

Sonderdruck aus: Niederrheinische Studien

ARBEITEN ZUR RHEINISCHEN LANDESKUNDE,

Heft 46, 1980

Fossile Rieseneiskeilnetze als periglaziale Klimazeugen am Niederrhein

Winfried Golte und Klaus Heine

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle

Summary. Fossil ice wedge casts as indicators of periglacial climate in the Lower Rhine area

On the gravel terraces of the Lower Rhine area one can find in more or less regular distances forms resembling pockets which show a conspicuous coloured (Fe-Oxides and -Hydroxides) filling of fine materials. They can get a width up to 6 m and a depth of 3 m. These forms are connected with one another like a network and represent fossil ice wedge polygons. As the formation of these ice wedge polygons requires the existence of permafrost, they are used as climatic indicators. It is argued that they came into existence during the Drenthe-Stage of the Saale Glaciation, when the North European Inland Ice reached the Lower Rhine causing severe frost conditions in the adjacent areas.

Vor allem den Arbeiten von K.N. THOME (u.a. 1959; 1961; 1979a) verdanken wir die Erkenntnis der Besonderheit, die die niederrheinische Landschaft als Schauplatz und Hinterlassenschaft des saalezeitlichen Inlandeisvorstoßes (Abb.1) gegenüber anderen vom Eis geprägten Landschaften auszeichnet. Diese Besonderheit ist darin begründet, daß das aus Skandinavien kommende Eis hier nicht in irgendein kleineres Flußtal, sondern in das von ausgedehnten und mächtigen Lockersedimenten eingenommene Gebiet eines großen Stromes vorstieß. Aufbau und Formen der Eisrandbildungen sind daher weitgehend ein Ergebnis der Auseinandersetzung des Inlandeises mit dem Fluß und seinen Ablagerungen. Wenn auch das Eis nur einige Jahrhunderte oder allenfalls wenige Jahrtausende am Niederrhein gelegen haben kann, und die spätere Abtragung große Teile der Stauchwälle und Sanderschüttungen wieder beseitigt oder ihre Formen verwischt hat, so lassen sich doch aus den erhaltenen Resten die ursprüngliche Eisrandlandschaft und die bei ihrer Entstehung wirksamen Vorgänge recht gut rekonstruieren (vgl. auch den Beitrag von HEINE & SIEBERTZ).

Das paläogeographische Bild der eiszeitlichen Landschaft am Niederrhein bliebe jedoch unvollständig, wenn dabei neben den unmittelbar vom Gletschereis, seinen Schmelzwässern und dem nach W und SW abgedrängten Rhein geschaffenen Ablagerungen und Formen nicht auch die geomorphologischen Wirkungen des eiszeitlichen Frostklimas im unvergletscherten Vorfeld des Inlandeises berücksichtigt würden.

Vieles spricht dafür, daß in jener Zeit am Niederrhein extreme klimatische Bedingungen herrschten. Zum einen brachte das Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit, dem der Vorstoß an den Niederrhein angehört, für die Niederlande und für Nordwestdeutschland die weiteste Ausdehnung des nordischen Inlandeises überhaupt (vgl. WOLDSTEDT & DUPHORN 1974; LIEDTKE 1975). Zum anderen ist zu vermuten, daß - ähnlich wie gegenwärtig nicht nur die großen Inlandeise Grönlands und der Antarktis, sondern auch kleinere Gebirgsgletscher das Klima ihres Vorlandes beeinflussen - im näheren Umkreis des riesigen saalezeitlichen Eiskuchens ein besonders ausgeprägtes Frostklima herrschte. Den besonderen klimatischen Verhältnissen im Umkreis der pleistozänen Inlandvereisungen trägt ja auch der 1909 von W. von LOZINSKI (vgl. KARTE 1979) eingeführte Begriff des "periglazialen Klimas" in seiner ursprünglichen Bedeutung (griech. 'peri' = um, herum; lat. 'glacies' = Eis) Rechnung.

Es drängen sich deshalb folgende Fragen auf: Gibt es am Niederrhein Zeugen des periglazialen Klimas im Vorland der saalezeitlichen Gletscher? Gibt es unter der Vielzahl periglazialer Formen, wie sie auch für den Niederrhein beschrieben wurden (vgl. u.a. STEEGER 1944), solche, die eindeutige Rückschlüsse auf ein extremes Kaltklima mit Dauerfrostboden zulassen? Nach mehreren Autoren (BLACK 1976; PEWE 1973; KARTE 1979) kommen dafür praktisch nur fossile Eiskeile (Eiskeilnetze) einerseits und fossile Sandkeile (Sandkeilnetze) andererseits in Frage.

