

Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht

Ein Beitrag zur Kenntnis der Periglazialerscheinungen der Rheinlande

VON KARLHEINZ KAISER, Köln

Mit 10 Abbildungen im Text

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Eiskeile und ähnliche Bodenfrostformen

Eiskeile und ähnliche Formen kommen in der Niederrheinischen Bucht vielfach vor (vgl. Abb. 10), so daß sie hier neben den Kryoturbationen als die wichtigsten Zeugen des eiszeitlichen Periglazialklimas gelten können. Sie finden sich vorwiegend in den Terrassensedimenten, besonders in den Sanden und Kiesen der Hauptterrasse, die ja hier eine weite Verbreitung hat; seltener auch in den Ablagerungen der Mittelterrassen, aber bisher gar nicht in den jungen Schottern der letzten Vereisung, der Niederterrasse¹⁾. Ihr Vorkommen beschränkt sich jedoch auch nicht auf die Terrassensedimente, sondern sie können sich in allen oberflächennahen, unverfestigten Ablagerungen finden. So sind z. B. Eiskeile und ähnliche Bildungen in den oberoligozänen Meeressanden des Leichlingen-Ratinger Raumes recht häufig (vgl. Abb. 4 u. 10, Nr. 3 u. 5)²⁾. Auch in den oberkretazischen Bochumer Grünsanden des Kassenberges bei Mülheim an der Ruhr finden sich Eiskeile (vgl. Abb. 10, Nr. 2). Daß sich Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes selbst in den verfestigten und gefalteten Schichten aus den Randgebieten der Niederrheinischen

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

²⁾ Die Angabe der Fundpunkte (Nr. 1 . . .) bezieht sich auf Abb. 10. Bei Eiskeilen bedeutet (2; 5) : Länge des Eiskeiles 2 Meter, größte Breite des Eiskeiles 5 Meter. Bei Kryoturbationen gibt die eingeklammerte Zahl die Tiefe unter der Bodenoberfläche an. Kommen in einem Aufschluß mehrere Formen vor, so stellen die Maßangaben maximale Größen dar.

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

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

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

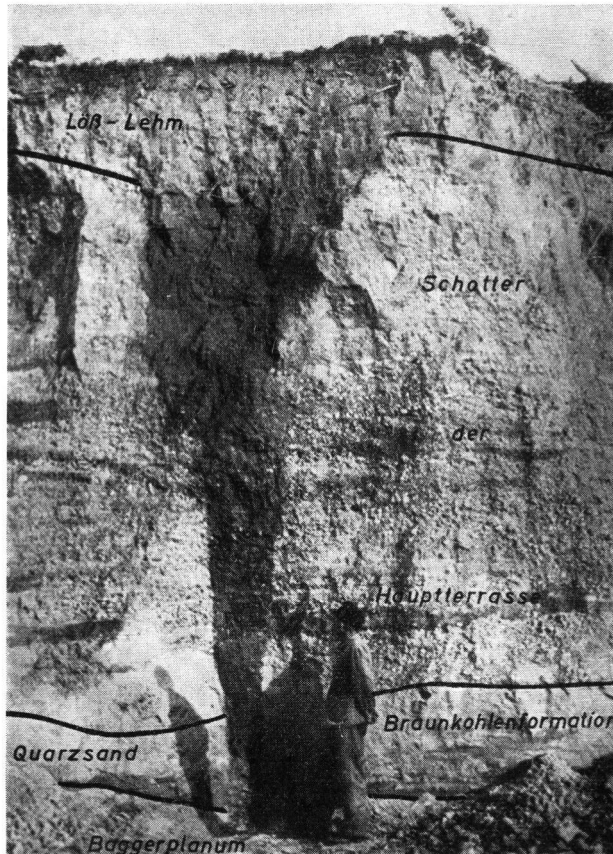


Abb. 1: Epigenetischer Eiskeil (7-8; ca. 2) im Deckgebirge der Braunkohle, Grube Berrenrath (Nr. 18)

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

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

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

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

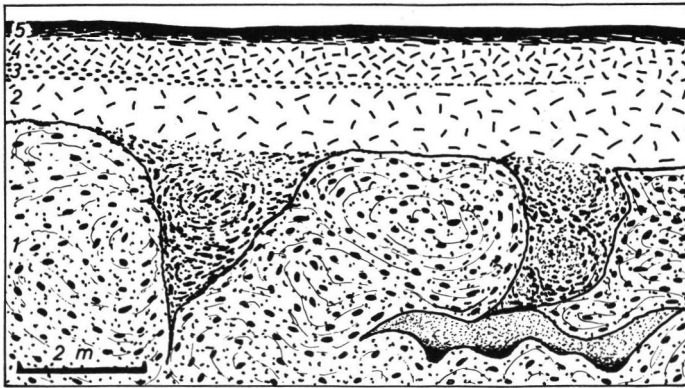


Abb. 2: Epigenetische, nachträglich kryogen gestörte Eiskeile (4; 3-4) in späthauptterrassenzeitlichen Eifelschottern bei Konzendorf nahe Düren (Nr. 42)

