

## DIE KLIMA-MORPHOLOGISCHEN ZONEN DER POLARLÄNDER

Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata II<sup>1)</sup>

J. Büdel

Mit 1 Karte und 8 Abbildungen

## Inhalt:

- I. Die physisch-geographische Gliederung der Polargebiete.
- II. Der klimabedingte Formentyp der eisfreien Polarländer; die Bodenflußzone. Theorie der Abgrenzung solcher Zonen.
- III. Die Gliederung der Bodenflußzone in Frostschutt- und Tundrenzone.
- IV. Die klima-morphologischen Züge der Frostschuttzone.
- V. Die klima-morphologischen Züge der Tundrenzone.
- VI. Die Unterschiede der Abtragungintensität zwischen Ortsboden-, Tundren- und Frostschuttzone und ihr Ausdruck im Großformenschatz.
- VII. Die Grenzen der Tundren- und Frostschuttzone.
- VIII. Schlußwort.

## I. Die physisch-geographische Gliederung der Polargebiete

„In Nacht und Eis“ — sinnfällig wie kein zweites rückt uns dieses Wort *Fritjof Nansens* das Wesen der Polarnatur vor Augen: den Mangel an Licht während des halben und den Mangel an Sommerwärme während des ganzen Jahres. Beide Züge hat man zur Abgrenzung der Polargebiete verwendet. Auf den eigenartigen Beleuchtungsverhältnissen fußt die mathematische Begrenzung der Polargebiete durch die Polarkreise. Zur Abgrenzung dieser Räume auf Grund der mangelnden Wärme wird nach dem Vorschlag *A. Supans* (1908) gewöhnlich die  $+10^{\circ}$ -Isotherme des wärmsten Monats oder eine ähnliche definierte, sich dieser eng anschließende Linie benutzt (*M. Vahl*, 1911). Auf der Nordhalbkugel folgt diese Linie nur in zwei Räumen von gemäßigt-kontinentalem Klimacharakter ungefähr dem Polarkreis: im Gebiet östlich des Weißen Meeres bis zur unteren Petschora und dann wieder im östlichen Alaska im Gebiet des oberen Jukon und des unteren Mackenzie. Im hochkontinentalen Ostsibirien dringt diese Temperatur-Grenzlinie mit der dortigen starken

Sommerwärme am weitesten — bis  $73^{\circ}$  Nord — polwärts vor. Aber noch weit mehr weicht sie mit den kühlen Sommern der arktischen Seegebiete äquatorwärts zurück: im Nordmeer im Gebiet des Bering- und Hudson-Meeres und am stärksten — bis  $53^{\circ}$  Nord — über dem eisbergbeladenen Labradorstrom. Aus diesem Grunde übertrifft auch das von dieser Linie umschlossene klimatische Nordpolargebiet mit 26,4 Mill. qkm erheblich die Fläche des vom Polarkreis umschlossenen mathematischen Polargebietes mit nur 21,2 Mill. qkm (vgl. *Th. Stockes*, 1941).

Diese an sich rein konventionelle Klimagrenze wird nun geographisch dadurch höchst bedeutungsvoll, daß sie auf dem festen Land annähernd mit der polaren Waldgrenze zusammenfällt. Die Grenze zwischen dem borealen Waldgürtel und der offenen arktischen Tundra ist aber eine der wichtigsten und am schärfsten gezogenen Landschaftsgrenzen, die wir auf der Erde kennen. Man wird daher am besten die Grenzen der geographischen Polargebiete durch die polare Waldgrenze selbst, nicht durch eine von ihr abgeleitete Klimagrenze bestimmen lassen. Auf dem Festland, auf dem ja im Nordpolargebiet fast zwei Drittel dieser Grenzlinie verlaufen, hat man damit einen eindeutigen geographischen Anhalt für sie gewonnen. Aber selbst auf dem Meere ergibt sich jetzt für diese Linie ein sinnvollerer Anhaltspunkt, wenn man sie jeweils durch den Isothermenbereich zieht, in dem auf dem benachbarten Festland oder auf Inseln die Waldgrenze liegt. Auf diese Weise kommen z. B. auch die waldlosen Aläuten in den Bereich des Polargebietes zu liegen, während sie nach der  $+10^{\circ}$ -Isotherme des wärmsten Monats gerechnet noch eben außerhalb blieben. Auch sonst liegt die polare Waldgrenze vielfach noch ein wenig südlich dieser Isotherme, so daß, das so bestimmte geographische Nordpolargebiet rund 28 Mill. qkm umfaßt, davon ein starkes Drittel (rd. 10 Mill. qkm) Festland und etwa 18 Mill. qkm Meer (vgl. die beigegebene Karte).

Die Einbeziehung des Meeres in die geographische Gliederung ist hier von größerer Bedeutung als in anderen Zonen, da durch die weitgehende Eisbedeckung der polaren Meere der sonst herrschende Gegensatz zwischen Land und

<sup>1)</sup> Mit dem vorliegenden Beitrag wird die 1944 angekündigte zwanglose Schriftenreihe zu diesem Thema fortgesetzt (vergl. *J. Büdel*, 1944, S. 484 unten).

Meer in vieler Hinsicht gemildert wird. In allen klimatischen Wirkungen, als Lebensraum für die höhere Tierwelt und als Verkehrsraum für den Menschen gewinnt das eisbedeckte Polarmeer festlandartige Züge. Jede physisch-geographische Gliederung der Polargebiete muß daher Land und Meer umfassen.

Dies ist umso wichtiger, als tatsächlich im weit überwiegenden Teil der nordpolaren Meeresflächen Eis auftritt. Nur relativ kleine Teile der polaren Meere (der Bereich der Golfstromausläufer im atlantischen und das südliche Beringmeer im pazifischen Polarbereich) sind stets eisfrei. Umgekehrt ist das polare Festland auf der Nordhalbkugel nur zum kleineren Teil von Eis (Inlandeis, Gletschern, Steineis) bedeckt. Für das Nordpolargebiet, auf das unsere Betrachtung in der Hauptsache beschränkt bleibt, ergibt sich daher eine erste Gliederung in folgende vier Zonen:

- |   |                                |
|---|--------------------------------|
| 1. Eisbedecktes Festland                          | knapp 2 Mill. qkm              |
| 2. Eisfreies Festland                             | rd. 8 Mill. qkm                |
| 3. Stets oder zeitweilig<br>eisbedecktes Meer     | rd. 14 Mill. qkm <sup>2)</sup> |
| 4. Stets eisfreies Meer                           | rd. 4 Mill. qkm                |
| Gesamtfläche des geographischen Nordpolargebietes | rd. 28 Mill. qkm               |

Diese vier Räume sind nun sehr ungleich erforscht. Auf dem Meer ist von den verhältnismäßig kleinen hier vorhandenen eisfreien Räumen mindestens einer, nämlich das Gebiet der Golfstromausläufer im Europäischen Nordmeer und in der Barents-See, durch zahlreiche (vor allem norwegische, russische und deutsche) Untersuchungen recht gut bekannt. Dagegen ist in den ungeheuren Raum der eisbedeckten Polar-meere, der mit seinen 14 Millionen qkm fast die anderthalbfache Fläche Europas bedeckt, die Meeres- und Meereisforschung erst in einige ganz schmale Randstreifen eingedrungen. Unter diesen Umständen sind hier nicht nur viele regionale, sondern auch eine Reihe grundsätzlich allgemeiner Fragen noch ungeklärt; als ganzes ist dieser Raum — zusammen mit dem antarktischen Inlandeis und den umgebenden Eismereen — heute noch die größte terra incognita unserer Erde. Umgekehrt sind auf dem nordpolaren Festland gerade die Gletschergebiete im Verhältnis zu ihrer Größe recht gut bekannt; hier ist etwa dem grönländischen Inlandeis, den

<sup>2)</sup> Die Gesamtfläche der äußerstenfalls zeitweilig eisbedeckten Meeresgebiete auf der Nordhalbkugel beträgt über 17 Mill. qkm, davon liegen aber rd. 14 Mill. qkm innerhalb und weitere rd. 3 Mill. qkm außerhalb des hier umschriebenen „geographischen Nordpolgebietes“. Die ständig eisbedeckte Fläche des Nordpolarmeeres mißt im Mittel etwa 8.2 Mill. qkm (vergl. Büdel, 1943, S. 319).

Gletschern Islands, Spitzbergens und selbst denen der übrigen polaren Inselgruppen ein weit größeres Interesse entgegengebracht worden, als den so sehr viel ausgedehnteren eisfreien Gebieten der Nordpolarländer. Diese Räume, die mit rd. 8 Mill. qkm die polaren Gletschergebiete um mehr als das Vierfache übertreffen und nahezu die Größe Europas erreichen, haben bisher im Bereich geographischer und insbesondere physisch-geographischer Forschung bei weitem nicht die Beachtung gefunden, die ihnen auf Grund ihrer flächenmäßigen Größe sowie ihrer Bedeutung für das Bild der Erde und für den Menschen zukommt.