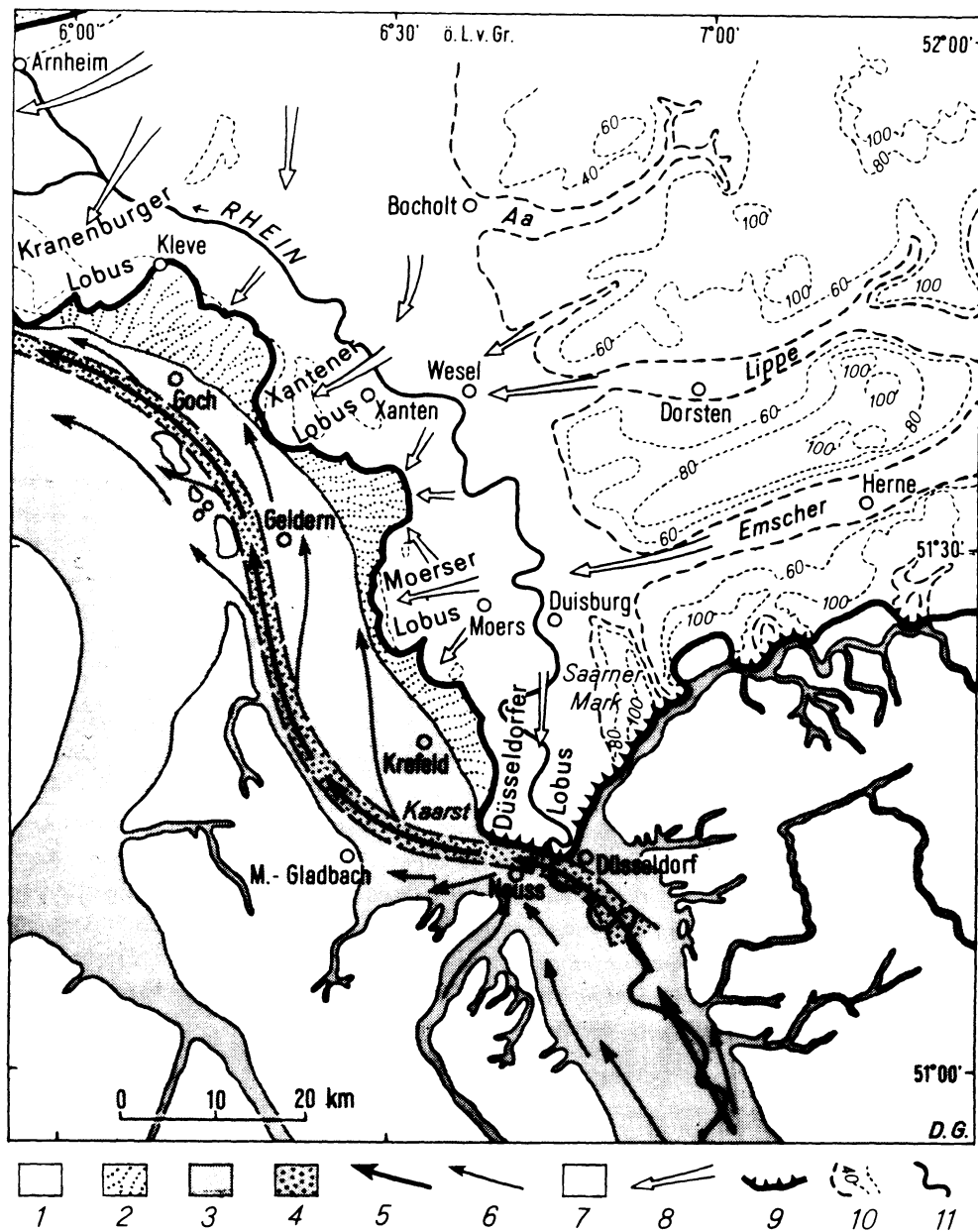


Abb. 1: Der Vorstoß des Inlandeises an den Niederrhein (Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit), nach THOME.

- 1 = ältere Terrassen und höheres Gebirge
- 2 = Sander
- 3 = Hochwasserbett
- 4 = Flußrinne
- 5 = Hauptstromstrich bei Rheinhochwasser
- 6 = Strömungsrichtungen bei Rheinhochwasser
- 7 = Inlandeis
- 8 = Hauptstoßrichtung des Inlandeises
- 9 = starke randliche Flurerosion des Inlandeises
- 10 = heutige Landschaftsformen im Bereich ehemaliger Eisbedeckung mit Höhenangaben
- 11 = heutiger Rheinlauf

Echte fossile Eiskeilnetze waren bis in die jüngste Zeit vom Niederrhein nicht bekannt. Erst im Zusammenhang mit den von der Außenstelle Weeze aus durchgeführten geomorphologischen Untersuchungen gelang es, bestimmte taschenförmige Gebilde in den niederrheinischen Terrassenschottern als fossile Rieseneiskeilnetze zu identifizieren (GOLTE & HEINE 1974). Diese fossilen Eiskeilnetze werden im folgenden beschrieben und paläogeographisch interpretiert.

1. Fossile Eiskeile, fossile Sandkeile und ähnliche Bildungen

1.1. Fossile Eiskeile

Abb.2 zeigt einen fossilen Eiskeil vom Nordrand der Weezer Hees. Aus seinem Aufbau werden die charakteristischen, immer wiederkehrenden Merkmale ersichtlich. Den Inhalt des Keiles bildet ein schlecht sortiertes tonig-schluffig-sandiges Material mit vereinzelt Geröllen. Die vorherrschende Farbe ist ein intensives

