äolischen Sedimentationsprozessen

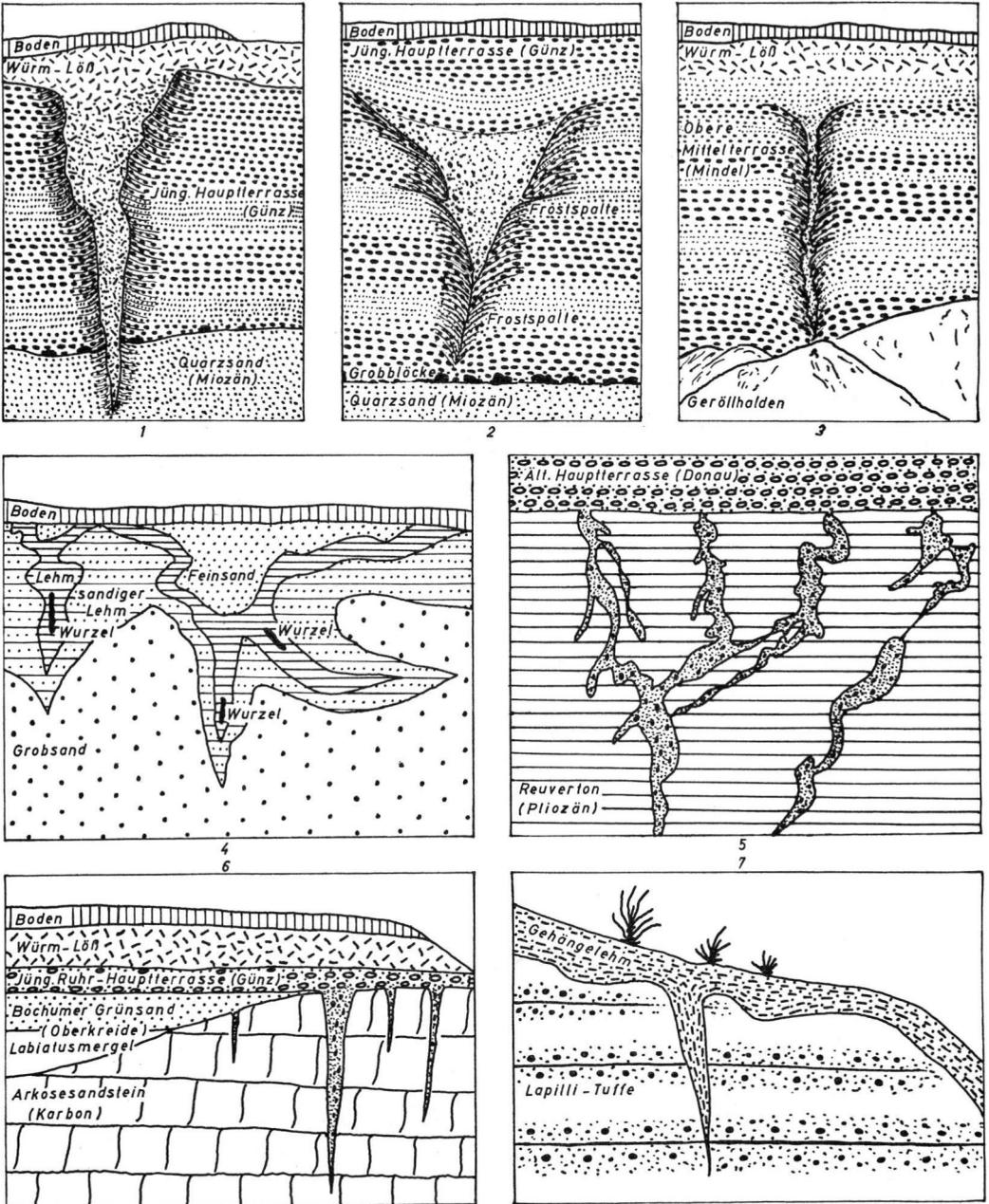


Abb. 1: Eiskeile (1—3) und Pseudo-Eiskeile (4—7).

1: Epigenetischer Eiskeil im Deckgebirge der niederrheinischen Braunkohle.

Die Tiefe des Eiskeiles beträgt ca. 8 m, seine Breite an der Keilschulter ca. 2 m. Die Füllmasse ist ein von oben eingeschlammter Lößlehm, zum geringen Teil auch Sand und Kies der günzeitlichen rheinischen jüngeren Hauptterrasse. Kennzeichnend für den Eiskeil ist

ein ungleichmäßiges Höhenwachstum. An den Keilwandungen sind schwache Aufschörungen des Nebengesteins erfolgt.

(Die Abbildung wurde nach einer Aufnahme gezeichnet, die vom Bildarchiv der Roddergruben A.-G. Brühl bei Köln zur Verfügung gestellt wurde. Die Angabe der Maße verdanke ich Herrn P. PRUSKOWSKI, Brühl).

## 2: Synchroner Eiskeil und Frostspalten im Deckgebirge der nieder-rheinischen Braunkohle.

Die Tiefe und obere Breite des Eiskeiles beträgt ca. 5 m. Die Füllmasse ist ein der Günzeiszeitlichen rheinischen Jüngerer Hauptterrasse entstammendes, vorwiegend feinsandiges Material. Die erst nach der Eiskeilbildung sedimentierten hangenden Sand-Kies-Lagen sind über der Keilschulter schwach abwärts verbogen, um dann weiter oberhalb in horizontale Lagerung überzugehen. An den Keilwandungen sind Abscherungen des Nebengesteins erfolgt. Die Keilspitze setzt sich nach unten in eine 2 m tiefe und einige cm bis wenige mm breite Frostspalte fort. Von den Keilwandungen aus greifen in die ehemals horizontal gelagerten Schichten sich seitlich zu Frostspalten ausdünnende fossile „Eisgänge“ ein. Hinsichtlich der gesamten Eiskeilbildung ist ein ungleichmäßiges Höhen- und Breitenwachstum kennzeichnend. Neben den basalen Grobblöcken kann diese Form als Indikator der kaltzeitlichen Stellung der rheinischen Jüngerer Hauptterrasse gelten. (Nach K. KAISER 1956).

## 3: Synchroner Eiskeil (Pseudo-Frostspalte) in Schottern der Oberen Mittelterrasse des Rheines bei Mehlem.

Die Tiefe des Eiskeiles beträgt ca. 2 m, seine Breite an der Keilschulter ca. 40 cm (mittlere Breite: 15 cm). Die Füllmasse ist ein der mindeleiszeitlichen rheinischen Oberen Mittelterrasse entstammendes, vorwiegend feinsandiges Material. An den Keilwandungen zeigen sich Abscherungen des Nebengesteins. Für den Eiskeil ist ein gleichmäßiges Höhenwachstum kennzeichnend. Diese Form kann als kaltzeitlicher Indikator der klimazeitlichen Stellung der rheinischen Oberen Mittelterrasse gelten. (Nach H. LEHMANN, 1948, der diese Form als Frostspalte deutete).

## 4: Pseudo-Eiskeilnetz (Wurzelgänge) in Sanden der Canaan Area, New Hampshire, USA.

Die Tiefe der Wurzelgänge beträgt 2–3 m. Sie sind mit Lehmen, lehmigen Sanden und Feinsanden verfüllt. In den Gängen sind oft Wurzelreste von Bäumen erhalten. (Nach C. S. DENNY, 1958).

## 5: Pseudo-Eiskeilnetz (Sandverfüllungen fluvial ausgewaschener Trockenrisse) in pliozänen Reuertonen des Diergardtschen Waldes in der Niederrheinischen Bucht.

Die Tiefe der Bildungen beträgt einige m. Die Füllmasse ist ein feinsandiges, der Basis der donauzeitlichen rheinischen Älteren Hauptterrasse entstammendes Material. (Nach R. WOLTERS 1951, der diese Bildung als Eiskeilnetz deutete.)

## 6: Pseudo-Eiskeile (durch Frostdruck erweiterte Vertikalklüfte) in karbonischen Arkosesandsteinen am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr.

Die maximale Tiefe der keilartig erweiterten Klüfte beträgt 2 m, ihre maximale Breite 20 cm. Füllmassen sind vorwiegend feinsandig-tonige Materialien, vereinzelt mit Geröllen der Günzeiszeitlichen Ruhrhauptterrasse. (Nach K. KAISER 1956).

## 7: Pseudo-Eiskeil (Gehängerutsch-Zerr-Riß) in quartären Lapillituffen am Gehänge des Mte. Cavo, Albaner Berge bei Rom.

Die Tiefe des Zerr-Risses beträgt ca. 1 m, seine obere Breite 15 cm. Füllmasse ist ein Gehängelehm, der die Lapilli-Tuffe überdeckt. (Nach M. SCHWARZBACH 1952).

(Löß) über Dauerfrostbodeengebieten. Trotzdem würde aber auch hier der Begriff „synchron“ zutreffend sein, so daß es ratsam erscheint, den Begriff „syngenetisch“ für solche Formen uneingeschränkt durch „synchron“ zu ersetzen.