Die Untersuchungen des Verfassers, über die hier berichtet werden soll, hatten die weitere Gliederung dieser beiden noch weniger bekannten Großräume: des eisbedeckten Meeres und des eisfreien Festlandes zum Gegenstand, die zusammen mehr als  $\frac{3}{4}$  des Nordpolargebietes ausmachen. Der erste Teil des Vortrages, der die vereisten Meere der Nordhalbkugel in zehn geographische Typen gliederte, wird gleichzeitig sowohl im Text als auch in ausführlicher kartographischer Darstellung an anderer Stelle veröffentlicht (Büdel, 1948) und soll daher hier nicht wiederholt werden. Die folgenden Ausführungen bieten vielmehr eine erweiterte Fassung des zweiten Vortragsteiles, der der klima-morphologischen Gliederung der eisfreien nordpolaren Landgebiete gewidmet war.

Dieser Bearbeitung liegen Geländeuntersuchungen zugrunde, die während des Jahres 1944 bei mehreren, jeweils mehrwöchigen Aufenthalten in den Tundra- und Fjellgebieten Nordnorwegens und Lapplands durchgeführt wurden. Sie wurden ergänzt durch gleichzeitige, mehrfache Überfliegungen hocharktischer Landgebiete, die im Rahmen von Eiskundungsflügen möglich waren. Sie erstreckten sich auf Ostgrönland zwischen der Traill-Insel und Germania-Land (72°—77° n. Br.), Jan Mayen, den Svalbard-Archipel (Spitzbergen, Bären-Insel, Hoffnungs-Insel, König-Karl-Land) und den südwestlichen Saum von Franz-Josef-Land.

## II. Der klimabedingte Formentyp der eisfreien Polarländer: die Bodenflußzone. Theorie der Abgrenzung solcher Zonen

Nach der oben gegebenen Definition nehmen die eisfreien polaren Landgebiete den Raum zwischen der polaren Waldgrenze und der polaren Schneegrenze bzw. dem Rand des landbedeckenden Eises ein. Dank besonderer Verhältnisse der Landverteilung, der Orographie und des Klimas liegt im Nordpolargebiet die Hauptmasse der Landvereisung in

Grönland stark exzentrisch. In Südgrönland ist daher der Gürtel des eisfreien Polarlandes sehr schmal: das Inlandeis reicht hier südwärts bis in Gebiete, die mit dem Auftreten kleiner, bis 6 m hoher Haine von Birken, Weiden, Erlen und Vogelbeerbäumen bereits die unmittelbare Nähe der Waldgrenze anzeigen. Ziemlich schmal bleibt dieser Gürtel auch im hochkontinentalen Ostsibirien, weil hier die hohe Sonnenwärme den Waldwuchs am weitesten polwärts vordringen läßt. Sehr breit wird dieser Landschaftsgürtel dagegen in den ozeanischen und mäßig-kontinentalen Räumen, denen höhere Erhebungen fehlen: er erreicht zwischen Nordnorwegen und den südlichsten Gletschern Spitzbergens rd. 750, zwischen der Waldgrenze im Bereich der Obmündung und der geschlossenen Eiskecke auf der Nordinsel von Nowaja Semlja rd. 1000 und zwischen der Mündung des Nelson-River in das Hudson-Meer und den nächstgelegenen größeren Plateaugletschern des Kanadischen Archipels sogar mehr als 1500 km Breite.

Dieser Gürtel des eisfreien Polarlandes ist aber nicht nur eine eigene klimatische und pflanzengeographische, sondern vor allen Dingen auch eine Zone besonderer klimabestimmter Landformung, eine eigene klima-morphologische Zone.

Daß die Gesetze der Formbildung hier völlig andere sind als im Bereich der polwärts anschließenden „Gletscherzone“ (wie wir den Bereich des eisbedeckten Polarlandes im morphologischen Sinne bezeichnen wollen), ist selbstverständlich: hier befinden wir uns ja an der Grenze von Gletscher- und Flußwirkungen, von „nivaler“ und „humider“ Morphogenese. Aber zu wenig beachtet blieb bisher die Tatsache, daß diese Zone auch äquatorwärts von einer höchst bedeutsamen geomorphologischen Grenzlinie umsäumt wird. Ihr Verlauf fällt ungefähr mit dem der polaren Waldgrenze zusammen, wobei beide Grenzen einerseits von ähnlichen übergeordneten Klimafaktoren unabhängig sind und sich andererseits durch verschiedene Wechselwirkungen gegenseitig beeinflussen. Es ist dies die Grenze allgemeiner, kräftiger und tiefgründiger Bodenversetzungen unter Frostwirkung, die Grenze der Solifluktion, des Bodenfließens.

In unserem gemäßigten Waldklima liegt die Bodendecke im ganzen fest über dem anstehenden Gestein, aus dessen Zersetzung sie im wesentlichen an Ort und Stelle entstanden ist. Sie zerfällt dabei in mehrere, deutlich trennbare Horizonte, deren ungestörte Übereinanderlagerung allein schon ihre relative Ruhelage verrät. Bei natürlicher Vegetationsbedeckung

bleibt im Bereich dieser unbewegten Ortsböden die Wirkung der flächenhaften Abtragungsvorgänge (Denudationsvorgänge) meist auf eine ganz dünne (eher nach Millimetern als nach Zentimetern zu bemessende) Oberflächenschicht beschränkt; sie erfolgt außerdem, wie an anderer Stelle ausführlicher dargelegt werden wird (*J. Büdel*<sup>3)</sup>), hier weniger durch die mechanische Abtragung fester Teilchen (durch Wind, Kamm- und oberflächliche Abspülung), als vielmehr vor allem durch den Transport fein suspendierter kolloidaler Teilchen und chemisch gelöster Stoffe im Niederschlagswasser. Nur in Ausnahmefällen gerät auch in unserem Klima die Bodendecke als ganzes in Bewegung: auf steileren Böschungen (oberhalb eines mit dem Gestein zwischen 17° und 27° schwankenden Grenzwinkels), in bestimmten sehr weichen, stark zu kolloider Quellung neigenden Gesteinen bei gleichzeitiger starker Wasserdurchtränkung und endlich vor allem an Stellen, wo Eingriffe des Menschen die natürlichen Vegetations- und Bodenverhältnisse geändert haben. Sonst aber ist diese unbewegte Ortsbodenschicht auf den sanfteren Böschungen in unserem Klimabereich allgemein verbreitet. Zur morphologischen Kennzeichnung dieser Zone, die vornehmlich an den Bereich der nicht-tropischen Waldklimata geknüpft ist, schlagen wir daher den Ausdruck „nicht-tropische Ortsbodenzone“ vor.

Auch zu dieser Zone tritt nun der Bereich der eisfreien Polarländer in scharfen, morphologischen Gegensatz. Sobald wir die Grenze der borealen Wälder polwärts überschreiten, findet in meist sehr raschem Übergang ein grundsätzlicher Wandel der flächenhaften Abtragungsvorgänge statt<sup>4)</sup>. Mit charakteristischen Abwandlungen beherrscht jetzt das Bodenfließen mit tiefgründigen spontanen Bewegungen der Bodendecke den ganzen Raum zwischen polarer Wald- und Schneegrenze. Alle eisfreien Polarländer sind daher durch das beherrschende Auftreten eines besonderen, sehr wirksamen Abtragungsvorganges charakterisiert, der (abgesehen von bestimmten ähnlich gearteten Hochgebirgsregionen) in keiner ande-

<sup>3)</sup> In einer vom Verf. z. Zt. bearbeiteten Abhandlung über die „Geomorphologie der Klimazonen“.

<sup>4)</sup> Weniger unvermittelt vollzieht sich der Übergang von der nichttropischen Ortsbodenzone zur Bodenflußzone in Ostsibirien, wo jenseits des Jenissei der Bereich des ewiggefrorenen Bodens plötzlich weit südwärts in die Waldzone vorspringt. Dadurch entsteht auch schon innerhalb dieser Wälder eine größere Neigung zu tiefgründigen Bodenbewegungen (vor allem den sog. „Würgeböden“). Über deren Bedeutung für die Art und das Ausmaß der flächenhaften Abtragung sind uns jedoch noch keine systematischen Untersuchungen bekannt geworden.

ren Zone der Erde eine auch nur annähernd so große Rolle spielt. Wir schlagen daher zur Kennzeichnung der ausgeprägten morphologischen Eigenart dieses ganzen Bereiches den Ausdruck „Bodenflußzone“ vor.