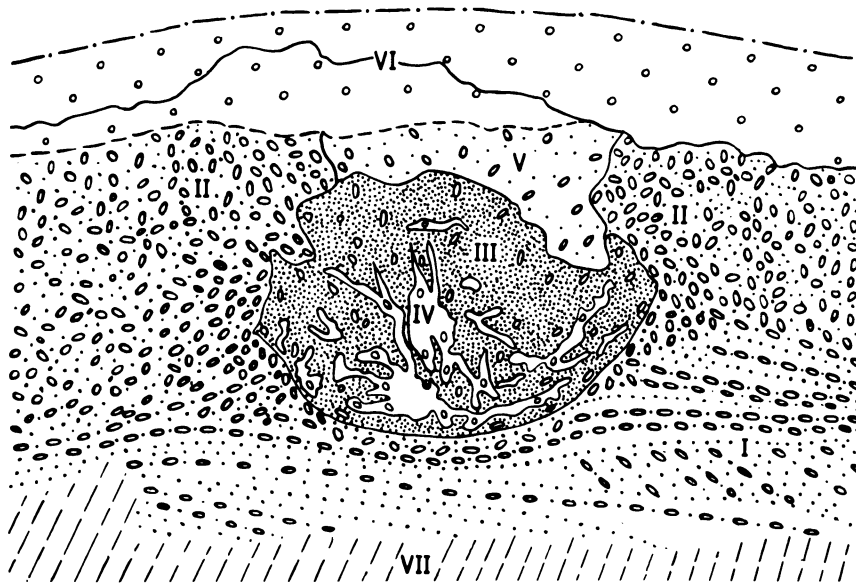


Abb. 2: Profil eines fossilen Eiskeils in Schottern der jüngeren Hauptterrasse in der Weezer Hees (Nordwand der Kiesgrube Venhoven, Weeze-Baal).

Die r ö m i s c h e n Z i f f e r n b e d e u t e n :

- I = ungestörte Schotter der jüngeren Hauptterrasse
- II = seitlich zusammen- und aufgepreßte Geröllpackungen
- III = rostbraune, tonig-schluffig-sandige Feinmaterialfüllung mit eingestreuten Geröllen
- IV = weißgraue Schlieren von Feinmaterial mit eingestreuten Geröllen
- V = fahlbrauner Mittel- bis Feinsand mit eingestreuten Geröllen
- VI = rezenter Boden (Podsol) auf Sand mit eingestreuten Geröllen, größtenteils abgeschoben
- VII = Böschung

Rostbraun (Munsell 5 YR 5/8). Darin befinden sich Schlieren und Bänder von weißlich-grauer Farbe (Munsell 7.5 YR N8/), die zum Teil in ihrer Anordnung die Form des Keils nachzeichnen. Korngrößenanalysen ergeben, daß die unterschiedliche Färbung unterschiedliche Kornverteilungen widerspiegelt. Das weiß-graue Material ist stets feiner als das rostbraun gefärbte. Die weiß-grauen Schlieren werden häufig von dünnen, dunkelbraunen Eisen-/ Manganoxyd- und hydroxydkrusten umgeben. An der Basis des Keils ist eine feine Bänderung (Lamellierung) nach Korngröße und Farbe zu beobachten, die dem gebogenen Verlauf der Keilsohle folgt. Hier fehlen Mittel- und Grobsand nahezu vollkommen. Im mittleren und oberen Teil der Gebilde, wo die hellen Schlieren mehr oder weniger senkrecht angeordnet sind und dabei zuweilen eine Marmorierung hervorrufen,

wird eine ähnliche Korngrößenverteilung erreicht. Gerölle bis Walnußgröße finden sich unregelmäßig im gesamten Feinmaterial verstreut. Gestreckte Gerölle lassen eine Einregelung der Längsachsen im Sinne der Anordnung der hellen Schlieren erkennen.

Stets sind die Keile in fluvial geschichtete Schotter eingesenkt. In ihrer unmittelbaren Umgebung allerdings ist die ursprüngliche Schichtung der Schotter in charakteristischer Weise gestört. Unter der Keilsohle sind die mehr oder weniger horizontal gelagerten Sedimente nach unten eingebault. Die Anordnung der einzelnen Gerölle zeigt hier trotz erhalten gebliebener Schichtung, daß sie etwas bewegt worden sein müssen. Zu beiden Seiten des Keils sind die fluvialen Schotter am stärksten gestört. Bis in etwa halbe Höhe sind Geröllschichten aufgebogen. Schichtungsmerkmale sind im oberen Teil nicht mehr zu erkennen. Es fällt auf, daß die Geröllpackungen bis unmittelbar unter den ackerbaulich genutzten Boden reichen. Von den Seiten her sind Kiesnester und -bänder über die randlichen Teile des Keils gezogen. Die Deckschicht über dem zentralen Teil des Keils hingegen besteht aus einem gut sortierten, schichtungslosen Mittel- bis Feinsand von heller, fahlbrauner Farbe (Munsell 10 YR 7/4) mit nur wenigen eingestreuten Geröllen. Gerölle in unmittelbarer Umgebung der Feinmaterialfüllung zeigen vielfach eine tangentiale Einregelung ihrer Längsachsen. In den seitlich über den Keil hinausragenden Geröllpackungen stehen sie häufig senkrecht.

Bei den Keilen handelt es sich um Querschnitte langgestreckter Gebilde, nämlich Teile eines zusammenhängenden Netzes (Abb.3).