H. GALLWITZ (1949) hat als wichtigstes Kriterium zur Unterscheidung synchroner von epigenetischen Eiskeilen die Störungen des Schichtenverbandes an den Keilwandungen herausgestellt. Danach treten bei epigenetischen Formen die Schichtglieder immer ungestört oder schwach aufwärts verbogen (wenn nicht nachträglich kryogen oder durch andere Vorgänge gestört) an die Keilwandungen heran. Umgekehrt macht er für synchrone Formen abwärtsgerichtete, mehr oder weniger stärkere Schichtenschleppungen geltend. E. SCHENK (1955) hingegen betont, daß bei den Vorgängen der

Dehydratation und beim oberflächennahen Auftauen Verbiegungen und Verschleppungen der Schichten nahe den Keilwandungen sich einstellen, die so oder so gerichtet sein können. In der Tat sah ich bisher immer die GALLWITZ'sche Regel erfüllt (vgl. auch Abb. 1; 1-3). Allerdings wird in den meisten Fällen die Entscheidung, ob eine synchrone Form vorliegt, nicht allein aus den Störungen der Schichten an den Keilwandungen, sondern aus der Lage des betreffenden Eiskeiles im gesamten Schichtenverband, namentlich aus der Lagerung der über der Keilschulter hangenden Schichtenserie zu treffen sein. So findet man bei den synchronen Formen zumeist neben den an den Keilwandungen abwärts verbogenen Schichtgliedern über der Keilschulter zunächst wannenförmig und immer schwächer einwärts verbogene Schichtglieder, die dann schließlich (oft wenige m, oft nur 1 m über der Keilschulter) in normale (meist horizontale) Lagerung übergehen.

Bereitet die Entscheidung der Frage nach der Genese der verschiedenen Formen oft erhebliche Schwierigkeiten, die aber für klimazeitliche Ausdeutungen von größter Wichtigkeit ist, so ist es andererseits auch in verschiedenen Fällen nicht immer leicht, die Echtheit einer Form (als Dehydratationsbildung im Dauerfrostboden) überhaupt nachzuweisen. In Abbildung 1 (4-7) sind die wichtigsten und am häufigsten vorkommenden Pseudo-Eiskeilbildungen zusammengestellt worden. Solche Pseudo-Formen sind in der Tat echten oft sehr ähnlich und vielfach sehr schwer von diesen zu unterscheiden. Es verwundert deshalb nicht, daß vielfach zunächst als echte beschriebene sich später als Pseudo-Bildungen erwiesen haben, und daß vor allem die zunächst daraus gezogenen Schlüsse sich später als irrig erweisen mußten. So trifft das beispielsweise für die auf Abbildung 1 (5) dargestellte Form zu. In diesem Zusammenhang darf auch darauf hingewiesen werden, daß die von F. LOTZE (1932) und H. KRÜGER (1932) aus Niedersachsen, sowie die von H. THÜRACH (1896), E. KOKEN (1901) und J. F. GELLERT (1933) aus Süddeutschland beschriebenen „Stiche“ in der Tat echten Eiskeilbildungen oft sehr ähnlich sehen (vgl. H. POSER 1947).

Eine große Schwierigkeit bereitet indessen auch die Datierung der Eiskeile, wie überhaupt der ganzen Periglazialerscheinungen. Zwar ist es in den meisten Fällen möglich, sie einem bestimmten Glazial zuzuordnen. Doch kann man sich der Feststellung von H. POSER (1947) nicht uneingeschränkt anschließen, daß die Formen des west- und mitteleuropäischen Raumes Höchstständen der eiszeitlichen Temperaturminderung entsprächen. Er begründet diese Feststellung damit, daß ja derartige Formen in den würmeiszeitlichen Jungendmoränenbereichen fehlen, woraus er schloß, daß in den späten Abschnitten des letzten Glazials keine Bildungsbedingungen mehr geherrscht hätten und Dauerfrostböden wahrscheinlich nur noch ganz lokal, vielleicht inselartig in den strenger kontinentalen Räumen des östlichen Mitteleuropa ausgebildet gewesen seien.

Selbst wenn bislang solche Bildungen aus den Jungendmoränenbereichen nicht bekannt waren, hätte man bedenken müssen, daß diese nicht unbedingt Höchstständen eines Glazials zu entsprechen brauchten, z. T. also auch sehr jung sein konnten. Außerdem hatte bereits A. I. MOSKVIČIN (1940) aus den baltischen Jungendmoränen Eiskeile beschrieben, und vor allem C. H. EDELMANN, F. FLORSCHÜTZ & J. JESWIET (1936) aus den Niederlanden neben zahlreichen Kryoturbationen und Strukturböden (Steinpolygone) auch Eiskeile vom Alter der Jüngeren Dryaszeit bekannt gemacht. Inzwischen ist noch eine Menge neuer Beobachtungen sowohl aus den nordischen und alpinen Jungmoränenbereichen als auch über junge Formen aus der mitteleuropäischen Periglazialregion mitgeteilt worden. So hat A. DÜCKER (1954) zahlreiche Formen innerhalb der Würmendmoränen (aber noch außerhalb der Pommerschen Endmoränen) aus dem Raume nordöstlich Hamburgs beschrieben. O. SCHULTZ (1931) stellte Kryoturbationen in den jungotiglazialen Endmoränenstufen von Jasmund (Rügen) fest, und H. REINHARDT (mündl. Mitt. anlässlich eines Kolloquiumvortrages in Köln, Jan. 1960) beobachtete Eiskeile und andere Periglazialerscheinungen innerhalb der Pommerschen Endmoränen Mecklenburgs. Noch

zahlreicher sind indessen die Formen, die uns polnische Forscher im Biuletyn Peryglacialny (1956) aus West- und Ostpreußen (hier z. T. innerhalb der Innerbaltischen Endmoränenstaffeln), besonders aber aus dem Posener Raume beschrieben haben. Mit Ausnahme von Eiskeilen in Schonen (G. JOHNSON 1956, 1958, 1959) sind allerdings bisher meines Wissens aus dem goti- und finiglazialen Vergletscherungsgebiet keine Eiskeile und Kryoturbationen jüngeren Alters mitgeteilt worden. Schließlich hat auch L. WEINBERGER (1954) aus dem alpinen Vereisungsgebiet, und zwar aus dem inneren Jungendmoränenbereich des Salzachvorlandgletschers (bei Brunn), Eiskeile bekannt gemacht, die er der Dryaszeit zuordnete.

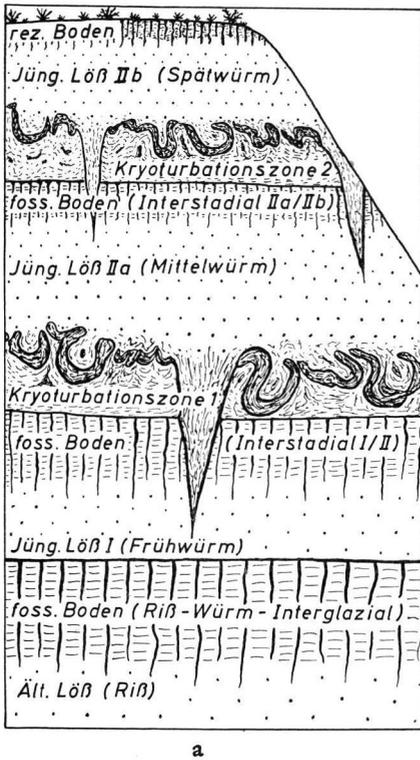
Alle diese Formen können nicht im Hochglazial der Würmeiszeit ausgebildet worden sein; andererseits brauchen sie aber auch keineswegs der Dryaszeit zu entsprechen, wie das vielfach (u. a. von L. WEINBERGER 1954) angenommen wurde. Als sichere Periglazialerscheinungen von jungdryaszeitlichem Alter können bislang neben den aus den Niederlanden aus allerödzeitlichen Sedimenten beschriebenen Formen (C. H. EDELMANN, F. FLORSCHÜTZ & J. JESWIET 1936) nur solche aus Laacher-See-Tuffen des Neuwieder Beckens (vgl. Abb. 2) gelten<sup>1)</sup>. Außerdem zeigt das durch Bodenhorizonte und Kryoturbationszonen (mit Eiskeilen) mehrfach gegliederte (würmeiszeitliche) Lößprofil der Grube Kärlich im Neuwieder Becken (Abb. 2), daß es zwar in seltenen Fällen gelingt, Periglazialerscheinungen bestimmten Abschnitten eines Glazials zuzuordnen, daß wir aber viele der uns bekannten Formen, an denen wir diese differenzierte Datierung nicht vornehmen können, nicht unbedingt immer Höchstständen eines Glazials zuordnen können. Wenn wir also in den Niederlanden und im Neuwieder Becken Anzeiger eines jungdryaszeitlichen Dauerfrostbodens vorfinden, selbst wenn dieser hier zu jener Zeit nur noch inselartig aufgetreten sein sollte, so ist daraus zu ersehen, daß für den Zeitraum des Höchststandes der Würmeiszeit, für die Zeit der größten Temperaturminderung dieses Glazials, das niederrheinisch-niederländische Gebiet niemals Grenzgebiet des periglazial-kontinentalen Raumes mit seinem geschlossenem Dauerfrostboden gewesen sein kann, wie das W. WEISCHET (1954) zu demonstrieren versuchte.