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

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

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

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

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

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

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

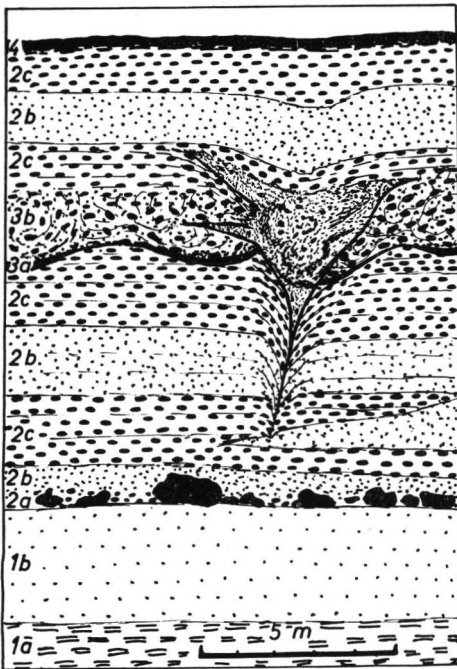


Abb. 3: Syngenetischer, z. T. kryogen gestörter Eiskeil (5; 5) der Hauptterrassensedimente im Deckgebirge der Braunkohle, Grube „Vereinigte Ville“ (Nr. 17)

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

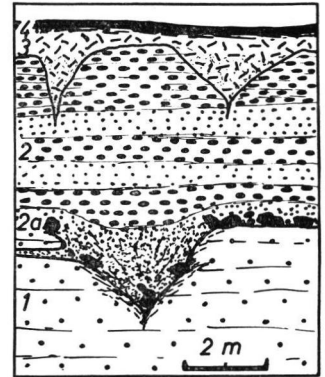
4 = Bodenschicht; 3b = Verwürgungen; 3a = Unterkante der Verwürgungen; 2c = Kieslagen der Hauptterrasse; 2b = Sandlagen der Hauptterrasse; 2a = basale Grobblockzone der Hauptterrasse; 1b = Quarzsand der Braunkohlenzeit, 1a = fetter Ton über dem Hauptflöz.

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

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

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

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



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

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

brüche am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr. In diese Sandsteine greifen oft bis 2 Meter tiefe, aber nur wenige Zentimeter breite Keile ein, die vorwiegend mit sandigem Material — zum großen Teil der hier nur geringmächtigen Ruhr-Hauptterrasse entstammend — verfüllt sind (vgl. Abb. 5). Es scheint, daß es sich hierbei um Verfüllungen vertikaler Kluftsysteme handelt. So dürften hier also Pseudoerscheinungen vorliegen, ähnlich in ihrer Bildung denen, wie sie M. SCHWARZBACH (1952) aus den Albaner Bergen bei Rom beschrieben hat. Sicher wird auch hier in den Eiszeiten der Spanndruck von Eis eine große Rolle bei der Ausweitung eines solchen Kluftsystems gespielt haben, aber generell kann man wohl doch nicht Vorgänge der Eiskeilbildung für diese Formen verantwortlich machen³⁾. Häufiger noch finden sich derartige Pseudoerscheinungen — und hier oft schwer von echten Formen zu unterscheiden — im Hauptflöz der Rheinischen Braunkohle unter mehr oder weniger mächtigen Terrassenschottern altpleistozänen und jungtertiären Alters (vgl. Abb. 10, Nr. 52). Sandverfüllte Trockenrisse und Bruchspalten

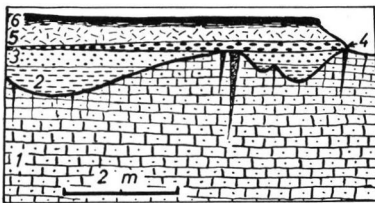


Abb. 5: Pseudoeiskeile (2; 0,2) in karbonischen Sandsteinen der Rauen'schen Steinbrüche am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr (Nr. 51)

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

6 = Bodenschicht; 5 = Lößlehm; 4 = Hauptterrassensedimente der Ruhr; 3 = Bochumer Grün sand; 2 = Labiatusmergel; 1 = unternamurische Arkosandsteine.