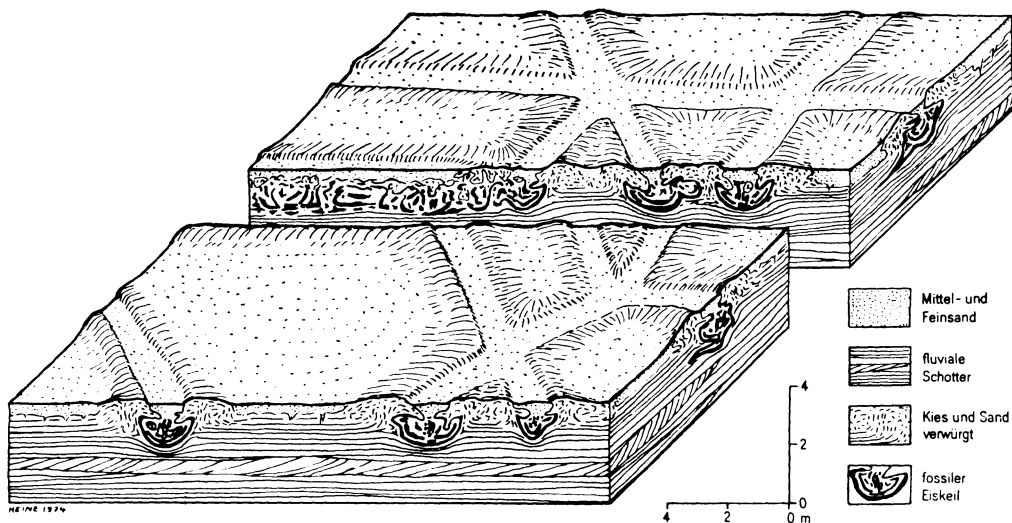


Abb. 3: Rekonstruktion eines fossilen Eiskeilnetzes in der Weezer Hees. Der 25-50 cm mächtige rezente (Podsol-)Boden auf Sand ist in dem Blockdiagramm abgedeckt.

Die beschriebenen Formen sind Zeugen fossiler Riesen-Eiskeilnetze. Das frühere Vorhandensein von Eiskeilen belegen:

- (a) die Form der Keile (Abb.2 u. 4),
- (b) die seitlich aufgepreßten und gestörten Geröllpackungen,
- (c) die an der Untergrenze von Eiskeilen durch seitlichen Schub bzw. Druck auseinandergeschobenen Steine,
- (d) die netzartige Anlage der Formen (Abb.3).

Der Zusammenbruch des vorhandenen Eiskeilnetzes wird durch folgende Beobachtungen belegt:

- (a) den schaligen Aufbau der Keilfüllungen,
- (b) die Materialsortierung der Keilsedimente,
- (c) die Einregelung der in die Füllung eingestreuten Gerölle,
- (d) die von den seitlich aufgepreßten Geröllpackungen gegen das Zentrum des Keils ziehenden Kiesnester und -bänder.



Abb. 4: Auswahl verschiedener Querschnitte von fossilen Eiskeilen.

1.2. Fossile Sandkeile

In der Periglazialmorphologie wird zwischen Eiskeilpolygonen und Sandkeilpolygonen unterschieden (BLACK 1976; KARTE 1979). Im deutschen Schrifttum findet sich diese Unterscheidung leider nicht immer. Es ist von Eiskeilen, Sandkeilen, Lößkeilen, Lehmkeilen etc. die Rede. Viele als fossile Eiskeile gedeutete Formen - besonders in Lössen - sind jedoch nicht an die frühere Existenz von Eiskeilen gebunden, sondern sind aus Frostspalten hervorgegangen, die mit Sand gefüllt wurden. Charakteristische Sandkeile sind uns aus dem Weezer Raum nicht bekannt.

1.3. Andere Keilstrukturen

In den Terrassenschottern der Weezer Hees können häufig Keilstrukturen beobachtet werden, die sich von den oben beschriebenen Eiskeilen stark unterscheiden, die jedoch in der Literatur auch oft als Eiskeile bzw. syngenetische Eiskeile gedeutet werden. Es handelt sich um Strukturen (Abb.5), die keine Anzeichen von seitlich aufgepreßten und gestörten Geröllpackungen aufweisen. Die einzelnen Geröllschichten können in die

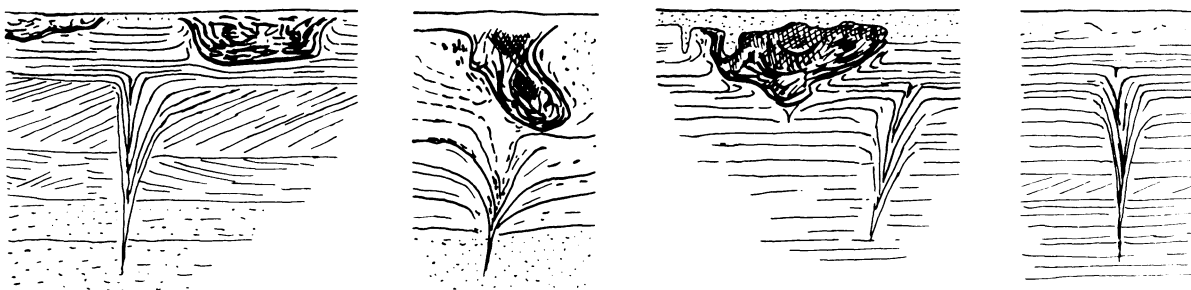


Abb. 5: Verschiedene Keilstrukturen in den Schottern der Weezer Hees.

Keilstruktur hinein verfolgt werden, wo sie nach unten abbiegen, ausdünnen und sich mit vergleichbaren Schichten der gegenüberliegenden Seite treffen. Die Gerölle der Keilfüllung sind zum größten Teil vertikal orientiert. Diese Keile sind nicht zu polygonartigen Netzen zusammengeschlossen; sie treten vereinzelt auf. Oft reichen sie nicht bis an die Oberfläche der Schotter, sondern werden durch hangende Gerölllagen abgeschnitten. Diese Beobachtung hat viele Autoren dazu veranlaßt, von syngenetischen "Eiskeilen" zu sprechen, die mit der Aufschotterung der fluvialen Sedimente gebildet worden sein sollen.