Gerade das Kärlicher (würmeiszeitliche) Lößprofil im Neuwieder Becken veranschaulicht andererseits recht deutlich, daß die intensivsten Wirkungen der Solifluktion, die Ausbildungen von Kryoturbationen und z. T. auch von Eiskeilen meist nicht in der mehr trockenen, hochglazialen, bzw. hochstadialen Lößphase, sondern in der feuchteren Frühphase eines Glazials, bzw. Stadials erfolgten. Diese Tatsache einer frühglazialen, bzw. frühestadialen Stellung mancher Eiskeile, vor allem aber von Kryoturbationen, klimabedingten Talasymmetrien und anderer Periglazialerscheinungen vor den mehr trockenen, aber hochstadialen, bzw. hochglazialen Lößphasen (klimatische Sukzession innerhalb der Glaziale und Stadiale) ist schon verschiedentlich betont worden, vor allem durch J. BÜDEL (1953). Ebenso ist im Rahmen der Untersuchungen der (würmeiszeitlichen) Lößprofile besonders in Hessen, in der Oberrheinebene, im gesamten süddeutschen Raume

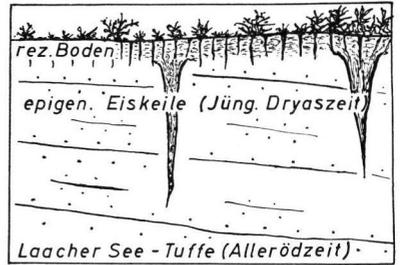
<sup>1)</sup> Die diesbezüglichen Hinweise verdanke ich Prof. J. FRECHEN, Bonn. Eine genauere Bearbeitung der dortigen Profile ist von J. FRECHEN & E. ROSAUER (1960) und H. REMY (1960) erfolgt. Neben dem Auffinden epigenetischer Eiskeile in allerödzeitlichen Bimssteintuffen verdienen die Beobachtungen über die klimatische Gliederung der würmeiszeitlichen Lößfolgen in der Kärlicher Tongrube besonders erwähnt zu werden. Nach Zeiten der Bodenbildung (Interstadial) folgen offenbar zunächst solche mit intensiver Solifluktion (angezeigt durch Kryoturbationen), die dann die eigentlichen Lößphasen (Stadial) erst einleiten. Bemerkenswert dabei ist, daß die vorgefundenen Eiskeile größtenteils die Solifluktionszonen durchsetzen, daß somit die Ausbildung der Eiskeile zumeist erst nach der Solifluktionsphase, also schon während der hochstadialen Lößakkumulation erfolgt ist.

FRECHEN, J. & ROSAUER, E. H.: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. - Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf. 4, Krefeld 1960.

REMY, H.: Zur Gliederung des Lößes am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Faunen. - Ebendort 4, 1960.



a



b

Abb. 2: Eiskeile (und andere Periglazialerscheinungen) aus 3 Stadialen in würmeiszeitlichen Sedimenten des Neuwieder Beckens.

Die maximale Tiefe der Eiskeile beträgt ca. 2 m, ihre maximale Breite 50 cm. Füllmassen sind Lößlehm (linkes Profil), bzw. feinerdiges Material vermischt mit Laacher Seetuffen (rechtes Profil). Alle Eiskeile zeigen ein gleichmäßiges Höhenwachstum.

Abbildung 2a vermittelt einen Profil-Ausschnitt eines Teiles der Deckschichten (Löß) auf den Tonen des Südweststoßes der Tongrube an der Kettiger Höhe bei Kärlich. Über einem mächtigen, fossilen Boden (Riß/Würm-Interglazial) folgt ein jüngerer Löß (Würm), der durch 2 weniger mächtige Verlehmungszonen und (darüber) Kryoturbationszonen (mit Eiskeilen) gegliedert wird. Ob hierbei die untere Verlehmungszone dem Göttweiler und die obere dem Paudorfer Boden entspricht, kann vorerst nicht entschieden werden. Recht deutlich aber ist zu ersehen, daß die stadialen Lößphasen durch Zeiten beträchtlicher Solifluktionseingeleitet und solchen der Ausbildung von Eiskeilen begleitet werden. Die Eiskeile durchsetzen nicht nur die liegenden interstadialen Verlehmungszonen, sondern zumeist auch die frühstadialen Solifluktionseingeleitungen unmittelbar darüber.

Abbildung 2b vermittelt einen Profilausschnitt aus einer Bimssteingrube südlich Weißenturm. Dieses Profil stellt zeitlich gesehen die Fortsetzung des Lößprofils (Abb. 2a) dar. Die Eiskeile in den allerödzeitlichen Laacher See-Tuffen sind epigenetische Formen und können nur jungdryaszeitliches Alter haben. (Beide Abbildungen nach J. FRECHEN & E. H. ROSAUER 1960 und H. REMY 1960 auf Grund der Hinweise von Prof. J. FRECHEN, Bonn; vgl. auch Anm. 1).

und vor allem in Niederösterreich immer wieder darauf hingewiesen worden, daß die Solifluktionseingeleitungen (gelegentlich mit Eiskeilen, mehr aber mit Kryoturbationen) unmittelbar den interglazialen, bzw. interstadialen Verlehmungszonen (z. B. der Göttweiler oder der Paudorfer Bodenbildung) nachfolgen und dann die hochstadiale (bzw. hochglaziale) Lößphase einleiten. Andererseits zeigt aber auch gerade das Kärlicher Lößprofil (vgl. Anm. 1), daß den Eiskeilen hinsichtlich ihrer Stellung innerhalb eines Stadials (bzw. Glazials) im allgemeinen wohl gegenüber anderen Periglazialerscheinungen eine Sonder-

stellung zukommt, indem ihre Ausbildung offenbar zumeist zu einem späteren Zeitpunkt erfolgt als die anderer Periglazialerscheinungen, besonders der Kryoturbationen. Streng genommen ist man also nur in solchen Räumen berechtigt, Schlüsse hinsichtlich eines hochstadialen (bzw. hochglazialen) Klimas zu ziehen, wenn den Indikatoren selbst eine solche Stellung zukommt, was unter den Periglazialerscheinungen aber fast nur für die Eiskeile zuzutreffen scheint.

## 2. Kryoturbationen, Strukturböden und Pingos.

Wie die Eiskeile, so setzen auch die schlierigen, gekröseartigen Verwulstungen oberflächennaher Bodenschichten, die als Schichtenstörungen auf Frosteinwirkungen zurückzuführen sind und als „Brodellböden“, „Würgeböden“, „Taschenböden“, „Tropfenböden“, „Wannenböden“, „Wickelböden“, „Congelitururbationen“ und heute international üblich als „Kryoturbationen“ bezeichnet werden, im allgemeinen (und ebenso auch Strukturböden und Pingos) einen Dauerfrostboden voraus. Mannigfaltig wie Formen und Namen sind aber auch die Theorien, die zur Erklärung dieser Bildungen entwickelt worden sind. Eine Zusammenstellung all dieser Theorien haben u. a. E. SCHENK (1955) und besonders C. TROLL (1947) gegeben, worauf verwiesen sei. Am besten bleibt wohl die Erklärung von A. STEEGER (1926, 1944), daß die Verwürgungen aus der weichen, wasserübersättigten Bodenmasse der sommerlichen Auftauschicht, zwischen Dauerfrostboden und von oben her zunehmender Neugefrornis, im anbrechenden Winter hervorgegangen seien, indem sie unter Druck gesetzt und verknetet wurden. A. DÜCKER (1954) hat dann noch besonders auf die Bedeutung von edaphischen Verhältnissen der Bodenbedeckung (z. B. auch der Schneedecke), ferner von orographischen (z. B. Exposition) und regional-klimatischen Gegebenheiten für die Entstehung von Kryoturbationen hingewiesen. Schließlich hat dann E. SCHENK (1955) eine befriedigende geochemisch-mechanische Erklärung geben können. Nach ihm sind es einerseits Kräfte kolloidchemischer Art, namentlich Vorgänge der Hydratation im gefrierenden Boden und andererseits die antreibend und formend wirkenden Gesetze der reinen Mechanik, die ihre Ausbildung bestimmen. Ganz allgemein kann man die Vorgänge der Kryoturbation von folgenden Faktoren abhängig machen:

1. Vom Kältewert; Anzahl der Kältetage und Kältetemperaturen, wonach sich die Tiefe der winterlichen Neugefrornis und des Bodenfrostes überhaupt (besonders die verschieden rasche Frosteindringungstiefe) richtet.
2. Von der Anzahl und Art des Wechsels von Gefrieren und Auftauen, wovon Formen und Maße bestimmt werden.
3. Vom Gestein und dessen Wasserführung, die den Grad der kryogenen Verknetungen bestimmen.
4. Von der Schneedecke und weiteren edaphischen Verhältnissen der Bodenbedeckung, die den Ansatz des Auftauens und Neugefrierens vorzeichnen.
5. Von orographischen (Exposition) und regional-klimatischen Gegebenheiten, die verstärkend (z. B. an Böschungen) oder vermindern einwirken können.

Wie bei den Eiskeilen, so kann man auch hier epigenetische von synchronen Bildungen unterscheiden (vgl. Abb. 3; 1-3) und sie formenmäßig auf 2 Gruppen zurückführen. Einmal (zwar sehr selten) solche, die in einem nach der Körnung ziemlich homogenen Medium ausgebildet wurden, kennzeichnen sich als Kryoturbationen schlechthin (vgl. Abb. 3; 1). So beispielsweise in Terrassensedimenten, wie Kiesen oder Sanden. Dann andererseits (am häufigsten und typischsten) solche, die an einen Schichtenwechsel geknüpft sind, kennzeichnen sich als Taschen-, Tropfen-, Wannen- oder Wickelböden; bei-

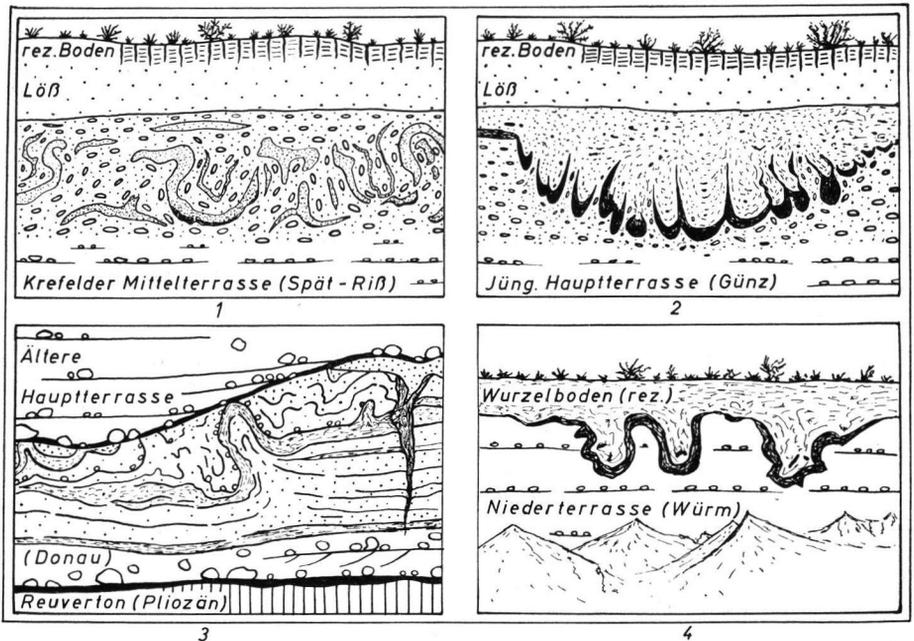


Abb. 3: Kryoturbationen (1—3) und Pseudo-Kryoturbationen (3—4).  
1: „Würgeboden“ in Schottern der spätrißeiszeitlichen Krefelder Mittelterrasse bei Krefeld am Niederrhein.