Die Erkenntnis, daß die Bodenflußzone der eisfreien Polarländer auch nach ihrer Äquatorialseite hin einen deutlich abgrenzbaren morphologischen Bereich darstellt, wurde bisher offensichtlich durch ein theoretisches Hindernis besonders erschwert. Dieses lag in der Eigenart des großzügigen klimatisch-morphologischen Systems begründet, das durch *A. Penck* (1910) in die Geomorphologie eingeführt und alsbald, insbesondere seit *W. M. Davis* (1912) zu einem Grundpfeiler ihres Lehrgebäudes wurde. Nach ihm wird das irdische Klima in drei Hauptzonen, die nivale, die humide und aride gegliedert und jedem dieser Bereiche ein bestimmter, in seiner Eigenart klimabedingter Formenschatz zugeordnet (nivales Klima = Gletscherwirkungen, humides Klima = Flußwirkungen, arides Klima = weder Gletscher noch Dauerflüsse aber periodische Flußabtragung und starke Windwirkungen). Die Bedeutung dieses Systems lag vor allem darin, daß es in einer Formulierung von geradezu genialer Einfachheit die möglichen Einflüsse des Klimas auf die Unterschiede der Landformen völlig zu erschöpfen schien. Da die eisfreien Polarländer überall von Dauerflüssen beherrscht werden, bot das *A. Penck'sche* System keine Möglichkeit, die morphologische Sonderstellung dieser Zone neben dem übrigen humiden Klimabereich zu erkennen und festzulegen.

Demgegenüber führten zahlreiche seitdem durchgeführte Spezialuntersuchungen zu dem Ergebnis, daß die so geforderte morphologische Einheitlichkeit des großen humiden Klimabereiches in Wirklichkeit nicht besteht. Vielmehr lassen sich in seinem Rahmen mindestens vier sehr deutlich voneinander getrennte klimabedingte Formenkreise unterscheiden (vgl. *Büdel*, 1944 S. 483). Die Eigenart dieser Formenkreise stellt sie gleichwertig neben den ariden und den nival-glazialen. Insgesamt müssen wir daher die Erdoberfläche in mindestens sechs große klima-morphologische Zonen gliedern. Eine davon ist eben die im folgenden näher darzustellende Bodenflußzone.

Die Beobachtungstatsache, daß die humide Zone in mehrere morphologisch sehr verschiedenartige Teilzonen zerfällt, läßt sich auch durch eine theoretische Überlegung begründen. Durch sie wird offenbar, warum die einfache Gliederung *A. Penck's* der tatsächlichen Vielfalt klimabedingter Formenkreise auf der Erde nach der ganzen Art ihrer Ableitung auch gar nicht entsprechen kann.

Die Ursache dafür liegt darin, daß dieses System ursprünglich überhaupt nicht nach morphologischen Gesichtspunkten aufgestellt worden war. Im Grunde bezeichnet es etwas ganz anderes, nämlich die Haupttypen des irdischen Wasserhaushaltes. Es handelt sich hier somit nicht, wie der Titel jener Akademieschrift *A. Penck's* besagte, um eine Klimaeinteilung auf allgemein „physiographischer“, ja nicht einmal auf allseitig klimatischer, sondern nur auf speziell klimatisch-hydrologischer Grundlage. Damit erfaßt dies System die Gesamtheit aller exogenen Vorgänge nur im Bereich des nivalen Klimas, soweit eben geschlossene Eisdecken das von ihnen begrabene Land wirklich allseitig angreifen und ausformen. In allen übrigen Teilen der Erde stellt diese Einteilung aber nur das Vorhandensein oder Fehlen von Flüssen fest, d. h. also eines Elementes der linienhaften Abtragung! Alle anderen Vorgänge der linienhaften Abtragung (Korrasionsströme aller Art) sowie sämtliche Arten der flächenhaften Abtragung werden damit für die Einteilung der klimabedingten Landformen überhaupt nicht herangezogen. In der Tat sind es aber, wie wir später sehen werden, gerade die nach Art und Stärke sehr bedeutenden Unterschiede der Denudationsvorgänge, die innerhalb der humiden Region das Auftreten sehr verschiedenartiger klimabedingter Formtypen verursachen. Ihren Wirkungen ist ja das Land in seiner Gesamtheit nicht nur längs der manchmal sehr spärlich verbreiteten Erosionsfurchen ausgesetzt.

Gerade für die Auswahl und das Zusammenspiel der in einem Gebiet herrschenden Denudationsvorgänge ist aber das Klima der entscheidende Faktor. Es sind jedoch hierfür ganz andere Klimaeinflüsse maßgebend als diejenigen, die die *A. Penck'schen* Großtypen des Wasserhaushaltes bestimmen. Zunächst hängen ja die Denudationsvorgänge von der Art der Bodenbedeckung ab. Schon diese ist, wie wir wissen, in vielen Teilen der Erde mehr vom Klima als vom Ausgangsgestein, und zwar von einem sehr vielfältigen Komplex von Klimawirkungen abhängig. Indessen kommt es uns hier nicht in erster Linie auf die Klimafaktoren der Bodenbildung, sondern vielmehr auf die wieder etwas anders geartete Summe von Klimawirkungen an, die den Boden in seiner Eigenschaft als Abtragungsdecke (d. h. also als Ergebnis und Träger der flächenhaften Abtragung) überall auf der Erde in eine stärkere oder schwächere, eine nur die obersten Bodenteile erfassende oder bis zu seinem Grunde durchgreifende Bewegung versetzen. Für diese Bodenbewegungen spielt aber die Art des Ausgangsgesteins, d. h. also ein nicht klimatisch-regional bestimmter, sondern ein geologischer, örtlich-zufälliger

Einfluß noch eine viel geringere Rolle als für die Bodenbildung. Die Verteilung der verschiedenen Denudationstypen auf der Erde muß daher noch enger als die der Böden an bestimmte Klimazonen geknüpft sein, und zwar deutlich an andere, viel reicher gegliederte, als sie der sehr allgemeinen ersten Einteilung in nivales, humides und arides Klima entsprechen.

Eine Klimaeinteilung, die von vornherein nur einen Bruchteil der irdischen Abtragungsvorgänge erfaßt und die vor allem überhaupt keine Gliederung der Denudationsformen zuläßt, kann somit nicht zu einer erschöpfenden Gliederung der Landformen in ihre klimabedingten Zonen führen. Auch keine andere, vom Klima, von den Landschaftsgürteln, vom Pflanzenkleid oder von den Klimaböden ausgehende Gliederung (wie solche verschiedentlich schon vorgeschlagen wurden, vgl. *F. Thorbecke, 1926, S. Passarge, 1926 u. a.*) ist dazu geeignet. Letzten Endes läßt sich eine solche Gliederung überhaupt nicht auf deduktivem, sondern nur auf induktivem Wege ermitteln<sup>6)</sup>. In diesem Falle heißt das: man muß zur Gewinnung einer solchen Gliederung von den formbildenden Vorgängen selbst ausgehen! Man muß auf der Erde solche Gebiete aussondern, innerhalb derer die Gesamtheit der von der exogenen Dynamik auf den Formenschatz ausgeübten Einflüsse offenbar die gleichen sind und diese dann möglichst scharf von anderen mit deutlich abweichenden Zügen der exogenen Vorgänge abzugrenzen suchen. Erst wenn man solche Gebiete in der Natur umgrenzt hat, kann man dann, von diesen Arealen aus, den spezifischen (sehr komplexen) Klimatypus zu bestimmen suchen, der innerhalb eines jeden solchen Raumes für das Zustandekommen der dort herrschenden Kombination von Abtragungsvorgängen verantwortlich ist und dessen Abwandlung in Nachbarräumen dort auch ein anderes Bild der Formbildungsvorgänge und daraus der Landformen selbst entstehen läßt.