Die Texturmerkmale dieser Keilstrukturen lassen aber ihre Deutung als Eiskeile nur bedingt zu. Es kann sich z. B. um Dehnungsstrukturen handeln und nicht um Strukturen, die durch Pressungsvorgänge bei Eiskeilbildung und nachfolgende Verfüllung entstanden sind. Es ist nicht zu entscheiden, ob die Dehnungsspalten,

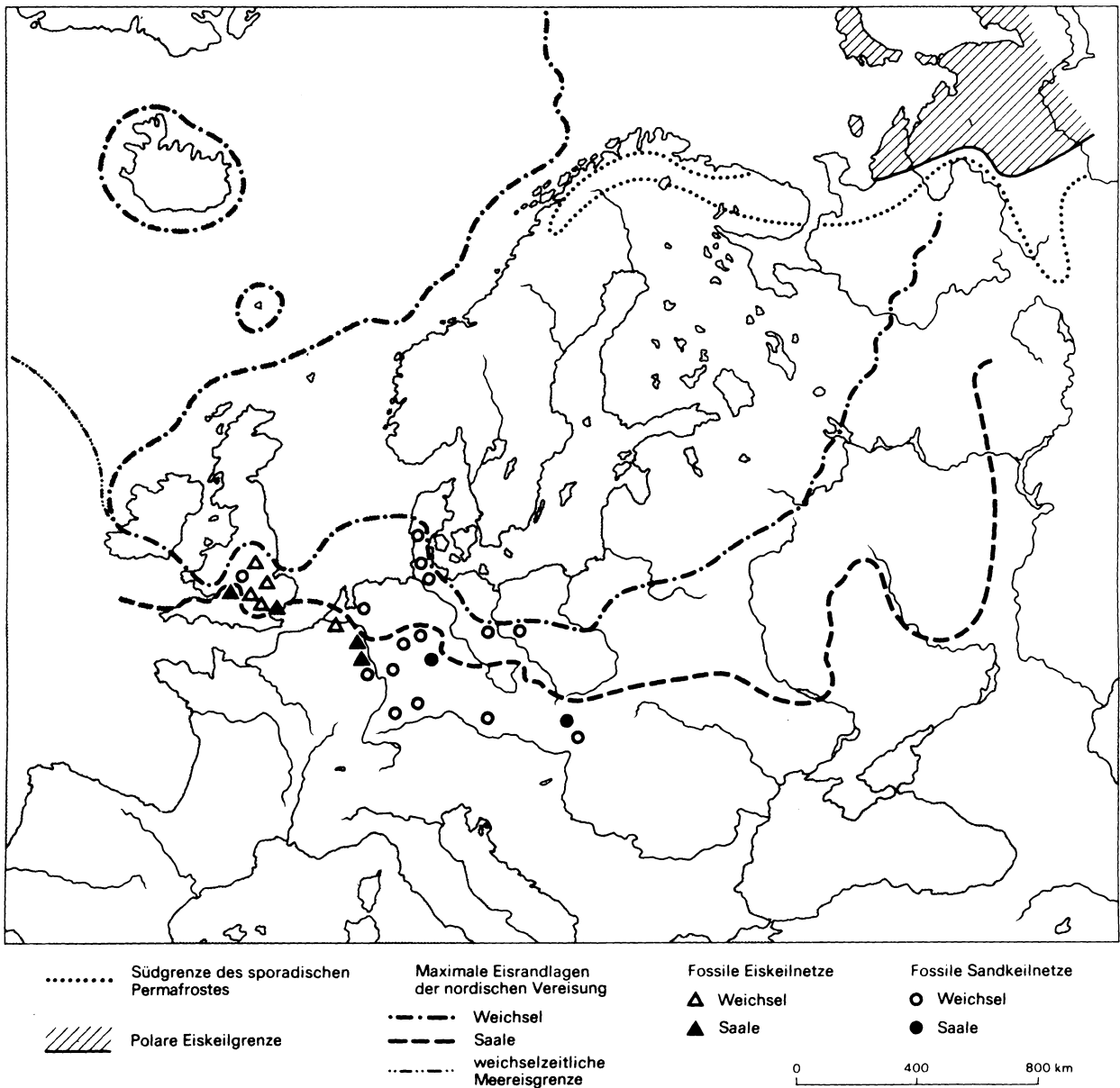


Abb. 6: Eisrandlagen, Eiskeilnetze und Sandkeilnetze in Europa
(Vorkommen von Eis- und Sandkeilnetzen in Auswahl)

die zur Bildung dieser Keilstrukturen führten, thermisch bedingt sind. BLACK (1976) vermutet bei ähnlichen Formen, wie sie in der Weezer Hees auftreten, daß diese Keile verschiedene Ursachen haben können, zum Beispiel durch ein Abgleiten der Terrassenböschungen oder durch das Abtauen von Eislinen in den Flußschottern entstanden sind. Daher bilden diese Keilstrukturen auch keine polygonalen Netze und kein Mikrorelief an der Oberfläche. Sie können wegen ihrer unterschiedlichen Entstehungsmöglichkeiten nicht als Indikatoren für paläoklimatische Rekonstruktionen verwendet werden.