Die Tiefe der Kryoturbationen (unter der heutigen Bodenoberfläche, Lößmächtigkeit: ca. 1 m) beträgt ca. 3 m. Die Ausbildung ist in einem nach der Körnung relativ homogenen Terrassenschotter (ohne schluffige und tonige Einschaltungen) erfolgt. (Nach A. STEGER 1944).  
2: „Taschenboden“ im Deckgebirge der rheinischen Braunkohle bei Brühl.

Die maximale Tiefe dieser epigenetischen Kryoturbationen in Schottern der rheinischen günzeiszeitlichen Jüngeren Hauptterrasse (unter der heutigen Bodenoberfläche, Lößmächtigkeit: ca. 1 m) beträgt ca. 3 m. 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 Terrassenschötter.

(Die Abbildung wurde nach einer Aufnahme gezeichnet, die vom Bildarchiv der Roddergruben A.-G. Brühl bei Köln zur Verfügung gestellt wurde. Die Angabe der Maße verdanke ich Herrn P. PRUSKOWSKI, Brühl).

3: Synchrone Kryoturbation (und Eiskeil) in Schottern der donau-eiszeitlichen Maas-Hauptterrasse (Ältere Hauptterrasse) bei Jülich in der Niederrheinischen Bucht.

Die Tiefe der Kryoturbationen beträgt ca. 2 m; die Tiefe des Eiskeiles ebenfalls ca. 2 m, seine obere Breite ca. 40 cm. Füllmasse des Eiskeiles sind Feinsande, die den Terrassensedimenten entstammen. Die Kryoturbationen werden nach oben durch eine Erosionsdiskordanzfläche schräg abgeschnitten. Über dieser Diskordanz folgen ca. 5 m mächtige Kies-Sand-Folgen, die wie die liegenden Lagen, in denen die Kryoturbationen vorkommen, der donau-eiszeitlichen Älteren Hauptterrasse zugehören. Das Profil wird nach oben abgeschlossen durch ca. 1 m mächtige Rheinschotter, die der günzeiszeitlichen Jüngeren Hauptterrasse zugeordnet werden. Die sonst am Niederrhein zwischen beiden Schotterserien vorkommenden Tegelen-Tone (Donau/Günz-Interglazial) wurden erst weiter östlich durch Bohrungen nachgewiesen. Das Alter des liegenden Tones als pliozäner Reuverton wurde durch pollenanalytische Untersuchungen, die R. SCHÜTRUMPF durchführte, gesichert. (Nach einer Aufnahme von Herrn L. AHORNER, Brüggen bei Köln).

4: Pseudo-Kryoturbationen (Wurzelboden) in der Niederterrasse der Oberrheinebene bei Karlsruhe.

Die Tiefe der Baumwurzelsäcke beträgt ca. 150 cm. (Nach einer Aufnahme von L. HIRSCH 1950 gezeichnet).

spielsweise, wenn Kiesen, Sanden oder anderen grobkörnigeren Ablagerungen Ton- oder Schluffbänder eingelagert sind (vgl. Abb. 3; 2).

Seit mehreren Jahren mehren sich die Argumente, daß zur Bildung kryoturbater Schichtenstörungen durchaus eine episodische „Tjäle“ genüge, also kein Dauerfrostboden vorhanden zu sein brauche. So konnte S. BAC (vgl. G. VIETE 1953) im besonders strengen Winter 1941/42 im großen Weichselbogen bei Pulawy (Polen) durch Frosteinwirkungen ausgelöste Kryoturbationen in lehmigen Sanden bis zu 30 cm Bodentiefe beobachten. Bereits an anderem Ort (K. KAISER 1958) bin ich auf dieses Problem und auf die Pseudo-Erscheinungen (vgl. Abb. 3; 4) eingegangen (vgl. auch u. a. W. WEISCHET 1954 und L. G. HIRSCH 1950). Trotzdem kann man mit Sicherheit annehmen, daß die Mehrzahl der Kryoturbationen des west- und mitteleuropäischen Raumes echte Dauerfrostboden-Erscheinungen sind, wofür ihr Auftreten gemeinsam mit Eiskeilen und anderen Periglazialerscheinungen, sowie der Grad und die Ausmaße der Verknetungen u. a. sprechen.

Indessen ist es nicht berechtigt, anhand der Bodentiefen solcher Erscheinungen auf die Auftautiefen zu schließen und auf Grund dieser graduelle Werte der sommerlichen Temperaturen z. Zt. ihrer Ausbildung abzuleiten.

1. Einmal können wir in den wenigsten Fällen die wahre Auftautiefe ermitteln, da man z. B. die genaue Bodenoberfläche z. Zt. der Ausbildung solcher Schichtenstörungen nicht genügend genau rekonstruieren kann.
2. Genau wie bei den Eiskeilen können wir nur in den seltensten Fällen entscheiden, welche Formen einer Frühphase eines Hochstadials, welche einem frühen oder späten Abschnitt eines betr. Glazials mit ganz anderen Klimabedingungen entsprechen.
3. Aus den Bildungsbedingungen von Kryoturbationen folgt, daß die Beträge der Auftautiefe auf engem Raum, je nach den Verhältnissen von Sonnenstand (Exposition), Schneedecke und weiteren edaphischen Faktoren der Bodenbedeckung, wonach sich ja das Eindringen der sommerlichen Auftauschicht und auch der winterlichen Neugefrorennis weitgehend richtet, dann auch nach dem Gestein und dessen Fließfähigkeit, beträchtlich schwanken können mit Meterunterschieden. Beispielsweise gibt es in der Niederrheinischen Bucht Auftautiefen von maximal 9 m und minimal von nur einigen Dezimetern (vgl. K. KAISER 1958). Schon 1 m Unterschied in der Tiefe der Auftauschicht würde jedoch bei Klimarekonstruktionen 3-4° der mittleren Sommertemperatur ausmachen.
4. Die kleinräumigen Lage- und Klimabedingungen können oft ganz erheblich von den großklimatischen Gegebenheiten abweichen und das Großbild entstellende Bedingungen schaffen.

Wenn uns also H. POSER (1947, 1948) ein an sich so schönes Kärtchen mit Linien gleicher Auftautiefen und, daraus wieder abgeleitet, die sommerlichen Klimawerte für die Würmeiszeit entworfen hat, so ist aus dem zuvor Gesagten leicht einzusehen, daß das in dieser Art nicht statthaft ist. Weit mehr als die Hälfte aller Formen der Niederrheinischen Bucht lassen sich hinsichtlich ihrer Auftautiefen nicht in dieses Schema einordnen, und für andere Räume Mittel- und Westeuropas trifft das nach erneuter Überprüfung z. T. ebenso zu. Auch scheint nach einer kritischen Überprüfung des neuen Materials (vor allem aus dem polnischen und französischen Raum) die Feststellung von H. POSER (1947, 1948) nicht mehr gerechtfertigt, daß ausgerechnet Westeuropa durch hohe Beträge der Auftautiefen gegenüber relativ geringeren der östlichen Gebiete Mitteleuropas ausgezeichnet sein solle. Wir haben somit keine Veranlassung anzunehmen, daß die großklimatischen Gegebenheiten der Glaziale des Eiszeitalters von den jetzigen (abgesehen von graduellen Unterschieden) verschieden waren.

Von den übrigen Periglazialerscheinungen ist auf der Übersichtskarte noch die Verbreitung der fossilen Strukturböden und Pingos in Mittel- und Westeuropa ver-

zeichnet worden. Gerade durch das Auffinden fossiler Strukturböden besonders in Frankreich ist die Kenntnis unserer Periglazialerscheinungen in den letzten Jahren wesentlich bereichert worden. Eine Erklärung ihrer Entstehung hat vor allem E. SCHENK (1955) gegeben und ihre jetzige Verbreitung besonders W. B. SCHOSTAKOWITSCH (1927) und B. FRENZEL & C. TROLL (1952) aufgezeigt. Ähnlich wie bei den Kryoturbationen ist auch zu ihrer Ausbildung ein periglazialer Dauerfrostboden nicht unbedingt erforderlich, was durch zahlreiche Beobachtungen belegt werden kann (vgl. u. a. M. SCHWARZBACH 1956). Doch können wir auch hier wieder annehmen, daß die Mehrzahl der in Mittel- und Westeuropa vorgefundenen fossilen Strukturböden zur gleichen Zeit entstanden ist wie die Eiskeile und Kryoturbationen und somit auch größtenteils an einen periglazialen Dauerfrostboden geknüpft sein dürfte.

Fossile Pingos sind bisher nur aus dem Pariser Becken (A. CAILLEUX 1956), aus Belgien (P. MACER & J. ALEXANDRE 1957; A. PISSART 1956) und den Niederlanden (G. C. MAARLEVELD & J. C. VAN DEN TOORN 1955) bekannt gemacht worden. Für Pingos gilt wie für die Eiskeile, daß man sie bisher als rezente Bildungen nur in Dauerfrostbodengebieten vorgefunden hat. Es muß dabei aber offen bleiben, ob die fossilen Formen der genannten Gebiete wirklich immer echte Pingos darstellen, was vor allem für die Formen des Pariser Beckens als recht zweifelhaft angesehen werden muß (vgl. auch Anm. 3).

