

Zur Frage der Rekonstruktion des kaltzeitlichen Klimas und des Vorkommens von Kryoturbationen im Knittelfelder Becken

Herwig WAKONIGG

Mit 2 Abbildungen (im Text)

Eingelangt am 9. Jänner 1970.

Eine theoretische Überlegung über das Vorhandensein kryoturbater Erscheinungen im Knittelfelder Becken hat in erster Linie die Kenntnis des Klimas in diesem Raum, wenigstens zur Zeit des Maximums der letzten Klimaverschlechterung, zur Voraussetzung.

Nimmt man, wie es fast allgemein geschieht, Dauerfrostboden als unbedingte Voraussetzung für die Entstehung von Kryoturbationen an (BÜDEL 1953), dann ließe sich deren eindeutiger Nachweis bequem zur Angabe eines Mindestmaßes kaltzeitlicher Temperaturerniedrigung (-2° Jahrestemperatur) heranziehen. Da aber in letzter Zeit (KOSTJAEV 1966, MORAWETZ 1968) berechtigte Zweifel an dem Vorhandensein eines kaltzeitlichen Dauerfrostbodens im südöstlichen Mitteleuropa, bzw. an der Echtheit der Keil- und Würgebodenbildungen wie auch an der Tatsache der ausschließlichen Notwendigkeit eines Permafrostes zur Bildung der genannten Formen angemeldet wurden, scheidet diese Möglichkeit der Klimareduktion hier aus. Es muß vielmehr auf wesentlich besser gesicherte Reduktionsmöglichkeiten zurückgegriffen werden, die allerdings geringere Abkühlungsbeträge ergeben, was ja zu erwarten ist.

Die wichtigste Reduktionsweise geschieht durch den Vergleich der Temperaturen an der rezenten Schneegrenze mit den rezenten Temperaturen an der eiszeitlichen Schneegrenze in einem unmittelbar benachbarten oder klimatisch ähnlichen Gebiet. Dieser Weg wurde u. a. von PENCK 1936 und 1938, WEISCHET 1954 und MORAWETZ 1962 beschritten und ergab ziemlich übereinstimmend einen Betrag von etwa 8° Temperaturdifferenz für das Jahresmittel.

Dieser Wert ist aber ein Mindestwert, da ihm ähnliche Niederschlagsverhältnisse während der Kaltzeiten zugrunde gelegt sind. Durch einen Korrekturfaktor bei Annahme geringerer Niederschlagsmengen gelangt MORAWETZ 1962 zu den Werten von $9-10^{\circ}$ Temperaturabnahme für die Ostalpen. Darüber hinaus ist dieser Betrag einerseits nur für das atlantische Westeuropa (PENCK 1936 und 1938), andererseits nur für Höhenlagen zwischen 1000 und 2000 m (WEISCHET 1954, MORAWETZ 1962) gültig und verlangt für Talbecken und Vorländer sicher noch einen „Ungunstzuschlag“ (MORAWETZ 1962). Für eine eindeutige Postulierung eines Permafrostes im Knittelfelder Becken ist er allerdings zu gering, vor allem bei Beachtung der unbekanntenen Mächtigkeit kaltzeitlicher Schneedecken.

Bei der zweiten wichtigen Reduktionsmöglichkeit wird die Julitemperatur (10°) an der (bekannten) kaltzeitlichen Waldgrenze mit den heutigen dort herrschenden Julitemperaturen verglichen. Diese Methode wählten u. a. POSER 1947, KLUTE 1951, KLEIN 1953 und WEISCHET 1954. Die so erhaltene Differenz beträgt

für Agram im Gebiet der kaltzeitlichen Waldgrenze bei einer rezenten Temperatur von $21,6^{\circ}$ knapp 12° . Dieser recht sichere und allgemein anerkannte Wert läßt sich auch leichter auf die Ostalpentäler übertragen als der in Westeuropa gewonnene, gilt aber nur für den wärmsten Monat des Jahres.