Für den Erfolg einer solchen Analyse muß noch auf eine eben schon gemachte Voraussetzung ausdrücklich hingewiesen werden. Wir dürfen zur Abgrenzung der klima-morphologischen Zonen der Erde nur von den in der Gegenwart, d. h. also bei der heutigen Verteilung der Klimazonen sich vollziehenden Formbildungsvorgängen ausgehen, nicht etwa von den Landformen selbst und vor allem nicht vom Großformenschatz. Der Grund dafür liegt darin, daß die Großformen, die wir heute auf

der Erde antreffen, kaum irgendwo allein unter den Einflüssen des Gegenwartsklimas entstanden sind<sup>6)</sup>. Alle Oberflächenformen der Erde, insbesondere diejenigen, die auf die langandauernde Wirkung von Denudationsvorgängen zurückgehen, sind äußerst zählebig und verändern sich viel langsamer als das Klima (vgl. *Büdel, 1944, S. 483*). Gerade in den höheren Breiten hat nun das Klima seit den ältesten, heute noch morphologisch nachwirkenden Perioden der Erdgeschichte — etwa seit dem Beginn des Jungtertiärs — vielfach im selben Raum fast alle Varianten durchlaufen, die wir heute vom Äquator bis zum Pol nebeneinander angeordnet finden. Diesen Klimaveränderungen vermochte die Landformung stets nur mit starker Verzögerung zu folgen. Die Folge ist, daß wir überall auf der Erde neben den klimabedingten Formen der Gegenwart noch Restformen aus älteren Erdperioden vorfinden, die einem anders gearteten Vorzeitklima ihre Entstehung verdanken. Aus diesem Grunde können wir die Grenzen der klimabedingten Formkreise der Erde nicht nach dem Gesamtschatz der Großformen, sondern nur nach den formbildenden Vorgängen bestimmen, die in der Tat unter dem unmittelbaren Einfluß des Gegenwartsklimas am Werke sind. Es bedarf dann einer weiteren Untersuchung, um zu zeigen, welche Züge des Formenschatzes bereits den heutigen morphogenetischen Vorgängen entstammen und welche in mehr oder minder überprägter Form noch das ererbte Bild älterer klimamorphologischer Zustände zeigen.

Um das gewünschte Gesamtbild der exogenen Vorgänge innerhalb einer bestimmten geographischen Region zu erfassen, wird man zweckmäßig von der Prüfung folgender drei Fragen ausgehen:

1. Welche Typen der flächenhaften Abtragung (Denudation) herrschen in dieser Region vor?
2. Welche Typen der linienhaften Abtragung (Erosion) herrschen dort vor?
3. Wie ist dabei das Stärkeverhältnis zwischen flächenhafter und linienhafter Abtragung?

Bei der ersten Frage kommt es dabei nicht darauf an, qualitativ festzustellen, welche Denudationsvorgänge in der betreffenden Region überhaupt vorkommen, sondern darauf, quantitativ zu entscheiden, welche Vorgänge dort

<sup>6)</sup> Es sei denn, wir hätten Beweise dafür, daß sich das Klima in einem bestimmten Raum mindestens seit dem Altmiocän nicht mehr wesentlich verändert hat. Am geringsten dürften die seitherigen Veränderungen im äquatorialen Regengürtel gewesen sein.

<sup>5)</sup> Vgl. *H. Mortensen, 1930, S. 156, 2. Absatz!*

den Hauptanteil der Denudation ausmachen, ob solche von schwächerer oder stärkerer Abtragungsleistung. Je nach dem Vorherrschen dieser oder jener Vorgänge ist damit auch die Gesamtstärke der flächenhaften Abtragung, ihre Gesamtleistung in der Zeiteinheit in den einzelnen Klimazonen außerordentlich verschieden. Je stärker dabei die Abtragungswirkungen in einer Region sind, desto rascher muß sich diese dann auch in ihrem Großformenschatz von Nachbarregionen mit anderem Klima allein auf Grund verschiedenartiger Denudationsvorgänge unterscheiden. Die so entstehenden sehr wesentlichen Formunterschiede sind es vor allem, die beispielsweise die weitere Gliederung des humiden Abtragungsbereiches in mindestens vier große selbständige Teilzonen erfordern.

Die zweite Frage nach den vorherrschenden Typen der linienhaften Abtragung ist die einzige von den dreien, die im Umriss auch schon der *A. Penck'schen* Gliederung zugrunde lag. Aber doch nur im Umriss! Nach zwei Richtungen sind auch hier noch wesentliche Ergänzungen nötig. Einmal nahm jene Gliederung kaum auf die Tatsache Rücksicht, daß an sich (nach der mittleren Wasserführung) sehr gleichartigen Flüssen dennoch in verschiedenen Klimazonen ein ganz anderes morphologisches Verhalten aufgezwungen wird. Die Ursache dafür sind (neben den — klimatisch begründeten — verschiedenen Spannen zwischen Hoch- und Niedrigwasser) vor allem eben die mit dem Klima so stark wechselnden Denudationsvorgänge im Einzugsbereich. Von ihnen hängt sehr wesentlich die Art und Menge des Schuttes ab, der in die Flüsse gelangt. In Gebieten mit starker chemischer Bodenzersetzung, vor allem im innertropischen Regenwald und in abgeschwächtem Maß auch im Bereich unserer nördlichen Ortsbodenzone führen die Denudationsvorgänge den Flüssen wenig grobklastisches Material, aber umso mehr feine kolloidale Teilchen und in vielen Gebieten auch noch sehr reichlich Humussäuren zu, die eine weitere Zersetzung vorhandener Gesteinsteilchen fördern. Umso mehr Grobschutt wird den Flüssen im Bereich vorwiegend mechanischer Verwitterung, in den pflanzenarmen Trockengebieten und in der Polarregion (ähnlich auch im Hochgebirge) zugeführt. In beiden Fällen strebt das Flußlängsprofil einer ganz anderen Ausgleichskurve zu. Morphologisch noch wichtiger sind die sich ergebenden Unterschiede des Fluß- und Talquerschnitts. Im ersten Fall — bei geringer Schuttlast — finden wir schmale Flußbetten und schmale Talsohlen bis tief in den Unterlauf hinab und noch bei ziemlich geringem Gefälle. Im zweiten Fall — bei reicher Schuttlast — wird starkes Pendeln des Flusses auf breiten

Talsolesen und die Einschaltung weit ausgedehnter Schotterfluren an konkaven Gefällsknicken bis weit in den Oberlauf bei noch ziemlich großem Gefälle vorherrschen. So können also nach ihrem mittleren hydrographischen Zustand sehr ähnliche Flüsse morphologisch sehr verschieden wirken. Außerdem muß das *A. Penck'sche* Schema durch Berücksichtigung der anderen Formen der linienhaften Abtragung erweitert werden, die in Gestalt der verschiedenartigen Korrosionsströme in bestimmten Klimaten neben dem passiven linienhaften Schutttransport durch Flüsse eine nicht unbedeutende Rolle spielen.

Die dritte der oben genannten Fragen stellt endlich die Verbindung zwischen der ersten und zweiten dar. Zur Gewinnung eines Gesamtbildes der Abtragungsvorgänge in einem bestimmten Gebiet ist nicht nur die Kenntnis des gegenseitigen Verhältnisses der verschiedenen Denudationsvorgänge und die des Verhältnisses der verschiedenen Erosionsvorgänge sondern noch die Kenntnis des gesamten Stärkeverhältnisses zwischen Denudation und Erosion notwendig. Die morphologische Bedeutung und die Spannweite der hier möglichen Unterschiede ist auch innerhalb der humiden Region sehr bedeutend. Nur zwei Extremfälle seien kurz genannt. Im Bereich der wechselfeuchten Savannen- und Monsunklimate ist der dort weit verbreitete und sehr wirksame Denudationsvorgang der Flächenspülung imstande, die meisten kleineren Erosionsgerinne zu unterdrücken, sie gehen gewissermaßen in dem großen Spülvorgang unter und gelangen so nicht zu selbständiger morphologischer Wirksamkeit. Nur die größeren Flüsse haben durch die Ausbildung dauernder Talformen die Möglichkeit hierzu. In anderen Klimaten vermögen selbst die kleinsten Flußgerinne gegenüber leistungsschwächeren Denudationsvorgängen die Ausbildung eigener Erosionsformen durchzusetzen. In beiden Fällen müssen auch unter ganz gleichen endogenen Voraussetzungen stark abweichende Relieftypen entstehen.

Die Untersuchung eines klimabedingten Formenkreises, wie sie hier geboten werden soll, strebt somit danach, die typische Art des Zusammenwirkens und das gegenseitige quantitative Verhältnis aller hier auftretenden exogenen Vorgänge zu erkennen; ferner die Gesamt-Abtragungsleistung und die morphologische Wirkungsweise dieser besonderen Kombination formbildender Prozesse festzustellen und endlich zu zeigen, welche Züge des herrschenden Formenbildes bereits diesen Auswirkungen des Gegenwartsklimas entstammen und welche noch das ererbte Gepräge vorzeitlicher klima-morphologischer Wirkungen tragen.