### C. Versuch einer Rekonstruktion des Eiszeitklimas.

Auf Grund der Verbreitung der Periglazialerscheinungen wie auch anhand anderer Klimazeugen sind verschiedentlich Klimarekonstruktionen für die Glaziale des Eiszeitalters, besonders aber für die Würmeiszeit durchgeführt worden (vgl. M. SCHWARZBACH 1950).

A. PENCK (1938) hat für die Alpen auf Grund der eiszeitlichen Schneegrenzdepression eine Temperaturminderung von mehr als  $6^{\circ}$  ermittelt. W. WEISCHET (1954) hat die rezente und würmeiszeitliche Schneegrenze von Großbritannien über Mitteleuropa bis in die Alpen hinein verfolgt und für diesen Raum eine Temperaturdepression für die letzte Eiszeit von  $8-10^{\circ}$  für Luftschichten in 1000-2000 m Höhe errechnet. Es fragt sich aber, ob sich so einerseits in den Alpen die eiszeitliche wie andererseits in den Mittelgebirgen die gegenwärtige Schneegrenze genügend genau ermitteln läßt, daß man daraus die Temperatur für diese Zeit ableiten kann. Bei der Rekonstruktion der Schneegrenzdepression setzt man nämlich voraus, daß die Niederschlagsverhältnisse, besonders das Maß der Niederschläge, und die Lagebedingungen, vor allem die orographischen Gegebenheiten, den gegenwärtigen gleich oder zumindest sehr ähnlich sind. Unter der Annahme, das Maß der Niederschläge sei zur Zeit der größten Temperaturminderung während der Glaziale des Eiszeitalters geringer gewesen, was durchaus wahrscheinlich ist, und die Alpen oder Teile derselben seien in jüngster Zeit herausgehoben worden (auf den Einfluß junger tektonischer Hebungen in den Hochgebirgen hat besonders F. MACHATSCHKEK 1944 hingewiesen), würde (in beiden Fällen) eine zu geringe Schneegrenzdepression vorgetäuscht und daraus ebenso auch eine zu geringe Minderung der eiszeitlichen gegenüber den jetzigen Temperaturen abgeleitet. Außerdem hat vor allem H. MORTENSEN (1957) noch andere Einwände geltend gemacht.

Für die Insekten von Starunia in Galizien, die hier zusammen mit einem Nashorn geborgen werden konnten, errechnete F. ZEUNER (1934), daß mindestens 6-7 Monate über  $0^{\circ}$ , davon 2 Monate mehr als  $9^{\circ}$  gewesen sein müßten. Bei einer heutigen Julitemperatur dort von  $18^{\circ}$  ergäbe das eine Minderung der Sommertemperaturen von  $8-9^{\circ}$ . Sind an sich schon auf Grund der Verbreitung von tierischen Organismen, wie auch beispielsweise der des Moschusochsen, durchgeführte paläoklimatische Auswertungen (gradueller Art) meist ungeeignet, weil man einerseits die Wanderwege der Tiere nicht genügend genau einsehen und andererseits auch die klimatische Anpassungsfähigkeit gewisser

Tiere unzureichend erkennen kann, so muß man sich außerdem fragen, ob jene Insekten von *Starunia* auch wirklich einem Hochstadial der letzten Vereisung zuzuordnen sind.

C. GAGEL (1923), P. RANGE (1923) und E. WERTH (1925) haben auf Grund der Verbreitung der kleinblättrigen *Dryas octopetala* und anderer Tundrapflanzen, wie *Salix polaris*, *Betula nana*, einiger *Hypnum*-, *Distichum*- u. a. Arten für die mehr nördlichen Teile von Mitteleuropa eine Temperaturminderung während der letzten Eiszeit gegenüber der Jetztzeit von  $6-10^{\circ}$  errechnet. Andererseits ist aus der Verschiebung der Grenze zwischen borealem Nadelwaldgürtel und der subpolaren Tundrenregion im Meridianschnitt während der letzten Eiszeit um ca.  $20^{\circ}$  nach Süden eine Temperaturdepression von  $10-12^{\circ}$  ermittelt worden (vgl. u. a. auch W. WEISCHET 1954). Zu ähnlichen Ergebnissen hinsichtlich der Temperaturminderung auf Grund der Verschiebung der polaren Waldgrenze kam auch H. POSER (1947) für den Raum des Wiener und Pannonischen Beckens (Juli:  $8^{\circ}$ , Januar:  $-12^{\circ}$ ). Die Werte allerdings, die er für Süd- und Westfrankreich angibt (Juli:  $7^{\circ}$ , Januar:  $0-3^{\circ}$ , Jahr:  $3-5^{\circ}$ ), dürften mit dem Stand unserer jetzigen Kenntnis kaum im Einklang stehen. Überhaupt kann man gegen diese paläobotanischen Klimarekonstruktionen (wenn auch weit eingeschränkter) die gleichen Bedenken geltend machen wie gegen die paläozoologischen Klimabestimmungen. Besonders für Süd- und Westfrankreich ist das biologische Bild für die Glaziale des Eiszeitalters noch derart ungewiß, daß die klimatischen Bestimmungen, wie sie POSER durchführte, unsicher sein müssen.

Auf Grund der Tageswarzen in Bändertonen von Schlesien konnte M. SCHWARZBACH (1940) feststellen, daß während der Zeit der größten Eisausdehnung mindestens 5-6 Monate im Mittel über  $5^{\circ}$  waren, was einer Temperaturminderung von  $8-10^{\circ}$  entspräche. Er betont jedoch, daß das keineswegs dem eiszeitlichen Temperaturminimum entspräche.

H. QUIRING (1928) hat anhand von Solifluktionerscheinungen über Dauerfrostböden im Westerwald (Verbreitung periglazialer Blockströme) eine eiszeitliche Temperaturminderung von  $9^{\circ}$  ermittelt. Es ist leicht einzusehen, daß der ermittelte Wert ein Mindestwert, aber kein absoluter Wert ist; denn unter den gleichen Voraussetzungen würden sich beispielsweise für West- und Mittelfrankreich viel tiefere Werte ermitteln lassen.

Einer Idee von P. KESSLER (1923) folgend, hat W. SOERGEL (1936) in Mitteldeutschland (vor allem bei Weimar in Thüringen) die Auftautiefen über Eiskeilen, die angeblich zwischen 60 und 80 cm betragen, benutzt, um sie mit den heutigen Frühjahrstemperaturen zu vergleichen, unter denen nach einer Wintergefrorenis gleiche Auftautiefen erzielt werden. Auf diese Weise ermittelte er Frühjahrs- bzw. Frühsommertemperaturen z. Zt. der Bildung der Eiskeile von  $3^{\circ}$ , was einer Temperaturminderung gegenüber der jetzigen von  $11^{\circ}$  entspräche. Hier kann man den zuvor gemachten Einwand gleichermaßen geltend machen. Außerdem habe ich zuvor schon eingehender dargelegt, daß solche Auftautiefen für derartige Klimarekonstruktionen (ähnlich denen, die auch H. POSER 1947, 1948 durchführte) wenig geeignet erscheinen.

Auf der Übersichtskarte ist die Verbreitung der wichtigsten Periglazialerscheinungen Mittel- und Westeuropas verzeichnet worden. Als Anzeiger eines periglazialen Dauerfrostbodens gestatten sie ihre Südgrenze zu umreißen. Sie verläuft ähnlich der, wie sie bereits vordem schon J. BÜDEL (1953) verzeichnet hatte. Die heutigen Dauerfrostböden der Erde (z. B. Sibirien, vgl. C. TROLL 1947) werden fast allorts äquatorwärts von der  $-2^{\circ}$ -Jahresisotherme, gelegentlich aber auch von der  $0^{\circ}$ -Jahresisotherme umschlossen. Jedoch sind diese Dauerfrostböden in unmittelbarer Nähe der  $0^{\circ}$ -Jahresisotherme inaktive Relikte, d. h. sie würden sich augenblicklich dort nicht neu bilden. Es scheint deshalb berechtigt (entgegen dem Einwand von W. WEISCHET 1954, daß sich die Grenze der Dauerfrostböden nicht durch elementare Klimawerte eingrenzen ließe), die aktiven Dauerfrost-

## Tafel 1

## Übersicht der pleistozänen Vergletscherungen sowie der Periglazial-Erscheinungen in Mittel- und Westeuropa

### A. Die pleistozäne Vergletscherung in Mittel- und Westeuropa (8—21).

#### I. Würm- (Weichsel-) eiszeitliche Eisrandlagen (15—21).

- 20: „Gotiglazial“ b) Rügen-Phase. Eisrandlagen in Schonen, auf Falster und Rügen (Bergener und Jasmunder Staffel). a) Velgaster Phase. Eisrandbildungen auf Langeland, im nördlichen Pommern und auf Samland.
- 19: „Daniglazial“ b) Belt-Phase. Eisrandbildungen in der Umrahmung der Belte, der Kieler und Lübecker Bucht, sowie im mittleren Pommern und Ostpreußen (Innerbaltische Endmoräne). a) Pommersche Phase. Eisrandbildung im östlichen Jütland und Schleswig-Holstein (Ostjütische Endmoräne), im mittleren und südlichen Mecklenburg-Pommern (Pommersche Endmoräne mit Rosenthaler und Berenter Staffel) und im südlichen Ostpreußen (Mittelbaltische Endmoränen).
- 18: „Scottish Readvance“ (Pommersche Phase der Britischen Inseln) mit Mittelirischer Endmoräne, dem Carlingford- und Cumberland-Vorstoß.
- 17: „Germaniglazial“ Äußere Eisrandbildungen der Weichsel-Eiszeit im mittleren Jütland und Schleswig-Holstein (Jütische Endmoräne), sowie im nordöstlichen Polen (Nordpolnische Endmoräne oder „Varsovien II“) und im äußeren Baltikum (Außerbaltische Endmoräne, Waldai-Endmoräne), ferner in der Mark Brandenburg und in Westpolen: b) Frankfurt-Posener Phase, a) Brandenburger Phase.
- 16: „Newer Drift“ („Germaniglazial“ der Britischen Inseln).
- 15: Würm-Glazial. Äußerste Randlagen der Würmvereisung in den Alpen, Pyrenäen und Mittelgebirgen (die Rückzugslagen sind hier nicht verzeichnet worden).

