

Zur Frage der periglazialen Erscheinungen im Gebiet zwischen Graz und Hartberg

Von Sieghard MORAWETZ

(Eingelangt am 12. Feber 1968)

Die Periglazialforschung erzielte durch ihre Intensivierung und Ausweitung in den letzten Jahrzehnten ganz beachtliche Erfolge, die sich in dem Reichtum an Formen, die beschrieben wurden, widerspiegeln, und man konnte sogar die polygenetische Entstehung einzelner Erscheinungen belegen. Weiters zwingt aber die Verbreitung und Streuung der Formen zu kritischen Fragestellungen. Mit allzu einfachen Relationen zwischen dem Klima in den periglazialen Gebieten und dem periglazialen Formenschatz kommt man nicht mehr aus. Neben eifrigen Anhängern, die dem periglazialen Geschehen ganz große Bedeutung für das heutige Aussehen weiter Teile Europas zubilligen — der Verfasser steht wie C. TROLL, H. POSER, J. BÜDEL und viele andere auch auf dem Standpunkt, daß periglaziale Vorgänge in vielen Gegenden Europas zu den maßgeblichsten Hanggestaltungen im Pleistozän führten — erheben sich aber auch einengende Stimmen, die davor warnen, in fast allen Bodenkeilen junger Ablagerungen oder in fast allen Bodendurchwürfungen in jungen Schichten im Umkreis der pleistozänen Eisbedeckung nur echte Eiskeile und Kryoturbationen zu sehen.

Kritisch in dieser Hinsicht äußerte sich A. G. KOSTJAEV 1966, der bemängelte, daß zu viele keilartige Bodenformen mit Frostkeilen gleichgesetzt werden und man auf Grund dieses Frostkeilstandpunktes die Grenze der ewigen Gefrorenis während der Kaltzeiten bis tausend Kilometer südwärts rückte. Er verweist auf Bodenkeile in Südfrankreich und im Schwarzmeergebiet, erwähnt keilartige Strukturen auf dem Grund von Seen, Limanen, seichten Meeresteilen und in präglazialen Schichten. Bodendurchwürfungen aus dem Präquartär und in Gegenden weitab vom periglazialen Bereich sind bekannt und verdanken allein diagenetischen-konvektiven Vorgängen ihre Entstehung, die ab und zu zu chaotischen Strukturen führten. Die reinen Pseudoeiskeile interessieren hier weniger. Einige Bedeutung haben die Halbpseudokeile. Darunter sind alle Zerrungs-, Abplatzungs- und Auswaschungsrisse, in die sich während der Frostperioden Eiskeile einlagern, verstanden. Solche Gebilde reichen weit über das eigentliche periglaziale Gebiet hinaus. Zweckmäßig für Untergliederungen innerhalb des engeren periglazialen Bereiches wäre eine möglichst klare Trennung zwischen synchronen und nicht synchronen Formen. Zahlreiche Eiskeile am Rand des Periglazials sind nicht synchron, sondern nur an geeigneten Stellen in ältere Ablagerungen eingefügt. Gerade bei Verfolgung der Eiskeile zeigt sich deutlich, wie sehr sich die synchronen Formen auf die inneren periglazialen Gebiete, also Areale, die recht gletschernah waren, beschränken. H. BRÜNING 1966 gibt dafür zahlreiche Beispiele aus dem Leinegebiet.