Es sei nicht verschwiegen, daß sich die oben beschriebenen, eindeutig als ehemalige Eiskeile identifizierbaren Taschen in manchen Fällen nach unten in schmalen, spitzen Keilen fortsetzen. Diese Keile weisen die nach unten abgebogenen, mehr oder weniger symmetrisch angeordneten Schichtungsmerkmale auf (vgl. Abb.5). Offensichtlich steht in diesen Fällen die Entstehung der Spalten mit dem Wachstum des darüberliegenden Eiskörpers in Zusammenhang.

2. Verbreitung fossiler Rieseneiskeilnetze in Europa

Gegenwärtig werden Eiskeilnetze in Europa nur im Dauerfrostbodengebiet zwischen dem Timan-Rücken und dem Polar-Ural angetroffen (Abb.6 u.7).

Fossile Eiskeilnetze sind aus Schleswig-Holstein und Dänemark mehrfach beschrieben worden, doch können sie aufgrund ihrer charakteristischen Merkmale, wie sie oben geschildert worden sind, nicht zweifelsfrei als fossile Eiskeile identifiziert werden. Vermutlich handelt es sich um Sandkeilnetze und Frostspaltenpolygone, d.h. fossile Kongelikontraktionsformen ohne Spalteneis (i. S. von KARTE 1979). Häufig treten sie auf letzteiszeitlichen Ablagerungen auf, weshalb angenommen wird, daß sie während der letzten Kaltzeit (Weichsel) entstanden sind. Fossile Sandkeile der letzten Eiszeit haben eine große Verbreitung und sind vor allem aus den Lößgebieten im Bereich der Mittelgebirge beschrieben worden (Abb.6).

Die fossilen Rieseneiskeilnetze der Weezer Hees, wie auch die der näheren Umgebung Weezes werden nicht der letzten Kaltzeit, sondern der Zeit der maximalen Eisausdehnung am Niederrhein, also dem Drenthestadium der Saale-Eiszeit zugeschrieben. Besonders hervorzuheben ist, daß sich diese von anderen als fossile Eiskeilnetze gedeuteten Erscheinungen dadurch unterscheiden, daß sie unzweifelhaft die Spuren der Eiskeilbildung (= seitlich aufgepreßte und gestörte Geröllpackungen) und des Eiskeil-Kollabierens (= Keilfüllung mit schaligen Feinsedimenten, Kiesnestern und -bändern, Einregelung der Gerölle) zeigen. Bei den Eiskeilnetzen aus dem Mittelgebirgsbereich und Norddeutschland bleibt die Deutung als fossile Eiskeilnetze wegen ihrer Keilfüllungen (meist äolisches Material) und der seitlich mehr oder weniger symmetrisch abtauchenden Schichten des die Keilform umgebenden Materials problematisch.

Ähnliche Formen, wie sie von der Weezer Hees beschrieben wurden, finden wir in England und Wales (Abb.6). Dort können sie z. T. der letzten Kaltzeit zugeordnet werden. In einigen Fällen ist auch eine Datierung in die Saale-Kaltzeit möglich (AHLFELD 1977).

Aus der Verbreitung der fossilen Rieseneiskeilnetze am Niederrhein und in England sowie dem Vorkommen fossiler Sandkeilnetze und Frostspaltenpolygone von den britischen Inseln bis nach Osteuropa resultiert die besondere Bedeutung der niederrheinischen fossilen Eiskeilnetze, denn die fossilen Eiskeilnetze des Weezer Raumes sind unseres Wissens bisher die einzigen Bildungen dieser Art im kontinentalen West- und Mitteleuropa, die anhand ihrer Strukturen ohne jeden Zweifel als fossile Eiskeilnetze erkannt werden können.

3. Paläoklimatische Deutung

Eine paläoklimatische Deutung der fossilen Eiskeilnetze des Niederrheingebietes setzt voraus, daß die klimatischen Voraussetzungen der Entstehung rezenter Eiskeilnetze bekannt sind, und daß das kaltzeitliche Periglazial des Niederrheingebietes hinsichtlich seiner Umweltbedingungen mit dem gegenwärtigen Periglazial hoher Breiten vergleichbar ist.



Abb. 7: Rezente Riesen-Eiskeilnetze am Colville River, dem größten Fluß am Nordabfall der Brookskette in Alaska, etwa 68° n. Br. Nach einer Infrarot-Luftaufnahme der NASA aus 1500 m Höhe (National Geographic, vol. 141, 1972). Die Maschenweite der Polygone beträgt etwa 3-30 m.

KARTE (1979) gibt eine Zusammenfassung der Eiskeilforschung. Seinen Ausführungen sind die folgenden Abschnitte 1 bis 6 entnommen.

(1) Eiskeilpolygone sind Leitformen für kontinuierlichen Dauerfrostboden.

(2) Sie sind typisch für ein kalthumides Klima mit Jahresmitteltemperaturen unter -4°C , mittleren Minimumtemperaturen des kältesten Monats unter -20°C , Bodentemperaturen im Niveau der thermischen Nullamplitude von unter -5°C , plötzlichen Temperaturstürzen um 20°C bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt oder Temperaturabfall unter -20°C , Schneearmut in der ersten Winterhälfte (die aber auch lokal durch äolische Schneeuumlagerung bedingt sein kann), hoher Luftfeuchtigkeit, ausreichender Bodenfeuchte oder ausreichendem Schmelzwasserangebot während der sommerlichen Auftauzeit.