#### II. Ältere Eisrandlagen (9—14).

- 14: Warthe-Stadium. Eisrandbildungen der Britischen Inseln (Hunstanton-Vorstoß), in der Lüneburger Heide, im Fläming, in der Lausitz und im nördlichen Mittel-Polen.
- 13: Drenthe-Stadium. Äußere Eisrandlagen der Saale-Eiszeit auf den Britischen Inseln (Gipping-Vorstoß der „Great Eastern Glaciation“), in den Niederlanden und Nordwestdeutschland (mit Rehburger, Krefelder und Osning-Staffel), in Mitteldeutschland und Schlesien sowie im südlichen Mittel-Polen (Mittelpolnische Endmoräne oder „Varsovien I“).
- 12: Reiß-Glazial. Äußerste Randlagen der Reißvereisung in den Alpen, Pyrenäen und Mittelgebirgen.
- 11: Elster-Glazial. Äußere Eisrandlagen der Elster-Eiszeit der Britischen Inseln (Cromer- und Lowestoft-Vorstoß der „North Sea Glaciation“ Ostenglands), in den östlichen Niederlanden und Nordwestdeutschland (Hondsrug-Vorstoß), in Mitteldeutschland und Schlesien sowie in Süd-Polen (Südpolnische Endmoräne oder „Cracovien“).
- 10: Maximalausdehnung des Nordischen Inlandeises (elster- und saaleeiszeitlich).
- 9: Mindel- und ältere Glaziale. Äußere Eisrandlagen der Mindel- und älterer Vereisungen in den Alpen und im Plateau Central.

#### III. Karvergletscherung (8).

- 8: Kargletscher (nur in den Mittelgebirgen verzeichnet; vorwiegend würmeiszeitlich).

### B. Die Periglazial-Erscheinungen in Mittel- und Westeuropa (4—7).

- 7: Eiskeil oder Eiskeilnetz. c) würmeiszeitlich, b) reißeiszeitlich, a) mindel-, günz- oder donaueiszeitlich.
- 6: Kryoturbation (Würgeböden, Taschenböden usw.). c) würmeiszeitlich, b) reißeiszeitlich, a) mindel-, günz- oder donaueiszeitlich.
- 5: Strukturböden (überwiegend würmeiszeitlich).
- 4: Pingos (überwiegend würmeiszeitlich).
- 3: Vermutliche Südgrenze des geschlossenen Dauerfrostbodens während des pleistozänen Kältemaximums.
- 2: Vermutlicher Verlauf der polaren Waldgrenze während des pleistozänen Kältemaximums.
- 1: Vermutlicher Verlauf der äußersten Festlandsgrenze im Pleistozän.

böden der Erde mit der  $-2^{\circ}$ -Jahresisotherme zu umreißen, was durch zahlreiche Beobachtungen in den polaren und subpolaren Gebieten der Erde bestätigt wird. Das würde aber heißen, selbst wenn wir in Südwestfrankreich und im südpannonischen Raume während der Glaziale des quartären Eiszeitalters nur eine inselartige Verbreitung des periglazialen Dauerfrostbodens gehabt hätten, daß die eiszeitliche Temperaturminderung zumindest kurzfristig  $15-16^{\circ}$  in Bodennähe betragen haben muß; denn die Gebiete in unmittelbarer Nähe der auf der Übersichtskarte verzeichneten Südgrenze des eiszeitlichen Dauerfrostbodens haben heute mittlere Jahrestemperaturen von  $13-14^{\circ}$ <sup>2)</sup>. Unter der gleichen Voraussetzung muß man selbst noch für die jüngere Dryaszeit eine Temperaturminderung von  $11-12^{\circ}$  annehmen, da das Gebiet der Niederlande und des Neuwieder Beckens, wo man mit Sicherheit jungdryaszeitliche Dauerfrostbodenindikatoren nachweisen kann, ein heutiges Temperaturmittel von  $9-10^{\circ}$  hat. Man kann hier außerdem wohl ausschließen, daß es sich infolge der vorausgegangenen, wesentlich wärmeren Allerödzeit hierbei um Periglazialbildungen in Dauerfrostboden-Relikten handelt, deren Ausbildung in älteren Abschnitten des Würmglazials erfolgt sei. Es muß allerdings nochmals betont werden, daß die zuvor mitgeteilten Ergebnisse nur dann Gültigkeit besitzen, wenn die folgenden Voraussetzungen erfüllt sind:

1. Die fossilen Eiskeile und Pingos sowie die Mehrzahl der Kryoturbationen und Strukturböden des west- und mitteleuropäischen Raumes sind in Glazialen, bzw. Stadialen des quartären Eiszeitalters ausgebildet worden und setzen hinsichtlich ihrer Bildung einen periglazialen Dauerfrostboden voraus.
2. Der fossile Dauerfrostboden, dessen Verbreitung in Mittel- und Westeuropa durch das Vorkommen der zuvor aufgeführten Periglazialerscheinungen angezeigt wird, ist unter ähnlichen Klimabedingungen entstanden wie die heutigen Dauerfrostböden der polaren und subpolaren Regionen unserer Erde.
3. Ein Dauerfrostboden läßt sich hinsichtlich seiner Verbreitung zur Zeit seiner Ausbildung durch elementare Klimawerte, namentlich durch die  $-2^{\circ}$ -Jahresisotherme, eingrenzen.

<sup>2)</sup> Außerhalb der auf der Übersichtskarte verzeichneten Südgrenze der durch Eiskeile und andere Indikatoren angezeigten pleistozänen Dauerfrostböden Mittel- und Westeuropas sind aus Schottern des Ebrobeckens bei Zaragoza/Spanien (Meereshöhe: ca. 200 m, mittlere Jahrestemperatur  $14^{\circ}$ ) Eiskeile und Kryoturbationen beschrieben worden (G. JOHNSON 1960); ebenfalls wurden Periglazialerscheinungen aus Algerien und Marokko mitgeteilt (vgl. die entspr. Aufsätze im Biul. Peryglacj. 4, 1956). Im Frühjahr 1960 habe ich in einer Lößziegelei bei Belgrad/Jugoslawien Eiskeile und Kryoturbationen in ca. 8 m mächtigem Löß beobachtet, was darauf schließen läßt, daß die Südgrenze der Dauerfrostböden im Südosteuropäischen Raum wesentlich weiter auszudehnen ist, als das seinerzeit durch H. POSER (1947) oder J. BÜDEL (1953) verzeichnet wurde (mittlere Jahrestemperatur von Belgrad: ca.  $11^{\circ}$ ). Während der gleichen Zeit lernte ich nördlich Rayak in der Bekaa/Libanon (Meereshöhe: ca. 1000 m; mittlere Jahrestemperatur:  $14-15^{\circ}$ ) in lockeren mittelpleistozänen Litani-Schottern klimabedingte Talasymmetrien (z. T. sogar „kennende Talasymmetrien“) kennen, deren Ausbildung gewiß einen pleistozänen (kaltzeitlichen) Frostboden voraussetzt; ferner in der Sahl es Sahara (in Meereshöhen zwischen 850 und 950 m) in vermutlich altpleistozänen Lockersedimenten über Neogen-Konglomeraten sowie in oberkretazischen Mergeltonen unter mittelpleistozänen Schottern im Baradatal bei Doumar nordwestlich Damaskus (Meereshöhe: ca. 750 m) — die Lokalitäten befinden sich auf der Westabdachung des Antilibanon/Syrien (mittlere Jahrestemperaturen:  $15-17^{\circ}$ ) — Eiskeile und Eiskeilnetze, letztere in den tonigen Ablagerungen bei Doumar.

All diese Beobachtungen über Periglazialerscheinungen aus peripheren Bereichen des Mittelmeeres (Spanien-Marokko-Algerien-Syrien-Libanon) weisen schließlichschließlich darauf hin, daß wir auch noch außerhalb der geschlossenen Dauerfrostböden Mittel- und Westeuropas mit der Ausbildung von lokalen Frostböden während der Glaziale des quartären Eiszeitalters zu rechnen haben und daß andererseits dafür in bestimmten Gebieten (z. B. Syrien und Libanon) noch höhere Werte der Temperaturdepression angezeigt zu sein scheinen.

Zu weiteren Klimarekonstruktionen gradueller Art, namentlich auch hinsichtlich der Niederschläge, der Windverhältnisse und der Strahlung, sind wir indessen vorerst auf Grund dieser Erscheinungen für die Glaziale des Eiszeitalters noch nicht berichtigt<sup>3)</sup>.