Rückschlüsse auf die kaltzeitliche Temperaturenniedrigung des Jahresmittels oder des kältesten Monats lassen sich nur durch Kombination mit anderen Methoden erhalten. Etwa bei einer Annahme einer Jahresmitteldifferenz von 10° (MORAWETZ 1962), wobei für den Jänner zwangsläufig nur mehr 8° Differenz möglich sind, was aber gleichzeitig die kaum haltbare Annahme einer um 4° geringeren Jahresschwankung während der Kaltzeiten bedingt. Diese Diskrepanz erklärt sich aus der Kombination einer für das Vorland gültigen Differenz (12°) mit einer für mittlere Höhenlagen gültigen (10°) und fordert allgemein, d. h. auch für das Jahresmittel und bei größerer Jahresamplitude erst recht für den Jänner eine nach unten zunehmende Differenz (sofern man an dem durch die Waldgrenze gegebenen Wert festhält), wie es auch MORTENSEN 1952, allerdings stark übertrieben, ableitete.

Der Einfluß der Temperaturinversionen war im kaltzeitlichen Winter und auch in den Übergangsjahreszeiten speziell im Knittelfelder Becken sicher sehr groß, dazu kommt noch die immer wieder erwähnte, aber in ihrer Größenordnung schwer faßbare, abkühlende Wirkung des nahen Murgletschers, die aber nicht überschätzt werden darf, da der Eisstrom östlich von Unzmarkt nur mehr schmal und sicher größtenteils mit Moränenmaterial bedeckt war.

Kombinationen der Julidifferenz mit der Annahme der Frostbodengrenze (Jahresmittel -2°) bei Agram, wie es KLUTE 1951 durchführte, scheiden hier aus.

Die Lösung führt auch über die Annahme einer bestimmten Jahresschwankung. Bei der damals herrschenden negativen Strandverschiebung darf man sicher eine größere Jahresschwankung annehmen als heute. KLUTE 1951 und KLEIN 1953 erhalten mit Hilfe der Frostbodengrenze eine Vergrößerung der Jahresamplitude für Agram um 3° ($= 24^{\circ}$) auch MORAWETZ 1968 kommt zu einer Erhöhung um 2° . PENCK 1936 nimmt für Mitteleuropa eine Jahresschwankung von 30° an, was eine Erhöhung von $8-10^{\circ}$ bedeutet, POSER 1947 postuliert diesen Wert für Pannonien, was einer Verstärkung von $5-8^{\circ}$ entsprechen würde. Alle diese Angaben einer möglichen Jahresschwankung entspringen aber wieder einem Vergleich der durch die Waldgrenze fixierten Juliwerte mit den durch die Postulierung des Permafrostes besonders tiefen Jännertemperaturen. Nur PENCK leitet die Jahresschwankung von 30° für Berlin von der um 1000 km größeren Entfernung zum Meer ab.

Für das südliche Mitteleuropa ist dieser Betrag bei der fast unveränderten Form der Biscaya und des geringen Landgewinnes an der Adria, zumal bei der Vorstellung einer Südverlagerung der maximalen Westwindzone in eben diese Breite (FLOHN 1953), zu groß. Bei der Annahme einer um 4° erhöhten Jahresschwankung erhält man folgende Temperaturdifferenzen zur Kaltzeit: Juli 12° , Jahr 14° , Jänner 16° . Bei einer nur um 2 Grad höheren Schwankung lauten die Werte: Juli 12° , Jahr 13° , Jänner 14° .

Überträgt man nun letztere Werte auf das Knittelfelder Becken, das die gleiche thermische Kontinentalität (Jahresschwankung) wie die Gegend von Agram besitzt, dann erhält man für das Maximum der Kaltzeit folgende Werte: Juli 5 Grad, Jahr -6 Grad, Jänner -19 Grad, bei heutigen Temperaturen von 17 Grad, 7 Grad und -5 Grad für Lind bei Zeltweg. Diese Temperaturen würden auch bei größeren Schneehöhen¹⁾ zur Bildung von Permafrost ausreichen.