(3) Neben einer geringmächtigen Schneedecke und Auftauschicht ist auch eine nur kaum isolierende Vegetationsbedeckung für die Eiskeilbildung förderlich.

(4) Aus der oberen Breite von Eiskeilen lassen sich Rückschlüsse auf ihre Bildungsdauer und damit z. T. auf ihr Alter ziehen. Dabei kann eine durchschnittliche jährliche Wachstumsrate von 1,0 mm zugrundegelegt werden.

(5) Aus der Vertikalerstreckung lassen sich, in erster Linie bei epigenetischen Eiskeilen, Rückschlüsse auf die Lage des Niveaus der thermischen Nullamplitude und damit auf die Schärfe des Frostregimes, insbesondere auf das Ausmaß frühwinterlicher Temperaturstürze ziehen. Dabei müssen jedoch die Einflüsse lokaler Faktoren, wie Substrat, Mollisolmächtigkeit, Vegetationsbedeckung und die Schneemächtigkeit berücksichtigt werden.

(6) Die verschiedenen Ausprägungsformen von Eiskeilpolygonen lassen sich nicht als Kriterien zu einer klimatisch begründeten regionalen Differenzierung des kontinuierlichen Dauerfrostbodengebietes heranziehen. Sie stellen entweder substratbedingte Varianten dar oder repräsentieren unterschiedliche Stadien der Eiskeilpolygonentwicklung.

Diese von KARTE (1979) für rezente "lebende" Eiskeilnetze zusammengestellten Merkmale können auch auf die fossilen Eiskeilnetze übertragen werden. Damit erhalten die fossilen Eiskeilnetze der Weezer Hees einen bedeutenden Indikatorwert für frühere Klimaverhältnisse am Niederrhein. Die dortigen fossilen Eiskeilnetze sind während der maximalen Eisausdehnung der Saale-Kaltzeit entstanden. Sie dokumentieren folglich für diese Periode der Saale-Kaltzeit einen kontinuierlichen Dauerfrostboden, ein kalthumides Klima mit Jahresmitteltemperaturen unter -4°C , mittlere Minimumtemperaturen des kältesten Monats unter -20°C , plötzliche Temperaturstürze, Schneearmut auf der Weezer Hees und den Sanderflächen (infolge starker Winde), jahreszeitlich hohe Luftfeuchtigkeit und ausreichende Bodenfeuchte. Die Tatsache, daß fossile Eiskeilnetze vom Weezer Typ im östlichen Mittel- und in Osteuropa nicht anzutreffen sind, kann so gedeutet werden, daß dort während der Saale-Kaltzeit ein noch schärferes und vor allem trockeneres Frostregime herrschte. Dort treten Sandkeilpolygone und andere Kongelikontraktionsformen ohne Spalteneis an die Stelle der Eiskeilpolygone.

Neben Sandkeilpolygonen sind Frostspaltenmakropolygone und Mollisolfrostkeile bekannt (KARTE 1979), die auch in Gebieten gebildet werden können, in denen kein Dauerfrostboden vorhanden ist. Aus Island werden derartige Formen von FRIEDMAN et al. (1971) beschrieben. Zahlreiche Erscheinungen, die als Eiskeile gedeutet werden - vor allem in Lößprofilen - müssen sicher als Frostspaltenmakropolygone angesehen werden. Es ist daher fraglich, ob während des Jungquartärs so häufig ein Dauerfrostboden bestand, wie aus manchen Lößprofilen erschlossen wurde (vgl. u. a. ROHDENBURG 1971, S.306).

Das häufige Vorkommen von Sandkeilpolygonen und Frostspaltenmakropolygonen in weichselzeitlichen Ablagerungen Mitteleuropas belegt für die letzte Kaltzeit einerseits Perioden mit kontinuierlichem Dauerfrostboden, andererseits solche mit intensiver jahreszeitlicher Bodengefrorenis. Während der Perioden mit kontinuierlichem Dauerfrostboden nahmen die Niederschläge von Westen (fossile Eiskeilnetze in England) nach Osten (fossile Sandkeilnetze in Mitteleuropa) ab. Gleiches gilt auch für die saalezeitliche Eiskeilbildung am Niederrhein (Abb.6).

Die vorgetragenen Befunde, aber auch entsprechende nordamerikanische Belege für die beiden letzten Eiszeiten (PEWE 1973) legen die Vermutung nahe, daß im unmittelbaren Vorland der Inlandeismassen besonders günstige Bedingungen für die Entstehung von Eiskeilnetzen gegeben waren.

Die klimatische Wirkung von Eismassen auf ihr Vorland beruht auf der ständigen Abkühlung der Luft über der Eisfläche. Die dabei entstehende seichte Kaltluft fließt, der Schwerkraft folgend, vom Eise in die Umgebung ab. Derartige Schwereströmungen, die als 'katabatische Strömungen' bezeichnet werden, machen sich besonders bei sonst ruhigem, windschwachem Hochdruckwetter bemerkbar, wenn auch die Ausstrahlung über dem Eis besonders stark ist. Eine große Rolle spielen die katabatischen Winde etwa in der Antarktis, wo die typische Windgeschwindigkeit bereits für mäßige Hänge 10 m/sec beträgt (vgl. BLOTHGEN 1966). Die strenge Abhängigkeit des herrschenden Oberflächenwindes vom Gefälle ist kennzeichnend für die bestehenden Inlandeise und kann auch für die eiszeitlichen vorausgesetzt werden (LOEWE 1970).