Verwendet man die periglazialen Erscheinungen im weitesten Sinn zur Absteckung des Permafrostbodens, wie dies meist geschieht, so ergeben sich nach dem Süden und Südosten Europas Schwierigkeiten, die im Bereich des Kontinentalerwerdens des Klimas noch Differenzierungen erfahren. Bedient man sich für die Abgrenzung der Gefornis des Absinkens der kaltzeitlichen Jahrestemperatur, so kommt man zu etwas anderen Ergebnissen als denen, die aus der periglazialen Formenverbreitung resultieren. Nach A. PENCK 1936/38 bei Annahme einer kaltzeitlichen Temperaturdepression von 8 Grad bleiben Teile von West- und Mitteleuropa noch frei vom ewigen Frostboden. Auch bei einer Depression von 10 Grad und winterlichen Abkühlungen in Bodennähe von 12—16 Grad, mit denen man heute rechnet (POSER 1947, Wiener Becken Juli 8 Grad Jänner 12 Grad; WEISCHET 1954, Jahr 8—10 Grad, Juli 10—12 Grad in 1000—2000 m Höhe, Extremfälle in Bodennähe im Winter 16 Grad), reichen nicht aus, den Permafrost bis an die Mittelmeerküste nach Süden zu verlegen. Nimmt man, wie KOSTJAEV es tat, eine kaltzeitliche Abkühlung von 10 Grad für das Jahr an und läßt den Permafrost bei einer Jahrestemperatur von —3 Grad beginnen, so entspricht die Südgrenze des ewigen Frostbodens der heutigen 7 Gradisotherme, die von Bergen—Kopenhagen—Königsberg—Lvov — südlich Kiew — südlich Charkov — südlich Saratov zum Nordufer des Aralsees zieht, also bedeutend nördlicher verläuft, als die Fundstellen zahlreicher Eiskeile, Lößkeile und Kryoturbationen. Ein Teil dieser Differenz läßt sich aus den lokalen klimatischen Verhältnissen und einer Abwandlung der pleistozänen Klimaänderung nach Osten zu erklären. So nimmt KOSTJAEV eine Abnahme der pleistozänen Klimaschwankung nach Osten zu an und meint, daß die Grenze der ewigen Gefornis hier der 5 Gradisotherme entspräche und der Frostboden keine weitverbreitete Erscheinung in der Periglazialzone vor der europäischen Eisdecke wäre. Heute fehlt der Frostboden in Nordrußland bei äquivalenten Temperaturen, ja es gibt ihn sogar rezent nicht einmal in der Tundra. Ungünstig für die Gefornis war in der Kaltzeit die hohe winterliche Schneedecke, die selbst im niederschlagsarmen kontinentalen Klima wegen der langen Dauer der Schneefallzeit und der in dieser fehlenden Tauperiode eben sehr mächtig werden konnte. Ein weiteres Hemmnis für den Permafrost nach dem südlichen Europa hin war die verstärkte Zyklonentätigkeit und damit zusammenhängend eine starke Schneeanhäufung im Winter. Die Winterkälte und die kalten antizyklonalen Winde aus dem Inlandeis und den damaligen Kältepolen verloren durch die hohe Schneedecke an Wirksamkeit für den Boden.

Modifikationen der Gefornis erfolgten auch durch den Boden. In leichtes, sandiges, kiesiges Material kann die Kälte besser eindringen als in ein schweres, lehmig-toniges Substrat. Eine starke Grundwasserdurchspülung erschwert die Dauerfrostbodenbildung nach der Tiefe hin ebenfalls. Weiters kommt dem Bewuchs Bedeutung zu. Eine dichte Moos- und Krautschicht, wie Rohhumus und Torflagen, bilden Horizonte sehr verminderter Leitung. Die Kälte dringt schwer in größere Tiefen vor. Gibt es einen Strauchwuchs, fördert dieser die Bildung einer frühen, mächtigen und luftreichen Schneeschicht, die schlecht leitet. An solchen Stellen reichen Wintermittel von —10 bis —15 Grad nicht mehr aus, den Frost tiefer eindringen zu lassen als der sommerliche Auftaughorizont mißt. Eine Gefornis ist da nicht mehr möglich. Damit scheiden aber weite Teile Mittel- und Südosteuropas, wo man Eiskeile und Kryoturbationen fand, als Dauerfrostbodengebiete aus. Die diagenetischen Prozesse gehen jedoch weit über die Gefornis hinaus. Nach Osten zu nahm in Eurasien die pleistozäne Temperaturenniedrigung — die heute noch so gewaltige Winter-

kälte in Sibirien war in den Kaltzeiten nur wenig geringer — auf vielleicht 7—5 Grad ab und die frostbedingten Prozesse unterschieden sich während des Pleistozäns in weiten Teilen Sibiriens nicht allzustark von den heute dort herrschenden.