### III. Die Gliederung der Bodenflußzone in Frostschutt- und Tundrenzzone

Die Kennzeichnung und Abgrenzung einer klima-morphologischen Region gelingt um so schärfer, je mehr die für ihre Eigenart bestimmenden Abtragungsvorgänge endemischen Charakter tragen. Das ist, wie wir sahen, hier in hohem Grade der Fall. Die sehr kräftigen und tiefgründigen Bodenbewegungen, die im eisfreien Polargebiet durch den jahreszeitlichen Frostwechsel erzeugt werden, sind fast ganz auf die Bodenflußzone beschränkt und treten daneben nur noch in den über der Waldgrenze gelegenen Hochregionen der Gebirge höherer bis mittlerer Breiten auf, die ja einen dem Polar-klima sehr ähnlichen Jahresgang der Klimaelemente zeigen. Die in den entsprechenden Höhenlagen subtropischer und tropischer Gebirge auftretenden, gleichfalls sehr leistungsfähigen aber viel weniger tiefgründigen Bodenflußerscheinungen gehören, wie *C. Troll* (1941, 1944, 1948) zeigen konnte, bereits einem (durch tageszeitlichen Frostwechsel erzeugten) grundsätzlich anderen Solifluktionstypus an. Ähnliches gilt von den sehr viel weniger allgemein und beherrschend auftretenden solifluktionsartigen Vorgängen, die an bestimmten Vorzugstellen, vor allem am Bereich der ewigen Gefornis Sibiriens, vom Polargebiet noch in den borealen Waldgürtel hinübergreifen; sowie von anderen verwandten Erscheinungen, die für die Abtragung in außertropischen und selbst subtropischen Wüsten — soweit Frost und Schnee reichen — noch eine gewisse Rolle spielen (vgl. *H. Bobek*, 1948).

Unter den für die Bodenflußzone typischen Denudationsformen, die wir zuerst betrachten wollen, nimmt das Bodenfließen selbst seine hervorragende Stellung nicht nur wegen seines endemischen Vorkommens und seiner besonders starken Wirksamkeit, sondern vor allem auch darum ein, weil es spontan bis herab zu den sanftesten Böschungen tätig ist, auf denen die meisten der überhaupt auf der Erde vorkommenden Denudationsvorgänge sich entweder stark abschwächen oder völlig stocken. Auf der anderen Seite bildet es außer auf den ausgesprochen sanften auch noch auf allen mittelsteilen Böschungen den herrschenden Abtragungstypus und wird erst auf steileren Hängen von anderen Vorgängen übertönt und schließlich ganz abgelöst. Da nun die Erdoberfläche zum größten Teil aus sanftgeböschten Flächen besteht, haben wir im Bodenfließen in der Tat eine nach Stärke und Verbreitung repräsentative Denudationsform dieser Zone vor uns.

Der Motor dieser sehr kräftigen Bodenbewegungen ist in erster Linie der Frost. Sie sind

dabei nicht an das Vorhandensein ewig gefrorenen Bodens geknüpft, sondern kommen auch in Gebieten vor, in denen der Boden nur im Winter einfriert, um alljährlich im Hoch- und Spätsommer wieder völlig aufzutauen. Solche Gebiete mit „Jahreszeitfrostböden“ finden wir vor allem in polferneren Teilen der Bodenflußzone mit ozeanischem Klima. Der Tiefgang dieser Bodenbewegungen hängt demzufolge vom Tiefgang des winterlichen Einfrierens bezw. — in Gebieten ewiger Gefornis — von dem des sommerlichen Auftauens ab, er beträgt im Mittel 0,30 bis 2 m, während die Frost- und Auftautiefe natürlich auch noch viel größer sein kann.

Die Wirkungsweise, mit der tiefgründiger Bodenrost ebensolche Bewegungen des Bodens auslösen kann, ist seit der denkwürdigen Veröffentlichung von *J. G. Andersson* (1906) durch eine große Anzahl von Forschern bearbeitet und weitgehend aufgeklärt worden. Uns kommt es dabei weniger auf die Hervorhebung der (meist dargestellten) bodenökologischen als vielmehr der morphogenetisch wichtigen Züge dieser Bewegungen an. Zunächst sind außer dem Frost noch einige andere unmittelbare und mittelbare Klimawirkungen am Zustandekommen dieses Vorgangs beteiligt. Zu den letzteren gehört das dünne und vielfach lückenhafte Vegetationskleid dieser Gebiete; insbesondere fehlen hier weitgehend die ausdauernden Wurzelklammern der Holzgewächse, die im Waldland alle Bodenbewegungen stark hemmen<sup>7)</sup>. Der Wandel der klimatischen Bedingungen prägt ferner dem Bodenfließen einen deutlichen Jahresgang auf. Infolge der spärlichen Wärme und Sonnenstrahlung ist die Verdunstung gering, so daß beim Beginn der Frostperiode schon ein stark wasser-durchränkter Boden vorliegt. Die Menge des dann im Boden sich bildenden Eises wird noch dadurch erhöht, daß durch den Gefrierprozeß selbst noch weiteres Wasser aus tieferen Bodenschichten emporgesaugt wird (*S. Johansson*, 1914. *St. M. Taber*, 1929). Die beim Gefrieren dieser Wassermengen eintretende Volumenvermehrung führt zum Auseinanderreißen des Bodens durch zahlreiche jetzt eisgefüllte Hohlräume. Da der Boden in gefrorenem Zustand eine in sich geschlossene stabile Decke darstellt, wirken sich die durch die sprengende Wirkung des Bodeneises ausgelösten Bewegungen vor allem in vertikaler Richtung als „Frosthebung“ aus, der (in den einschlägigen Arbeiten weniger

<sup>7)</sup> Auf die Tatsache, daß nicht nur das dünne Vegetationskleid fördernd auf die Bodenbewegungen, sondern auch diese durch die ständige Durcharbeitung des Bodens stark hemmend auf den Pflanzenwuchs wirken, wurde schon oben verwiesen. Es entsteht so eine gegenseitige Verstärkung zweier klimabedingter Faktoren.

einheitlich definierte) horizontale „Frostschub“ spielt daneben im wesentlichen in der Form seitlicher Zusammenpressung eine Rolle (vgl. *W. Meinardus*. 1910, 1930. *H. M. Eakin*. 1916. *St. M. Taber*. 1929. *H. Poser*. 1931, 1933, 1934. *H. Mortensen*. 1932. *G. Beskow*. 1935). Fließähnliche Gesamtbewegungen des Bodens mit freier Verschiebbarkeit einzelner Teilchen sind aber jetzt, wo der Boden am stärksten die Eigenschaften eines „festen Körpers“ aufweist, nicht möglich; in Bezug auf das eigentliche Bodenfließen ist also die Frostperiode eine Zeit weitgehender relativer Bodenruhe. In stärkstem Maß kommen aber die Bewegungen des eigentlichen Bodenfließens mit dem Beginn der frühsummerlichen Tauperiode zur Auslösung. Durch die sprengende Wirkung des Bodeneises ist der Boden in hohem Grade zerrissen und aufgelockert, einzelne Lagen und Teilchen sind aus ihrem Verband gelöst und verschiebungs- bzw. fließfähig. Mit dem Schmelzen fällt plötzlich der feste Zusammenhalt weg, vor allem aber die Ausfüllung der bisher eiserfüllten Hohlräume durch einen festen Körper. Beides verursacht zunächst vertikale Sackungsbewegungen, die am Hang natürlich zugleich hangabwärts gerichtet sind. Bei der jetzt bestehenden freien Verschiebbarkeit einzelner Teilchen nehmen sie alsbald den Charakter langsamer Fließbewegungen an. Diese Bewegungen werden durch das im Boden nun reichlich vorhandene Wasser auf dreierlei Art sehr gefördert; einmal durch die Verringerung der inneren Reibung in der fließenden Masse, ferner durch die Gewichtsverminderung, die die vom Wasser umschlossenen Bodenteilchen erfahren und endlich durch die Quellung kolloidaler Bodenbestandteile (*H. Steche*. 1933). Wichtig ist dabei, daß der durch das Tauen ausgelöste Bewegungsanstoß gerade mit dem jahreszeitlichen Maximum der Bodendurchtränkung und daher mit dem Zeitpunkt der stärksten Bewegungsfähigkeit des Bodens zusammenfällt. Denn es schmilzt jetzt nicht nur das — durch Frostansaugung in den obersten Schichten besonders angereicherte — Bodeneis, sondern gleichzeitig auch der Schnee, der darüber lag. Der gewaltige Wasserzudrang der damit plötzlich in den obersten Bodenhorizonten auftritt, unterliegt in dem kühlen polaren Frühsommerklima nur einer ganz geringen Verdunstung. Aber auch ein Versickern dieser Wassermassen ist nicht möglich, da der Unterboden dann regelmäßig — wo nicht ganzjährig so doch mindestens bis in den Hoch- und Spätsommer hinein — noch gefroren ist. Dies hat zur Folge, daß diese Bewegungen nicht nur an die kurze Zeit des ersten oberflächlichen Auftauens gebunden sind, sondern daß sie mehrere Wochen oder Monate in Gang bleiben. Die ins „Fließen“ geratene oberste Bodenschicht erhält