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



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

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

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

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

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

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

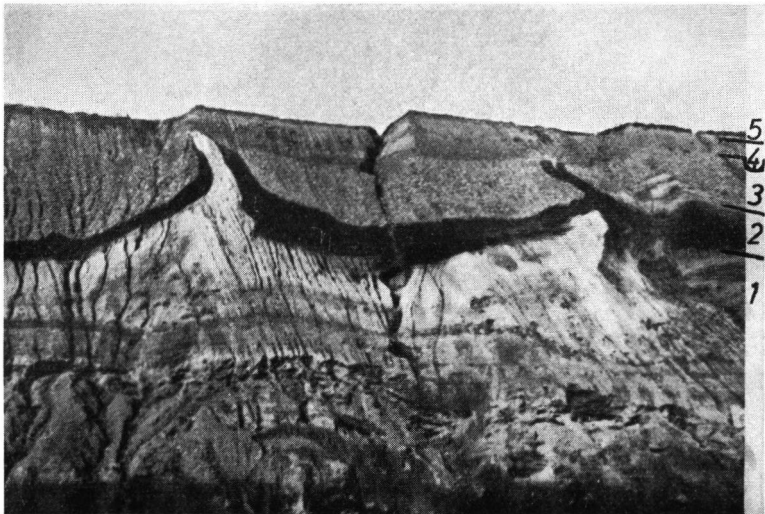


Abb. 7: Großräumige, hydrostatisch begünstigte kryodynamische Aufpressungen eines geringmächtigen Braunkohlenflözes mit liegenden Quarzsanden in pleistozäne Hauptterrassenschotter; Grube Alfred der Zukunft A.-G. bei Konzendorf nahe Düren (Nr. 42)

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

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

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

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

Kryoturbationen

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Congelifraktate

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

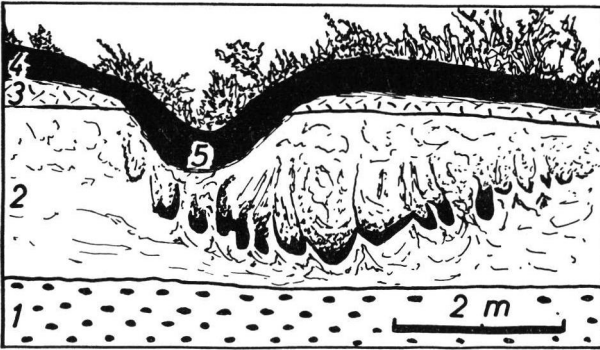
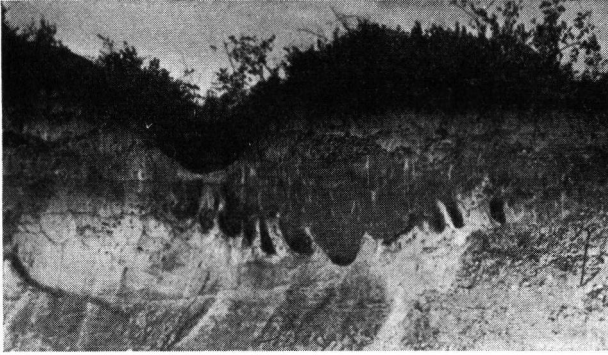


Abb. 8a-b: Taschenboden (3) in Hauptterrassensedimenten des Vorgebirges; Grube Brühl (Nr. 14)

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

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

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

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

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

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

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

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

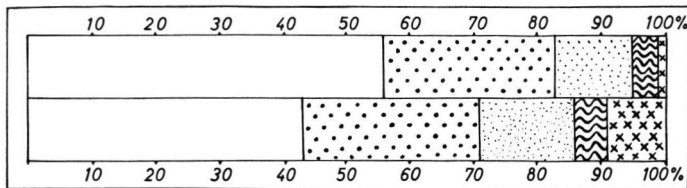


Abb. 9a: Geröllführung in Hauptterrassenschottern des Vorgebirges; Grube Hürtherberg bei Knapsack

Oberes Diagramm: Durchschnitt des gesamten Schotterkomplexes.

Unteres Diagramm: oberflächennahe, kryogen gestörte Schotterlagen.