### Angeführte Schriften

#### A. Allgemeine Literatur.

##### 1. Glaziale und periglaziale Erscheinungen.

- BÜDEL, J.: Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - Erdkunde 7, 249-266, Bonn 1953.
- BÜDEL, J.: Die Frostschutzzone Südost-Spitzbergens. - - Colloquium Geogr. 6, 1-105, Bonn 1960.
- CAILLEUX, A. & TAYLOR, G.: Cryopédologie. Étude des sols gelés. - - 280 S., Paris 1954.
- CORBEL, J.: Les sols polygonaux. Observations, expériences, genèse. - Rev. Géom. dynam. 2, 49-68, Paris 1954.
- DENNY, C. S.: Surficial Geology of the Canaan Area, New Hampshire. - - Bull. Geol. Surv. 1061-C, 73-101, Washington D. C. 1958.
- DÜCKER, A.: Über die Entstehung von Frostspalten. - - Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein 25, 58-64, Kiel 1951.
- FRENZEL, B. & TROLL, C.: Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasien während der letzten Eiszeit. - - Eiszeitalter und Gegenwart 2, 154-167, Öhringen/Württ. 1952.
- GALLWITZ, H.: Eiskeile und glaziale Sedimentation. - - Geologica 2, 1-24, Berlin 1949.
- GRIPP, K.: Zwei Beiträge zur Frage der periglazialen Vorgänge. - - Meyniana 1, 112-118, Kiel 1952.
- HEMPEL, L.: Messungen an eiszeitlichen Strukturböden auf dem Göttinger Muschelkalk. - - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1955, 465-474, Stuttgart 1956.
- HIRSCH, L. G.: Echte und falsche Dauerfrostböden auf der Oberrheinebene zwischen Karlsruhe und Mannheim. - - Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl. 9, 1-14, Karlsruhe 1950.
- KAISER, K.: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. Ein Beitrag zur Kenntnis der Periglazialerscheinungen der Rheinlande. - - Eiszeitalter und Gegenwart 9, 110-129, Öhringen/Württ. 1958.
- KLEBELSBERG, R. VON: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. - Bd. 1 und 2, Wien 1948 und 1949 (mit Karten und einer Literaturübersicht über die pleistozänen Verfestigerungen auf der ganzen Erde).
- KUENEN, P. H.: Experiments in Geology. - - Transact. Geol. Soc. Glasgow 23, 1-28, 1958.
- MULLER, S. W.: Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. - - 2. Aufl., 231 S., Ann Arbor/Michigan 1947.
- MURAWSKI, H.: Beispiele für die Wirkungsabhängigkeit mechanischer Kräfte von der Gesteinsbeschaffenheit. - - Z. Geom., N. F. 2, 1-11, Berlin 1958.
- POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - - Naturw. 34, 10-18, Berlin 1947.
- POSER, H.: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. - - Naturw. 34, 232-238 und 262-267, Berlin 1947.
- POSER, H.: Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. - - Erdkunde 2, 53-68, Bonn 1948 (mit Karten der Verbreitung der Periglazialerscheinungen in Mittel- und Westeuropa und einer Literaturübersicht).
- SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. - - Abh. hess. geol. Landesamt Bodenf. 13, 1-92, Wiesbaden 1955 (mit einer Literaturübersicht über die Hypothesen der Eiskeil-, Kryoturbationen- und Strukturbodenbildung).

<sup>3)</sup> Nach Abschluß des Manuskriptes wurde mir erst folgende wichtige Arbeit zugänglich: B. FRENZEL: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. - Abh. Akad. Wiss. u. Lit., math.-nat. Kl. 13 (1959), 937-1099, Mainz 1960.

Darin wird u. a. die gegenwärtige Verbreitung von Eiskeilen und Eiskeilnetzen (in Verbindung mit Riesenpolygonen) einerseits, sowie das rezente Vorkommen von Strukturböden und Pingos (ferner von Thufur, Blockmeeren, „Naleds“ und „Taryn“) andererseits in Nord-Eurasien verzeichnet. Bemerkenswert dabei ist, daß erstere (Eiskeile) nur in Gebieten mit Dauergefrorenis als aktive Formen erscheinen, stärker gehäuft sogar nur weit im Innern der geschlossenen Dauerfrostbodengebiete. Demgegenüber können die nachgenannten Erscheinungen als aktive Formen auch außerhalb der geschlossenen Dauerfrostböden auftreten; allerdings sind sie in stärkerer Häufung jedoch zu meist an diese geknüpft; vor allem gilt das für die größeren Pingos, so daß man mit größter Wahrscheinlichkeit die fossilen Pingos Belgiens und besonders der Niederlande als echte Dauerfrostbodenanzeiger (gleich den Eiskeilen) ansprechen kann.

- SCHENK, E.: Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. - - Eiszeitalter und Gegenwart 6, 170-184, Öhringen/Württ. 1955.
- SCHMID, J.: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. - - Heidelberg 1955.
- SCHMID, J.: Der Bodenfrost als gestaltende und zerstörende Naturerscheinung in den gemäßigten winterkalten Gebieten. - - Forsch. und Fortschr. 31, 1-32, Berlin 1957.
- SCHOSTAKOWITSCH, W. B.: Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. - Z. Ges. Erdk., 394-427, Berlin 1927.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. - - Stuttgart 1950 (mit einer Literaturübersicht für die gesamte Erde).
- SCHWARZBACH, M.: Ein Pseudoeiskeil aus den Albaner Bergen bei Rom. - - Geol. Rundsch. 40, 56-57, Stuttgart 1952.
- SCHWARZBACH, M.: Allgemeiner Überblick über die Klimageschichte Islands. - - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1955, 97-130, Stuttgart 1956.
- TABER, S.: Perennially frozen ground in Alaska, its origin and history. - - Bull. geol. Soc. Am. 54, 1433-1548, Baltimore 1943.
- TRICART, J.: Le modelé périglaciaire. Cours de Géomorphologie. - - C. D. U., Paris 1950.
- TROLL, C.: Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. - - Geol. Rundsch. 34, 545-694, Stuttgart 1944 (mit einer Literaturübersicht für die ganze Erde).
- TROLL, C.: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. - Erdkunde 1, 162-175, Bonn 1947.
- TROLL, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. - Ebendort 2, 1-21, Bonn 1948.
- WOLDSTEDT, P.: Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, 34-48, Öhringen/Württ. 1954.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - - 2. Aufl., Stuttgart 1955.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. - - 2. Aufl., Bd. 1 u. 2, Stuttgart 1954 u. 1958 (mit einer Literaturübersicht für die ganze Erde).

## 2. Klimarekonstruktionen.

- BÜDEL, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. - - Würzburger geogr. Arb. 8, 1-45, 1960 (mit einer Literaturübersicht über die Gliederung der Würmeiszeit).
- KLUTE, F.: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeologischer Tatsachen. - - Geogr. Rundsch. 1, 81-89 u. 121-126, Braunschweig 1949.
- KLUTE, F.: Das Klima Europas während des Maximums der Weichseleiszeit und die Änderung zur Jetztzeit. - Erdkunde 5, 273-283, Bonn 1951.
- MORTENSEN, H.: Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen. - Z. Geom., N. F. 1, 44-56, Göttingen 1957.
- POSER, H.: 1947a, 1947b, 1948 (S. unter A. 1.).
- WEISCHET, W.: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. - - Mit. geogr. Ges. München 39, 95-116, 1954.
- WOLDSTEDT, P.: 1955, 1954 u. 1958 (S. unter A. 1.).

## B. Spezielle Literatur.

### 1. Deutschland.

- ARNOLD, H.: Ein aufgedecktes würmperiglaziales Frostspalten-Polygonnetz bei Gütersloh. - - Z. deutsch. geol. Ges. 105, 137, Hannover 1954.
- BLEICH, K. & GROSCHOFF, P.: Periglazialbildungen am Fuße der Schwäbischen Alb bei Bad Überkingen. - Jber. u. Mitt. oberr. geol. Ver., N. F. 41, 95-102, Stuttgart 1959.
- BRELIE, G. VON DER, KLEPPER, K. & TEICHMÜLLER, R.: Das Pleistozän-Profil von Frimmersdorf an der Erft. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, 179-196, Krefeld 1960.
- BRÜNING, H.: Periglazialerscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbetales bei Magdeburg. - Göttinger geogr. Abh. 22, 1-80, 1959 (mit einer Literaturübersicht für den Magdeburger Raum).
- DÜCKER, A.: Die Periglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. - - Ebendort 16, 1-52, 1954 (mit einer Literaturübersicht für Schleswig-Holstein).
- EBERS, E.: Die Periglazialerscheinungen im bayerischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. - - Ebendort 15, 9-16, 1954.
- GENIESER, K.: Probleme der Eiszeitforschung im nordsächsischen Raume. - - Heimatkundl. Bl. (Gesch. Nat. Sachs.) 2, 122-132, Dresden 1957 (mit einer Literaturübersicht für Sachsen).
- HELLER, F.: Merkwürdige Spaltenverfüllungen im Blasensandstein des Keupers von Mittelfranken. - - Geol. Bl. NO-Bayern 4, 77-79, Erlangen 1954.
- HEMPEL, L.: Frostbodenbildung und Lösanwehung in der Würmeiszeit auf Muschelkalk und Buntsandstein bei Göttingen. - Abh. Akad. Wiss. Lit., Math.-Naturw. Kl. 2, 11-42, Mainz 55.