¹⁾ Wie sie etwa in Westsibirien auftreten.

Übernimmt man die von MORAWETZ 1968 für die Grazer Bucht angegebenen Reduktionswerte, dann erhält man für Juli 5—7 Grad, Jahr —3 Grad und Jänner —17 bis —19 Grad. Bei diesen Temperaturen ist Permafrost nur bei geringen Schneemengen möglich. Über die kaltzeitlichen Schneeverhältnisse sind wir aber weit weniger gut informiert als über die Temperaturverhältnisse und teilweise nur auf Vermutungen angewiesen.

Sicher waren die Niederschläge gegenüber heute — vor allem in meerfernen Gebieten — zum Teil wesentlich geringer, absolute Mengenangaben sind aber kaum möglich.

Ein Versuch zur Berechnung der Niederschlagsmengen im Maximum der letzten Vereisung wurde von KLEIN 1953 durchgeführt, beruht aber wiederum auf der Annahme einer Juli-Isothermenkarte der letzten Kaltzeit, wobei bei einer Ungenauigkeit der Temperaturabnahme von ± 2 Grad die Fehlerbreite der Niederschlagsmengen fast die gesamte Skala der Niederschlagsmengen umfaßt (WEISCHET 1954). Die dieser Arbeit beigelegte Niederschlagskarte ist viel zu ungenau, um graphische Reduktionen für inneralpine Talgebiete vornehmen zu können, Mengenangaben für Alpenstationen in Tallage fehlen. Für das sogenannte „Zwischeneisgebiet“ zwischen dem skandinavischen und alpinen Eis werden würmzeitliche Mengen zwischen 69 % (Clermont-Ferrand) und 29 % (Berlin) angegeben. Die Mengenabnahme verstärkt sich nach Osten, respektive zum kontinentalen Klima hin.

Man darf aber annehmen, daß die Niederschlagsabnahme im Knittelfelder Becken gegenüber der heutigen Menge recht beträchtlich war, und eine Übertragung der kontinentaleren Abnahmebeträge von KLEIN auf das alpine Talbecken kaum zu groß ist. Dafür sprechen folgende Gründe: die Leewirkung von Gebirgskämmen in den Alpen ist von der Kondensationshöhe und diese wieder direkt von der Temperatur abhängig, wobei kältere Temperaturen eine Verstärkung des Lee-Effektes (niedrigere Kondensationshöhe) und größere Trockenheit der Alpentäler bewirken (FLIRI 1962:62-64 und 1967). Das führt auch heute zu relativ großer Wintertrockenheit in den inneren Alpentälern. So beträgt heute die Niederschlagsmenge der drei Wintermonate in Lind bei Zeltweg und Unzmarkt nur $\frac{1}{4}$ der Sommermenge. Für alle West- bis Nordstaulagen bildet der Alpenhauptkamm mit Ausnahme des Sommers eine deutliche Wetterscheide oder bewirkt zumindest eine sprunghafte Abnahme der Niederschlagsmengen auf Werte, die im Oberen Murtal bei bestimmten Wetterlagen weniger als ein Zehntel der Mengen der nördlichen Hauptstaugebiete betragen (WAKONIGG 1967).

Diese Verhältnisse erfuhren in der Kaltzeit, vor allem im kaltzeitlichen Winter, noch eine beträchtliche Verstärkung, wobei noch die größere Meerferne (negative Strandverschiebung) und der Einfluß der skandinavischen und britischen Eismassen als vorgeschaltete Niederschlagsfänger kommt. Hauptniederschlagsbringer waren sicher Mittelmeerzyklonen, während nordwestlich-atlantische Einflüsse zumindest in der kälteren Jahreshälfte in erster Linie als kalt-trockene Fallwinde gewirkt haben müssen, wie es auch heute in der kälteren Jahreszeit oft genug beobachtet wird. Sicher kam es auch zu einer Verstärkung des Jahresganges der Niederschläge mit bedeutendem Sommermaximum, einerseits aus Gründen der Kondensationshöhe, andererseits aus Gründen der Zirkulation, wobei die Zyklonentätigkeit im Mittelmeerraum den ganzen Sommer über angehalten haben dürfte (FLOHN 1953).