Verfolgt man im Bereich der Westgrenze des Pannonischen Beckens nach H. POSER 1947, 1948, J. BÜDEL 1949 und W. WEISCHET 1954 die kaltzeitliche polare Waldgrenze und die Südgrenze der Frostbodenindikatoren, so ergibt sich südlich der Drau im Gebiet von Varasdin ein eigenartig überschneidender Verlauf dieser beiden Grenzen. Die polare Waldgrenze biegt von südlich der Drau bis nördlich der Donau bei Gran nach Norden aus, die Grenze der Frostbodenindikatoren zeichnet dagegen WEISCHET weit südlich der Drau ein. Wie immer man im Einzelnen zu diesen Grenzverläufen stehen mag, sie als schmales oder breites Grenzband ansieht, es unterliegt keinem Zweifel, daß der äußerste Alpenostrand und das benachbarte Pannonien für diese Fragen sehr interessante Gegenden sind.

In dem Gebiet der Grazer Bucht zwischen Graz—Hartberg—Fürstenfeld, längs der Mur und an der Raab und ihren Nebenflüssen, mit einer heutigen Jahrestemperatur von 8—9 Grad, Jännermittel von —2 Grad und Juliwerten von 18—19 Grad, ergeben sich nach den üblichen Reduktionen (Jahr 10 Grad, Juli 10—12 Grad, Winterextreme 12—14 Grad) für die letzte Kaltzeit Jahreswerte von —1 bis —2 Grad, Juliwerte von 9—7 Grad, Winterwerte von —14 bis —16 Grad. Das heißt, die äußerste Grenze (Jahrestemperatur von —2 Grad) für Permafrost wird gerade erreicht. Im Sommer herrschten Werte, die einen Waldwuchs zwar nicht mehr zuließen, aber eine Krummholz- und Strauchvegetation erlaubten und für einen kräftigen Kraut- und Mooswuchs ausreichten. Die Winterkälte konnte bei geschlossener Schneedecke von Oktober bis April und bei Neuschneehöhen im Winter von 250—350 cm wohl kaum viel tiefer als zwei Meter in den Boden eindringen. Zum Vergleich sei erwähnt, daß in den extrem kalten Wintern 1929, 1940, 1942 und 1956 und vor allem in den langen Wintern mit sehr kalten Februaren (1929 —8,7 Grad, 1956 —7,1 Grad in Graz) der Boden bei viel geringeren Schneedecken als sie während der Kaltzeiten sich einstellten, kaum wo über 1 bis 1,3 Meter gefroren war. Selbst doppelt so tiefe Temperaturen als sie die letzten kalten Winter brachten, konnten bei der viel mächtigeren Schneedecken keine bedeutenden Durchfrierstiefen erzielen. Sicher kam dem lokalen Kleinklima und auch der Exposition in den Kaltzeiten eine große Bedeutung zu. Die breiten Flachmuldentäler des oststeirischen Hügellandes bildeten im Winter flache Kaltluftseen, die einen frühen Einzug der winterlichen Dauerschneedecke begünstigten; auch der hohe Grundwasserstand auf diesen Talsohlen wirkte einer Gefornis entgegen. Einzelne Dellen und die engen tiefen Tobelstränge in Nordexpositionen waren sicher besondere Kältesammler. Den Kälteeinfluß minderten jedoch wieder die dort möglichen höheren Schneelagen infolge von Anwehungen und Verrutschungen. Auf den höheren freien Terrassenflächen und den Riedeln waren dagegen die Möglichkeiten für Schneeabwehungen größer, vor allem dann, wenn es einen geringen Bewuchs gab. Bei der Drängung der Isothermen nach Süden waren die winterlichen Winde in den Kaltzeiten sicher stärker als heute, auch die Zyklonen suchten häufiger als heute den Weg durch das Mittelmeer und die im Norden benachbarten Gebiete. An solchen Stellen mit geringer winterlicher Schneedecke herrschten für die Entstehung der Gefornis die optimalsten Bedingungen. Eine geschlossene, weiträumige Gefornis gab es aber wohl nicht mehr. Es dürfte ein ziemlich buntes Mosaik, was den Permafrostboden betrifft,

geherrscht haben. Dieses Mosaik erfuhr durch den Boden noch eine weitere Differenzierung. In die Schotter und Sande der Terrassen drang der Frost bei tiefem Grundwasserstand am leichtesten ein, hinterließ aber infolge des großen Porenvolumens und bei geringer Wasserzufuhr geringe Wirkungen. Dort, wo die höheren Terrassen mit mächtigen Lehmhauben bedeckt sind oder die Hänge schwere Lehm- und Tonverkleidungen aufweisen, war der winterliche Kältestrom nach der Tiefe erschwert.