- HIRSCH, L. G.: Eiszeitliche Frostböden in der Oberrheinebene bei Karlsruhe. - - Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl. 8, 61-73, Karlsruhe 1949 (mit einer Literaturübersicht für Nordbaden, vgl. auch L. G. HIRSCH 1950 unter A. 1.).
- HÖVERMANN, J.: Die Periglazialerscheinungen im Harz. - -Göttinger geogr. Abh. 14, 7-44, 1953.
- HÖVERMANN, J.: Die Periglazialerscheinungen im Tegernseegebiet. - - Ebendort 15, 91-124, 1954.
- KAISER, K.: 1958 (S. unter A. 1.; mit einer Karte der Periglazialerscheinungen der Niederrheinischen Bucht und einer Literaturübersicht für diesen Raum).
- LEMBKE, H.: Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oderbruches bei Freienwalde. - - Göttinger geogr. Abh. 16, 55-95, 1954.
- LUDWIG, A.: Beobachtungen im Pleistozän des nördlichen Harzvorlandes. - - Geologie 7, 769-793, Berlin 1958 (mit einer Literaturübersicht für das nördliche Harzvorland).
- MURAWSKI, H.: Periglaziale Klimazeugen des Pleistozäns im Raum von Karlsruhe. - - Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl. 16, 59-64, Karlsruhe 1957.
- PICARD, K.: Beobachtungen im Diluvium des Stadtgebietes von Essen. - - Geol. Jb. 65, 573-588, Hannover/Celle 1951.
- PICARD, K.: Eiskeile in Sanden bei Dülmen (Westfalen). - - Geol. Rundsch. 40, 51-55, Stuttgart 52.
- PICARD, K.: Eiskeile bei Kellinghusen (Mittelholstein). - - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1956, 365-373, Stuttgart 1957.
- POSER, H.: 1947a, 1947b, 1948 (S. unter A. 1.; mit Karten der Verbreitung der Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa und einer Literaturübersicht für diesen Raum).
- POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. - - Abh. braunschw. wiss. Ges. 3, 61-115, Braunschweig 1951.
- PRELL, R.: Über das Pleistozän bei Heidelberg. - - Geol. Jb. 67, 243-258, Hannover/Celle 1953.
- SCHMID, E.: Diluviale Frostbodenformen bei Riegel. - - Mit bad. geol. Landesanst. 1947, 46-47, Freiburg i. B. 1948.
- SCHÖNHALS, E.: Riß- und würmeiszeitliche Frostbodenstrukturen aus der Magdeburger Börde. - - Geol. Jb. 65, 589-602, Hannover/Celle 1950.
- SCHÖNHALS, E.: Ein fossiler periglazialer Strukturboden bei Appenrod am Nordrand des Vogelsberges. - - Notizbl. hess. Landesamt Bodenf. 84, 374-379, Wiesbaden 1956.
- SCHREINER, A.: Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). - - Mit bad. Landesver. Naturk. Naturschutz, N. F. 7, 105-111, Freiburg i. B. 1958.
- SFÜHLER, L.: Einführung in die Geologie der Pfalz. - - Veröff. Pfälz. Ges. z. Förder. d. Wiss. 34, 1-432, Speyer/Rh. 1957 (mit einer Literaturübersicht für die Pfalz).
- STEUSLOFF, U.: Periglaziale „Tropfen“- und Taschenböden im südlichen Münsterland bei Haltern. - - Geol. Jb. 66, 305-312, Hannover/Celle 1952.
- UNGER, K. P.: Klimamorphologische Untersuchungen an pleistozänen Schotterkörpern der Saale. - - Biul. Peryglacj. 4, 405-414, Łódź 1956.
- VIETE, G.: Über die erstinterglazialen Schotter der Salzke zwischen Brennstedt und Langenbogen. - - Bergakad. 5, 361-367, Freiburg i. Sa. 1953.
- WEBER, K.: Eine Froststruktur in Juraplattenskalken bei Kelheim. - - N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 107, 229-239, Stuttgart 1959.
- WORTMANN, H.: Ein erstes sicheres Vorkommen von periglazialen Steinnetzböden im Norddeutschen Flachland. - - Eiszeitalter und Gegenwart 7, 119-126, Öhringen/Württ. 1956.
2. Großbritannien.
- DIMBLEY, G. W.: Pleistocene ice wedges in North-East-Yorkshire. - - Journ. Soil Sci. 3, 1-19, London 1952.
- FITZ PATRICK, E. A.: Progress report on the observations of periglacial phenomena in the British Isles. - - Biul. Peryglacj. 4, 99-115, Łódź 1956 (mit einer Literaturübersicht für Großbritannien).
- TE PUNGA, M. T.: Periglaciation in Southern England. - - aus: HOL, J. B. L.: The earth, its crust and its atmosphere. - - 186-198, Leiden 1957 (mit einer Literaturübersicht für Südeuropa).
3. Niederlande, Belgien, Luxemburg.
- GULLENTOPS, F.: Contribution à la chronologie du pleistocène et des formes du relief en Belgique. - - Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain 18, 123-252, Louvain 1954.
- KORTENBOUT VAN DER SLUYS, G.: The Cryoturbations in the Tegelen Region. - - Geol. en Mijnb., N. S. 18, 421-422, 's-Gravenhage 1956.
- LECKWIJCK, W. VAN & MACAR, P.: Phénomènes pseudo-tectoniques, la plupart d'origine périglaciaire, dans les dépôts sablo-graveleux dits „Onx“ et les terrasses fluviales de la région liégeoise. - - Ann. Soc. Géol. Belg. 73, 1-78, Bruxelles 1949-50.
- MAARLEVELD, G. C.: Sur les sédiments périglaciaires en Hollande: formes et phénomènes. - - Biul. Peryglacj. 4, 73-82, Łódź 1956 (mit einer Literaturübersicht für die Niederlande).
- MAARLEVELD, G. C. & TOORN, J. C. VAN DEN: Pseudo-Sölle in Noord-Nederland. - - Tijdschr. kon. nederl. aandr. Gen. 72, 344-360, Leiden 1955.

- MACAR, P. & ALEXANDRE, J.: Compte rendu de la session extraordinaire, Ardennes 1957. - - Ann. Soc. Géol. Belg. 81, 1-107, Liège 1957-58.
- MACAR, P. & LECKWIJCK, W. VAN: Les fentes à remplissage de la région liégeoise. - - Ann. Soc. Géol. Belg. 81, 359-408, Liège 1957-58.
- MARÉCHAL, R. & MAARLEVELD, G. C.: L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas. - - Med. geol. Sticht., N. S. 8, 77-86, Haarlem-Heerlen 1956 (mit einer Literaturübersicht für Belgien und die Niederlande).
- PISSART, A.: L'origine périglaciaire des "viviers" des Hautes Fagnes. - - Ann. Soc. Géol. Belg. 79, B 119-131, Liège 1956-57.
- STRAATEN, L. M. J. U.: Structural features of the "Papzand"-formation at Tegelen (Netherlands). - - Geol. en Mijnb., N. S. 18, 416-420, 's-Gravenhage 1956.
3. Frank reich, Spanien.
- CAILLEUX, A.: Mares, Mardelles et Pingos. - - Compt. rend. Acad. Sci. 242, 1912-1914, Paris 1956.
- JOHNSON, G.: Cryoturbation at Zaragoza, Northern Spain. - - Z. Geom., N. F. 4, 75-80, Berlin 60.
- TRICART, J.: France. - - Biul. Peryglacj. 4, 117-138, Łódź 1956.
- TRICART, J.: Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. - - Paris 1956 (mit Karten der Periglazialerscheinungen Frankreichs und einer Literaturübersicht für diesen Raum).
4. Schweiz, Österreich.
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, 49-82, Öhringen/Württ. 1954.
- FINK, J.: Wegbeschreibung: Wien-Marchfeld-Stillfried. - - Verh. geol. Bundesanst., Sonderheft D, 82-116, Wien 1955.
- FINK, J. & MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. - - Jb. geol. Bundesanst. 97, 211-249, Wien 1954.
- FURRER, G.: Der Stand der Periglazialforschung in der Schweiz. - - Biul. Peryglacj. 4, 139-140, Łódź 1956.
- LAHNER, G.: Die Eiszeit und ihr Kulturinhalt. - - Mit. Ges. Erdk. Linz 11, 1947.
- WEINBERGER, L.: Die Periglazialerscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. - - Göttinger geogr. Abh. 15, 17-90, 1954.  
(Zahlreiche Hinweise für Österreich verdanke ich Prof. J. FINK, Wien. Ältere Literatur: S. unter H. POSER 1948).
5. Polen, Tschechoslowakei, Ungarn.
- DYLIK, J.: Gegenwärtige Probleme der Periglazialforschung in Polen. - - Peterm. Mit. 100, 28-33, Gotha 1956.
- DYLIK, J.: Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. - - Biul. Peryglacj. 4, 195-238, Łódź 1956 (mit einer Karte der Periglazialerscheinungen Polens und einer Literaturübersicht für diesen Raum).
- KÁDÁR, L.: Die Abhängigkeit der Terrassen- und Lößbildung von quartären Klimaveränderungen in Ungarn. - - Biul. Peryglacj. 4, 371-405, Łódź 1956 (mit einer Literaturübersicht für Ungarn).
- KEREKES, J.: Die periglazialen Bildungen Ungarns. - - Mit. Jb. kgl. ung. geol. Anst. 37, Budapest 1943.
- MOSKVITIN, A. I.: Eiskeile, keilartige Spalten und ihre stratigraphische Bedeutung. - - Bull. Soc. Natural. Moscou, N. S. 48, Sect. Geol. 18, Moskau 1940.
- SEKYRA, J.: Působení mrazu na půdu. Kryopedologie se zvlášt' ním zretelem k ČSR. - - Geotechnica 27, 1-164, Praha 1960 (mit einer Karte der Periglazialerscheinungen der Tschechoslowakei und einer Literaturübersicht).  
(Zahlreiche Angaben über das Vorkommen von Periglazialerscheinungen in Ungarn verdanke ich außerdem Doz. Dr. M. PÉCSI, Budapest. Ältere Literatur: S. unter H. POSER 1948).
6. Skandinavien.
- HOPPE, G.: Suède. - - Biul. Peryglacj. 4, 55, Łódź 1956.
- JOHNSON, G.: True and false ice-wedges in Southern Sweden. - - Geogr. Ann. 41, 15-33, Stockholm 1959 (mit einer Literaturübersicht für Schweden).

Manusk. eingeg. 10. 8. 1960.

Anschrift des Verfassers: Dr. Karlheinz Kaiser, Geol. Inst. der Universität, Köln, Zulpicher Str. 47.