dabei nicht nur an ihrer Oberfläche durch Spätfröste neue Bewegungsimpulse (nach Art der „Tageszeiten-Solifluktion“ *C. Troll*), sondern empfängt solche auch an ihrer Unterseite durch den fortschreitenden Tauprozeß des Unterbodens (in klimatisch günstigeren Gebieten mit größerer Auftautiefe allerdings nur so lange, bis die Unterfläche des „Aufaubodens“ unter der Unterfläche der oberen „Bewegungszone“ des Bodens hinabgesunken ist, vgl. hierzu *Beskow*. 1933. *W. Dege*. 1938). Nur dann, wenn im Spätsommer einmal die ganze „Bewegungszone“ tiefgründig austrocknet (was aber durchaus nicht immer und überall geschieht), treten kurze Ruhepausen der Solifluktionsbewegungen ein, die dann stellenweise durch andere Abtragungsvorgänge (Abspülung usw.) übertönt werden. Dann können jedoch im Herbst durch verstärkte Regen- und Schneefälle, durch die verringerte Verdunstung und die ersten Frühfröste Solifluktionsbewegungen von der Art der frühsummerlichen noch einmal (wenn auch stark abgeschwächt und nur für kurze Zeit) in Gang kommen (*Dege*, 1943), bis dann mit dem endgültigen Eintritt der neuen winterlichen Frostperiode der schon oben geschilderte Zustand starker Zusammen- und Aufpressungen, aber zugleich einer starken Verfestigung des Bodens und damit einer relativen Ruhe in Bezug auf das Bodenfließen wieder eintritt.

Die größte Stärke und ihre volle morphologische Wirkung gewinnen diese Bewegungen naturgemäß am geneigten Hang, wo die Schwerkraft einerseits viele sonst nur latent vorhandene Impulse erst in wirkliche Bewegung umsetzt, vor allem aber sämtliche bewegende Faktoren zu geschlossener Gesamtwirkung in einer Richtung — hangabwärts — vereinigt. Dieser von der Schwerkraft ausgelöste Vorgang stellt das eigentliche Bodenfließen dar.

Indessen sind die übrigen oben genannten Bewegungsantriebe (Frost, Wasserdurchtränkung, Quellung usw.) hier so kräftig, daß sie auch auf ganz ebenen Flächen Bewegungen auslösen. Diese gehen hier ohne die einseitige Verstärkung durch die Schwerkraft natürlich nicht großzügig in einer Richtung vor sich, sondern beschränken sich auf einen lokalen Massenaustausch auf kleinem Raum. Die morphologischen Wirkungen dieses Vorgangs (Stärke der erzielten Abtragung) sind natürlich ungleich geringer, als die des eigentlichen Bodenfließens. Dieser Unterschied ist gerade für unsere morphogenetische Zielsetzung so einschneidend, daß man hier den Begriff „Solifluktion“ oder „Bodenfließen“ jedenfalls nur in sehr eingeschränktem Sinne auf diese kleinen Lokalbewegungen anwenden kann. *H. Kaufmann* be-



zeichnete 1929 diese Lokalbewegungen als „Stehrythmen“ im Gegensatz zu den „Translationsrythmen“ am Hang; C. Troll (1944) unterschied die örtliche „Mikrosolifluktion“ von der eigentlichen großen „Hang“- oder „Makrosolifluktion“. Der letzteren Terminologie schließen wir uns im folgenden an.

Die von der Mikrosolifluktion in ebenen oder fast ebenen Lockerböden erzeugten Formen zeigen nun gerade, weil sich ihre Entstehung ohne starke einseitige Schwerkrafteinwirkungen vollziehen kann, zwei sehr wesentliche und vor allem äußerst auffällige Eigenschaften.

Die eine ist die in eng-lokalem Massenaustausch entstandene, fast geometrisch-regelmäßige Gestalt, die sie alle auszeichnet. Es sind dies die bekannten Formen, die unter verschiedenen Abwandlungen als Polygonböden, Strukturböden, Steinringe, Steinmetzböden usw. gerade in den letzten 40 Jahren von der Forschung sehr stark beachtet und eingehend bearbeitet worden sind, ohne daß es trotz der dadurch herbeigeführten Lösung vieler entscheidender Fragen bis jetzt gelungen wäre, ihren Entstehungsgang und vor allem den Anlaß zu der oft geradezu verblüffend regelmäßigen Gestalt dieser Bildungen völlig zwingend und eindeutig zu erklären. Kaum minder auffällig ist diese Regelmäßigkeit auch bei den großen Eiskeilspalten (Tundra- oder Taimyrpolygonen) der hochkontinentalen Gebiete sowie bei den Kleinformen der bewachsenen und der Moor-Tundra: den Palsen, Erdbülten (Thufur), Lehmbeulen und verwandten Bildungen ausgeprägt.

Die zweite Haupteigenschaft der von der Mikrosolifluktion erzeugten Bodenformen liegt darin, daß sie ihre geometrisch-regelmäßige Gestalt in enger Anpassung an lokale Bedingungen sehr stark variieren. Chemische Zusammensetzung des Bodens, das Vorhandensein bestimmter Korngrößen, das gegenseitige Verhältnis grober und feiner Bestandteile ferner die Entwässerungsverhältnisse, die Art der Bewachung, die Luv- und Leelage zu Boden-erhebungen und natürlich auch alle anderen kleinklimatischen Faktoren spielen dabei eine große Rolle. Jede Änderung eines dieser Elemente erzeugt sofort innerhalb der allgemeinen Regelmäßigkeit dieser Formen ein etwas anderes Muster. Auf Grund dieser feinen Reaktionsfähigkeit böte daher eine weiträumige genaue Kartierung dieser Varianten die Möglichkeit, die hier beteiligten Lokaleinflüsse (ökologischen Faktoren) voneinander zu trennen und die besondere Art ihrer Einwirkung auf die Strukturformen im einzelnen aufzuklären. Auf diesem von ihm bezeichneten Wege ist Troll (1944) zu einer ersten Synthese der „Ökotypen

des Bodens“ in den wald- und gletscherfreien Kaltklimaten der Erde gelangt.

Für unsere Aufgabe einer großen klimamorphologischen Zonengliederung sind aber diese Formen der Mikrosolifluktion gerade wegen ihrer engen Anpassung an lokal-ökologische — z. T. auch aklimatische — Faktoren nicht geeignet. Außerdem sind sie an die immer nur vereinzelt in der Landschaft auftretenden Flächen ebenen oder fast ebenen Geländes und zwar vornehmlich an Aufschüttungsflächen geknüpft. Sie stellen eben in erster Linie Typen der Bodenbildung, nicht solche der Denudation d. h. flächenhafter Hangabtragung dar, wie wir sie für unsere Fragestellung heranziehen müssen.

Die morphologisch entscheidenden Abtragungsvorgänge werden vielmehr von den Vorgängen und Formen des eigentlichen Bodenfließens, der Makrosolifluktion getragen. Dort werden unter dem zusätzlichen Einfluß der Schwerkraft alle Bewegungsantriebe, die das Klima dem Boden zuführt, stets in ein und dieselbe Richtung — hangabwärts — vereinigt und dadurch ungeheuer verstärkt. Mit ihrer Geschwindigkeit<sup>8)</sup>, ihrem großen Tiefgang (bis zu 2 m, s. o.) und ihrer Fortwirkung selbst auf ganz sanften Böschungen (schätzungsweise bis herab auf 2° Neigung, s. u.) ist die bisher neben den auffälligeren Formen der Mikrosolifluktion viel weniger beachtete Makrosolifluktion sicher eine der leistungsfähigsten Formen flächenhafter Abtragung, die wir auf der Erde kennen. Sie ist natürlich überall mit Feinbewegungen der Mikrosolifluktion kombiniert, die etwa im Rahmen der großen, hangabwärts gerichteten Bewegung beim Vorhandensein inhomogen zusammengesetzten Schuttes zur Aussonderung von Steinstreifen führen können. Aber alle solche Formen sind hier stets dem beherrschenden Vorgang der Makrosolifluktion untergeordnet. Seine großzügigen Bewegungen am geneigten Hang übertönen weitgehend die Mannigfaltigkeit der ökologischen Bedingungen und lassen dadurch um so deutlicher die morphologisch wichtigen zonalen Unterschiede der Abtragungsvorgänge erkennen.

Hier ergibt nun eine vergleichende Untersuchung des betrachteten Raumes eine große Zweiteilung der Bodenflußzone. Zwei hier scharf hervortretende Untertypen der Makrosolifluktion heben mit vielfach sehr deutlicher Grenze einen klimatisch rauheren, polnäheren Teil von einem mildereren polferneren Gürtel ab. Die Unterschiede der Morphogenese, die die beiden Unterregionen trennen, betreffen

<sup>8)</sup> Selbst auf sanften Hängen von nur 4°—6° Neigung und bei schwachen Teilbewegungen im Spätsommer konnte Dege (1943) auf Spitzbergen Geschwindigkeiten bis über 1 dm in 24 Stunden feststellen.

fast alle hier auftretenden Abtragungsvorgänge (s. u.), sind aber bei dem herrschenden Vorgang des Bodenfließens besonders deutlich, so daß unsere Gliederung in erster Linie auf deren Unterschieden beruht. Wir schlagen zur Benennung dieser beiden Typen die Ausdrücke „freie“ und „gebundene“ Solifluktion vor (in Anlehnung an die bekannte allgemeine Unterscheidung zwischen freien und gebundenen Massenbewegungen<sup>9)</sup>).

Die kräftigste und wirksamste Art des Bodenfließens ist die freie Solifluktion; sie beherrscht den rauheren, polnäheren Abschnitt der Bodenflußzone, der sich unmittelbar an die eisbedeckten Gebiete der Gletscherzone anschließt. Das hier nur sehr lückenhafte Pflanzenkleid erlaubt einerseits die freieste Entfaltung der Flußbewegungen des Bodens, gerade hierdurch wird aber auch der Zusammenschluß selbst nur der spärlichsten Tundravegetation zu einer geschlossenen Decke immer wieder verhindert bzw. auf ganz wenige Vorzugsstandorte beschränkt.

Stehen wir im Bereich dieser Zone in mäßig bewegtem Relief auf einer ebeneren Hügelkuppe oder der flachen Sattelregion eines Höhenrückens, so finden wir dort die normalen Schuttpolygone oder Steinringe der Mikrosolifluktion entwickelt. Sowie sich aber hangabwärts das Gefälle nur ein wenig versteilt und rund 2° Neigung überschreitet, werden diese regelmäßigen Formen oval auseinandergezogen und gehen dann sofort in Steinstreifen (entstehend durch gleichzeitige Mikrobewegungen beim Vorhandensein verschiedener Korngrößen) oder in einfache, nur noch schwach durch Mikrosolifluktions-Strukturen gekennzeichnete Schlierenstreifen über<sup>10)</sup>. Das wichtigste ärmere Merkmal der freien Solifluktion ist dabei, daß alle diese Streifen hier stets in der Richtung des Gefälles verlaufen, meist sogar in der reinen Fallrichtung des Hanges. Diese Streifen sind der sichtbarste Ausdruck der kontinuierlichen Flußbewegung des Bodens, wie sie hier unter dem Einfluß der Schwerkraft erfolgt. Wir schlagen für die polnahe Unterregion der Bodenflußzone, die durch das allgemeine Vorherrschen äußerst vegetationsarmen, frostbewegten Gesteinsschut-

tes und das Vorherrschen der freien Solifluktion (spontanes Bodenfließen in der Gefällsrichtung) auf allen sanfteren Böschungen gekennzeichnet ist, die Bezeichnung Frostschutzone vor. Sie entspricht der Fels- und Schuttreion unserer mittel- und nordeuropäischen Hochgebirge. Wenn man die völlig vegetationslosen Gletscher- und Inlandeisgebiete als „Kälte-wüsten“ betrachtet, konnte man dementsprechend die Frostschutzone pflanzengeographisch als „Kälte-Wüstensteppe“ oder als „Kälte-Halbwüste“ bezeichnen.

Im milderen, polferneren Abschnitt der Bodenflußzone sind die Bodenbewegungen weniger kräftig, sie können das Pflanzenkleid nicht mehr überwältigen und werden von diesem erheblich gebremst. Die freie Fließbewegung geht in eine langsame, ruckartige über, die bereits in stetem Kampf mit den hemmenden Einflüssen des Pflanzenkleides liegt. Wir bezeichnen diese Art des Bodenfließens als gebundene Solifluktion. Pflanzengeographisch befinden wir uns hier in der Zone der Tundra. Auf ebenen oder wenig geneigten Flächen ist hier der Boden mit einer schon ziemlich lückelosen, geschlossenen Kraut- und Grasflur bedeckt, in der zahlreiche Holzgewächse in Zwergwuchs enthalten sind. Höhere Gebüsche und einzelne niedrige (3—6 m hohe) Baumgruppen sind auf die unmittelbare Nähe der Waldgrenze beschränkt; dagegen sind auf ebenen Flächen im gesamten Tundrangebiet Moorböden verbreitet. Die Tundrenregion entspricht der tieferen Fjell- oder der Mattenregion unserer Hochgebirge, nach ihrem Vegetationstypus kann man sie gut als „Kältesteppe“ bezeichnen.

Bei der hier herrschenden gebundenen Solifluktion können wir ebenfalls Mikro- und Makrobewegungen deutlich unterscheiden. Auf ebenem oder fast ebenem Boden erzeugt die Mikrosolifluktion auch hier geometrische Formen, die freilich beim Vorhandensein einer weitgehend geschlossenen Pflanzendecke weniger durch eine auffällige Materialsortierung, sondern als ein regelmäßig gestaltetes Mikrorelief des Bodens zutage treten. Hierher gehören die von A. A. Grigorjew (1925 a, b) u. a. eingehend untersuchten, klimatisch differenzierten Palsen. Gerade sie sind aber für Abtragungsvorgänge besonders wenig kennzeichnend, da sie nur auf Moorböden vorkommen und auch da meist nur als eine jüngste Zerstörungsform von Mooren, deren Aufbau in der postglazialen Wärmezeit vollendet worden war. Charakteristischer sind die Erdbültenböden (die „Thufur“ Islands), die auch auf ebenflächigem Mineralboden vorkommen. Sie sind mit leichten Varianten vom hochozeanischen Island bis in die hochkontinentale Tundra Ostsibiriens verbreitet. Zum Teil

<sup>9)</sup> Eine Typentrennung dieser Art wurde bisher nur im Bereich der Mikrosolifluktion durchgeführt; die hier von Th. Sørensen (1935) vorgeschlagenen Ausdrücke „differenzierte“ und „amorphe“ Frostbodenformen sind aber zur Kennzeichnung der entsprechenden Typen der Makrosolifluktion weniger geeignet.

<sup>10)</sup> Die schönsten Beispiele dieses raschen Überganges von regelmäßigen Steinringen zu Steinstreifen am etwas steileren Hang konnte ich im Bereich der europäischen Arktis auf den flachen Sätteln der Hoffnungsinsel sowie auf zahlreichen Kuppen der Barents- und der Edge-Insel im SO-Teil Spitzbergens beobachten.

sind dabei schon auf ebenem Boden die Gipfel solcher „Zwergtorfhügel“ gekappt und aufgebrochen, so daß hier der nackte Torf- oder Mineralboden zutage tritt, während die Flanken noch von einem dichten Vegetationskleid bedeckt sind („Lehmhügel“, „Lehmbeulen“, „Gärlehmbeulen“ I. Frödins, 1918). Sind solche Hügel mit gekappter kahler Oberfläche, die in den Tiefenlinien noch von einem Netzwerk dichter Vegetation umschlossen werden, auf größeren Flächen verbreitet, so entsteht das von den Russen als „Fleckentundra“ bezeichnete Landschaftsbild.



Abb. 1. Lappländische Tundrenzzone

Fließerdeterrassen nahe der Mündung der Vuoddojokka in die Lakselva (Südende des Porsangerfjordes), Hang  $10^\circ$  nach rechts geneigt. Im Hintergrund  $28^\circ$  geneigte Schutthalde unter einer fast schon aufgezehrten ehemaligen Trogwand. Aufn.: I. Büdel, 1944.