Vieles spricht dafür, daß gerade im Niederrheingebiet während des Inlandeisvorstoßes günstige Voraussetzungen für die Wirksamkeit katabatischer Strömungen bestanden. Ähnlich wie das Inlandeis selber sich aus der wegen Rückstaus an Eggegebirge, Haarstrang und Rheinischem Schiefergebirge randvoll "mit Eis gefüllten Schüssel" des Münsterlandes einen Überlauf nach Westen in das niederrheinische Tiefland suchte (vgl. THOME 1979b), muß auch die über dem Eisplateau gebildete Kaltluft diesem Gefälle folgend bevorzugt nach dort abgefließen sein. Die Ausbreitung der kalten Luft wurde hier offenbar durch zwei Umstände besonders gefördert. Zum einen ist dies die Höhe des Eisrandes gegenüber dem Vorland, die der abströmenden Kaltluft eine relativ hohe potentielle Energie verliehen haben muß. Die Höhe der erhaltenen Stauchwallreste läßt gewisse Rückschlüsse auf die Höhe des ehemaligen Eisrandes zu. Legt man die Höhe des Klever Berges (106 m), der höchsten Erhebung am Niederrhein, zugrunde, dann muß der Eisrand teilweise um etwa 60-70 m über dem westlichen Vorland gelegen haben. Darüberhinaus ist anzunehmen, daß gerade das weithin ebene, von höher aufragenden Hindernissen freie Relief die Ausbreitung der vom Eise abfließenden Kaltluft im damaligen Niederrheingebiet erleichterte.

4. Das Alter der fossilen Eiskeilnetze der Weezer Hees

Aufgrund neuerer stratigraphischer Korrelierungen (KUKLA 1978; WOILLARD 1979) müssen wir heute die klassische Stratigraphie für das Quartär (WOLDSTEDT 1958) in Frage stellen. Tab. 1 zeigt eine von KUKLA (1978) zusammengestellte Übersicht. Danach sind der Saale-Vereisung, deren Gletscher den Niederrhein erreichten, noch drei Eiszeiten gefolgt (Saale-Rehburg?, Warthe, Weichsel), die jeweils durch Interglaziale getrennt werden (Eem/Eem-River, Eem/Ehringsdorf, Eem/Skaerumhede). Auch aufgrund der palynologischen Untersuchungsergebnisse von WOILLARD (1979) müssen wir davon ausgehen, daß die Eem-Interglazialzeit i. S. WOLDSTEDTs (1958) dreigeteilt ist. Eine absolute Altersansprache der saalezeitlichen Gletschervorstöße an den Niederrhein und damit der Bildungszeit der fossilen Eiskeilnetze bei Weeze bleibt also heute noch problematisch (s. Tab.1).

Literaturverzeichnis

- AHLFELD, G. (1977): Fossile Eiskeilnetze in England. Wiss. Arbeit Erste Staatsprüfung Lehramt, Bonn. Unveröff.
- BLACK, R.F. (1976): Periglacial Features Indicative of Permafrost: Ice and Soil Wedges. In: Quaternary Research, 6, 3-26.
- BLOTHGEN, J. (1966): Allgemeine Klimageographie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Bd 2, Berlin.
- FRIEDMAN, F.D., C.E. JOHANSSON, N. OSKARSSON, H. SVENSSON, S.K. THORARINSSON u. R.S. WILLIAMS (1971): Observations on Icelandic polygon surfaces and palsä areas. Photo interpretation and field studies. In: Geografiska Annaler, 53 A, 3/4, 115-145.
- GOLTE, W. u. K. HEINE (1974): Fossile Riesen-Eiskeilnetze am Niederrhein. In: Eiszeitalter und Gegenwart, 25, 132-140.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. Bochumer Geographische Arbeiten, 35, Paderborn.
- KUKLA, G. (1978): The classical European glacial stages: correlation with deep-sea sediments. In: Transactions Nebraska Academy Science, 6, 57-93.
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Forschungen zur deutschen Landeskunde, 204, Bonn-Bad Godesberg.
- LOEWE, F. (1970): Das Kerngebiet der Antarktis. In: Argumenta Geographica, Festschrift Carl Troll zum 70. Geburtstag, Colloquium Geographicum, 12, Bonn, 200-213.
- PEWE, T.L. (1973): Ice Wedge Casts and past Permafrost Distribution in North America. In: Geoforum 15, 15-26.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. Gießen.
- STEEGER, A. (1944): Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Diluvialgeologie und Klima, hrsg. v. C. Troll. In: Geologische Rundschau, 34, 7/8, 520-538.
- THOME, K.N. (1959): Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. In: Geologisches Jahrbuch, 76, Hannover, 261-308.
- THOME, K.N. (1961): Das Entstehen der natürlichen Landschaftsformen unserer Heimat. In: Heimatbuch 1962 des Grenzkreises Kempen-Krefeld, F.13, Kempen-Krefeld, 13-24.
- THOME, K.N. (1979a): Entstehung und Gestalt des Schaephuysener Höhenzuges. In: Heimatbuch des Kreises Viersen 1980, F.31, Viersen, 275-285.
- THOME, K.N. (1959b): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland. In: 46. Tagung der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen. Münster 1979, Kurzfassungen der Vorträge, Münster, 7-8.
- WOILLARD, G. (1979): Reply to comments by E. Gröger. In: Quaternary Research, 12, 154-155.
- WOLDSTEDT, P. (1958): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Bd 1, Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. u. K. DUPHORN (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart.