

DER SUBNIVALE ODER PERIGLAZIALE ZYKLUS DER DENUDATION

Carl Troll*)

Mit 1 Abbildung

1. Einleitung

In seiner bekannten deduktiven Lehre der Geomorphologie hat *W. M. Davis* die Abtragung der Festländer durch die exogenen Vorgänge in sog. Zyklen dargestellt, wobei er für den Ablauf eines solchen Zyklus vom Jugendstadium bis zur Reife tektonische Ruhe der Kruste voraussetzte. *Davis* selbst unterschied zunächst allgemein einen Zyklus normaler Erosion (Abtragung einer Landmasse zu einer Tiefebene) und einen Zyklus mariner Erosion (die Abrasion einer Landmasse zu einer unterseeischen Plattform). Als klimatische Sonderformen gliederte er weiter aus den ariden Zyklus im Bereich arider Klimate unter vorherrschenden Windwirkungen und den glazialen Zyklus im Bereich nivaler Klimate unter vorherrschender Wirkung des fließenden Eises. Für die „normale Erosion“ blieben damit im wesentlichen die Gebiete mit der vorherrschenden Wirkung des fließenden und zwar ständig fließenden Wassers, weshalb andere auch vom fluviatilen oder humiden Zyklus sprachen. Später wurde diesen klimatischen Typen noch die besondere Form der

Abtragung unter der Wirkung des lösenden Wassers, der „Karstzyklus“ angefügt¹⁾, während *E. De Martonne*²⁾ als Sonderfall des Zyklus normaler Erosion sogar von einem „Zyklus der vulkanischen Erosion“ sprach und die Möglichkeit diskutierte, einen besonderen „Zyklus der Nivation“ auszuscheiden. Schon *A. Hettner* hat aber bei seiner Kritik der *Davis*'schen Lehre³⁾ gezeigt, daß in ihr die Mannigfaltigkeit der klimatischen Einflüsse viel zu kurz komme: denn auch innerhalb des fluviatilen Zyklus sei die Bodengestaltung in der Polarzone, in der gemäßigten Zone, im Steppenklima, im Etesienklima, in den periodisch-feuchten Tropen wesentlich verschieden. *J. Büdel*, der sich in neuerer Zeit um die Aufhellung der klimatischen Formenbildung besonders verdient gemacht hat, spricht von klimatischen Formenkreisen — eine Bezeichnung, die der des „Zyklus“ entschieden vorzuziehen ist — und unterscheidet innerhalb des humiden Klimabereiches mindestens fünf große Formenkreise⁴⁾. Im übrigen sind auch Bezeichnungen wie glazialer bzw. nivaler, oder fluviatiler bzw. humider Zyklus keineswegs einwandfrei. In keinem Klimabereich ist nur ein geomorphologischer Faktor allein wirksam. Im ariden Bereich z. B. wirken Wind, fließendes Wasser, flächenhafte Massenbewegungen, chemische Lösung und Ausscheidung, z. T. auch Bodeneis, ebenso im humiden, aber alle Faktoren je nach dem besonderen Klimacharakter in verschiedener Kombination. Bezeichnungen wie fluviatiler oder glazialer Zyklus sind daher inkonsequent und irreführend.

In den letzten Jahrzehnten sind, ganz besonders in Mittel- und Nordeuropa, Erkenntnisse gereift, die uns eine sehr scharfe Unterscheidung ermöglichen zwischen dem Formenkreis der voll-humiden gemäßigten Klimate und dem der kalten humiden Klimate, die zu den nivalen jenseits der Schneegrenze überleiten. Diese Fortschritte gehen zurück einerseits auf Beobachtungen über die heutige Bodenabtragung in den Nord- und Südpolargebieten, besonders der sog. Struktur- und Texturböden und des Bodenfließens (Soli-fluktion), andererseits auf die Erkenntnis, daß

*) Der auf der Tagung der deutschen Geographen 1947 gehaltene Einleitungsvortrag „Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung“ war damals bereits in Druck und ist seitdem erschienen (Erdkunde, Bd. I, S. 162—175). Inzwischen hat der Verfasser durch den Wiederezutritt zur Weltliteratur so viele neue Informationen erhalten, daß es ratsam erschien, eine neue Zusammenschau des ganzen Fragekomplexes zu geben, der gleichzeitig ein Teilreferat über die Fortschritte unserer Kenntnis in den letzten 8—10 Jahren bieten soll. Ermöglicht wurde dies trotz der Notlage der Zeit durch einen mehrwöchigen Aufenthalt in Schweden, den ich meinen Freunden *H. Wison Ahlmann* und *F. Hjulström* und dem Svenska Institutet för kulturellt utbyte med utlandet verdanke, drei kürzeren Aufenthalten in der Schweiz auf Grund von Einladungen Schweizer Geographen und wissenschaftlicher Gesellschaften, und besonders freundlicher Hilfe bei der Beschaffung ausländischer Literatur, für die ich weiteren Dank schulde: *Dr. F. Loewe-Melbourne*, *Dr. E. Antevs-Globe-Arizona*, *Dr. A. Cailleux-Paris*, *Prof. R. F. Flint-New Haven Connecticut*, *Prof. H. Gutersohn-Zürich*, *Prof. N. Hörner-Uppsala* und der American Geographical Society-New York.

der größte Teil der Oberflächenformen auch des eiszeitlich nicht vergletscherten, periglazialen West- und Mitteleuropas nicht auf die heutigen morphogenetischen Vorgänge, sondern auf das Klima der Eiszeiten zurückgehen.

Die bisherigen Beobachtungen, Deutungen und Diskussionen über die Strukturböden und die Solifluktion habe ich 1944, soweit sie unter den Kriegsbedingungen irgendwie zugänglich waren, zusammengefaßt, vermehrt um viele eigene Beobachtungen besonders aus den kalten Höhen tropischer und subtropischer Gebirge⁵⁾. Auf die dortigen Ausführungen und die angeführte umfangreiche Weltliteratur muß hier weitgehend verwiesen werden. Neues Material, das seit Kriegsende reichlich zu meiner Kenntnis kam, ganz besonders aus Nordamerika, wo diese Erscheinungen erst seit einer Reihe von Jahren allgemeinere Beachtung erfahren, soll hier mitgeteilt werden, z. T. nach seinem Inhalt, z. T. wenigstens zur Vervollständigung der 1944 gegebenen Literatur. Über die Solifluktion im besonderen, ihre in den verschiedenen frostreichen Klimaten der Erde ausgebildeten Typen und ihre Rolle bei der Bodenabtragung (Denudation) habe ich seither in einer eigenen Arbeit behandelt⁶⁾. Auf die wichtigsten dabei gewonnenen Ergebnisse soll im folgenden zurückgegriffen werden.

Die Periglazialmorphologie Mittel- und Westeuropas geht in ihren ersten Ansätzen auf die sehr frühzeitige Erkenntnis englischer Geologen zurück, daß gewisse moränenähnliche Ablagerungen von Lockerschutt („Warp“, „Trail“, „Head“, „Coombe Rock“) durch Schuttwandern unter der Wirkung eiszeitlichen Frostklimas entstanden seien⁷⁾. In Mitteleuropa war lange Zeit *M. Blanckenhorn*⁸⁾ ein isolierter Vorkämpfer für den pseudoglazialen Charakter dieser Bildungen, bis *W. v. Lozinski*⁹⁾ die Felsenmeere der Sudeten, Karpathen und der Lysa Gora als Bildungen eines kalten Vorzeitklimas, wie es im Umkreis der diluvialen Vergletscherung („periglazial“) geherrscht haben mußte, nachwies, was in neuer Zeit *J. Büdel*¹⁰⁾ mit verfeinerter Fragestellung und Methodik bekräftigte. *W. Soergel*¹¹⁾ zeigte in grundlegenden Arbeiten, daß die Lößablagerungen Mitteleuropas glazialen Alters sind und die Terrassenfolgen nichtglazialer Täler Süd- und Mitteldeutschlands auf den Wechsel der eiszeitlichen Periglazialklimata und der Interglazialklimata zurückzuführen sind, so wie die fluvioglazialen Terrassen auf den Wechsel von Gletschervorstoß und Gletscherrückzug. *K. Gripp*, der die Formen und den Aufbau der norddeutschen Glaziallandschaft systematisch mit den rezenten Gletschervorländern Spitzbergens verglich, er-

kannte¹²⁾, daß die verwaschenen und zerflossenen Formen der Altmoränen Norddeutschlands im Gegensatz zu den völlig frisch erhaltenen Kleinformen der Moränen der Weichseleiszeit dem periglazialen Bodenfluß über dauernd gefrorenem Boden zuzuschreiben sind. Steilwandige Trockentäler in durchlässigen Sandböden erklärte er durch Schmelzwasserflüsse über dem eiszeitlich gefrorenen Untergrund. So konnte 1925 *P. Kessler*¹³⁾ erstmals eine Geologie der periglazialen Erscheinungen verfassen, wobei er auch das eiszeitliche Klima Mitteleuropas genauer festzulegen versuchte. Er war auch der erste, der die Löß- und Lehmkeile des mitteleuropäischen Periglazialgebietes als eiszeitliche Frostrisse erkannte und mit den Eiskeilnetzen der kontinentalen Tundra Alaskas und Nord Sibiriens in Vergleich setzte. Diese Erkenntnis wurde später von *W. Soergel*¹⁴⁾ und *H. Poser*¹⁵⁾ paläoklimatisch feiner ausgewertet. Andere Bodenfrostrukturen, die als „Taschenböden“, „Würgeböden“ und „Brodelböden“ beschrieben wurden, hat wohl als erster *A. Steeger*¹⁶⁾ mit periglazialem Dauereisboden in Verbindung gebracht. Der heute international eingebürgerte Terminus „Kyrroturbate Ablagerungen“ ist in den Niederlanden geprägt worden¹⁷⁾. Die gesamte Literatur über die periglazialen Erscheinungen auch nur Mitteleuropas hier aufzuführen, würde viel zu weit führen.

2. Das Bodeneis

Durch alle diese über fünf Jahrzehnte verteilten Forschungen wurde eine eingehende Kenntnis über die Erscheinungen der exogenen Dynamik in den kalten Teilen des humiden Klimabereiches gewonnen. Die wichtigsten Vorgänge gehen dabei weder auf die fluviatile noch auf die glaziale Erosion, sondern — wie man seit den klassischen Arbeiten von *B. Högbom*¹⁸⁾ immer allgemeiner erkannte, auf die Wirkungen des Bodeneises zurück. Das Bodenwasser ruft im Wechsel von Gefrieren und Tauen lebhafteste Umlagerungen in den oberen Bodenschichten hervor, die, auch auf ganz sanft geneigter Oberfläche, stärkste flächenhafte Abtragung zur Folge haben. Das Bodeneis kann aber je nach dem Klimacharakter in ganz verschiedener Form auftreten. Die ewige Gefornis des Unterbodens, über der sich in der wärmeren Jahreszeit ein Auftauboden bildet, oder, auch schon eine den größten Teil des Jahres dauernde Bodengefornis (die „Tjäle“ und zwar die perenne oder jahreszeitliche Tjäle der Schweden, die „Merslota“ der Russen) erzeugt in der mit Wasser angereicherten Auftauzone regelrechte Fließvorgänge, die sog. Solifluktion oder den Bodenfluß.

Die ewige Gefrornis in Nord-europa und Asien ist seit Jahrzehnten genauestens untersucht, namentlich durch russische Forschungen, die auch die eigenartigen hydrologischen Verhältnisse („Aufeis“, „Náledj“, „Taryn“), das geophysikalische Verhalten des Bodeneises, seine bautechnischen Probleme und seine Bedeutung für die Forst- und Landwirtschaft aufgeheilt haben¹⁹⁾. Für Sibirien sind vor allem zwei wichtige Arbeiten nachzutragen. In einem Bericht der Kommission für die Ausarbeitung von Signaltypen und Marken für die Gebiete mit ständigem und tiefem Bodenfrost²⁰⁾ wird von *Parbomenko* besonderer Wert auf die genauere Bestimmung der Koeffizienten der „Merslota-Intensität“ in den einzelnen Zonen gelegt (vgl. Anh., Anmerk. 1). *M. M. Sumgin*, der 1937 ein ausführliches Werk über die ewige Gefrornis des Bodens veröffentlicht hatte²¹⁾, teilt in einer neueren Arbeit²²⁾ die Aufeshügel neu ein in ein- und mehrjährige und in solche des Mikroreliefs (Polygonböden usw.) und des Makroreliefs. Einjährige Großformen sind die eigentlichen Náledj auf zugefrorenen Gewässern, mehrjährige die Torfhügel („Bugry“, „Palsen“) und die von diesen zu unterscheidenden „Buglynjachi“ (*Tolstichins* „Hydrolakkolithe“). Unter Buglynjachi werden besonders große Auftreibungen verstanden, die in den Gebieten stärkster Frostwirkungen entweder aus Náledj über zugefrorenen Gewässern und Quellen oder als Resthügel über Merslota aufragen und wesentlich größer als die Palsen werden können. Eine genaue Beschreibung dieser „Riesen-Náledj“ aus dem Gebiete des Kältepol der Erde mit schönen Bildern und Geländeskizzen haben *Schwezew* und *Sedow* geliefert²³⁾. Für Spitzbergen ist eine ältere Arbeit über die Tjåle von *W. Werenskjóld* nachzutragen²⁴⁾.

Im hohen Norden Amerikas waren die Erscheinungen der Bodengefrornis bis vor kurzem viel weniger beachtet und bearbeitet als in Asien. Die Eiskeile und Eiskeilspalten, in Sibirien schon in den 60er Jahren des 19. Jahrhunderts beobachtet, wurden aus Amerika erstmals von *Leffingwell* 1915 beschrieben. Die einzige mir bekannte Übersicht über die ewige Gefrornis in Kanada, ist erst 1930 erschienen²⁵⁾. In neuester Zeit ist aber, im Zusammenhang mit der militärischen Erschließung der Arktis, das Interesse beträchtlich angestiegen. *St. Taber*, bekannt durch seine Laboratoriumsversuche über Bodeneisbildung für die Zwecke des Straßenbaues, widmete sich dem praktischen Straßenbau in Alaska und lieferte eine Darstellung der ewigen Gefrornis in diesem Lande²⁶⁾. Eine zusammenfassende Darstellung der ewigen Gefrornis („Permafrost“) unter Auswertung der russischen Literatur für amerikanische Bedürf-

nisse des Ingenieurwesens verfaßte für die US-Army *S. Muller*²⁷⁾. Den Bedürfnissen des Straßenbaues dient eine kurze kanadische Darstellung²⁸⁾.

Interessante Beobachtungen, besonders auch durch Luftbildaufnahmen, erweitern unsere Kenntnisse über die Bodeneisformen im arktischen Norden Amerikas. Aufeisbildungen und Quelleiskuppen nach dem Beispiel der sibirischen Náledj, hatte schon 1904 *Tyrrel* aus der amerikanischen Tundra beschrieben^{28a)}, 1925 auch *Porsild* aus Grönland²⁹⁾. In kanadischen Diensten studierte er interessante Formen von Eishügelbildungen („Earth Mounds“, Eskimoname „Pingo“) an der Nordküste von Alaska und Mackenzie und teilt sie in zwei Gruppen, die unter hydraulischem Wasseraustritt gebildeten Aufeshügel und die durch lokale Hebung infolge Eisbildung erklärbaren „Pingos“, die den Palsen Nordeuropas entsprechen. Die dabei verwandten Luftbilder zeigen interessante Beziehungen zu den Eiskeilspalten *Leffingwells*, Beziehungen, die durch neue faszinierende Luftaufnahmen des US Coast and Geodetic Survey im Rahmen der vollständigen Luftvermessung für die „World Aeronautical Chart“ (Blatt 63, Brooks Range, Alaska) weiter belegt, aber noch nicht endgültig geklärt werden³⁰⁾. Kleine Palsen vom Typ der lappländischen beobachtete *R. P. Sharp*³¹⁾ auch weiter südlich in der Tundra der St. Elias-Kette (Yukon-Territory). Seltsame honigwabenförmige Grubenfelder sind über den gefrorenen Grund bei Fairbanks in Zentralalaska in junger Zeit auf Gelände entstanden, das vor 25 Jahren entwaldet und landwirtschaftlicher Nutzung zugeführt wurde. Die durch Luftbilder unterstützte Untersuchung³²⁾ hat ergeben, daß es sich um Ausschmelzformen von Bodeneis, also entsprechend dem sibirischen „Thermokarst“ handelt, wobei die Entwaldung und Kultivierung, wie in Sibirien schon früher beobachtet wurde, beschleunigend auf die Schmelzung wirkt. Eiskeilnetze ganz vom Charakter der von Alaska und von der Taimyrhalbinsel (Taimyr-Polygone) hat *T. T. Paterson*³³⁾ im Rahmen der britischen Wordie Arctic Expedition nun auch in Baffinland bis 71° n. Br. entdeckt.

Die bisher behandelte Wirkung der Bodengefrornis — jahreszeitlicher Auftauboden und Fließerde über einer in tieferen Bodenschichten ständig oder den größten Teil des Jahres herrschenden Tjåle, wie sie in den winterkalten Klimaten der höheren Breiten der Nordhalbkugel vorherrscht — ist aber nur eine Form der morphologisch wirksamen Gefrornis. Für die kalten Höhen der Gebirge niederer Breiten habe ich gezeigt, daß dort eine ganz andere Form vorherrscht³⁴⁾. In den tropischen Hoch-

gebirgen, wo es thermische Jahreszeiten praktisch nicht gibt, dafür aber in einer breiten Höhenstufe unter der Schneegrenze fast das ganze Jahr hindurch allnächtlicher Frost eintritt, spielt sich der Wechsel von Frost und Tauen nur in einer wenige Zentimeter mächtigen Oberflächenschicht, dafür aber mit einer Frostwechselhäufigkeit von jährlich 600 bis 700 Durchgängen durch den Gefrierpunkt ab³⁵⁾. Diese ganzjährige Tageszeitengefrorenis erzeugt dort auf andere Weise ebenso starke Massenbewegungen und Bodenabtragungen wie die Jahreszeitengefrorenis der hohen nördlichen Breiten. Es sind aber ausgesprochene Regelationsvorgänge, kurzperiodische Differentialbewegungen in der obersten Bodenschicht. Die Eisbildung ist dabei mit Vorliebe die des sog. Kammeises, Haareises oder Nadeleises (schwed. „Pipkrake“, engl. „needle ice“ oder „mush frost“). Durch Kammeis können, wie schon *Th. Hay* im Lake District Nordenglands gezeigt hat, und wie ich in den Tropengebirgen Afrikas und Südamerikas und in den Drakensbergen Südafrikas vielfach feststellen konnte, auch echte materialsortierte Strukturböden entstehen. Nur sind die inneren Ausmaße dieser Strukturen (Steinpolygone, Steinringe, Steinnetze) viel kleiner als die über der nordischen Tjäle, es sind die Miniaturformen der Strukturböden. Miniaturformen sind aber keineswegs auf die Tropengebirge beschränkt, sie entstehen auch in den meisten subtropischen Hochgebirgen (dort offenbar jahreszeitlich im schneefreien, frostwechselreichen Sommer), allgemein auf der Südhalbkugel bis zu den subantarktischen Inseln (mit ihrem hochozeanischen, schneearmen, frostwechselreichen Klima) und auch in manchen Gebirgen der nördlich gemäßigten Breiten bis zu den ozeanischen Küstenzonen Islands. In der Mount Washington-Ränge der White Mountains von New Hampshire (Neuengland) konnte *E. Antevs*³⁶⁾ schon 1932 eindrucksvoll zeigen, daß dort gegenwärtig nur Miniaturformen von Steinnetzen und Steinstreifen entstehen und zwar alljährlich offenbar in den schneefreien und frostwechselreichen Übergangsjahreszeiten, während die daneben vorkommenden Großformen fossil sind und aus einem kalten Eiszeitklima (offenbar mit Tjäle) stammen. Die zukünftige Erforschung der Strukturböden und des Bodeneises wird also besonders darauf zu achten haben, wie und in welchen jahreszeitlichen und tageszeitlichen Rhythmus sich in den verschiedenen Klimazonen und Klimastufen die Eisbildung und die Umlagerungen des Bodenmaterials vollziehen. Dabei können beide oben auseinandergehaltenen extremen Typen unter gewissen Umständen ineinandergreifen.

3. Die Solifluktion und ihre klimatische Begrenzung

Als Solifluktion bezeichnete *I. G. Andersson* 1906 die Erscheinung des Schuttwanderns in arktischen und antarktischen Gebieten³⁷⁾, wobei ihm die enge Verknüpfung der Fließbewegung mit der Bildung von Steinnetzwerk und Steinstreifenboden völlig klar war. Aber erst nach ihm wurde die Rolle erkannt, die das Bodeneis dabei spielt, erst Jahrzehnte später die Bedeutung der Wasseransaugung aus den nicht gefrorenen tieferen Schichten. Dieses Ansaugen hat einerseits beim Gefrieren eine „exzessive Frosthebung“, andererseits beim Tauen eine starke Wasserdurchtränkung und Wasserübersättigung zur Folge. *Anderssons* Definition muß daher heute dem Fortschritt der Kenntnis angepaßt und erweitert werden. Wir schließen mit ihm die Bewegungen, die zur Bildung der polaren Strukturböden führen, in den Begriff mit ein, ebenso aber auch die Strukturböden und die Hangbewegungen, die in frostreichen Klimaten niedriger Breiten durch Gefrierprozesse und Wasseranreicherungen allein im Oberboden entstehen. In Würdigung des gesamten Tatbestandes schlug ich vor kurzem³⁸⁾ folgende Definition für die Solifluktion vor: „Solifluktion im weitesten Sinn ist die Erscheinung, daß unter der Wirkung langdauernder, jahreszeitlicher oder kurzdauernder, sich häufig wiederholender bis allnächtlicher Gefrorenis des Bodens eine lebhaftere Verlagerung der Bodenteilchen stattfindet, die sich auf ebenem Gelände in der Bildung von Bodenstrukturen oder Bodentexturen (Frostgefügeböden), auf geneigtem Gelände auch bei ganz geringem Gefälle in einem beträchtlichen hangabwärtsgerichteten Massentransport (Frostbodenversetzung) äußert“. Die Tatsache, daß sich auch auf ebenem Gelände lebhaftere Bodenverlagerungen abspielen, hat uns veranlaßt, die einseitige Hangbewegung oder Translation (Hang-Solifluktion oder klinotrope Solifluktion) nicht zur Voraussetzung des Begriffs zu machen, sondern die konvektiven Kleinbewegungen oder Kryoturbationen innerhalb der Steinnetze und Polygone nur als die besondere Form der „Mikro-Solifluktion“ oder „endozyklische Solifluktion“ auszuscheiden. Nach dem zeitlichen Rhythmus lassen sich Jahreszeiten-Solifluktion und kurzperiodische oder Tageszeiten-Solifluktion, nach der Art der Eisbildung Tjäle-Solifluktion und Pipkrake- oder Kammeis-Solifluktion auseinanderhalten. In seiner Gesamtdarstellung der flächenhaften Hangabtragung unterscheidet *C. F. Stewart Sharpe*^{38a)} zwischen „Landslide“ (= Bergsturz), „Rapid Flowage“ (Schlammströme, Muren etc.) und „Slow Flo-

wage“ oder „Creep“ (= Gekriech). Die Hangsolifluktion im obigen Sinn ist nur ein Sonderfall in diesem System und wird als „Frost-controlled creep in cold climates“ bezeichnet (vgl. Anhang 2 mit den Definitionen Sharpe's).

Alle Klimate mit morphologisch wirksamer Gefronnis und Solifluktion von den polaren Bodeneis- bis zu den tropischen Hochgebirgsklimaten lassen sich zu einem besonderen Klimabereich innerhalb des humiden Bereiches zusammenfassen. In den hohen Breiten der Erde erstreckt sich dieser Bereich bis zum Meeresspiegel, erreicht dann auf beiden Halbkugeln eine äquatoriale Grenze und zieht sich von dort äquatorwärts in die Gebirge zurück, in denen man eine untere Höhengrenze bestimmen kann ähnlich wie die klimatische Schneegrenze. Ich habe für diese Grenze den Namen „klimatische Struktur- oder Bodengrenze“ vorgeschlagen, da es auch bestimmte Bildungen extrazonaler und azonaler Strukturböden außerhalb des geschlossenen Areals gibt. Für die Höhenlage dieser Grenze in den Gebirgen Eurasiens und Ostafrikas wurde bereits eine erste angenäherte Kartendarstellung versucht³⁹⁾. Die Grenze verläuft gleichsinnig mit der klimatischen Schneegrenze, jeweils um einige hundert Meter unter ihr. Von der äquatorialen Grenze im Norden steigt sie südwärts an, erreicht ihre höchsten Höhen mit über 5000 m in Tibet, sinkt wieder gegen die feuchten Tropen auf 3900—4500 m ab, steigt außerdem vom ozeanischen Westen Europas zum kontinentalen Osten und vom Rand der größeren Gebirge gegen deren Inneres an.

Für den Bereich der wirksamen Bodengefrornis und der Solifluktion würde sich, da er überall an die Schneegrenze und den nivalen Bereich heranreicht, die Bezeichnung „Subnival“ am besten eignen. Ich habe jedoch diesen seit 1941 gebrauchten, aber früher einmal von A. Penck schon im anderen Sinne verwandten Begriff 1947 ersetzt durch „Soligelig“ und „Solifluidal“ und für den Bereich der ewigen Gefronnis die Bezeichnung „Vollgelid“ (in Parallele zu „vollhumid“ und „vollarid“) gewählt. Das Diagramm Abb. 1 mag diese Bezeichnungen noch besser veranschaulichen. Der Begriff „Periglazial“ kann in gleichem Sinn verwandt werden, doch ist er streng genommen als geologischer Begriff für den Bereich um die eiszeitlich vergletscherten Gebiete, also im paläoklimatischen Sinn geprägt werden. Zwischen „subnival“ und „periglazial“ besteht auch insofern ein Unterschied, als subnival bis zur Schneegrenze, also mit Einschluß der Zehrgebiete der Gletscher, periglazial aber nur bis zum Rande der Gletscher und des Inlandeises reicht.

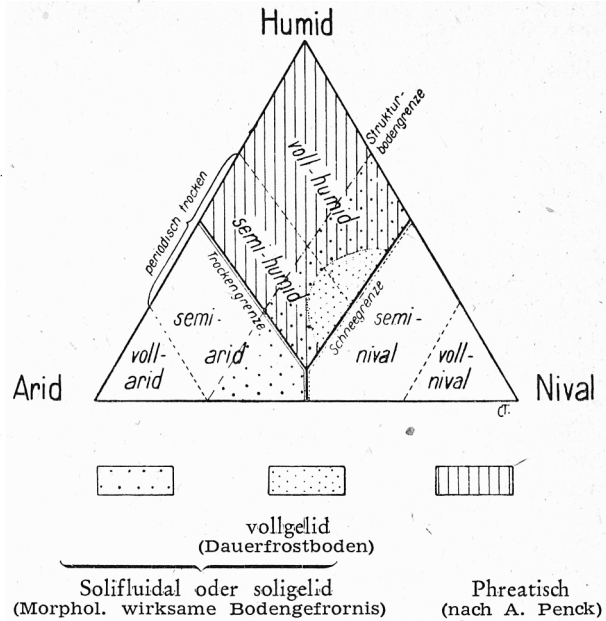


Abb. 1. Die Klimabereiche der Erde nach ihrer physiographischen Auswirkung (diagrammatisch dargestellt)

4. Kryopedologie und ihr neuer amerikanischer Wortschatz

Für die verschiedenen unregelmäßigen Strukturen ehemals frostgequälter Böden, für die in der deutschen Literatur Namen wie Brodelböden, Würgeböden oder Taschenböden, in Amerika auch „periglacial involutions“ gebraucht worden waren, haben Edelman, Flor-schütz und Jeswiet 1936 die Bezeichnung „Kryoturbate Ablagerungen“ eingeführt, wovon man den pedologischen Vorgang „Kryoturbation“ abgeleitet hat. Die Amerikaner sahen sich während des letzten Krieges gedrängt, auch den international eingebürgerten schwedischen Begriff „Tjäle“ zu ersetzen und bildeten dafür „Permafrost“, was allerdings nur ein Ausdruck für die perennen Tjäle ist⁴⁰⁾. Ein neues Instrument, das konstruiert und angewandt wurde, um den Tiefgang der Bodengefrornis während des strengen Winters 1946/47 laufend zu beobachten, hat den Namen „Kryopedometer“ erhalten⁴¹⁾. Schließlich hat neuerdings der Geologe der Harvard University K. Bryan⁴²⁾ eine völlig neue Terminologie für das Gesamtgebiet der ewigen Gefronnis und der intensiven Frostwirkungen in Vorschlag gebracht, das für den internationalen Gebrauch nur auf lateinische und griechische Wurzeln aufgebaut ist. „Kryopedologie“, eine neue „subscience“, ist nach ihm die Lehre von intensiven Frostwirkungen und von ewiger Gefronnis. Die

Frostsprennung und Frostabsplitterung werden als „Congelifraction“, durch Frostsprennung entstandene Gesteinstrümmer als „Congelifract“, Massen frostgesprengten Materials verschiedenster Korngröße als „Congelifractate“ bezeichnet. Anstelle von Kryoturbation wird „Congeliturban“ vorgeschlagen, worunter alle Frostbewegungen im Boden einschließlich der Frosthebung und der frostbedingten Massenbewegungen am Hang (Solifluktion) verstanden werden. Die dabei entstehenden Ablagerungen, für die in England seit dem vorigen Jahrhundert die Begriffe „Head“, „Warp“ oder „Trail“⁴³⁾, in Deutschland „Fließerde“ geprägt wurden und die die oberflächlichen Formen der Strukturböden, Blockmeere, Steingirlanden, Frosthügel oder Eiskeilspaltenetze erzeugen, sind „Congeliturbate“. Für die ewige Gefornis will *Bryan* auch den von *Muller* neu eingeführten Begriff „Permafrost“ nicht übernehmen, da er eine ethymologische Monstrosität darstellt, und schlägt „Pergelisol“ vor. „Pergelation“ bedeutet die Bildung von ausdauerndem (perennem) Bodeneis, „Depergelation“ sein Verschwinden durch den Tauprozess. Im Profil der ewigen Bodengefornis unterscheiden wir eine oberflächliche supragelisol Zone mit Auftauboden („Mollisol“), die eigentliche pergelisol Zone und in der Tiefe den Niefrostboden (= „Tabletisol“). Eine Schicht von Bodeneis an der Obergrenze des Pergelisol („Pergelisol Table“), die ein oder mehrere Jahre erhalten bleibt, wird als „Intergelisol“ bezeichnet.

Das Endergebnis aller Erscheinungen des intensiven Bodenfrostes, der mechanischen Verwitterung, der Massenbewegungen (Solifluktion) und schließlich des fluviatilen Transportes ist eine kräftige soligelide Denudation, wofür *Bryan* in Anlehnung an einen älteren, von *Cairnes*⁴⁴⁾ geprägten Ausdruck das Wort „Cryoplanation“ prägt.

Der Berichtersteller hat ganz unabhängig und ohne Kenntnis der Bryanschen Terminologie schon 1945 den Begriff soligelid für den klimatischen Bereich der intensiven Bodengefornis geprägt. Er teilt mit *K. Bryan* den Wunsch nach einer klaren international verständlichen neuen Terminologie. Doch scheinen ihm einige seiner Begriffe noch eines weiteren Ausbaues bedürftig. „Pergelisol“ wird der bisher international gebrauchten „Tjäle“ insofern nicht gerecht, als man unter Tjäle nicht nur ewige Gefornis, sondern auch langdauernde jahreszeitliche Gefornis versteht. Bryans Terminologie krankt noch an der verbreiteten, aber irrigen Vorstellung, als seien intensive kryopedologische und kryomorphologische Wirkungen an ewige Gefornis gebunden. Dies ist aber keineswegs

der Fall. Im skandinavischen Fjell z. B. kommen recht ähnliche Wirkungen auch durch eine Tjäle zustande, die im Hochsommer aufgezehrt wird. Es müßte also, wenn man die Unterscheidung von „Seasonal Tjäle“ und „perennial Tjäle“, die sehr treffend und ausreichend ist, nicht gebrauchen will, dem Pergelisol noch ein „annuelles Gelisol“ gegenübergestellt werden. Aber noch ein Weiteres! Wie ich eingehend dargelegt habe⁴⁵⁾, spielt die kurzperiodische, besonders tageszeitliche Bodengefornis, die sich an der Bodenoberfläche abspielt, in vielen Hochgebirgen der Erde, in der Subantarktis und selbst in der hochozeanischen Zone der Subarktis eine ebenso große Rolle wie die Tjäle in winterkalten Klimaten. Auch für diese Form der intensiven superfiziellen Frostwirkung müßte ein entsprechender Begriff, etwa „diurnes Gelisol“ geprägt werden. Die Erscheinungen der Strukturbodenbildung und Cryoplanation, die vom Lake District Nordenglands (*Hay*), von den tropischen Hochgebirgen Afrikas und Südamerikas (*Flückiger*, *Kinzl*, *Troll* u. a.), vom Küstengebiet Islands (*Poser* u. a.), von den Gebirgen Neuenglands (*Antevs* u. a.), von den Drakensbergen Südafrikas (*Troll*), von Neuseeland (*Zotov*) usw. beschrieben sind, gehören alle hierher und haben mit Pergelisol oder Permafrost nichts zu tun.

5. Neue Fortschritte der Strukturbodenforschung

Der Stand der Erforschung der rezenten Strukturböden und Solifluktionserscheinungen, wie ich ihn 1944 unter Verwertung von 422 Arbeiten gezeichnet habe, hat sich zwar seither im Grunde wenig verändert, doch ist das Tatsachenmaterial durch inzwischen erschienene oder mir bekannt gewordene Studien aus den Kriegsjahren noch stark erweitert worden, so daß der Gedanke, die Erscheinungen der heutigen Bodengefornis in einer Weltkarte zur Darstellung zu bringen, in den Bereich der Möglichkeit rückt.

Von den beiden zusammenfassenden diluvialgeologischen Werken, mit denen *F. E. Zeuner*⁴⁶⁾ und *R. F. Flint*⁴⁷⁾ in den letzten Jahren die Weltliteratur bereichert haben, behandelt der erste nur die Periglazialerscheinungen der Eiszeit, der letzte die rezente Kryopedologie nur mit einer knappen Seite. Sie enthält noch die überholte Angabe, daß die polygonalen Steinnetzböden gewöhnlich mehrere Fuß Durchmesser haben; übergeht also die Miniaturformen, und macht die Materialsortierung der Steinnetz- und Streifenböden irrtümlicherweise von einer Jahresmitteltemperatur von 0° C abhängig (vgl. dagegen z. B. Island, Nordengland, Kerguelen!). In Frankreich lebte eine alte Tradition

wieder auf, insofern als im Auftrage des greisen Physikers *Bénard*, der 1900 mit seinen Konvektionsversuchen an zähren Flüssigkeiten die Konvektionstheorie (*Low*, *Gripp* etc.) begründet hatte, *V. Romanovsky* seit 1937 im Laboratorium der Mechanik von Flüssigkeiten neue Versuche künstlicher Polygone anstellte⁴⁸). Später verwandte er dazu auch Material aus den Frostböden von Spitzbergen⁴⁹). Er vertritt die Konvektionstheorie *K. Gripps* (ohne ihn zu zitieren), also unter Vernachlässigung der Bodeneisbildung und versucht diese Erklärung auch auf die lebenden Strukturböden der Alpen⁵⁰), des französischen Zentralplateaus⁵¹) und die periglazialen Bildungen der Bretagne⁵²) zu übertragen. Dabei huldigt er allerdings noch der überholten Auffassung, daß die perenne Tjåle Voraussetzung der Strukturbodenbildung sei. In einer weiteren Arbeit⁵³) wird versucht, eine klare Unterscheidung zwischen den Polygonböden und den gewöhnlichen Trockenrissen (Spaltenetze durch Austrocknung) zu erzielen. Die in Tabellenform zusammengestellten Unterscheidungsmerkmale scheinen in manchen Punkten noch verbesserungsbedürftig zu sein (z. B. Unterteilung der Felder auch bei Polygonböden). Unabhängig von den sehr verschiedenen Durchmessern der Polygone sei das Verhältnis Durchmesser : Tiefenstreckung konstant 1 : 7. Eine neue allgemeine Darstellung der Frostgefügeböden hat *V. Conrad* gegeben⁵⁴).

Im klassischen Land der polaren Strukturböden Spitzbergen haben drei Teilnehmer der Oxford University Arctic Expedition 1933 Beobachtungen und vor allem systematische Messungen in Strukturböden ausgeführt und einige neue Gesichtspunkte, besonders über das Verhältnis der primären und sekundären Polygone gewonnen⁵⁵).

Für das schwedische Fjäll hat uns *Gösta Lundquist*⁵⁶) eine prachtvolle Landschaftsanalyse geschenkt, in der in dem Kapitel über „Frostens och markvattnets inverkan“ auch Bodeneis, Bodenfluß, Strukturböden (Rasenhügel, Steingruppen, Rutmark, Steinnetze und Steinstreifen) und Blockmeere eine an eigenen Beobachtungen reiche, übersichtliche und ausgezeichnet bebilderte Gesamtdarstellung erfahren. Aus dem norwegischen Fjäll beschrieb *K. Münster Ström*⁵⁷) die Strukturböden des Rondanegebirges. Steinpolygone von asymmetrischer Ausbildung („Kirchhoftyp“) an flach geneigten Hängen sollen über 1400 m vorkommen, — die Abbildung zeigt sie jedoch schon von 1215 m Meereshöhe.

Aus den Schweizer Alpen legte der Gletscherforscher *R. Streiff-Becker*⁵⁸) schöne Strukturbodenbeobachtungen vom Muttenseeplateau in den Glarner Alpen (2450 m) vor. Aus

den italienischen Alpen beschrieb *V. Giacomini*⁵⁹) polygonale Strukturböden und *C. F. Capello* Rasenhügelböden („Cuscinetti herbosi“) vom Typ der isländischen Thufur⁶⁰) und Blockströme⁶¹). Die Beobachtungen von *V. Romanovsky*⁶²) über Strukturböden der französischen Alpen an den von *Allix* und *Gignoux* früher beschriebenen Lokalitäten in den Oisans und im Massiv von Chambeyron galten der Stützung der Konvektionstheorie. Im Französischen Zentralplateau scheinen Frostmusterböden nicht vorzukommen. Denn auch *Romanovsky*⁶³) beschreibt nur „Buttes gazonnées“ (Rasenhügel) aus der Auvergne über 1000 m Meereshöhe, wie sie auch aus den Vogesen durch genaue Studien von *Rempp* und *Rothé* bekannt geworden sind. Nach einem strengen Winter konnte *Romanovsky* neue Hügel sehen, die sich noch nicht mit Vegetation bedeckt hatten. Echte Steinnetz- und Steinstreifenböden haben in den Pyrenäen ohne Kenntnis früherer Beobachtungen *A. Cailleux* und *P. Hupé* am Oredon (Pic de Cambicil) in 2700 bis 3000 und am Pic de Bugaret in 2950 m angetroffen⁶⁴). Sie setzen die untere Strukturbodengrenze der Hochpyrenäen bei 2600 m an, wie es auch der Berichterstatter 1944 auf Grund lediglich der Literatur getan hat.

Im Hohen Atlas liegt diese Grenze um 600—700 m höher, nach der sehr guten Schilderung, die *J. Dresch*⁶⁵) im Rahmen einer umfassenden morphogenetischen Studie dieses Gebirges gegeben hat. Von etwa 2500 m an machen sich dort die Wirkungen von winterlichem Frost und Tauen und der Wechsel von Schmelzwasserdurchtränkung und Wiederaustrocknung bemerkbar. In noch größeren Höhen steigert sich die Zahl der Schneefälle, zuletzt bis in den Hochsommer, der Boden trocknet nur schwer und langsam aus und auch die Frostwechsel verlängern sich bis in den Hochsommer hinein. Schließlich werden die Regenfälle selten und zerstören kaum mehr die frischen Formen der Solifluktion. Über 3200 bis 3300 m Meereshöhe und allgemein über der Grenze der Dornbüsche (3500—3800 m) herrschen Kältewüsten von Schlamm und Steinen von polarem Aussehen. Die aus der Frostverwitterung herrührenden Schuttmassen geben den Berghängen eine „zebraartige Streifung“. Je nach der topographischen Lage und dem Gestein treten auf: Blockmeere auf den hohen Verebnungen; pustelartige Durchbrüche von Schlamm, die sich senkrecht zum flachen Hang verlängern und Girlanden bilden; netzartige Strukturen, in denen die gröberen Blöcke ringförmig um 0,75 bis 1 m messende Vertiefungen angeordnet sind; bei Hangneigungen über 4—5% bildet der Feinschutt Wülste in Richtung des Hanggefälles, wobei die Wassereintränkung eine größere Rolle als der Frostwechsel zu spielen

scheint. Bei Hangneigungen über 10 % kommen auch die groben Blöcke in Bewegung, bilden mit langen Streifen von Feinerde girlandenartige Muster und bei einem Gefälle von über 20 % ordnet sich die Feinerde in langen Streifen an, die nach unten von bogenförmigen Blockwällen begrenzt werden. Im Libanon, wo die Zedernwälder bis über 1900 m, der Anbau der Gerste bis 2500 m reicht, treten noch C. Samuelsson (mündl. Mitteilung) Andeutungen von Strukturböden ab 2900 m Meereshöhe auf.

In Zentralasien hat Nils Hörner-Uppsala im Rahmen der Expedition Sven Hedins 1930 und 1931 vorzügliche noch unveröffentlichte Bilder von Steinnetz- und Steinstreifenböden aufgenommen und zwar im Richthofengebirge 50—60 km südöstlich von Suchow (Kansu) bei 3500—3800 m und im Humboldtgebirge ca. 30—40 km westlich vom Khara-Nor bei ca. 4300—4400 m. In beiden Fällen handelt es sich um Miniaturformen mit inneren Ausmaßen von 10—20 cm, ganz vom Aussehen der in den tropischen Hochgebirgen herrschenden Formen, was dafür spricht, daß es sich auch in diesen Trockengebieten um tageszeitliche, oberflächliche Gefornis handelt. Die täglichen Temperaturschwankungen sind dort im Frühjahr, Sommer und Herbst sehr groß, folglich auch die Zahl der Frostwechseltage. Die Steinnetze überziehen die ausgedehnten Hochflächen und sanften Hänge, über die vergletscherte Ketten aufragen (Schneegrenze im Richthofengebirge bei etwa 4400 m, weiter südlich ansteigend bis 4900 bis 5100 m in der Ritterkette). Man hat aus den Bildern den Eindruck, daß die Solifluktion stärkstens an der Einrumpfung des Gebirges arbeitet. Im Bild der welligen Hochflächen hebt sich das Netz der sanften Talendigungen in helleren Tönen ab, offenbar infolge stärkerer Hangbewegung des Schuttes. Auch H. De Terra hat neuerdings wieder die Ansicht vertreten, daß die weiten, sanften Formen des Tibetischen Plateaus das Ergebnis langdauernder Denudation unter den Bedingungen der Frostbodenbildung und Solifluktion darstellen⁶⁶). Sehr interessant wäre in diesem Zusammenhang eine moderne bodenökologische Untersuchung der sog. Nakamoores, die in den nordosttibetischen Hochsteppen zwischen 4500 und 4700 m Meereshöhe („Wildyak-Steppe“) auftreten. Sie sind von A. Tafel und neuerdings von E. Schäfer⁶⁷) kurz gewürdigt worden. Es sind regelrechte Bultenmoore, deren Bulten aus Sauergräsern (Gattung Carex) zwischen tiefen Kolken von nassem Torfschlamm stehen bzw. auf Torfschlamm schweben und bei den beträchtlichen Wasserstandsschwankungen im Torfschlamm regelrecht versinken können. Die Vegetationszeit dauert in diesen Höhen nur 2—3 Monate und E. Schäfer ver-

mutet, daß es sich in tieferen Schichten um ewig gefrorenen Boden handelt. N. Hörner⁶⁸) hat übrigens auch in den Salzböden der Wüstenbecken der Gobi, die unter einer dünnen Kies-schicht liegen, ausgesprochene Polygonstrukturen festgestellt. Die Polygonfelder (5—20 cm Durchmesser) bestehen aus Salz (wahrscheinlich in der Hauptsache aus porösem Gips), die Spalten dazwischen aus feinem Sand. Die Sandfüllungen verengen sich nach unten und gehen in etwa ½ m Tiefe in kapillare Spalten ohne Sand über, bilden also ein Netz von Keilspalten. Salzpolygone entstehen nach Hörner durch den Wechsel von Ausdehnung und Schrumpfung, die die abwechselnde Durchfeuchtung und Austrocknung des Bodens in dem durch tägliche Temperaturschwankungen von 40—50° C ausgezeichneten Trockenklima mit sich bringt. Die Beobachtungen sind geeignet, auch auf die merkwürdigen materialsortierten Wüstenpolygonböden, die in der Sahara von A. Desio und G. Knetsch beobachtet wurden, ein Licht zu werfen.

Im arktischen Nordamerika sind die wichtigsten neuen Beobachtungen von T. T. Paterson⁶⁹) in Baffin-Land bei 71° n. Br. angestellt worden. Er fand dort die aus Alaska und Nordsibirien bekannten Riesenpolygone der Tundra („Taimyr-Polygone“) wieder, die durch netzförmige Eiskeilspalten verursacht werden, gibt eine genaue Beschreibung und vergleicht sie mit fossilen Eiskeilstrukturen in den Schottern bei Cambridge (England). Die übrigen beobachteten Frostmusterböden teilt er in üblicher Weise in „Mud-Polygons“ und „Stone-Polygons“ und unterscheidet jeweils Typen verschiedener Größe. Die große Zahl der Theorien zur Erklärung der Strukturböden vermehrt er um eine neue, wobei er von der Kräfteentwicklung bei der Eisbildung (St. Taber) ausgeht und um ein sich an der Oberfläche bildendes Eiszentrum im Boden kugelförmige Flächen gleicher Temperatur und gleichen Druckes konstruiert, auf die sich grobe Bestandteile einstellen. Der Begriff der Solifluktion wird von Paterson ganz eigenwillig auf alle Formen fließender Bodenbewegung, selbst im tropischen Südindien und Uganda, ausgedehnt. Um periglaziale Solifluktion zu beweisen, seien daher besondere Kriterien erforderlich, nämlich polygonale Strukturen, Frostspalten und Suffosionserscheinungen, d. h. Aufquellungen und Aufpressungen von Schlamm im Zusammenhang mit ewiger Bodengefornis, wie sie aus Sibirien beschrieben sind und von ihm in einem Fall auch in Baffinland (Keelbay) beobachtet wurden. Aus Grönland sind Beobachtungen über Strukturböden von J. H. Bretz⁷⁰) nachzutragen. Noch nicht zugänglich waren mir die Forschungen von A. L. Washburn⁷¹) von der nordkanadischen Victoria-Insel, die auch einschlägige Fra-

gen betreffen, sowie kurze Mitteilungen von *D. A. Nichols*⁷²⁾ über Solifluktsformen in Nordkanada. Eine wichtige Arbeit aus dem subarktischen Nordwesten Nordamerikas verdanken wir *R. P. Sharp*, Teilnehmer der Wood-Yukon-Expedition 1941 zum Wolf Creek und zur St. Eliaskette im Yukon-Territorium⁷³⁾, in ein Gebiet, das durch perenne Tjäle und eine sommerliche Auftautiefe von nur 2—3 Fuß ausgezeichnet ist. Steinnetze, Steingirlanden und Steinstreifen des normalen arktischen Typus, Miniatur-Erdstreifen und „Earth Hummocks“ ganz vom Aussehen der isländischen Thufur werden beschrieben und abgebildet. Ihre Entstehung wird an Hand einer umfangreichen Literatur diskutiert, vor allem im Sinne von *Poser* und *Antevs*. Eine besondere Form von Blockdämmen, welche die Gleitbahnen von Schlammströmen beiderseits hangabwärts begleiten, wird als „Mudflow levees“ beschrieben. Weil sie im Gebiete an die durch die Tjäle begünstigten Schlammströme gebunden sind, werden sie von ähnlichen Bildungen an Wildbächen („Torrent levees“) unterschieden. Für die untere Grenze der rezenten Strukturbodenbildung wird leider keine genaue Angabe gemacht. Sie liegt zwischen der Wald- und Schneegrenze. Denn in der Nähe der Waldgrenze oder unter ihr sind die durch die Vegetation festgehaltenen Bodenformen fossil, erst höher oben zeigen sie aktive Bewegung. Von den höchsten Teilen der Halbinsel Gaspé an der Mündung des Lorenzstromes, besonders vom Gipfel des Mount Jacques Cartier (1270 m) werden ausgedehnte Felsenmeere, die von offenbar rezenten Steinpolygonen und Steinstreifen durchsetzt sind, berichtet⁷⁴⁾. Damit ist die Verbindung hergestellt zu den Strukturbodenstudien in Neuengland, die die Arbeit von *E. Antevs* über die Mount Washington Range ausgelöst hat. Aus diesen Arbeiten hatte ich 1944 die Ansicht gewonnen, daß die dortigen Miniaturformen nicht jahreszeitlicher Tjäle-Solifluktion, sondern häufigen Frostwechseln in den beiden Übergangsjahreszeiten ihre Entstehung verdanken. Bei *Antevs* finde ich nachträglich die bestätigende Feststellung, daß in der alpinen Zone von Mount Washington Range die Frostwechsel auf Frühling und Herbst beschränkt sind, da die Sommertemperaturen selten unter den Gefrierpunkt, die Wintertemperaturen selten über ihn gehen. Die lebenden Miniaturformen stehen in schroffem Gegensatz zu den bewachsenen fossilen Großformen, die auf das Vorhandensein einer Tjäle im Klima der Eiszeit hindeuten.

Im gebirgigen Westen der Vereinigten Staaten beginnen systematische Beobachtungen über diese Erscheinungen erst in den letzten 10 Jahren, wobei es nicht immer leicht ist, aus den Beschreibungen zwischen aktiver

Bodeneisformung und periglazialen Vorzeitbildungen zu unterscheiden. Die ersten Strukturböden hatte schon *W. H. Hobbs* 1909 in den Selkirk Mountains im kanadischen Felsengebirge beobachtet und mit den arktischen Vorkommen verglichen⁷⁶⁾. Eindeutig sind die Feststellungen von *R. P. Sharp* aus den San Francisco-Mountains in Arizona⁷⁷⁾. Über der Zone einheitlicher Frostbodenerscheinungen finden sich kleine Steinstreifen und Pflasterböden als Produkte gegenwärtiger Frostwirkung über der bei 3450 m gelegenen Baumgrenze. An der Flanke des Agassiz-Peak in 3500 m Höhe hatten sich 1940 auf einer 1932 verlassenen Straße kleine Steinnetze von 15 Zoll gebildet. Der Gipfel des Pikes Peak (4300 m) in Colorado, an dessen steiler Südseite sich in der Eiszeit ein kleiner Gletscher gebildet hatte, ist nach *E. Antevs*⁷⁸⁾ bedeckt mit scharfkantigen Granitblöcken, die an ebenen Stellen eine ziemlich gute Anordnung in großen Netzen von 5 bis 15 Fuß Durchmesser zeigen. *C. F. St. Sharpe* berichtet⁷⁹⁾, daß im Nordwesten des Columbia Plateaus im südlichen Staate Washington Steinstreifenböden sehr verbreitet seien. Ein genau geprüftes Beispiel findet sich 12 Meilen nordwestlich vom Satus-Paß in etwa 900 m. Es sind Streifen von Basaltschutt von 4 Fuß Breite. Erscheinung und Meereshöhe sprechen dafür, daß es sich um periglaziale eiszeitliche Bildungen handelt. Über diese ist die Literatur aus dem Westen der USA schon beträchtlich angewachsen⁸⁰⁾.

Von der Südhalbkugel liegen jetzt vorzügliche Untersuchungen auch aus Neuseeland vor. Wir verdanken sie dem Botaniker *V. D. Zotov*, der durch seine Studien über die vom Menschen beschleunigte Zerstörung des Weidelandes (Tussock-Grasland) auch zum Entdecker der „Frosterosion“ in Neuseeland geworden ist. Seine ersten Veröffentlichungen 1938⁸¹⁾ erfolgten noch ohne jede Kenntnis der einschlägigen Literatur, der Verfasser meinte sogar, die entdeckten Steinnetz- und Steinstreifenböden der neuseeländischen Gebirgssteppen, durch das ausgeglichene ozeanische Klima mit den ständig um den Gefrierpunkt schwankenden Temperaturen und der relativen Regenarmut verursacht, seien eine Besonderheit Neuseelands. In einer neuen Studie⁸²⁾ sind die Versuche *Tabers* und die Beobachtungen von *Hay* über Kammeis (Pipkrake) und Streifenböden aus England zum Vergleich herangezogen. *Zotov* beschreibt vorzüglich ausgebildete Steinstreifenböden von 10—50 cm Breite, also Miniaturformen, vom Aussehen eines „geeggtten Feldes mit den Streifen in Richtung des Maximalgefälles“. Bei leichter Neigung gehen die Streifen in rhomboidische Muster, bei vollkommen horizontaler Oberfläche in hexagonale Polygone über. Sie sind

vollständig frei von Vegetation. Die Materialsortierung geht auf die regelmäßige Bildung von Kammeis (Pipkrake) zurück, wie ich dies im einzelnen von den Gebirgssteppen Südafrikas beschrieben habe⁸³⁾. Für den ganzen Hang ergibt sich eine beträchtliche Bodenbewegung, ein „Soil creep“, der „Kammeis-Solifluktion“ und „Tageszeiten-Solifluktion“⁸⁴⁾ im reinsten Sinn darstellt. Das abgetragene Material belädt die Flüsse mit Sinkstoffen, und verursacht z. B. die „almost perpetually muddy waters“ des Awatere-Flusses. Neben der Bildung von Steinstreifenböden beschreibt *Zotov* noch „Terrassenböden“, die angeblich an die feuchteren Gebiete mit Niederschlägen von jährlich über 100 cm gebunden sind, wo die Ausgangs-Vegetation nicht Büschelgrassteppen, sondern ein geschlossener Rasen ist.

Zwei Gesichtspunkte aus *Zotovs* Erfahrungen bedürfen noch einer besonderen Erwähnung, die Rolle des Windes und die Beförderung der Frostabtragung durch biologische und menschliche Eingriffe. *Wind abblasing* und „Wind-Excavation“ spielt eine große Rolle, nicht nur in den Trockengebieten von Otago im Süden der Südinsel, sondern z. B. auch auf den Kaimanawa Bergen im Innern der Nordinsel. Dabei wirken Frost und Wind zusammen. Durch den Bodenfrost, besonders durch Pipkrake, entsteht eine aufgelockerte „Auffriererde“ („pulverization of the top soil by ice crystals“) und diese abgetrocknete Erde wird sehr leicht vom Wind verfrachtet (vgl. Abb. 24 bei *Zotov* 1938 B!). Frost, Wind, Pflanzendecke und Tierwelt stehen in enger Beziehung. Die Pflanzendecke, ganz besonders der rasenförmige Graswuchs, in geringerem Grade auch die büschelförmigen Tussockgräser, schützen den Boden gegen Frost und Windabblasung. *Zotov* kam zur Auffassung, daß die Beschädigung der Vegetationsdecke durch eingeführte Wildtiere (Kaninchen und Hirsch), weiter durch die Schafzucht und durch das Grasbrennen die ersten Ansätze für die Entblösungen des Bodens gibt, auf denen Auffrierung und Windabblasung angreifen können, die ihrerseits die Vegetationszerstörung fortsetzen. Er behandelt daher die Frosterosion neben der Winderosion und Gully-Erosion als Teilerscheinungen der *Soil-Erosion*, die mit der Massenausbreitung der Kaninchen um das Jahr 1874 begann. Demgegenüber darf aber doch gesagt werden, daß die Frostverwitterung und die subnivale Abtragung in den entsprechenden Klimaten auch Neuseelands ein natürlicher Vorgang ist und daß der Frost auch an natürlichen Entblösungen des Bodens Ansatzpunkte findet, wenn auch die künstliche Störung des Naturhaushalts eine Beschleunigung der Frostabtragung mit sich bringen dürfte.

Die Verbreitung der Strukturböden in Neuseeland hängt von Gestein und Klima ab. Im wesentlichen kommen sie nur auf dem Schuttmantel der Grauwackengebirge vor, der die nötigen physikalischen Eigenschaften frostgefährlicher Gesteine und eine Durchmischung mit Gesteinstrümmern aufweist. Die vertikale Erstreckung reicht von etwa 1200 bis 1800 m, umfaßt also die Gebirgsstufe über der Waldgrenze mit *Danthonia-Grasland*. Auf der Südinsel sind sie besonders in den Bergländern der Provinzen Canterbury und Marlborough, etwas weniger schön in den Kaimanawa-Bergen der Nordinsel entwickelt. Die Temperaturverhältnisse bei 1200 m in Canterbury lassen sich aus dem Vergleich der Küstenstation Christchurch und der Bergstation Bealy (690 m) abschätzen. Es ergibt sich eine Mitteltemperatur des wärmsten Monats von ca. 11.7° C, des kältesten von -0.3° C. Da die tägliche Temperaturschwankung mit 10° C angegeben wird, kann man auf sehr regelmäßige Tagesfrostwechsel in der kalten Jahreszeit schließen. Nachdem nunmehr Bodenfrosterscheinungen aus den südafrikanischen und neuseeländischen Gebirgen genauer beobachtet sind, wäre es besonders erwünscht, solche aus den südaustralisch-tasmanischen Gebirgen und besonders genauere Studien aus dem chilenisch-argentinischen Kordillere zu erhalten. Auf den höchsten Bergen von Neusüdwales und Victoria soll Kammeis nach einer von *F. Loewe* vermittelten Auskunft eine ganz verbreitete Erscheinung sein.

Für die subantarktischen Inseln bietet die Veröffentlichung der Australasian Antarctic Expedition 1911—14 unter Leitung von *Douglas Mawson* nunmehr auch Beobachtungen über die *Macquarie-Inseln*⁸⁵⁾. *Mawson* berichtet aus dem Tagebuch des 1918 verstorbenen *L. R. Blake* über Solifluktion: „The continuous precipitation of moisture, in the form of mist, rain and snow, to which the island is subjected, keeps the surface soils in an almost complete state of saturation. This saturated soil, especially under the influence of repeated freezing and thawing, has a tendency to creep downhill, even on low grades, and by this means it is carried to the valley bottoms where streams then transport it to the sea. The mantle of recent till which covered the upland region has been considerably reduced in volume by this process of solifluktion. More especially have its finer constituents been removed for some depth, leaving the coarser material exposed to the action of other denuding agents. The upland surface of the island, especially after a long continued period of mist and rain, presents the appearance of a ploughed

field viewed from a distance. This phenomenon is due to the grit and other fine material from the desintegrated till, being drawn out by the action of this surface flow age into long straight lines or furrows parallel to the slope of the ridge on which it is nesting." Fig. 2, Tafel 19 zeigt eine deutliche Terrassierung der Hänge, wobei die Stufen von der Hartpolstervegetation von *Azorella Selago* gebildet, die Flächen dazwischen aber völlig kahl sind. Die Erklärung sagt: „Solifluction is evidenced, resulting in a terracing with *Azorella* banks as risers and with gravel covered treads“. Ältere Beobachter haben hier wie auch auf den Kerguelen oder am Kilimandscharo mehr an die früher erkannten Windwirkungen gedacht. In Wirklichkeit ist das primäre die Frostwirkung im Boden; erst der durch den Frost mechanisch pulverisierte, gelockerte und dem Wind exponierte Boden kann sekundär eine starke Windabtragung erfahren.

Gerade während der Niederschrift dieser Zeilen erhalte ich durch Zufall einen brieflichen Bericht von den Macquarie-Inseln von *F. Loewe*, der als Teilnehmer der Australian National Antarctic Research Expedition im Februar 1948 die Inseln kurz besuchen konnte. Er schreibt: „Streifenboden ist sehr deutlich ausgebildet. Die Streifen verlaufen in der Gehängerichtung. Die Erd- und Schuttbänder sind je etwa 10—15 cm breit, die Steinstreifen meist etwas schmaler als die Erdstreifen. Diese erscheinen ein wenig höher als die Steinstreifen. Die Steinhäufung erstreckt sich etwa 5 cm in die Tiefe. Darunter findet sich mit kleinen Steinchen durchsetzte, lehmige Erde. Die von mir gesehenen Vorkommen liegen in einer Meereshöhe von 250 bis 300 m“. Es sind also ausgesprochene Miniaturformen, wie sie in dem ozeanischen subantarktischen Klima auch allein möglich sind. Da die Temperatur der Macquarieinseln trotz der südlicheren Lage wärmer ist als die der Kerguelen (Jahresmittel + 4,4 °C), die Tagesschwankungen und Jahresschwankungen dagegen kleiner (period. Tagesschwankung im Jahresmittel 1,1 °C), sind die Frostwechsel in Meeresspiegellhöhe viel seltener als dort und es ist zu erwarten, daß die Strukturböden erst in einer gewissen Höhe über dem Meeresspiegel auftreten.

6. Das periglaziale Europa

Ein Bild des eiszeitlichen Europa, d. h. Europas während der letzten Eiszeit zu entwerfen, ist eine paläogeographische, damit eine geologische Aufgabe. Sie ist jedoch für die Erklärung des heutigen Bildes so bedeutsam und die Forschungsmethode zu ihrer Lösung muß derart stark von Erfahrungen der

aktuellen Dynamik ausgehen, daß sich ihr bis jetzt mehr die Geographen als die Geologen unterzogen haben. *Albr. Penck* hat diesem Thema im hohen Alter einen Aufsatz gewidmet⁸⁶⁾, der noch auf die Beigabe einer Karte verzichtet. Er rekonstruiert die Landumrisse auf Grund der Erfahrungen über die eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels, die Ausdehnung der Vereisungen, die Höhenlagen der Schneegrenze und das Flußnetz und versucht aus der Lage der eiszeitlichen Schneegrenze im Vergleich mit der heutigen genauere Klimadaten zu gewinnen. Mit den Ergebnissen der modernen Periglazial- und pollenanalytischen Vegetationsforschung konnte sich *Penck* nicht mehr befreunden, die Annahme von ewiger Gefornis im mitteleuropäischen Periglazialgebiet lehnte er ab. Eine kartographisch fein durchgearbeitete Darstellung (ohne Text) für einen großen Teil der Alpen und für Oberitalien hat *B. Castiglioni*⁸⁷⁾ geliefert. Einen ersten Kartentwurf für ganz Europa, an kaum beachteter Stelle veröffentlicht, verdanken wir *Fr. Enquist*⁸⁸⁾. Außer den Landumrissen und der Ausdehnung der Vergletscherung verzeichnet er die Waldgrenze und scheidet im Raum zwischen ihr und dem Inlandeis Tundra, Steppe und vegetationsfreies eisnahes Sandgebiet mit Inlanddünen aus. Als Steppen sind alle Lößgebiete von der Bretagne bis zum Ural, wie sie *E. Grabmann* dargestellt hatte, als Tundren die lößfreien Räume dazwischen aufgefaßt, während der ganze Streifen vom Inlandeisrand bis zur Nordgrenze des Löß als Gebiet der Sandverwehung und Dünenbildung ausgeschieden ist. Da die Ablagerung des Löß im einzelnen von topographischen Faktoren abhängig war, kann die Gleichsetzung von Löß und Steppensareal nur so begründet werden, daß der Löß die Vegetation bestimmt und daß im klimatischen Tundrengürtel Lößaufwehung arktische Steppe erzeugt habe. Einen bedeutenden Schritt vorwärts hat jüngst *H. Poser* getan durch sein Kärtchen „Europa in der Würmeiszeit 1:20 Mill.“⁸⁹⁾. Die Darstellung beruht auf einer weitgehenden Verwertung sowohl der Periglazial- als der pollenanalytischen Spätglazialforschung und enthält die polare eiszeitliche Waldgrenze (östlich der Alpen viel weiter nördlich als bei *Enquist* und die äquatoriale Grenze des Dauerfrostbodens (auf Grund der Verbreitung der eiszeitlichen Eiskeilbildungen, der kryptorbatilen Ablagerungen und der klimabedingten Talasymmetrien). Die besondere Bedeutung dieser Darstellung liegt darin, daß sie es erlaubt, unter Berücksichtigung der aus den Ablagerungen abzulesenden Auftautiefen recht genaue Betrachtungen über die Klimagebiete des

eiszeitlichen Europa anzustellen (vgl. seinen Beitrag in diesem Bande!).

Posers Darstellung erfährt noch eine sehr wichtige Ergänzung, für Frankreich auch noch eine wesentliche Korrektur durch die ausgedehnten Forschungen des französischen Diluvial-Geologen *André Cailleux* über die Wirkungen des Windes im periglazialen Europa, die seit 1932 systematisch durchgeführt, in einigen Dutzend kleinerer Aufsätze niedergelegt und bis 1942 in einer umfassenden Monographie⁹¹⁾ zusammengefaßt sind. *Cailleux's* Feldstudien erstreckten sich auf einen großen Teil Europas, von den Alpen bis Skandinavien und Finnland und von Großbritannien, Frankreich und Catalonien bis Österreich, Polen und dem Baltikum, somit auf die großen Inlandeisgebiete und Gebirgsvergleitungen Europas und das periglaziale Zwischengebiet. Zum Vergleich hat er die frost-äolischen Bildungen im heutigen subnivalen Island⁹²⁾ und die wüstenäolischen im südlichen Algerien und Tunis studiert. Seine Methode ist gerade in ihrer Einseitigkeit und Beschränkung wirkungsvoll und ergebnisreich. Nicht behandelt werden Löß und Dünenmorphologie. Die Arbeit stellt eine originelle Sedimentpetrographie des Quartärs dar, analysiert die in Frage kommenden Sand- und Kiesablagerungen, aber nicht granulometrisch, geochemisch oder auf den Schwermineralgehalt, sondern nur nach Form und Aussehen der Körner und nach den Ablagerungsbedingungen im Gelände. Die statistischen Ergebnisse von etwa 3000 Proben werden in Karten verarbeitet und mit den sonstigen periglazialen Erscheinungen in Verbindung gebracht. Besonderes Augenmerk wird auf die Windkanter (Fazettengeschlebe, Dreikanter, *Cailloux faconnés*, *Ventifacts*, *Wind cut pebbles*) und auf die Sandkörner von 0,4-1 mm Durchmesser gelegt. *Cailleux* findet in Anlehnung an *H. C. Sorby* und *L. Cayeux*, daß man sicher erkennen kann, ob ein Quarzkorn von dieser Größe durch Stöße in der Luft bearbeitet, also äolisch verfrachtet oder aber von fließendem Wasser oder den Meereswellen befördert ist. Unter der Wirkung des Windtransports nehmen die Quarzkörner runde Form und mattes Aussehen an, bei Wassertransport im Fluß oder Meer werden sie abgestumpft und schimmernd. Körner, die beim Gletschertransport entstehen (Moränensand) oder durch Frostzerfall (z. B. in Strukturböden) sind unbeanspruchung und kantig.

Die Verarbeitung der Analysen in Karten ergibt folgendes:

1. Der mittlere Anteil der nicht beanspruchten Sandkörner an den quartären Ablagerungen beträgt 80 % in ganz Fennoskandien (ohne

Schonen, Öland und Gotland) und wieder in Südfrankreich und der Bretagne. Dazwischen sinkt er ab, in Polen, Norddeutschland, Dänemark, Holland und in der Nordsee auf 40 %;

2. Der mittlere Anteil der äolischen Sandkörner beträgt umgekehrt 10 % in ganz Fennoskandien (außer Schonen) und südlich einer Linie, die von der Garonne zum Loire-Bogen und durch Burgund nach dem Schwarzwald verläuft. Dazwischen steigt der Anteil auf über 40 % in einem Streifen, der vom Boden der Nordsee, Holland und Jütland durch die norddeutsche Tiefebene und Polen (mit Ausnahme der Küstenländer der Ostsee) zieht. An der mittleren Weichsel erreicht er mit 80 % sein Maximum.

3. Die Verbreitung der Windkanter und der kryoturbaten Ablagerungen stimmt mit diesem sedimentstatistischen Bild überein. Sie fehlen fast völlig im Kerngebiet des nordeuropäischen Inlandeises, das erst vom Eis befreit wurde, als das strenge Klima gewichen war und ein Vegetationsmantel das eisfreie Gebiet bedecken konnte. Im gotiglazialen Gürtel finden sich kaum noch kryoturbate Erscheinungen, und fazettierte Geschiebe zeigen den Windschliff nur an der nach oben gekehrten Seite, sind also durch Kryoturbation nicht mehr umgelagert worden. Von Windschliffen bei Hardenberga (Schonen) glaubt *Cailleux* mit Sicherheit für das Gotiglazial nordöstliche Winde ablesen zu können. Ein scharfer Gegensatz besteht an der Grenze der Weichselvereisung in Schleswig-Holstein⁹³⁾ und Jütland⁹⁴⁾. Die von *A. Dücker* vorzüglich untersuchten Profile mit kryoturbaten Strukturen, Steinpflaster in Steinstreifenform und Decksand finden sich nur im Periglazialbereich außerhalb der weichselzeitlichen Endmoränen und Sander. Ewige Gefrorenis und Frostdeflation herrschten also wohl beim Vorrücken und bei der Maximalausdehnung des weichselzeitlichen Inlandeises, aber nicht mehr bei seinem Rückzug. Erdgeschichtlich beginnen die äolischen Sande, die einen hohen Anteil an den roten Sandsteinen des Devon (Old Red) und der Trias (Buntsandstein) haben, aber in den Sanden von Jura, Kreide und Tertiär wieder ganz zurücktreten, mit den Ablagerungen der ältesten (Elster-) Eiszeit plötzlich wieder stark zuzunehmen⁹⁵⁾. Mit ihrer Hilfe kann man im ganzen periglazialen Bereich vom Rande der weichseleiszeitlichen Moränen im Norden bis zum eiszeitlichen Waldgebiet in Südeuropa, mit Ausnahme allerdings gewisser Mittelgebirge wie dem französischen Zentralplateau, wo die eiszeitliche Winderosion keine Spuren hinterlassen hat, auch die Grenze der tertiären Warmklimata im Pliozän gegen die erste klimatische Abkühlung im Frühquartär sedimentpetrographisch

festlegen. In Belgien stimmen die Ergebnisse von *Cailleux* mit der von *Tavernier* auf Grund der Fauna gewonnenen Gliederung des Neogen⁹⁶⁾ gut überein.

Die Arbeiten von *Cailleux* vervollständigen auch die Kenntnis der Eiszeitlandschaft an der französischen Atlantikküste von der Normandie bis zu den Pyrenäen. Fazettengerölle in Verbindung mit kryoturbaten Ablagerungen finden sich im ganzen nordwestlichen Frankreich, auch in der Bretagne, beiderseits der unteren Loire, im Loirebogen im Departement Cher und in der Landschaft Brenne, in der Gegend von Bordeaux und Toulouse, schließlich noch im Vorlande der alpinen Vereisung an der mittleren Rhone von den Dombes bis zur Isère⁹⁷⁾. Fossile Eiskeilspalten („Fentes en coin“) sind bei Jeurres im Departement Seine-et-Oise, ausgezeichnete, von der Meeresbrandung freigelegte fossile Polygonböden bei Plouguerneau und Brignogan (Finistère) und bei Moutiers an der Loiremündung festgestellt worden. Die fossilen Steinnetze der Bretagne-Küste haben seitdem auch *Milon* und *Heger*⁹⁸⁾ beschrieben. Zahlreiche Tatsachen, kryoturbate Strukturen und mit ihnen verbundene Windkanter, deutliche Eiskeilspalten in der Umgebung von Bordeaux bestätigen, was auch die diluviale Fauna und die Pollenanalyse der Torfe lehrt, daß die Gegend von Bordeaux in der Eiszeit noch arktisches Klima mit Dauergefrornis hatte⁹⁹⁾, während südlich der Pyrenäen bei Barcelona und in der Provence keine derartigen Spuren mehr zu finden sind¹⁰⁰⁾. Alles spricht dafür, daß sich im westlichen Frankreich die Zone ewiger Gefrornis südwärts bis zu den Landes ausdehnte. Wie sich dazu die eiszeitliche Waldgrenze verhielt, bleibt noch zu klären. Sie kann wohl nur südlicher gelegen haben als die Grenze der Gefrornis, da sich eine Bildung von Windkantern in kryoturbaten Ablagerungen kaum im Walde vollzogen haben kann.

Cailleux's Methode ist nicht ganz ohne Kritik hingenommen worden. Daß der Wind ein wirksameres Agens bei der Formung der Sandkörner ist als fließendes Wasser und daß die glatten Oberflächen am besten durch Wind entstehen, ist auch von der amerikanischen Sedimentforschung erkannt worden¹⁰¹⁾. *H. E. Wright* weist aber darauf hin¹⁰²⁾, daß noch nicht endgültig bekannt sei, wie sich Rundung und Mattierung der Körner zueinander verhalten und fordert eine weitere Verfeinerung der Proben-sammlung und Verarbeitung. Die wichtigsten Thesen werden jedoch auch von ihm anerkannt: 1. Zunahme der äolischen Sande beim Übergang vom tertiären zum kalten pleistocänen Klima; 2. hoher Anteil der äolischen Sande an den

pleistocänen Ablagerungen zwischen dem Nordrand des Lößgürtels und der Grenze der letzten Inlandvereisung; 3. dieser Gürtel verstärkt sich gegen Osten mit der Zunahme der klimatischen Kontinentalität; 4. Unterstützung der sedimentanalytischen Ergebnisse durch das Studium der Kryoturbation und der Fazettengeschlebe.

7. Physiographie der periglazialen Klimagebiete

Zum abschließenden Überblick soll versucht werden, die Merkmale festzuhalten, welche für die Physiographie und Geomorphologie der subnivalen, in der Nähe der heutigen Schneegrenze gelegenen, bzw. der periglazialen im Umkreis der eiszeitlichen Vergletscherung gelegenen Gebiete ausschlaggebend sind. Wir sprechen im Sinne von *W. M. Davis* und der amerikanischen Schule vom subnivalen oder periglazialen Zyklus der Landabtragung, was ungefähr gleichbedeutend ist mit *E. de Martonne's* „Zyklus der Nivation“. Wir verstehen aber darunter ausdrücklich nicht nur die Gebiete der ewigen Gefrornis, sondern alle Klimabereiche mit einer morphologisch sehr wirksamen Bodengefrornis. Als Grenze dieser Wirksamkeit haben wir die Grenze gewählt, bis zu der regelrechte klimatische Strukturböden (Frostmusterböden) gebildet werden, die „Strukturbodengrenze“. In diesem Bereich können wir unterscheiden:

1. Gebiete mit etwaiger Gefrornis des Unterbodens (perenne Tjäle, Pergelisol, Permafrost), wie sie heute vor allem in den winterkalten Kontinentalklimaten der Nordhalbkugel im nördlichen Eurasien und Nordamerika verbreitet sind und in der Eiszeit in einem breiten Gürtel auch um das nordeuropäische Inlandeis von West- durch Mittel- bis Osteuropa verbreitet waren.

2. Gebiete mit einer langen, den größeren Teil des Jahres dauernden Gefrornis des Unterbodens (annuelle Tjäle), vor allem in Gebirgen der subpolaren und gemäßigten Breiten der Nordhalbkugel.

3. Gebiete mit sehr häufigem bis allnächtlichem Frost und mit Eisbildung nur in den obersten Bodenschichten (Tageszeitengefrornis), allgemein in tropischen Hochgebirgen, aber auch in den meisten subtropischen und in vielen Hochgebirgen der gemäßigten Zonen bis in hoch-ozeanische Klimate der Subpolarzone.

a) Frostsprengung (Congelifraction)

Die erste Voraussetzung aller Abtragungsvorgänge in den subnivalen Klimaten von der Polarzone bis zu den äquatorialen Hochgebirgen

ist die bekannte mechanische Frostverwitterung, die das Gestein in eckige Trümmer jeder Korngröße zu verwandeln vermag. Der physikalische Gesteinszerfall übertrifft in diesem Bereich die geringe chemische Verwitterung bei weitem. Den in den Lehrbüchern behandelten, im einzelnen von B. Högbom aus Spitzbergen illustrierten Tatsachen (Frostabsplitterung, Spaltenfrost etc.) ist nichts Neues hinzuzufügen.

b) Kryoturbation

In dem so entstandenen Schutt- und Lockerboden setzen durch den Wechsel von Frost und Tauen, durch den beim Gefrierprozeß erfolgenden Frostdruck und die Wasseransaugung aus dem nicht gefrorenen Unterboden und durch das Freiwerden dieser Wassermassen beim Wiederauftauen kräftige Bewegungen ein. Man hat beim Frostdruck zwischen Frostschub (Frost thrust, schwed. tjälskjutning) und Frosthebung (Frost heave, schwed. tjällyftning) unterschieden. Der Wasseransammlung in der gefrierenden Schicht über das im Porenvolumen enthaltene Wasser hinaus entsprechen beim Gefrieren die sog. „exzessive Frosthebung“, beim Tauen die Wasserdurchtränkung und Wasserübersättigung. In Schweden hat man frühzeitig über die Rolle der „Regelationsfließerde“ bzw. der „Durchtränkungsfließerde“ diskutiert. In dem Auftauboden über der (perennen oder annuellen) Tjäle, also besonders in den winterkalten Subnivalklimaten der höheren Breiten der Nordhalbkugel, spielt tatsächlich die Durchtränkung eine viel größere Rolle als die Regelation. Von manchen Autoren (Low, Gripp, Romanowsky) wird die Tatsache, daß die Durchtränkungsfließerde den Charakter einer Suspension annehmen kann, zur Grundlage einer Theorie gemacht, die mit Umlagerungen im Auftauboden nach dem Vorbild viskoser Flüssigkeiten bei Temperaturunterschieden zwischen 0° und $+4^{\circ}\text{C}$ auskommen zu können glaubt (Konvektionshypothese, Brodelhypothese). In den Klimaten mit vorherrschender Tageszeitengefrornis jedoch ist die Regelation augenscheinlich und zweifellos viel wichtiger als die Wasserdurchtränkung, wenn auch beim Wegtauen des oberflächlichen Bodeneises und Kammeises gleichfalls ein breiiger Zustand in der obersten Bodenschicht entstehen kann.

Die starken Bodenbewegungen, die durch die wechselnde Bodengefrornis ausgelöst werden, hat man als „Kryoturbation“ (oder „Congeliturban“) bezeichnet. Sie bestehen bei ebener Oberfläche über Tjäle in unregelmäßigen oder regelmäßigen zyklischen

Bewegungen der Bodenteilchen und erzeugen entweder im Bodenprofil unregelmäßige Strukturen (Involutions, Würgeböden, Taschenböden) oder aber im Grundriß regelmäßige radialsymmetrische, polygonale oder ringförmige Strukturen, die bei gemischtem Gesteinsmaterial auch eine deutliche Sonderung der Korngrößen aufweisen (Steinpolygone, Steinringe, Steinnetze). Am geeigneten Hang treten zu den zyklischen Bewegungen noch einseitige, durch die Schwerkraft verursachte Bewegungen (Translationsbewegungen) hinzu, durch die axialsymmetrische Bodenmuster (Girlanden, Streifen, Feinerdestreifen etc.) entstehen. Die regelmäßigen Strukturen der Bodenoberfläche kann man als „Frostmusterböden“ („Frost pattern soils“) zusammenfassen, um sie von ähnlichen Formen zu unterscheiden, die ohne Bodengefrornis durch Quellung und Schrumpfung von Tonböden oder Salzböden entstehen (Trockenrisse, Salzpolygonböden). Ein Unterschied besteht noch in den Ausmaßen der Frostmuster. In dem $\frac{1}{2}$ bis mehrere Meter tiefen Auftauboden über Tjäle entstehen vorwiegend Großformen, in der wenigen Zentimeter mächtigen Schicht der tageszeitlichen Gefrornis nur Miniaturformen. Die genannten Vorgänge sind aber nicht gleichmäßig im ganzen Klimabereich entwickelt. Es spielt die Eignung der verschiedenen Gesteine nach ihrem Wasserhaltungs- und Kapillarvermögen („Frostgefährlichkeit“ der Gesteine) eine große Rolle, am stärksten im Bereich der Tageszeitengefrornis, bei der der Wasserstau der Tjäle fehlt und die Wasserhaltungskraft der Bodenoberfläche allein entscheidet.

c) Solifluktion

Eine besondere Rolle für die Landformung der subnivalen Klimabereiche der Jetztzeit und Vorzeit spielen die flächenhaften Hangbewegungen, die man neutral als soligelide Denudation bezeichnen könnte. Die Bewegungen sind außerordentlich lebhaft und dürften zu den kräftigsten Abtragungsvorgängen gehören, die wir auf der Erde kennen, zumal sie sich auch bei ganz flachen Hangneigungen abspielen können. In dem wasserdurchtränkten Auftauboden über der Tjäle sind es regelrechte Fließbewegungen, für die allein ursprünglich die Bezeichnung Bodenfließen oder Solifluktion geprägt wurde. Der Begriff ist aber in der folgenden Zeit von manchen Autoren für alle Umlagerungsvorgänge im Boden unter starker Beteiligung von Frost und Tauen verwandt worden, auch für die Bildung der Frostmusterböden der polaren Breiten auf ebener Oberfläche. Der

Begriff Solifluktion ist dann ziemlich gleichbedeutend mit dem neuen Wort Kryoturbation oder Congelitur. Wir haben infolgedessen zwischen Hangsolifluktion oder Makrosolifluktion (oder klinotroper Solifluktion) und endozyklischer oder Mikrosolifluktion unterschieden. Aber auch in den Gebieten mit tageszeitlicher oberflächlicher Gefrorennis und mit Miniaturformen der Frostmusterböden ist die soligelide Denudation ähnlich kräftig. Nur ist die Bewegungsform des Bodens verschieden. Sie spielt sich in einer dünnen Oberflächenschicht ab und nicht so sehr durch Fließbewegungen als durch eine Häufung kleiner Hangversetzungen, die sich aus dem allnächtlichen Emporheben der oberen Bodenpartikel durch die Eisnadeln und dem folgenden alltäglichen Rüksinken in tiefere Lage beim Tauprozeß zusammensetzen. Da sich aber die beiden zeitlichen Grundformen, Jahreszeitengefrorennis und Tageszeitengefrorennis räumlich nicht vollständig trennen lassen, sondern in bestimmten Klimaten nebeneinander wirken können und da die beiden Bewegungsarten auch zu gleichem Endergebnis führen, muß man den Begriff der Solifluktion auch auf die soligelide Bodenabtragung ausdehnen, wie sie sich in den tropischen Hochgebirgen und in der Subantarktis abspielt. Die Wirkung der Solifluktion ist die, daß sich allenthalben, auch an sehr flachen Hängen, am stärksten am Fuße der Berghänge, Schuttdecken aus ungeschichtetem, steinig-lehmigem Material ausbilden. Dieser Wanderschutt wurde im periglazialen Bereich Deutschlands früher oft als Pseudomoräne, in England als Warp, Trail oder Head beschrieben. Auch die Blockmeere und Blockströme, die ihre Zusammensetzung aus grobem Material nur der Widerständigkeit ihrer Gesteine verdanken, stellen nur Solifluktionsschutt subnivaler Bodenabtragung dar, der über flache Hänge hinweggewandert ist. Durch die korradierende Kraft an ihrer Sohle üben solche Fließerden auch eine gewisse abtragende Wirkung auf ihre Unterlage aus, die durch das sog. Hakenwerfen der anstehenden Gesteinsbänke sichtbar gemacht wird. J. Büdel¹⁰²⁾ hat für das periglaziale Mitteleuropa gezeigt, daß die Decken von Wanderschutt an Hängen von geringerer Neigung als 15—17° im allgemeinen Vorzeitbildungen aus der Zeit der eiszeitlichen Solifluktion darstellen und daß im gegenwärtigen humiden Klima stärkere rezente Hangbewegungen nur bei größeren Gefällswinkeln stattfinden können.

d) Eiszeitliche Flußaufschotterung

Das durch soligelide Denudation oder Solifluktion zu Tal beförderte Schuttmaterial ist so

gewaltig, daß die Flüsse im subnivalem Bereich in den Zeiten der Eisschmelze allgemein sehr stark mit Sedimenten überlastet werden. Sie haben infolgedessen eine starke Tendenz zu fluvialer Sedimentation und Akkumulation. Damit gleichen sie den Schmelzwasserflüssen der Gletscher und des Inlandeises, die sich ja gleichfalls innerhalb des subnivalem Klimabereiches entwickeln. In erster Linie Soergel und Büdel¹⁰³⁾ verdanken wir die Erkenntnis, daß die eiszeitlichen Talterrassen Mitteleuropas gleichen rhythmischen Aufbau zeigen, gleichgültig, ob sie von den alpinen Eiszeitgletschern als fluvioglaziale und glazigene Terrassen ausgehen, oder ob sie in unvergletscherten Bergländern ihren Ursprung nehmen. Da allenthalben die Betten aufschotternder Flüsse sich gabeln und verästeln und dabei ihre Sedimente auszubreiten bestrebt sind, zeigen solche Flüsse auch starke Seitenerosion, wodurch breite an Schwemmkegel erinnernde Talfüllungen und an den Talflanken beiderseits weit geschwungene Uferkonkaven entstehen, die bei leicht abtragbarem Material der die Täler trennenden Riedel auch seitlich durchbrechen und mit den Talsedimenten von Nebentälern verschmelzen können. Solche Terrassenfelder täuschen dann viel größere, wasserreichere Flüsse vor. Durch die Hangsolifluktion kann in solche Schotterbetten auch sehr grobes Blockmaterial von harten Gesteinen (Blockströme) gebracht werden, das durch die gewöhnliche Hangabspülung und durch fluviale Kräfte nicht transportiert werden könnte. Einzelne in die eiszeitlichen Sedimente eingestreute ortsfremde Blöcke oder ganze Lagen von solchen, die sich in eiszeitlichen Flußschottern z. B. im Mittelrheingebiet finden, können mit Hilfe der Solifluktion leichter verstanden werden als bisher. Die eiszeitlich aufgeschütteten Terrassen werden in den darauffolgenden Zeiten jeweils wieder von den Flüssen in Perioden der Tiefenerosion zerschnitten. Im Alpenvorland konnte jedoch nachgewiesen werden, daß diese Tiefenerosion jedenfalls bei der Würmeiszeit nicht erst in der Postglazialzeit einsetzte, sondern bereits, als der Eisrand sich von seiner maximalen Ausdehnung zurückzuziehen begann¹⁰⁴⁾. Auch bei den nichtglazialen, periglazialen Flüssen schlug die Tendenz der Aufschotterung in die der Tiefenerosion offenbar zur gleichen Zeit um. Dieser morphologische Befund stimmt damit überein, daß sich auf dem vom Eise der letzten Eiszeit freigegebenen Boden der Jungglaziallandschaft auch keine starken Wirkungen der Bodengefrorennis und Kryoturbation nachweisen lassen. Der klimatische Sprung, der das eiszeitliche Periglazialklima beschloß, lag also auch nach dieser Erfahrung bereits beim Beginn des Eisrückzuges.

e) Die Wirkungen des Windes im subnivalen Bereich — die Gelideflation

Seit drei Jahrzehnten hat sich immer mehr die Erkenntnis Bahn gebrochen, daß zu der Dynamik der periglazialen Formbildung neben Frostabtragung und Schmelzwassersedimentation auch sehr starke Windwirkungen gehören, sowohl äolische Abtragung oder Deflation als auch die korrelierte äolische Akkumulation. Die Erkenntnis war lange gehemmt durch die in den älteren Lehrgebäuden zugrundegelegte Auffassung, daß starke Windwirkungen an trockenes Klima gebunden seien und darüber hinaus nur lokal dort auftreten könnten, wo die Pflanzendecke fehlt (Meeresküste, Schotterfelder, junge Vulkanaufschüttungen). Dementsprechend wurden auch die äolischen Vorgänge im Zusammenhang mit der Wüstenmorphologie behandelt und allein für den ariden Zyklus starke Windabtragung angenommen. Heute kann man feststellen, daß es einen zweiten klimatischen Bereich starker Windwirkung gibt, nämlich die subglazialen Klimate. Hier handelt es sich nicht um die klimatische Trockenheit, wenn diese auch verstärkend hinzukommen kann, auch nicht nur um die fehlende oder schwache Pflanzenbedeckung, sondern vor allem auch um eine physikalische Aufbereitung des Bodens durch Frost und Gletscher, die für Windabbläsung günstige Korngrößen herstellt.

Die seit 1899 umstrittenen Auffassungen über das interglaziale oder glaziale Alter der Lößablagerungen Europas sind seit *Soergels* Arbeiten über Stratigraphie und Fauna des Löß 1919 endgültig im zweiten Sinn entschieden. Als Ausgangsmaterial betrachtete man zunächst nur die Feinsedimente der eiszeitlichen Gletscher („Gletschertrübe“, „Gletschermilch“), die von den sommerlichen Schmelzwässern ausgebreitet, auf den im Herbst und im Winter abgetrockneten Sandern und Schotterfeldern der Abbläsung ausgesetzt waren. An einigen Beispielen, z. B. zwischen Inn und Alz in Oberbayern konnte man aus der Abnahme der Korngrößen im Lößgestein in bestimmter Richtung die genaue Herkunft bestimmen. An anderen Stellen stehen Lößdecken in enger räumlicher Beziehung zu Flugsanddecken, mit denen sie durch allmähliche Übergänge der Korngrößen verbunden sind (Niederrhein, Elbtal, Nordwestdeutschland). Sie sind beide Ausbläsungsprodukte fluvioglazialer Sedimente. Ob daneben die Bildung der Binnendünen, die Aufwehung von Flugsanddecken zu Dünenhügeln, gleichfalls schon im Höhepunkt der Eiszeit oder in unmittelbarem Anschluß daran einsetzte, ist noch nicht endgültig geklärt. Jeden-

falls ist die Umlagerung zu Dünen auch noch in spätglazialer Zeit weitergegangen, wie auch noch in Skandinavien nach dem Eisrückgang Dünen aufgeweht wurden. Seitdem *Beskow* 1930 in Lappland¹⁰⁵⁾ und *Dücker* 1937 im Riesengebirge¹⁰⁶⁾ durch granulometrische Messungen rezenter Frostböden zu dem Ergebnis kamen, daß in diesen Frostböden kein allmählicher Übergang von den Großbestandteilen der Steinnetze zur Feinerde besteht, sondern daß im ganzen Profil des Feinerdebodens die Frakturen 0,1—0,02 mm sehr stark vorherrschen, entstand die Auffassung, daß durch die subnivale Frostverwitterung ganz allgemein Korngrößen entstehen, die das beste Ausgangsmaterial für Flottsande (0,2—0,01 mm) und Löß (0,05—0,01 mm) darstellen. *Dücker* ist sogar der Meinung, daß der Löß „zum größten Teil als das Ausbläsungsmaterial diluvialer Frostböden angesehen werden kann.“ In der Altdiluviallandschaft Nordwestdeutschlands sind vielfach an der Basis der Flugsand- und Flottsanddecken Steinsohlen mit zahllosen Windkantern (*Cailloux faconnés*) festgestellt worden¹⁰⁷⁾, die die Bedeutung der periglazialen Winde noch weiter beleuchten. Die Kryoturbation wirkt insofern mit, als sie die Vegetationsbedeckung hindert und ständig neues Bodenmaterial an die Oberfläche bringt und der Ausbläsung aussetzt. Die periglazialen Steinpflaster („Brodelpflaster“) sind ein Gegenstück zu den Steinpflastern der Wüsten („Panzerung der Wüstentennen“). Hier setzen die neueren Arbeiten von *A. Caillex* ein, die erweisen, daß äolische Sande einen hohen Anteil an den quartären Ablagerungen nur im Bereich des in der letzten Eiszeit vergletscherungsfreien West- und Mitteleuropa haben, nordwärts bis zu den Jugendmoränen, südwärts bis zur eiszeitlichen Waldgrenze in Südfrankreich und bis zum alpinen Vereisungsgebiet. Die Windkanter und die kryoturbaten Erscheinungen zeigen eine ähnliche Verbreitung.

Wir müssen also eine äolische Dynamik der Trocken- und Wüstengebiete und der subnivalen-periglazialen Gebiete unterscheiden. Die Voraussetzung der letzteren ist nicht der physikalische Gesteinszerfall und die Trockenheit, sondern die eluviale Aufbereitung des Bodens durch Frostverwitterung und Kryoturbation und die zeitweilige Bindung des Wasser in fester Form. Zum Unterschied von der ariden Deflation wollen wir daher, um die Wirkung des Frostes zum Ausdruck zu bringen, von „Gelideflation“ sprechen, für die gesamte Erscheinung der Windwirkungen von periglazial-äolischen Vorgängen.

Ein Produkt lediglich der Gelideflation ist der Löß. Nirgends in den Tropen, auch nicht

am Rande der tropischen Trockengebiete, finden wir Löß. Gelegentliche Angaben, z. B. für den Sudan oder für die Llanos des Mamoré beruhen auf Irrtum. Er ist an die höheren Breiten der Nord- und Südhalbkugel gebunden und ist dort weitaus in den meisten Gebieten ein Produkt eiszeitlicher, periglazialer Deflation und Akkumulation. A. Penck hatte zweifellos recht, wenn er auch dem chinesischen Löß zum allergrößten Teil aus eiszeitlichen Schmelzwassern des zentralasiatischen Hoangho-Gebietes herleitete¹⁰⁸). Die rezente Lößbildung hat sich in die heutigen subnivalen Bereiche (Island, Grönland) zurückgezogen. Die ausgedehnten und z. T. sehr mächtigen Ablagerungen von äolischem Sediment (Möhella) in Island, die z. T. wieder einer vom Menschen beschleunigten Abtragung unterliegen, sind Löß, Flotssand und Flugsand, nach *Cailleux* von Korngrößen zwischen 0,01 und 0,1 mm. Das gröbere Material wird zu Dünen aufgeweht ähnlich wie in Grönland, wo die Löß- und Flugsandbildung, besonders von *W. H. Hobbs*¹¹⁰), früher von *O. Nordenskjöld*¹¹¹) beschrieben wurden. Auch der *Kryokonit* der Polargebiete, ursprünglich als kosmischer Staub beschrieben, ist längst als terrigenes, aus dem Umkreis der Gletscher stammendes Windsediment erkannt.

Schon einmal ist die Rolle des Windes in den Polargebieten zusammenfassend gewürdigt worden¹¹²). Sicher spielt der Vegetationsschutz eine sehr große Rolle, so daß die Wirkungen im Bereich der Tundra noch gering, sehr stark erst in den hochpolaren Klimaten sind. Aber auch vom skandinavischen Fjäll werden winderozierte Moränenlandschaften und windpolierte Felsen beschrieben¹¹³) und besonders stark scheint Winderosion im Gebiet der Tageszeitengefornis der Subantarktis zu sein. Die Landschaft der Kerguelen haben *Schimper* und *Werth* als „Windwüste“ geschildert und von den Macquarie-Inseln wird ähnliches berichtet. Nach den feinen Beobachtungen von *Zotov*¹¹⁴) in Neuseeland ist es die Kammeisaufgefrierung, die dort die Voraussetzungen für Strukturböden und Geliflation schafft. Etwas ähnliches, Rasenschalen durch Kammeis und Windverfrachtung der Frosterde kann man in kleinem Umfang auch in den Hochalpen (Gamsgrube an der Pasterze), ja selbst auf deutschen Ackerböden im Tieflande an frostklaren Wintertagen beobachten.

f) Kryoplanation

Das Endergebnis aller genannten Einzelvorgänge — Frostverwitterung und Frostsprengung, Kryoturbation und Solifluktion, Aufschotterung und Seitenerosion, Geliflation und Wind-

aufwehung in ihrem periodischen Ablauf — bedeutet für den Gesamtbereich der subnivalen Klimate, d. h. für den Raum zwischen der klimatischen Schneegrenze und der klimatischen Strukturbodengrenze eine sehr energische flächenhafte Landabtragung, die wir als subnivale Denudation oder nach *K. Bryans* Terminologie als *Kryoplanation* bezeichnen wollen. Von der Landabtragung im nivalen Bereich, die sich im wesentlichen in der Form der Glazialerosion abspielt, unterscheidet sie sich durch das Vorherrschen der subaerischen Abtragung. Immerhin ragen die Gletscher mit ihren Zehrgebieten in den subnivalen (nicht „periglazialen“) Bereich, wo sie sich aber vorwiegend durch ihre aufschüttende Tätigkeit auswirken. Von der Landabtragung in den humiden Klimaten jenseits der Strukturbodengrenze unterscheidet sich die subnivale durch die starke Wirkung des Bodenfrostes, die enorme Aktivität der Massenbewegungen, durch die flächenhafte Denudation und Korrasion, durch die vorherrschende Akkumulation der Flüsse und die starke umlagernde Wirkung des Windes. Die Erkenntnis der subnivalen Landabtragung ist schrittweise gereift. Schon 1906 sah *J. G. Andersson* in der Solifluktion den ausschlaggebenden Vorgang der Flächenabtragung und Peneplainbildung in den polaren und subpolaren Zonen. 1912 sprach *D. D. Cairnes*¹¹⁵) auf Grund seiner Beobachtungen in Alaska von „*Equiplanation*“. Ähnliche Gedanken äußerte 1918 *W. E. Ekblaw* von grönländischen Erfahrungen her¹¹⁶). *B. Högbom* erkannte in Spitzbergen die enorme abtragende Kraft der Solifluktion, die das durch die mechanische Verwitterung anfallende Schuttmaterial vollkommen zu entfernen vermag und alle Massenbewegungen in wärmeren Klimaten weit übertrifft. *K. Gripp*¹¹⁷) zeigte durch die periglaziale Abtragung eingeebnete Falten von Stauchendmoränen, die im Bilde geradezu an Peneplains über gefaltetem variskischen Gebirge erinnern und *F. Dewers* sprach von „ausgereiften Erosionslandschaften“. „*Planation by frost*“ ist nach *E. Antevs*¹¹⁹) neben der eiszeitlichen Gletscherabschleifung auch „the only leveling agency of importance“ in der alpinen Zone der Gebirge der Neuenglandstaaten. Und daß auch in den tropischen Hochgebirgen Kryoplanation bei der Einrumpfung der Gebirge stark am Werke ist, habe ich am Beispiel der Cordillera Real Boliviens gezeigt¹²⁰). Dort liegt die heutige subnivale Stufe zwischen 4700 und 5200 m Meereshöhe. Tiefer in 4000—4700 m zeigt die Moränenlandschaft älterer Eiszeiten völlig eingeebnete greisenhafte Formen in scharfem Gegensatz zu den frischen Wällen und Terrassen der Jungmoränen. Bei 4700—5200 m aber kann man

allenthalben auf Moränenplateaus oder in Schieferbergen die Nivellierung handgreiflich verfolgen, die dort durch die Tageszeiten- und Kammeissolifluktion lebhaft am Werke ist. Allerdings ist die Abhängigkeit von frostgefährlichen Bodeneigenschaften besonders groß, so daß der Gegensatz der verschieden abtragbaren Gesteine sehr unterstrichen wird. Somit können wir auch bei der Kryoplanation wie bei Strukturböden und Solifluktion zwischen Jahreszeiten- und Tageszeiten-Kryoplanation unterscheiden.

Nicht nur die Gesteinsunterschiede, auch das Lokalklima bringt interessante Wandlungen in dem Vorgang der Kryoplanation. Darauf gehen die klimabedingten asymmetrischen Täler zurück, wie sie rezent aus Sibirien, fossil aus zahlreichen Landschaften des periglazialen Europa bekannt geworden sind. Die verschiedenen klimatischen Erklärungsversuche, die seit 1789 dafür gegeben wurden, Exposition zu den Regengewinden, vom Wind verursachter einseitiger Wellenschlag, einseitige Lößaufwehung, ungleichseitige, von Strahlungsexposition beherrschte Hangverwitterung etc., können für sich allein nicht befriedigen. Wir müssen mehrere physiographische Faktoren der subnivalen Landschaften kombinieren. Eine befriedigende Erklärung sehe ich in einer Verbindung der Beobachtungen und Gedanken, die zuletzt *H. Lösche*¹²¹⁾ und namentlich *J. Büdel*¹²²⁾ dazu beigesteuert haben. Die Strahlungsexposition verursachte verschiedene Ausbildungen des Auftaubodens, die Exposition zu den vorherrschenden Winden eine Ungleichseitigkeit in der Lößanwehung und der

Schneedecke auf beiden Hangseiten. Löß, Auftauboden und Schneewächten der leeseitigen Hänge lieferten die wasserangereicherte Fließerde, die ewige Gefornis die Gleitbahn für einseitige Schuttströme, die die kleinen Gerinne im Talgrund an die Gegenseite drängten und dort zur Hangunterschneidung zwangen.

Die vorstehenden Betrachtungen mögen dazu anregen, die geomorphologischen Vorgänge an der Erdoberfläche stärker als bisher nach den klimatischen Eigenarten, die sie beherrschen, zu betrachten und eine Geomorphologie der Klimazonen und Klimastufen anzustreben. In jedem Klima sind die verschiedensten Vorgänge wirksam, ihre Gesamtwirkung ergibt sich erst aus dem quantitativen Anteil der Einzelvorgänge und ihrem Zusammenspiel. Zu den Grundvorgängen der Morphogenese gehört neben der Tätigkeit des fließenden Wassers, des lösenden Wassers, des strömenden Eises, des Windes, der Meereswellen, der vulkanischen Aufschüttung und der Bewegung des Lockerschuttes vor allem auch die Wirkung des gefrierenden und wiederauftauenden Bodenwassers. Die Rolle der Bodengefornis läßt sich, wie wir zu zeigen versuchten, nach ihren morphologischen Wirkungen klimatisch ebenso abgrenzen wie das Verhältnis des festen und flüssigen Wassers an der Schneegrenze. Neben der Schneegrenze und der Trockengrenze sollte daher bei physiographischen, klimatischen, hydrographischen, bodenkundlichen und geomorphologischen Betrachtungen der Erdoberfläche auch die Grenze der wirksamen Bodengefornis berücksichtigt werden.

ANMERKUNGEN

¹⁾ *L. v. Sawicki*: Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. Geogr. Ztschr. 15, 1909. — *A. Grund*: Der geographische Zyklus im Karst. Ztschr. Ges. f. Erdkde. Berlin, 1914. — *N. Krebs*: Ebenheiten und Inselberge im Karst. Ebenda 1929.

²⁾ *E. de Martonne*: Traité de Géographie physique, t. 2, Paris 1926.

³⁾ *A. Hettner*: Die Oberflächenformen des Festlandes. Leipzig u. Berlin 1921, S. 190.

⁴⁾ *J. Büdel*: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundschau, Bd. 34, H. 7/8 (Diluvialgeologie und Klima). Stuttgart 1944.

⁵⁾ *C. Troll*: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. Geol. Rundschau, Bd. 34, H. 7/8 (Diluvialgeologie und Klima). Stuttgart 1944.

⁶⁾ *C. Troll*: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde, Archiv f. wiss. Geographie, I, 4—6, Bonn 1947.

⁷⁾ *O. Fischer*: On the Warp. Quaterly Journ. Geol. Soc., 22, 1866. — *Ch. Davison*: On the creeping of the soil cap through the action of the frost. Geol. Magazin, 6, 1889.

⁸⁾ *M. Blankenhorn*: Pseudoglaziale Erscheinungen in den mitteldeutschen Gebirgen. Ztschr. Dt. Geol. Ges., 47, 1895. Ders.: Theorie der Bewegungen des Erdbodens. Ebenda, 48, 1896.

⁹⁾ *W. Lozinski*: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. Compt. Rend. XI. Geol. Congress, Stockholm 1910, und in: Naturwiss. Wochenschrift, N. F. 10, 1911.

¹⁰⁾ *J. Büdel*: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Peterm. Geogr. Mitt., Erg. Heft 229, Gotha 1937.

¹¹⁾ *W. Soergel*: Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena 1911. — Ders.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin 1921.

¹²⁾ *K. Gripp*: Über fossile Abtragungsformen im Diluvium Nordwestdeutschlands. Zentralbl. f. Min., Geol. und Paläont., 1924. — Ders.: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 36, 1924. — Ders.: Eine morphologische Grenze im nordwestdeutschen Flachlande und ihre Bedeutung. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 77, 1925.

- ¹³⁾ P. Kessler: Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttg. 1925.
- ¹⁴⁾ W. Soergel: Diluviale Frostspalten im Deckschichtenprofil von Ehringsdorf. Fortschr. d. Geol. u. Paläont. Bd. XI (Deecke-Festschrift) 1932. — Ders.: Diluviale Eiskeile. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 88, 1936. — Ders.: Die eiszeitliche Temperaturminderung in Mitteleuropa. Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Ver., 31, 1942.
- ¹⁵⁾ H. Poser: Beitrag in diesem Band.
- ¹⁶⁾ A. Steeger: Das glaziale Diluvium des nieder-rheinischen Tieflandes. VIII. Berichte Niederrhein. Geol. Vereins f. 1925. — Ders.: Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Geol. Rundschau, Bd. 34, H. 7/8. (Diluvialgeologie und Klima). 1944.
- ¹⁷⁾ C. H. Edelman, F. Florschütz u. J. Jeswiet: Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturrate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. Verhandl. v. h. Geol. Mijnbouw. Genootsch. v. Nederland en Kolonien. Geol. Ser., Deel 11, 1936.
- ¹⁸⁾ B. Högbom: Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala, IX, 1908—09. — Ders.: Über die geologische Bedeutung des Frostes. Ebenda, XII, 1914.
- ¹⁹⁾ vergl. Referat bei Troll 1944, S. 644—648; dazu C. Nikioroff: The perpetually frozen subsoil of Siberia. Soil Science, 26, 1928.
- ²⁰⁾ V. W. Daniloff, S. G. Parchomenko and T. W. Kamenskaja: Report of the Commission on Determination of Types of Centers and Bench Marks for the Regions of extending Congelation and deep Freezing. Transact. Centr. Scient. Institute of Geodesy, Air-Survey and Cartography, Publ. 18, Moskau 1937 (russ.).
- ²¹⁾ M. J. Sumgin: Die ewige Gefrorenis des Bodens innerhalb der Grenzen der Sowjetunion. Wiss. Akad. der USSR, Moskau 1937 (russ.).
- ²²⁾ M. J. Sumgin: Aufeis und Aufeishöcker. Priroda XIII, 1941, Nr. 1.
- ²³⁾ P. Ph. Schwzewow u. W. P. Sedow: Riesen-Náledj und unterirdische Wässer im Gebirge Tas-Chajchtach. Akad. Wiss. USSR, Kommiss. z. Stud. d. Produktivkräfte, Merslota-Institut von B. A. Obrutschew. Moskau-Leningrad 1941 (russ.).
- ²⁴⁾ W. Werenskjöld: Frozen earth in Spitzbergen. Geofysiske Publikasjoner, vol. 2, No. 10, Oslo 1922.
- ²⁵⁾ W. A. Johnston: Frozen Ground in the Glacial Parts of Northern Canada. Fr. Roy. Soc. Canada, 24, 1930, Sect. 4, S. 31—40.
- ²⁶⁾ St. Taber: Perennial Frozen ground in Alaska. Bull. Geol. Soc. of America, 54, 1943.
- ²⁷⁾ W. Siemon Muller: Permafrost or Permanently Frozen Ground and related Engineering Problems. US. Army, Chief of Engineers, Mil. Intell. Divis. Office, Spec. Report Strategie Engineer. Study No. 62, Washington 1945.
- ²⁸⁾ R. M. Hardy and E. D'Appolonia: Permanently Frozen Ground and Foundation Design. The Engineering Journal, Montreal, Jan. 1946.
- ^{28a)} J. B. Tyrrell: Crystophenes or buried sheets of ice in the Tundra of Northern America. Journ. of Geol., 12, 1904.
- ²⁹⁾ A. E. Porsild: Jakttagelser over den gronlandske Kildeis og dens virkninger paa vegetationen og jordoverfladen. Geogr. Tidsskr. 28, 1925.
- ³⁰⁾ E. C. Cabot: The Northern Alaskan Coastal Plain interpreted from Aerial Photographs. Geogr. Rev., 1947.
- ³¹⁾ R. P. Sharp: Ground-Ice Mounds in Tundra. Geogr. Rev., 1942.
- ³²⁾ W. A. Rockie: Pitting on Alaskan Farm Lands: a new Erosion Problem. Geogr. Rev., 1942.
- ³³⁾ T. T. Paterson: The Effects of Frost Action and Solifluxion around Baffin Bay and in the Cambridge District. Quat. Journ. Geol. Soc. London 96, 1940.
- ³⁴⁾ C. Troll: a. a. O. 1944.
- ³⁵⁾ C. Troll: Die Frostwechselfähigkeit in den Luft- und Bodenklimaten der Erde. Meteorol. Ztschr., 60, 1943.
- ³⁶⁾ E. Antevs: Alpine Zone of Mt. Washington Range. Auburn, 1932. Die mir im Original erst jetzt zugänglich gewordene Arbeit ist bedeutungsvoll und hat die seitherige Strukturboodenforschung in USA als Pionierleistung auf Grund schwedischer Erfahrungen erst angeregt.
- ³⁷⁾ J. G. Andersson: Solifluxion, a component of subaerial denudation. Journ. of Geol. 14, 1906.
- ³⁸⁾ C. Troll: a. a. O. 1947.
- ^{38a)} C. F. St. Sharpe: Landslides and related Phenomena. New York 1938.
- ³⁹⁾ C. Troll: a. a. O. 1947.
- ⁴⁰⁾ S. W. Muller: a. a. O. 1945.
- ⁴¹⁾ A. Cailleux et E. Thellier: Sur la détermination de la couche de sol gelé. Compt. Rend. Séance. Acad. Sc., t. 224, Paris 1947. (ebenso in: Acad. d'Agriculture de France, Proc.-verb. 1947).
- ⁴²⁾ Kirk Bryan: Cryopedology — the Study of Frozen Ground and Intensive Frost-Action with Suggestions on Nonnomenclature. Am. Journ. Science, 244, 1946.
- ⁴³⁾ H. G. Dines, E. S. Hollingworth, W. Edwards, S. Buchan and F. B. A. Welch: The mapping of Head deposits. Geol. Magazin, 77, 1940.
- ⁴⁴⁾ D. D. Cairnes: Differential erosion and equiplanation in portions of Yukon and Alaska. Geol. Soc. Am. Bull. 23, 1912. — Ders.: Some suggested new physiographic terms (equiplanation, deplanation and aplanation). Am Journ. Science, 4 th ser., 34, 1912.
- ⁴⁵⁾ a. a. O. 1944.
- ⁴⁶⁾ Fred E. Zeuner: The Pleistocene Period. Its Climate, Chronology and Faunal Succession. London 1945.
- ⁴⁷⁾ R. Foster Flint: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. New York u. London 1947.
- ⁴⁸⁾ V. Romanovsky: Tourbillons dans les boues épaisses. Application aux terrains polygonaux. Compt. Rend. Ac. Sc. 208 1939. — Ders.: Application de la théorie convective aux terrains polygonaux. Rév. Geogr. phys. et Géol. dyn., XII, 2, Paris 1939. — Ders.: Une application des tourbillons convectifs: formation des sols polygonaux. Journ. Phys. et Rad., ser. 8, t. 1, Nr. 8, 1940.
- ⁴⁹⁾ Ders.: Détermination des propriétés physiques des échantillons de boue des terrains polygonaux du Spitzbergen. C. R. Séance Acad. Sciences, t. 212, 1942.
- ⁵⁰⁾ Ders.: Observations sur les sols polygonaux des Alpes francaises. C. Rend. Somm. Soc. Géol. France, No. 14, 1942.
- ⁵¹⁾ Ders.: Observations sur les buttes gazonnées d'Auvergne. C. R. Séanc. Acad. Sc., t. 216, 1943.
- ⁵²⁾ Ders.: Remarques sur une communication de M. M. Milon et Heger à propos des polygones de cryoturba-tion des côtes de Bretagne. C. R. Somm. Soc. Géol. France, Nr. 9, 1943.
- ⁵³⁾ V. Romanovsky et A. Cailleux: Sols polygonaux et fentes de desiccation. Bull. Soc. Géol. France, Ser. 5, t. 12, 1942.

- ⁵⁴) V. Conrad: Polygon Nets and their physical development. Am. Journ. Sc., 1946 (April).
- ⁵⁵) O. Gatty, W. L. S. Fleming and J. M. Edmonds: Some types of polygonal surface markings in Spitzbergen. Am. Journ. Science, vol. 240, 1942.
- ⁵⁶) Gösta Lundquist: Den svenska fjällens natur. Sv. Turist Fören. s. Handböcker om det svenska fjället. Stockholm 1944.
- ⁵⁷) K. Münster Ström: Geomorphology of the Rondane Area. Norsk Geol. Tidsskr., 25 (Holtedahl-Festschrift), Oslo 1945.
- ⁵⁸) R. Streiff-Becker: Strukturböden in den Alpen. Geographica Helvetica, I, Bd. 1, 1946.
- ⁵⁹) V. Giacomini: Un esempio di tundra artica a „suolo poligonale“ nelle Alpi Occidentali. L'Universo, vol. 24, Nr. 7, 1943.
- ⁶⁰) C. F. Capello: Un nuovo tipo di suolo artico nelle Alpi. Boll. Soc. Geogr. Ital., 1946.
- ⁶¹) C. F. Capello: Le „Pietraie semoventi“ (= Rockglaciers) delle Alpi occidentali „Natura“, 38, Milano 1947.
- ⁶²) V. Romanovsky: Observations sur les sols polygonaux des Alpes francaises. C. Rend. Somm. Soc. Géol. France, No. 14, 1942.
- ⁶³) V. Romanovsky: Observations sur les buttes gazonnées d'Auvergne. C. R. Séances Acad. Sc., t. 216, 1943.
- ⁶⁴) A. Cailleux et P. Hupé: Présence de sols polygonaux et striés dans les Pyrénées francaises. Compt. Rend. Séance Acad. Sciences, t. 225, 1947.
- ⁶⁵) J. Dresch: Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas. Tours 1941.
- ⁶⁶) H. de Terra: Some critical remarks concerning W. Penck's theory of piedmont benchlands in mobile mountain belts. Ann. Assoc. Am. Geographers, 30, 1940.
- ⁶⁷) A. Tafel: Meine Tibetreise. Berlin, Leipzig, Stuttgart 1914. — E. Schäfer: Ornithologische Ergebnisse zweier Forschungsreisen nach Tibet. Journal f. Ornithologie, 86. Jg. 1938 (Sonderheft).
- ⁶⁸) Nils Hörner: Geomorphic processes in continental basins of Central Asia. Report XVI th Int. Geol. Congr. Washington 1933, Washington 1936.
- ⁶⁹) T. T. Paterson: a. a. O. 1940.
- ⁷⁰) J. H. Bretz: Physiographic Studies in East Greenland. Am Geogr. Soc., Spec. Publ. 18, New York 1935.
- ⁷¹) A. L. Washburn: Reconnaissance Geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, Arctic Canada. Geol. Soc. Am., Mem. 22, 1947.
- ⁷²) D. A. Nichols: Solifluction and other features in Northern Canada, shown by photographs from the air. Roy. Soc. Canada Transact., Sect. 4, 1932.
- ⁷³) R. P. Sharp: Soil structures in the St. Elias Range, Yukon Territory. Journ. of Geomorph. vol. 5, Nr. 4, 1942. — Ders.: Mudflow levees. Ebenda, vol. 5, Nr. 3, 1942.
- ⁷⁴) R. F. Flint, M. Demorest and A. L. Washburn: Glaciation of Shickshock Mountains, Gaspe Peninsula. Bull. Geol. Soc. Am., 53, 1942.
- ⁷⁵) Vergl. Literatur bei Troll 1944, a. a. O.
- ⁷⁶) W. H. Hobbs: Soil Stripes in cold humid regions, and kindred phenomenon. Michigan Academy of Science, 12 th Report, Lansing (Mich.) 1910.
- ⁷⁷) R. P. Sharp: Multiple pleistocene glaciation on San Francisco Mountain, Arizona. Journ. of Geol. vol. 50, 1942.
- ⁷⁸) E. Antevs: a. a. O. 1932, S. 52/53 u. Fig. 22.
- ⁷⁹) C. F. St. Sharpe: a. a. O. 1938 (Landslides etc.), S. 38, 1942.
- ⁸⁰) Vergl. z. B. J. E. Kesseli: Studies in the Pleistocene Glaciation of the Sierra Nevada, California. Univ. of Calif. Publ. in Geogr. vol. 6, No. 8, 1941. — Ders.: Rock streams in the Sierra Nevada, California. Geogr. Rev., 31, 1941. — R. J. Russell: Alpine land forms of western United States. Bull. Geol. Soc. Amer., 44, 1933. — H. T. U. Smith: Periglacial landslide topography of Canjilon divide, Rio Arriba County, New Mexico. Journ. Geol., 1936. — F. M. Fryxell and L. Horberg: Alpine Mudflows in Grand Teton National Park, Wyoming, Bull. Geol. Soc. Am., 54, 1943.
- ⁸¹) V. D. Zotov: Some correlations between vegetation and climate in New Zealand. N. Z. Journ. Sci. and Tech. 19, 1938 (A). — Ders.: Survey of the Tussock-Grasslands of the South Island, New Zealand. Ibid., 20, 1938 (B).
- ⁸²) V. D. Zotov: Certain types of soil erosion and resultant relief features on the higher mountains of New Zealand, Ibid., 21, No. 5 B, 1940.
- ⁸³) C. Troll: a. a. O. 1944.
- ⁸⁴) vgl. C. Troll: a. a. O. 1947.
- ⁸⁵) Australasian Antarctic Expedition 1911—1914, Scientific Reports, Ser. A, vol. 5. Macquarie Island, its Geography and Geology by Douglas Mawson. 1943.
- ⁸⁶) A. Penck: Europa zur letzten Eiszeit. Länderkundliche Forschung, Festschr. f. N. Krebs, Stuttgart 1936.
- ⁸⁷) B. Castiglioni: L'Italia nell' età quaternaria. 1:120 000. In: G. Dainelli: Atlante fisico-economico d'Italia. Milano 1940.
- ⁸⁸) Fr. Enquist: Map over the plant-geographical regions in Europa during the last glaciation. In: Åke Gustafsson: The Genesis of the European Blackberry Flora. Lunds Univ. Arsskr. N. F. Avd. 2, Bd. 39, Nr. 6, Lund 1943.
- ⁸⁹) R. Grahmann: Der Löss in Europa. Mitt. Ges. f. Erdk. Leipzig, Bd. 51, 1932.
- ⁹⁰) H. Poser: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften, 34, 1947/1. Auch in Posers Beitrag in diesem Bande abgedruckt!
- ⁹¹) A. Cailleux: Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Mém. Soc. Géol. de France, Nouv. Ser., Mémoire No. 46. Paris 1942 (gleichzeitig Thèse présentée à la Fac. d. Sciences de l'Univ. de Paris). Darin Zitate der älteren Arbeiten.
- ⁹²) A. Cailleux: Action du vent sur les formations volcaniques en Islande. Bull. Volcanique. Sér. II, t. 5, Napoli 1939.
- ⁹³) A. Dückert: Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. Jahrb. Preuß. Geol. L.-Anst. 54, 1933.
- ⁹⁴) A. Nörvang: Nogle Forekomster af arktisk strukturmark (Brodøboden) bevarede i danske istids aflejringer. Danm. Geol. Undersøgelse, II Række, No. 74, København 1946.
- ⁹⁵) vgl. dazu die neue verbesserte Darstellung bei A. Cailleux: Signification stratigraphique des cailloux et sables éolisés dans le Quaternaire de l'Europe moyenne. La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe. Sess. Extraordin. des Soc. Belges de Géol., Bruxelles 1947.
- ⁹⁶) R. Tavernier: L'Age des argilles de la Campine. Bull. Soc. Géol. Belge Géol. 51, 1942. — Ders.: Le Néogène de la Belgique Ibid., 52, 1943.

⁹⁷⁾ Vgl. auch die von *Cailleux* a. a. O. 1942 angegebene ältere Literatur, besonders von *Bigot*, *Breuil*, *Dangeard* und *Milon* sowie seine Karte, T. XXI und Tabelle S. 100.

⁹⁸⁾ *Y. Milon* et *P. Heger*: Les polygones de cryoturbation des côtes de Bretagne. *Compt. R. Somm. Soc. Géol. France*, 7, 1943.

⁹⁹⁾ *A. Bastin* et *A. Cailleux*: Action du vent et du gel au Quaternaire dans la région bordelaise. *Bull. Soc. Géol. France*, Ser. 5, t. XI, 1941. — *R. Balland* et *A. Cailleux*: Etude morphologique de quelques sables de la région bordelaise. *Ibid.*, ser. 5, t. XVI, 1946. — *M. Boul* et *G. Chauvet*: Sur l'existence d'une faune d'animaux arctiques dans la Charente à l'époque quaternaire. *L'Anthropologie*, X, 1899. — *G. Dubois* et C.: Premiers examens polliniques de tourbes litterorales du Sud-Ouest de la France. *C. R. Somm. Soc. Géol. France* 16, 1938.

¹⁰⁰⁾ *A. Cailleux*: Sur quelques sables et gris de la région de Barcelona. *Publ. del Instituto Geologico „Miscelánea Almera“*, Barcelona 1945.

¹⁰¹⁾ *W. H. Twenhofel*: Rounding of Sand Grains. *Journ. Sed. Pet.*, vol. 15, 1945.

¹⁰²⁾ *Herb. E. Wright* (jr.): Sand grains and periglacial climate: a discussion. *Journ. of Geol.*, 54, 1946. *J. Büdel* a. a. O. 1937.

¹⁰³⁾ *W. Soergel*: a. a. O. 1921 u. *J. Büdel* a. a. O. 1944.

¹⁰⁴⁾ *C. Troll*: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. *Forsch. z. dt. Landes- und Volkskunde*, Bd. 24, H. 4, Stuttgart 1926.

¹⁰⁵⁾ *G. Beskow*: Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. *Geol. Fören. i Stockholm Förhändl.*, 52, 1930.

¹⁰⁶⁾ *A. Dücker*: Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lößproblem. *Ztschr. Dt. Geol. Ges.*, 89, 1937.

¹⁰⁷⁾ *A. Dücker*: Die Windkanter des norddeutschen Diluviums, in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. *Jb. Preuß. Geol. Landesanst.*, 54, 1933. — *F. Dewers*: Diluvium. In: *Geologie und Lagerstätten Niedersachsens*, Teil III, Oldenburg 1941.

¹⁰⁸⁾ *A. Penck*: Central Asia. *Geogr. Journ.* vol. 76, 1930.

¹⁰⁹⁾ *E. Antevs*: Wind deserts in Iceland. *Geogr. Rev.* 1928. *W. Iwan*: Über Löß und Flugsand in Island. *Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin*, 1937. — *A. Cailleux*: Action du vent sur les formations volcaniques en Islande. *Bull. Volcanologie*, Ser. II, t. V, Napoli 1939. — *R. Grabmann*: Der isländische Moldlöß. *Forsch. u. Fortschr.*, 15, 1939.

¹¹⁰⁾ *W. H. Hobbs*: Löss, pebble bands and boulders from glacial outwash from the Greenland continental glacier. *Journ. Geol.* 39, 931. — Ders. The origin of the löss associated with continental glaciation based upon studies in Greenland. *C. Rend. Congr. Int. Géogr.*, Paris 1931, II/1, 1933.

¹¹¹⁾ *O. Nordenskjöld*: Fran danske Sydvästgrönland. *Ymer*, 1910.

¹¹²⁾ *C. Samuelson*: Studien über die Wirkungen des Windes in den kalten und gemäßigten Erdteilen. *Bull. Geol. Instit. Univ. Uppsala*, 20, 1925—27.

¹¹³⁾ *Gösta Lundquist*: a. a. O. 1946.

¹¹⁴⁾ *V. V. Zotov*: a. a. O. 1938 und 1940.

¹¹⁵⁾ *D. D. Cairnes*: Differential erosion and equiplanation in portions of Yukon and Alaska. *Geol. Soc. Am., Bull.* 23, 1912. — Ders.: Some suggested physiographic terms (equiplanation desplanation and esplanation). *Am. Journ. Science*, 4 th ser. 34, 1912.

¹¹⁶⁾ *W. E. Ekblaw*: The importance of nivation as an erosion factor and of soil flow as an transporting agency in northern Greenland. *Proceed. Nat. Acad. Sci.*, 4, 1918.

¹¹⁷⁾ *K. Gripp*: Der Oberflächenabtrag im Altdiluvium und seine Bedeutung für das Vorkommen paläolithischer Funde. *Offa, Berichte und Mitt. Mus. vorgesch. Altertümer in Kiel*, Bd. 4, II. Neumünster 1939 (bes. Abb. 10)

¹¹⁸⁾ *F. Dewers*: a. a. O. 1941.

¹¹⁹⁾ *E. Antevs*: a. a. O. 1932, S. 70.

¹²⁰⁾ *C. Troll*: a. a. O. 1947.

¹²¹⁾ *H. Lösche*: Lassen sich die diluvialen Breitenkreise aus klima-bedingten, diluvialen Vorzeitformen rekonstruieren? *Arch. d. deutsch. Seewarte*, 48. Bd. Nr. 7, Hamburg 1930.

¹²²⁾ *J. Büdel*: a. a. O. 1944.

Anhang.

1. Zu Anm. 20: Mit Hilfe der Koeffizienten der Merslota-Intensität unterscheidet *Grigorjew* folgende Zonen: 1. Höchste Koeffizienten an der Jana, Indigirka und Kolyma; 2. Hohe Koeffizienten im zentralen Jakutien; 3. Etwas geringere im südlich anschließenden Gebirge; 4. Westliches Amurgebiet und östliches Baikalseegebiet zwischen 110 Grad und 130 Grad ö. L.; 5. Küstenstrich östlich davon; 6. Baikalseegebiet zwischen 100 Grad und 110 Grad ö. L. und oberes Lenaergebiet; 7. Jenisseegebiet zw. 87 Grad und 100 Grad ö. L.; 8. Westsibirien; 9. Osten und 10. Westen des europäischen Rußland.

Gorodkow unterscheidet folgende Zonen: 1. Tundra mit oberflächlicher Gefrorenis; 2. Wälder von NO-Europa, NW-Sibirien und Mittel-Ostsibirien, wo die Böden 1,5 bis 2 m auftauen und das Waldwachstum nicht hemmen; 3. Nordostsibirien (Jakutien), wo die Böden 1—2 m tief auftauen und das Schmelzwasser die Vegetation begünstigt; 4. Steppenzone Ostsibiriens mit tiefliegendem Bodeneis; 5. Amurgebiet mit tiefliegendem Bodeneis und starker Versumpfung.

Parchomenko gibt eine neue Charakterisierung von Zonen die ausführlich beschrieben werden, da oft auf kurze Entfernungen je nach den lokalen Verhältnissen große Unterschiede herrschen. Allgemeine Erscheinungen der Frostbodengebiete sind nach ihm: Abreißen und Abstürzen des Bodens; 2. Auftreiben der oberen Bodenschichten; 3. Bildung der Torfhügel („Bugry“); 4. Abgleiten des Bodens über dem Eis; 5. Solifluktion; 6. Aufeisvorgänge („Naljud“).

2. *C. F. St. Sharpe* (a. a. O. 1938) definiert folgendermaßen: „Creep“ = „slow downslope movement of superficial soil or rock debris, usually imperceptible except to observations of long duration“. Er unterscheidet weiter zwischen „Talus creep“, „Rock creep“, „Rock glacier creep“ und „Frost-controlled creep in cold climates“.

„Talus“ = „a heap of coarse rock waste at the foot of a cliff or a sheet of such waste on a slope below a cliff“.

„Talus creep“ = „the slow downslope movement of a talus or scree or of any of the material of a talus or scree“.

„Rock glacier creep“ = „glacierlike tongues of angular rock waste usually heading in cirques or other steep-walled amphitheatres and in many cases grading into true glaciers“. Unter „Frost controlled creepes“ werden die Erscheinungen der Solifluktion (Strukturböden, Blockmeere, Thufur etc.) behandelt.

Vgl. dazu die klassische Arbeit von *Ch. Davison*: On the Creeping of the soilcap through the action of frost. *Geol. Mag., N. S.*, Decade 3, vol. 6, 1889.