In den jungpleistozänen Schottern und Sanden des Grazer- und Leibnitzer Feldes gibt es so gut wie keine Kryoturbationen. Die so fördernden Wechsellagerungen von feinen Sanden und gröberen Kiesen sind dort viel zu kleinräumig. Auch schöne Eiskeile fehlen, höchstens Ansätze dazu gibt es vereinzelt ganz nahe der Terrassenoberfläche und an den Terrassenkanten bei Weinzödl, Gösting, Puntigam und Premstätten im Grazer Feld und bei Jöb, Tillmitsch, Gralla und Wagendorf im Leibnitzer Feld. Es sind Formen, die nicht tiefer als 40—60 Zentimeter hinabreichen, also während kalter rezenter Winter entstehen. Auffallend ist, daß diese Kümmerformen alle Aus- und Einwaschungserscheinungen zeigen, mit leichten Dellungen auf der Terrassenflur in Beziehung stehen und damit Zuschußwasser für die Aus- und Einschwemmungen zur Verfügung haben. Bei Ansammlung feineren Materials in den sonst grobkörnigen Kiesen und Schottern bewirkt erst eine genügende Wasserzurückhaltung, daß mit Hilfe des Frostes Bodenversetzungen einsetzen. Selbst wenn diese Formen nicht rezent sind, sondern aus der letzten Kaltzeit stammen sollten, hat man es mit keinen synchronen Bildungen zu tun, sondern mit Gebilden, die erst nach der Herausarbeitung des Terrassenkörpers sich einnisteten. Warum in der letzten Kaltzeit keine Eiskeile heranwuchsen, kann mehrere Ursachen haben. Eine mag man in dem zu stürmischen Ablagern und Verlegen der Schotter, Kiese und Sande sehen. Eine andere mag überhaupt in dem zu groben Korn der Sedimente liegen. Weiters ist in den ersten Phasen der zu hohe Grundwasserstand ebenfalls hinderlich gewesen. Für Kryoturbationen lagen da die Verhältnisse noch ungünstiger.

Im oststeirischen Hügelland, abseits der großen Schotterfluren und auch außerhalb der breiten Muldentäler, wo die jüngeren und jüngsten Ablagerungen die älteren oft überdecken und das Schachtelrelief unterbrochen wird, herrschten für Kryoturbationen und Eiskeilbildungen bessere Bedingungen. H. HÜBL 1943 beschreibt periglaziale Brodelböden in jungtertiären sarmatischen bis unterpannonischen, sehr feinkörnigen Sedimenten, also epigenetische asynchrone Formen, bei Hartberg (Löffelbäch, Flattendorf) zwischen 334 bis 353 m Höhe. Es handelt sich dort um tonige, zähe Tegel in verschiedenen Farbschattierungen von dunkelgrau bis dunkelgelb und rostbraun, dann um Fein- und Feinstsande, selten um Reschsande. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten wechselt von wenigen Zentimetern bis höchstens 50 cm, die Schichten lagern sählig. In diesen Schichten kam es zur Ausbildung von Kryoturbationen. Eine Verbrodelung von Schichten mit verschiedenen Porenvolumen stellte HÜBL in den oberen Horizonten fest, während die Liegendschichten völlig ungestört blieben. HÜBL kommt zu dem Schluß: Je stärker die Verschiedenheit in der Konsistenz der einzelnen Lagen, je rascher wechsellagernd und geringmächtiger die verschiedenen Horizonte sind, desto stärker sind die Brodelbilder. Schon Th. FUCHS erwähnt 1872 eigentümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens und im Burgenland und meint, daß Durchwürgungen dort entstehen, wo nahe der Oberfläche Schichten von stark verschiedenem Porenraum übereinander liegen. Diese Schichten stark verschiedenen Porenraums sind Kongerientegel und Terrassen-

schotter, und die Wirkungen gehen von unten nach oben. F. KÜMEL berichtet 1937 über Brodelböden aus Niederösterreich und dem Burgenland, wo bei Großwarasdorf pannonische, geschichtete Sande unter ungeschichteten Tegeln und Sanden und darüber Kiese und Schottern von rund 2 Metern Mächtigkeit lagern. Es gibt Durchknetungen in den Tegeln, aber auch Brodelherde im Schotter. Die Durchknetungen gehen von den Tegeln aus und setzen sich in die Kiese und Schotter fort. Hier scheint überall der Tegel als Wasserstauer den Permafrost zu ersetzen. J. FINK 1959 erwähnt bei Hartberg und im Oberpullendorfer Becken kryoturbat gestauchte Schuttdecken und verweist auf die Schwierigkeiten eines syngenetischen Nachweises.

Während des Baues der Wechselstraße in den Fünfziger- und Sechzigerjahren konnte man bei Neuberg, Obermitschaberg, Schättenberg und Sangfeld in tonigtegeligen obersarmatischen Schichten verschiedener Färbung beachtliche, aber meist flachwellige Durchwürgungen sehen. Hier handelte es sich in den oberen Lagen um echte Kryoturbarationen, in den tieferen wohl um Hangstauungen. Man befindet sich da im Übergangsbereich von asynchronen Kryoturbarationen und rein konvektiven Hangdurchwürgungen. H. RIEDL 1961 verweist bei seinen Taluntersuchungen in der Oststeiermark (Goggitschtal) auf Anzeichen von Kryoturbarationen unter rißzeitlichen Terrassenresten und unter holozänen Kolluvien des Schleppenhanges über dem würmzeitlichen Talboden. Selbst spätglaziale Solifluktionsböden wurden dort noch mit jüngerem Material überlagert. H. FLÜGEL 1963 berichtet über eine verhältnismäßig großflächige und weitwellige Kryoturbaration aus der Ziegelgrube der Stadt Hartberg (2 km südlich der Stadt), wo jungtertiäre (unterpannone) Lehme abgebaut wurden. Die obersten Lehmlagen zeigen eine plattige Ablösung, eine Vergleyung, und werden von einer pleistozänen Einebnungsfläche (nach WINKLER-HERMADEN Riß-Würm-Interglazial, nach FINK rißkaltzeitlich) gekappt. Diese Fläche liegt um 30 m über dem heutigen Talboden. Die Lehme weisen nach A. HAUSER 1954 vorwiegend tonig-schluffiges Material auf. An einer vier Meter hohen Abbaufrent konnte man die girlandenartige Verfaltung des pannonischen Lehms gut erkennen. Die Stärke der Wellungen nimmt von oben nach unten ab. In fünf Meter Tiefe ist sie nur noch schwach angedeutet. Da tektonische Lagerungsstörungen und auch Gleitfaltungen auszuschließen sind, bleibt, wie FLÜGEL folgert, für die Erklärung der Girlandenstruktur nur Kryoturbaration übrig, zumal Böden und Ablagerungen mit schon einigen Prozenten Schluff als frostgefährlich anzusprechen sind. Eine gewisse Schwierigkeit bereitet das tiefe Hinabreichen der Wellungen, das die Auftautiefen, die im engeren periglazialen Bereich kaum bis drei Meter gehen, doch beachtlich überschreitet. Auch diese Kryoturbarationen scheinen über keinem Permafrostboden zur Ausbildung gekommen zu sein.

Größere und schöne Frostkeile sind in diesen tonigen Ablagerungen recht selten. H. HÜBL bringt ein Beispiel aus der Umgebung von Hartberg, wo weiße bis hellgraue, feinsandige Lagen und schwarze bis dunkelblaue hochplastische Tegel die Füllung des Frostkeiles, dessen eine Seite noch Verbrodelung zeigt, bilden. Hier wie bei den vorhin erwähnten Kryoturbarationen handelt es sich um asynchrone Bildungen.

Zahlreicher sind Pseudokeile rezenter Entstehung, die aus Hangzerrungen infolge der häufigen Rutschungen hervorgingen oder aus Trockenrissen mit nachfolgenden Ausspülungen und gefrorenen winterlichen Wasserfüllungen entstanden sind. Kleine Rinnsale sorgten da für die Wasserversorgung. Nach dem Abtauen des Eises füllten sich die Spalten mit abgeplatzttem Material der Seitenwände, das in der nächsten Frostperiode durchwürgt wurde. Auf den Hängen

der Ziegeleien von St. Peter bei Graz, wo man sarmatische Tone und Lehme, die von pannonischen Sanden und Schottern überlagert sind, herausholt, entwickelten sich, gefördert durch die künstliche Hangverteilung in Höhen von 370 bis 420 m, viele Dutzende Hangspalten von wenigen bis über 50 Meter Länge, die an der Oberfläche mehrere Dezimeter klaffen und bis einige Dezimeter Tiefe offen bleiben. Da unter dem Schotter und Sand Lehm und Ton folgt, von dem die Rutschungen ausgehen, staut sich von unten her das Wasser, das nach feuchten Herbstern bis an den oberen Rand der Spalten reicht und in kalten Wintern bis hinab gefriert. Es gibt da zeitweise nicht nur Eiskeile, sondern auch Eisbänder. An anderen Stellen des stark zerschnittenen Hügellandes kann es zu noch markanteren Eisfüllungen kommen. Es sind dies die engen Tobelschläuche und Tobelschluchten, vor allem in N-Exposition, wo an den Stellen der Tobelsprünge die Wasserfäden verstärkt austreten. In einem Teil der 4 bis 6 Meter tiefen Einrisse, deren Wasserführung in trockenen Zeiten weit unter einem lit./sec. liegt, gefrieren die feinen Wasserfäden in kalten Wintern gänzlich. An den steilen Seitenhängen der Tobeln bilden sich dann Eisvorhänge und vom Tobelgrund wächst auch das Eis herauf, so daß sich 1—2 m mächtige Eisfüllungen in den Tobeln einstellen. Nach dem Abtauen kommt es zu verstärkten Abplatzungen an den Tobelflanken; dies umso mehr, je kräftiger die Flanken im Winter von Eiskristallen durchschossen waren. Solche Partien zerfielen im Frühjahr direkt. Absturzmaterial mit wirrer Kleinkreuzschichtung sammelt sich dann auf dem Tobelgrund. Eine geringe Wasserführung im Herbst und Winter und eine langandauernde Winterkälte sind die besten Bedingungen für eine starke Eisfüllung der Tobelschläuche. Bei viel Wasser reicht der Frost selbst in sehr kalten Wintern nicht aus, die Wasserfäden und Wasseraustritte in Eis zu verwandeln. Sehr günstig ist Blankfrost, während eine frühe und hohe Schneedecke wie ein Schirmmantel wirkt.

Im Jänner und Februar 1961 waren in den Tobeln nördlich vom Lustbühl bei Graz besonders schöne Eisvorhänge von 0,5 bis 1 m Dicke zu beobachten, und auf dem Tobelgrund bildeten sich während einer kräftigen Frostperiode mit Minima, die -15 bis -20 Grad erreichten, ein bis zwei Meter starke Eisfüllungen. Im Frühjahr brachen dann in 2—3 Dezimeter Dicke über viele Quadratmeter die Tobelhänge nieder. Die Wasserführung sank in diesen Wintermonaten auf unter 100 Kubikzentimeter in der Sekunde ab, eine Menge, die bei vollständigem Gefrieren noch immer gegen 10 m^3 Eis pro Tag ergibt. Kleine Eiskeile, allerdings von nur 40—60 cm Tiefe, sah man an den Tobelwänden dort wo durch den inneren Frostauseinandertrieb sich kleine Spalten bildeten, in die Wasser eindrang und gefror. Die Einwirkungen gingen wie bei der Entstehung von Eiszapfen von oben nach unten. Selbst auf dem Tobelgrund bildete sich die Eisdecke, die meist hohl lag, durch das Tropfwasser und die Wasserfäden, die von oben herab kamen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen: Kryoturbationen und Eiskeile sind im Gebiet zwischen dem Murtal bei Graz, längs des Gebirgsfußes bis Hartberg und im anschließenden Hügel- und Riedelland, wo es in der letzten Kaltzeit eine großflächige, geschlossene Gefronnis nicht mehr gab, verhältnismäßig selten. Eiskeile sind aber seltener als Brodelböden. Die periglazialen Erscheinungen meiden die großen Talböden, dort kamen sie teils überhaupt nicht zur Entwicklung, teils wurden sie eingesedimentiert. Die Kryoturbationen und Eiskeile, die man vorfand, gehören fast alle dem asynchronen Typus an. Die Brodelböden zeigen eine starke Abhängigkeit vom Sediment. Man findet sie alle in jungtertiären Tegeln, Tonen, Lehmen und Feinsanden, wo der Schluff einen beacht-

lichen Prozentsatz ausmacht, also in einem Material, das sehr frostempfindlich ist. Von diesen tonigen Schichten reichen die Durchwürgungen in die darüber lagernden Kiese und Schotter. Ausgangshorizont für die Würgevorgänge waren fast immer die Tone und Feinsande. Enge Beziehungen zu einer Gefromnis fehlen, die dichten Tone und Lehme übernahmen da als wasserstauer Horizont die Rolle eines Permafrostes. Kleine Eiskeile, die in den obersten Schotterlagen der Terrassen ganz vereinzelt auftreten, können während kalter rezenter Winter entstanden sein und sind auf alle Fälle asynchron. Diese Eiskeile stehen mit kleinen Oberflächendellungen in Beziehung, die genügend Wasser anliefern und auch für eine Erhöhung des Feinmaterials günstig sind.

Literatur:

- BRÜNING H. 1966. Vorkommen und Entwicklungsrhythmus oberpleistozäner Periglazial-Erscheinungen und ihr Wert für pleistozäne Hangformung. Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 156. 97 S., 52 Abb. Bad Godesberg.
- BÜDEL J. 1944. Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch., 34.
- 1950. Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Die Naturwissenschaften, 37. Berlin.
- 1951. Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeitalter und Gegenwart, 1. Öhringen.
- 1959. Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktion. Erdkunde, 8. Bonn.
- FINK J. 1959. Leitlinien der quartärgeologischen und pedologischen Entwicklung am südöstlichen Alpenrand. Mittl. d. Österr. Bodenkundl. Ges. Wien, 2—14.
- FLÜGEL H. 1963. Eiszeitliche Bodenrostbildungen am Alpenrand. Natur und Museum, 93. Frankfurt a. M., 324—330.
- FUCHS Th. 1872. Über eigentümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens und über selbständige Bewegungen loser Massen. Jb. geolog. Reichsanstalt, 22. Wien.
- HAUSER A. 1954. Die Lehme und Tone Steiermarks. Bautechn. nutz. Gesteine Steiermarks, 12. Graz. 68 S.
- HÜBL H. 1943. Periglaziale Erscheinungen an Jungtertiärsedimenten in der Oststeiermark. Zeitschr. f. Geschiebefor., 18:231-237.
- KAISER K. 1960. Klimazeugen des periglazialen Dauerrostbodens in Mittel- und Westeuropa. Eiszeitalter und Gegenwart. Öhringen, 11:121-141.
- KOSTJAEV A. G. 1966. Über die Grenze der unterirdischen Vereisung und die Periglazialzone im Quartär. PETERMANN'S Geogr. Mitt., 110:253-259.
- KÜMEL F. 1937. Eiszeitliche Brodelböden in Niederösterreich und Burgenland. Verh. geolog. Bundesanst. Wien.
- MORAWETZ S. 1957. Die Tobel östlich von Graz. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 99:194-199.
- 1961. Ein interessanter Fall von indirekter Geländegestaltung durch den Frost. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 99:96.
- 1962. Zur Frage der eiszeitlichen Temperaturenmiedrigung in den östlichen Alpenländern und am Alpenostrand. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 92:101-103.
- PENCK A. 1938. Das Klima der Eiszeit. Verh. III. Internat. Quartär-Konf. Wien 1936. Wien.

- POSER H. 1947. Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften, 34. Berlin.
- 1947. Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Die Naturwissenschaften, 34. Berlin.
- 1948. Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würm-Eiszeit. Erdkunde, II. Bonn.
- RIEDL H. 1961. Ergebnisse einer Taluntersuchung in der Oststeiermark. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 91:97-104.
- TROLL C. 1944. Strukturboden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. Geolog. Rdsch., 34. Stuttgart.
- 1947. Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde, I. Bonn.
- 1948. Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkunde, II. Bonn.
- WEISCHET W. 1954. Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. Mittl. Geogr. Ges. München, 39:95-116.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Sieghard MORAWETZ,
Universität Graz, Geograph. Institut, A-8010 G r a z.