Für die Niederschlagsverhältnisse darf man daher eine Ähnlichkeit zu den heutigen Verhältnissen in Lappland, vielleicht mit noch größerer Wintertrockenheit, annehmen.

Bei einer heutigen Niederschlagsmenge von 800 mm für Lind kommt man unter Zugrundelegung der Werte von KLEIN zu einer Jahresmenge von etwa 270 bis höchstens 300 mm im Maximum der letzten Vereisung. Bei einer gegenüber heute größeren Jahresamplitude (Lappland!) würden auf die drei Wintermonate etwa 34 mm, auf die Sommermonate etwa 155 mm, also mehr als die Hälfte entfallen. Ein möglicher Schneeniederschlag von 145 mm verteilt auf neun Monate ist sicher nicht viel, und selbst wenn diese fiktiv gewonnenen Zahlen zu tief gegriffen wurden, darf man sich die kaltzeitliche Winterlandschaft des Knittelfelder Beckens nicht als tiefverschneites Alpenalpe vorstellen und der Schneedecke sicher nicht die frostschützende Wirkung zubilligen, die ihr heute z. B. in Westsibirien zukommt. Auch im kaltzeitlichen Winter fand sicher keine ununterbrochene Erhöhung der Schneedecke statt, auch damals wirkten Ausblaugung, Verdunstung und teilweise Abschmelzung, die die Schneehöhen niedrig hielten. Nimmt man nach diesen Werten etwa 150 mm Schneeniederschlag, dann sind das 150 cm Neuschneehöhen, denen eine maximale Schneehöhe von 50 cm entsprechen würde.

Die Angaben über die Schneehöhen einerseits und die Temperaturverhältnisse andererseits sind aber so unsicher, daß schon die Fehlerbreite von $\pm 2^\circ$ oder ± 50 cm Neuschneehöhen über das Vorkommen oder Nichtvorkommen des Permafrostes entscheiden würde.

Zu einer eindeutigen Lösung der Frage führt der Weg über die von der Postulierung des Permafrostes in Mitteleuropa unabhängige Klimarekonstruktion also nicht.

Umgekehrt darf man bei einem eindeutigen Nachweis des kaltzeitlichen Dauerfrostbodens in Mitteleuropa und Teilen Pannoniens diesen für das Knittelfelder Becken bei analogen Temperaturdifferenzen als gesichert annehmen. Zweifel an der lange Zeit unangefochtenen südlichen Verbreitungsgrenze des Permafrostes tauchen schon bei WEISCHET 1954 auf, der dafür $16-25^\circ$ Temperaturniedrigung im Winter („für den mitteldeutschen Raum“) für nötig hält, bzw. Permafrost nicht als unabdingbare Voraussetzung für Kryoturbationen erachtet. Die Verbreitung des Permafrostes in Mitteleuropa wird schließlich von KOSTJAEV 1966 vollkommen in Abrede gestellt.¹⁾ Er nimmt als Temperaturdifferenz 10° und fordert für Permafrost -3° Jahrestemperatur, womit die kaltzeitliche Permafrostgrenze der heutigen 7° -Jahresisotherme (außerhalb Mitteleuropas) entsprechen würde.

Mit KOSTJAEV ist aber noch lange nicht das letzte Wort in diesem Problem gesprochen, da er (ebenso wie PENCK 1938) die für das atlantische Europa bzw. für mittlere Höhenlagen aus Schneegrenzbeobachtungen erhaltenen Werte auch auf die kontinentalen, respektive tieferliegenden Gebiete, überträgt. Auch in diesem Fall würde das Knittelfelder Becken (ca. $6-7^\circ$) noch in den Grenzbereich fallen, nur bei der Annahme der heutigen 5° -Jahresisotherme, die KOSTJAEV schließlich seiner Karte zugrunde legt, würde dieser Raum entschieden frei von Permafrost gewesen sein.

Damit ist eine endgültige Lösung dieser Frage auch mit Hilfe der Frostbodenindikatoren in Mitteleuropa nicht eindeutig möglich.

Für die Annahme der Bildung von Periglazialscheinungen im Knittelfelder Becken ist eine exakte Klimarekonstruktion letzten Endes gar nicht erforderlich. Das ergibt sich aus folgenden Überlegungen: Da das Becken heute im Jah-

¹⁾ Vor der „Südwärtsverlagerung“ der Schneegrenze durch KLUTE, POSER, KAISER usw. hatte schon PENCK (1938) Frostboden in Mitteleuropa für unwahrscheinlich erachtet. Die Erreichung der Jahrestemperatur von -2° hätte schon die Bildung von Eismassen hervorrufen müssen.

resmittel um 1—2 ° kälter ist als das nördliche Mitteleuropa und um 3—4 ° kälter als Pannonien (und es sicher auch während der Kaltzeiten war), müssen die Bildungsbedingungen der Periglazialerscheinungen rein thermisch hier günstiger gewesen sein als in den Vorländern, gleichgültig, ob dort Permafrost bestanden hat oder zur Bildung von Periglazialerscheinungen nicht unbedingt oder nur temporär Voraussetzung ist (WEISCHET 1954:109) oder solche Formen nicht Frostbodenerscheinungen, sondern diagenetisch-konvektiven Ursprungs sind (KOSTJAEV 1966).

Die zweite Voraussetzung ist morphologischer Natur, d. h. nach der Eignung bzw. „Anfälligkeit“ der Beckenfüllung für Periglazialerscheinungen.

Über die Lockersedimentfüllung des Beckens sind wir zumindest für den Nordteil durch WORSCH 1963 recht gut unterrichtet. Der weitaus überwiegende Teil des Beckens wird von fluvio-glazialen Geröllen der Niederterrasse eingenommen, welche auf die miozänen Süßwassertegel mit einer Mächtigkeit von 40—70 m diskordant aufgelagert wurden. Zwischen der Niederterrasse und dem Holozän sind noch zwei flächenmäßig unbedeutendere Terrassenfluren eingeschaltet.

Über der Niederterrasse gibt es recht bedeutende Reste einer von Geröllen aufgebauten und von einer z. T. mächtigen Lehmhaube bedeckten Terrasse, die in ihrem Aufbau unmittelbar an die Kaiserwaldterrasse bei Graz erinnert und deren Alter von WINKLER-HERMADEN (1955:61) dieser gleichgesetzt und mit Mindel-Riß-Interglazial angegeben wurde. Der Einfachheit halber wird sie hier als Hochterrasse bezeichnet.

Wenn nach KAISER 1958 und 1960 die überwiegende Mehrzahl aller Periglazialerscheinungen epigenetische, also Bildungen jüngerer Kaltzeiten in älteren Sedimenten sind, käme die Hochterrasse am ehesten dafür in Frage. Die Gerölle in beiden Fällen, d. h. im Norden des Beckens östlich Schönberg und im Süden zwischen Weißkirchen und Großlobming, die dem Material nach z. T. eindeutig Ablagerungen lokaler Zubringer (Ingering, Granitzen) sind, sind aber äußerst grobkörnig, z. T. kopf- bis kürbisgroß, aber wenig deutlich geschichtet und ohne nennenswertes Feinmaterial. Eine Wechsellagerung verschiedener Körnungen, vor allem Sande oder Fingeröllbänder, fehlen überhaupt. Das sind denkbar schlechte Voraussetzungen zur Bildung von Frostbodenerscheinungen. Die 1—4 m mächtige, im Nordteil bis 14 m mächtige Lehmbedeckung (WORSCH 1963:18) zeigt im Nordteil bei einem Aufschluß unmittelbar westlich der Ingering bei nur 1 m Mächtigkeit einen deutlichen Anreicherungshorizont unter einer ausgelagten Schichte, ist aber vollkommen ungestört gelagert. Im Südteil, wo die Lehmhaube in einer neuen Grube unmittelbar südöstlich von Pichling auf 3—4 m gut aufgeschlossen ist, zeigen sich weitgehende Homogenität, keine Anreicherungen oder Einlagerungen größerer Materials und viele Hohlräume. Auch hier ist die Lagerung vollkommen ungestört. Außer der meist scharfen Grenze zwischen Lehm- und Schotterkörper gibt es auf der Hochterrasse keine Wechsellagerung.

Die Niederterrasse scheint von vornherein zur Ausbildung von Periglazialerscheinungen wenig geeignet. Sie ist durchwegs, sofern sie von der Mur aufgeschüttet wurde, aus Geröllen verschiedener Mächtigkeit aufgebaut, die wohl vielfach eine deutliche Wechsellagerung von Sanden und Fingeröllen aufweisen, deren Korngröße im allgemeinen aber in den obersten, 1—2 m mächtigen Partien ihr Maximum erreicht (vor allem im „Murboden“). Besonders im äußersten Westen ist die Vergrößerung in den Deckschichten besonders auffallend, so konnten bei Strettweg und beim „Gabelhofer Kreuz“ vielfach Blöcke mit

Ausmaßen bis über 1 m Durchmesser beobachtet werden. Sie wurden verschiedentlich (WORSCH 1963:14) für verlagertes Moränenmaterial gehalten. Auf jeden Fall muß die Aufschotterung unmittelbar vor ihrem Ende eine besonders aktive Phase durchgemacht haben. Im Westteil des Beckens sind die Terrassenschotter vielfach konglomeratisch verfestigt, was sich aus dem Material (z. T. Kalk — Marmore) und den Härtegraden des heutigen Grundwassers zwanglos erklärt (WORSCH 1963).

Die Lagerung des wohl leicht durchfrierbaren, aber nicht „frostanfälligen“, da nicht wasserstauenden Materials konnte durchwegs ungestört angetroffen werden.

Eine interessante Änderung im Aufbau des Schotterkörpers der Niederterrasse zeigt sich im Ostteil des Beckens zwischen den Orten Spielberg, Stadlhof und Pausendorf. Wie schon die Ö. K. 1 : 25.000 deutlich zeigt, baut sich östlich der genannten Orte der mächtige Ingering-Schwemmfächer auf die Terrasse vor, die westlich davon ziemlich deutlich N—S verlaufenden Isohypsen (quer zum Gefälle der Mur) biegen nun in W—E- bis SW—NE-Richtung um. Man hat den Eindruck, als sei der Ingering-Schwemmfächer auf einen schon bestehenden Murschotterkörper aufgelagert worden. Der Westrand des Schwemmfächers wird durch eine auch im Gelände deutlich erkennbare NW—SE streichende flache Mulde begrenzt.

Etwa 500 m nordöstlich der Abzweigung der Verbindungsstraße von Stadlhof nach Spielberg zeigt eine erst in letzter Zeit errichtete Schottergrube den Aufbau des Terrassenkörpers. Sie liegt gerade noch auf dem Ingering-Schwemmfächer, etwa 200 m nordöstlich der ihn westwärts begrenzenden, durch die Kote 658 ziehenden Tiefenlinie. Die Oberkante des Aufschlusses liegt 2—3 m über diesem Punkt.

Der untere, bis maximal 6 m aufgeschlossene Teil zeigt nicht verfestigten Murschotter mit relativ geringer Korngröße und starker Wechsellagerung mit sandigen und feinkörnigen Partien und wird teilweise von einem bis 1 m mächtigen Tonhorizont überlagert. Unmittelbar auf den Ton folgt nach oben ein etwa 2 m mächtiger Schotterkörper. Dieser Schotterkörper besteht fast ausschließlich aus groben, maximal 20—30 cm großen Granitgneisgeröllen und ist dadurch eindeutig als Ingeringschotter bestimmt. Er ist aber weniger deutlich geschichtet und frei von feineren Zwischenlagerungen. Im Gegensatz zum Westteil des Beckens endet hier die Muraufschotterung mit einer Feinablagerung (Ton). Das lokal ziemlich begrenzte Tonvorkommen kann als Bildung von toten Flußarmen oder von gestauten Wasserflächen an der Stirn der herandrängenden Ingeringschotter aufgefaßt werden.

Im Gegensatz zu dem übrigen Material ist der Tonhorizont ausgesprochen stark gestört. Der ihn überlagernde Ingeringschotter ist durchwegs taschenförmig in den heute stark verfestigten Ton eingemuldet, wobei die taschen- und muldenförmigen Gebilde im Durchschnitt 1—1½ m Breite aufweisen. Zum Teil ist der grobe Hangendschotter auch in engen, aber steileren Taschen von nur ½ m Durchmesser eingepreßt, zwischen denen der Ton deutlich mehrere dm nach oben ausgequetscht wurde.

Es konnte auch beobachtet werden, daß eine größere Einmuldung bis zu den feinkörnigen Liegendschottern durchgreift, wobei dort der Tonhorizont vollkommen fehlt und sich dann nur mehr geringmächtig fortsetzt und schließlich auskeilt.

Die untere Grenze des Tones zeigt deutlich eine braune Eisenanreicherung und ist z. T. mit den feineren Liegendschottern gekröseartig verwürgt, wobei



Abb. 1: Der aus relativ feinkörnigem Geröll (Murschotter) bestehende liegende Schotterkörper ist durch seine Färbung klar erkennbar. Das Hangende, grobblockige Granitgneise der Ingering, ist hier nicht mehr in seiner gesamten Mächtigkeit zu sehen, da die obersten Schichten abgetragen wurden. Deutlich ist die Verknetung des hier dunkel erscheinenden Tones mit den hellen Deckschichten zu erkennen. Die größte Mächtigkeit des Tonpaketes beträgt etwa einen Meter.



Abb. 2: In diesem Fall ist die Grenze Ton — Deckschotter weitgehend ungestört, während der Ton mit den liegenden Murschottern gekröseartig verknetet erscheint. Gut erkennbar etwas links der Bildmitte. Die Bänderung im Ton entstand durch Eisenanreicherungen.

die Formen mit nur wenigen dm Durchmesser in der Größenordnung deutlich hinter den oberen Taschenformen zurückbleiben.

Die Annahme, diese Formen für kryoturbate Erscheinungen zu halten, liegt nahe, da hier in der Niederterrasse stratigraphisch durch die dafür besonders geeignete Wechsellagerung mit einem Wasserstauer und frostanfälligem Material die Voraussetzungen gegeben sind, die sonst nirgends gefunden wurden. Umgekehrt sprechen gewichtige Gründe für eine diagenetisch-konvektive Entstehung ohne Frostbodenwirkung.

Es ist dies zuerst ganz allgemein die geringe Wahrscheinlichkeit der Bildung synchrone bzw. syngenetischer Formen, denn um solche kann es sich hier im weiteren Sinne nur handeln. Auch ist es fraglich, ob zwischen dem Ende der „unteren Aufschotterung“ und der Schotterüberlagerung durch die Ingering eine genügend lange „Ruhepause“ eingeschaltet war, die sicher nicht bestanden hat, wenn man die Tonablagerung mit der Verdämmungswirkung der heranrückenden Ingeringaufschotterung in Beziehung bringt. Außerdem wäre dann nur die ohnehin wenig deutliche Verknüpfung des Tones mit den liegenden „Feinschottern“ erklärt. Die deutlicheren Einmündungen und Taschenformen bestehen aber zwischen dem Tonhorizont und den hangenden „Grobshottern“. Im Falle einer echten Kryoturbation müßte diese erst nach der allem Anschein nach in einem Zuge erfolgten Grobshotterung eingesetzt haben, also sicher nach dem Ende der allgemeinen Aufschotterung überhaupt, und dabei unterhalb einer 2—3 m mächtigen Deckschicht wirksam geworden sein, was nicht sehr wahrscheinlich ist. Bei der Vorstellung der Ablagerung der sehr grobblockigen Hangendgerölle in tonerfüllte Wasserarme oder Tümpel ist eine unregelmäßige Einmündung des Wildbachmaterials in das feinklastische, noch weiche Sediment wohl möglich. Bei der Verschiedenheit des Materials sind Konvektionen im Sinne von KOSTJAEV 1966 wohl wahrscheinlich, aber nicht allein denkbar.

Die Frage, ob es sich bei den beobachteten Formen um eindeutige Kryoturbationen handelt, muß hier wohl offen bleiben und zur Diskussion gestellt werden. Eine Lösung kann nur durch die bisher unbeachtete Suche nach ähnlichen Formen in diesem Raum und durch eine zahlreichere Häufung der Indizien über dieses Einzelbeispiel hinaus erbracht werden.

Literatur

- BÜDEL J. 1953. Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. *Erdkunde*, 7:249-266.
- FLIRI F. 1962. *Wetterlagenkunde von Tirol*. Tiroler Wirtschaftsstudien, 13. Innsbruck. 434 S.
- 1967. Über die klimatische Bedeutung der Kondensationshöhe im Gebirge. *Die Erde*, 98:203-210.
- FLOHN H. 1953. Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. *Erdkunde*, 7:266-275.
- KAISER K. 1958. Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 9:110-129.
- 1960. Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 11:121-141.
- KLEIN A. 1953. Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit. *PETERMANNS geogr. Mitt.*, 97:98-104.
- KLUTE F. 1951. Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmzeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. *Erdkunde*, 5:273-283.

- KOSTJAEV A. G. 1966. Über die Grenze der unterirdischen Vereisung und die Periglazialzone im Quartär. PETERMANN'S geogr. Mitt., 110:253-259.
- MORAWETZ S. 1962. Zur Frage der eiszeitlichen Temperaturenniedrigung in den östlichen Alpenländern und am Alpenostrand. Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 92:101-103.
- 1968. Zur Frage der periglazialen Erscheinungen im Gebiet zwischen Graz und Hartberg. Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 98:61-68.
- MORTENSEN H. 1952. Heutiger Firnrückgang und Eiszeitklima. Erdkunde, 6:145 bis 160.
- PENCK A. 1936. Europa zur letzten Eiszeit. Festschrift Norbert KREBS. Stuttgart, p. 222-237.
- 1938. Das Klima der Eiszeit. Verh. 3. int. Quartär-Konferenz 1936. Wien, p. 83-97.
- POSER H. 1947. Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften, 34:10-18.
- WEISCHET W. 1954. Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. Mitt. geogr. Ges. München, 39:95-116.
- WINKLER-HERMADEN A. 1955. Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Klasse, Denkschr. 110:1-180.
- WAKONIGG H. 1967. Witterungsklimatologie der Steiermark. Unveröff. Diss. Graz. Maschinschr., 368 S.
- WORSCH E. 1963. Geologie und Hydrologie des Aichfeldes. Mitt. Mus. Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum, Graz, H. 25. 46 S.

Anschrift des Verfassers: Dr. Herwig WAKONIGG, Geographisches Institut der Universität Graz, Universitätsplatz 2. A-8010 G r a z.