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

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

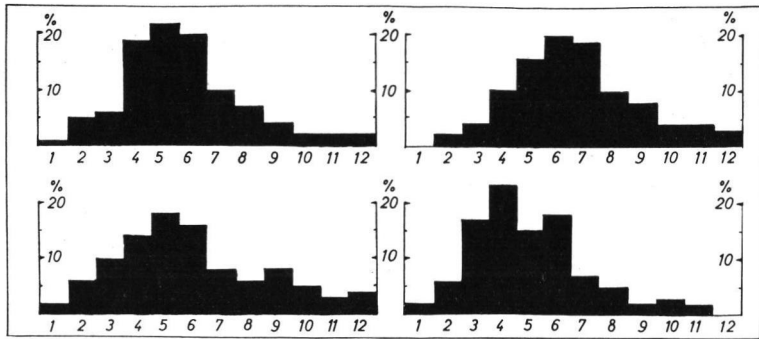


Abb. 9b: Geröllzurundung in Hauptterrassenschottern des Vorgebirges; Grube Hürtherberg bei Knapsack

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

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

Zusammenfassung

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

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

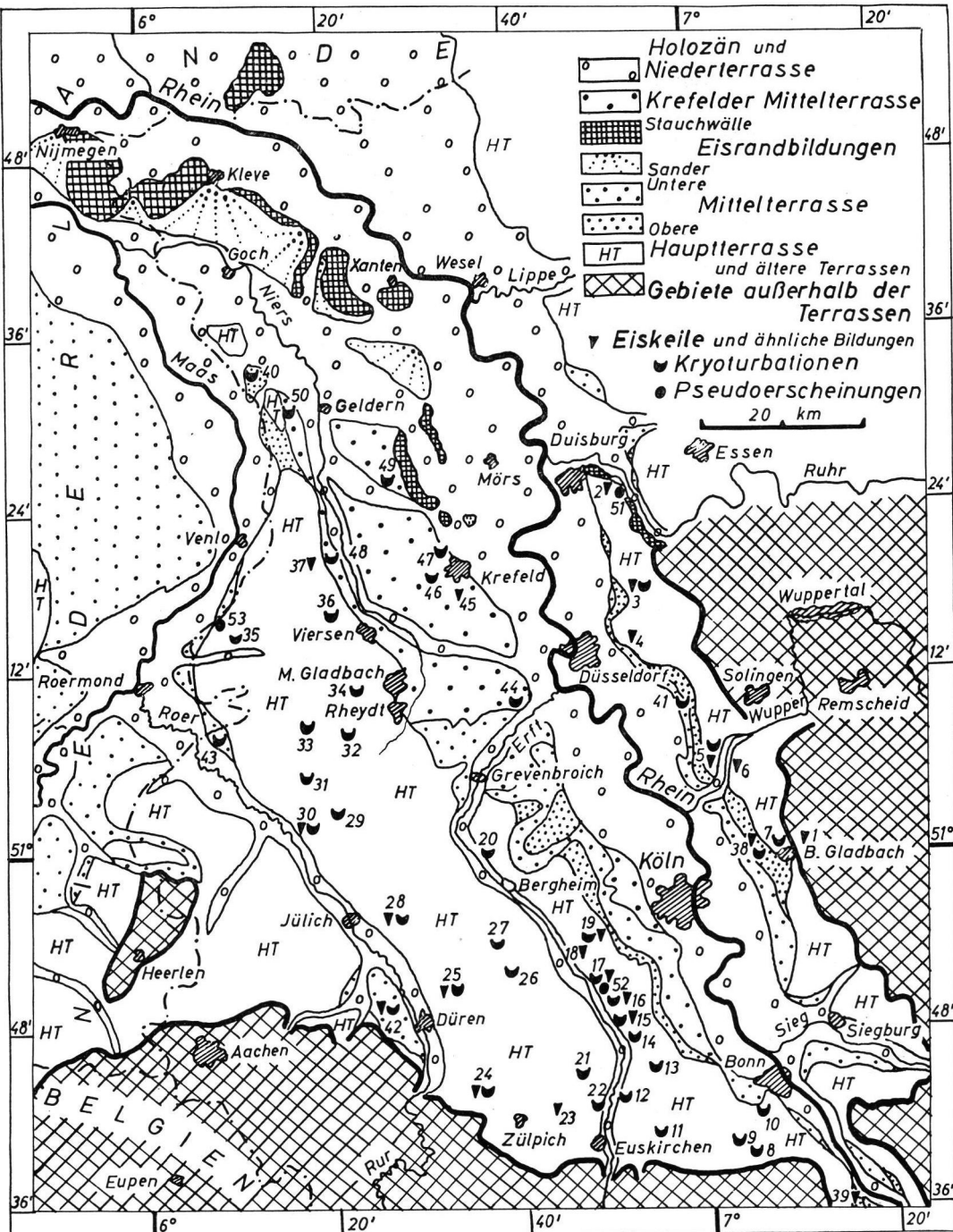


Abb. 10: Übersichtskarte der Fundpunkte, Arten und Ausmaße der pleistozänen Bodenfrostdformen in der Niederrheinischen Bucht

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

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

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

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

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

Angeführte Schriften

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

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

Manusk. eingeg. 29. 3. 1958.

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