Auf ebenem Boden ist die Fleckentundra aber nicht sehr häufig und nur an ganz bestimmte ökologische Vorbedingungen geknüpft. Dagegen gelangt sie in abgewandelter Form an allen geneigten Hängen des Tundrengebietes, sofern überhaupt nur ein etwas tiefgründigerer Lockerboden vorhanden ist, zu fast ausschließlicher Herrschaft. Überall ist hier das Pflanzenkleid unterbrochen und zerrissen. Die Ursache davon ist, daß wir auch hier im Augenblick, wo die Hangneigung  $2^\circ$  überschreitet, aus dem Bereich der Mikrobewegungen in den der einseitigen Makrosolifluktion und damit sehr viel stärkerer morphologischer Wirkungen gelangt sind. Aber dank der Hemmnisse des Pflanzenkleides kommt es hier dennoch nicht mehr zur Ausbildung freier Gleitbahnen in der Gefällsrichtung, die ein kontinuierliches, ungehemmtes Fließen anzeigen würden. Vielmehr besteht das kennzeichnende Ergebnis der gebundenen Makrosolifluktion darin, daß wir jetzt überall kleine Schutterrässchen quer zum Hang ausgebildet sehen. Sie laufen überall parallel zu den Iso-

hypsen, an glatten Hängen sogar meist ganz genau in deren Richtung, an ungleichmäßiger gestalteten zum Teil einige Grade von der Isohypsenrichtung abweichend. Die Hänge sind auf diese Weise mit einer Kleintreppung überzogen, die in entsprechend verkleinertem Maßstab an die Kulturterrässchen intensiv bebauter Tropengebirge erinnert. Auf den meist 1—4 m breiten Treppenflächen tritt der nackte Mineraluntergrund in häufig sehr ebener, zweifellos durch Abspülvorgänge nachträglich ausgeglichener Oberfläche zutage; oft ist dabei etwas groberes Material am Unterrand dieser Fläche angereichert und greift von da noch auf das oberste, noch sanft geböschte Drittel des anschließenden Stufenabsatzes über. Der übrige, steilere Teil der im ganzen meist nur 20—50 cm hohen Stufenabsätze trägt dem gegenüber einen wohlverfilzten dichten Teppich niedriger Tundrenvegetation. Dieser Teppich kleidet auch noch die flache Tiefenfurche aus, die gewöhnlich zwischen dem Stufenabsatz und der nächst tieferen Terrassenfläche eingeschaltet ist. Von dieser Furche streicht häufig ein Humusband bergwärts unter den hängenden Terrassenkörper ein, als deutliches Zeichen für dessen langsames Abwärtswandern (vgl. Abb. 1 u. 2). Als „Schuttgirlanden“, „Schutterrassen“, „Schuttwülste“, „Rasenwülste“ und besonders „Fließerdeterrassen“ sind solche und verwandte Formen bisher aus der Mattenzone der Alpen sowie aus der unteren Fjellregion des skandinavischen Hochgebirges, insbesondere Nordschwedens, vielfach beschrieben worden. Neu und erst mit Hilfe des Flugzeuges erkennbar war aber die Tatsache, daß diese Formen im Bereich der lappländischen Waldtundra und Tundra das Land weithin flächenhaft bedecken und damit in einem bisher nicht beachteten Maße landschaftsgestaltend wirksam werden. In diesen Terrassen findet das diskontinuierliche, gehemmte und ruckartige Abwärtswandern des Bodens im Bereich der gebundenen Solifluktion seinen sichtbaren Ausdruck. Wir schlagen für



Abb. 2. Querschnitt durch die Fließerdeterrassen der Abb. 1

a = Terrassenflächen, nackter Auffrierboden, meist Feinmaterial, nachträglich durch flächenhafte Abspülung eingeebnet; b = Stufenabsätze (Terrassenstirnen), meist aus größerem Schutt, oberes Drittel meist unbewachsen, unterer Teil samt der anschließenden flachen Furche vor der nächsttieferen Terrassenfläche von dichter Tundrenvegetation bedeckt; c = Überfahrene Humusbänder, bergwärts unter die hängenden Terrassenkörper einstreichend; d = unbewegtes anstehendes Gestein.

*Abb. 3. Barents-Insel  
(SO-Spitzbergen), Blick nach  
W über den Storfjord zur  
Hauptinsel (W-Spitzbergen).*

Typische Formgemeinschaft der Frostschuttzone in mäßig bewegtem Relief, die Formen der ehemaligen Gletschersohle (Rundhöcker, Seen) sind durch kräftige nacheiszeitliche Abtragungsvorgänge, besonders das freie Bodenfließen, bereits völlig zerstört. Untergrund: flachlagernde Trias mit Basaltlagergängen.

Aufn.: Norsk Polarinstitut (früher: Norges Svalbard-og Ishavs Undersökelse), 1936.



*Abb. 5. West-Spitzbergen,  
Ostseite des inneren Wood-  
fjordes (Andrée-Land)*

Typische Gebirgslandschaft der Frostschuttzone, entstanden durch restlose nacheiszeitliche Umformung einer ehemaligen Glaziallandschaft. Heutige Schneegrenze rund 900 m hoch. Untergrund: basaldurchschossene, wenig gestörte Schiefer und Sandsteine des Devon.

Aufn.: Norsk Polarinstitut (früher: Norges Svalbard-og Ishavs Undersökelse), 1936.





*Abb. 6. Prinz-Karl-Vorland  
(Spitzbergen)*

Frostschuttzzone mit weitgehend zerstörten fossilen Karen im Vordergrund, nur im Bereich der rezenten Vergletscherung im Hintergrund noch wohlerhaltene Karformen, Untergrund: Altgefaltete Tonschiefer und Quarzite der Hekla-Hoek-Schichten.

Aufn.: Norsk Polarinstitut (früher: Norges Svalbard-og Ishavs Undersökelse), 1936.



*Abb. 7. West-Spitzbergen,  
inneres Eisfjordgebiet, Blick  
vom Ekmanfjord über die  
zwischenliegende Halbinsel  
ostwärts zum Dicksonfjord*

Frostschuttzzone, starke Hangzerschneidung in flachlagernden permokarbonen Sandsteinen.

Aufn.: Norsk Polarinstitut (früher: Norges Svalbard-og Ishavs Undersökelse), 1936.

die polfernere, klimatisch mildere Unterregion der Bodenflußzone, in der es beim Vorhandensein einer zwar niedrigen, aber in der Ebene bereits geschlossenen Tundravegetation auch am Hang nur zu der geschilderten Kleinterrassierung durch die gebundene Solifluktion kommt, den Ausdruck *Tundrenzzone* vor.

Auf diese Weise ergibt sich schon auf Grund der beiden Hauptarten der Makrosolifluktion eine deutliche klima-morphologische Zweiteilung der Bodenflußzone. In der polnahen, fast vegetationsfreien Frostschuttzone herrscht auf allen sanfteren Hängen das freie Bodenfließen, das eine deutliche Streifung des fast nackten Schuttbodens mit dem Gefälle erzeugt. In der polferneren Tundrenzzone wird der von einem schon fast geschlossenen Pflanzenkleid bedeckte Boden durch gebundene Makrobewegungen in deutliche Schuttbänder parallel zur Isohypse gegliedert. Diese Querbänder (Fließerdeterrassen) verlaufen zwar im einzelnen nicht ganz so regelmäßig wie die Frostschuttstreifen, prägen aber im ganzen das Bild der von ihnen beherrschten Region auf ebenso eindrucksvolle Weise.

Nach der Feststellung dieses ersten Unterschiedes ist nun noch die Untersuchung der übrigen formbildenden Vorgänge in diesen beiden Zonen zur Klärung ihrer klima-morphologischen Gesamtstruktur notwendig.

#### IV. Die klima-morphologischen Züge der Frostschuttzone

Im Bereich der Frostschuttzone können sich neben dem Bodenfließen auch die übrigen dort auftretenden Abtragungsvorgänge fast ohne Behinderung durch das Pflanzenkleid frei entfalten. Daraus entstehen hier, in der Kälte-Halbwüste, bemerkenswerte Konvergenzerscheinungen mit der Trockenwüste, auf die zuerst *Mortensen* (1930) hinwies. Daneben gibt es freilich auch deutliche Unterschiede.

Wir beginnen mit der Darstellung der Denudationsvorgänge. Sie alle vermögen dank ihrer starken Wirksamkeit die ökologisch-lokalen Einflüsse weitgehend zu übertönen. Das gilt auch von den Verschiedenheiten des geologischen Untergrundes, obwohl hier, in einem Bereich vorwiegend mechanischer Verwitterung (ähnlich wie in der Trockenwüste!) die Zusammensetzung des Verwitterungsbodens stärker als in den Hauptgebieten chemischer Bodenbildung vom Ausgangsgestein abhängig ist. Unter diesen Umständen wird hier das örtliche Überwiegen bestimmter Denudationstypen in erster Linie von den verschieden starken Wirkungen der Schwerkraft auf die zu bewegendenden Agentien, d. h. also von der Hangneigung bestimmt. Als modifizierende Einflüsse kommen die Böschungs-

verhältnisse des überhöhenden Hanges, ferner die Gesteinsverhältnisse und andere lokal-ökologische Bedingungen hinzu.

Auf den sanftesten Böschungen von  $0^\circ$  bis  $2^\circ$  Neigung herrschen, wie schon ausgeführt, die regelmäßig-geometrischen Formen der freien Mikrosolifluktion. Bei dem noch fast oder ganz fehlenden ausgleichenden Einfluß der Schwerkraft treten hier die standortbedingten Lokalunterschiede am stärksten zutage. Solche Lokalbedingungen können natürlich auch die Ausbildung von Strukturbodenformen stark bremsen oder sogar völlig unterbinden. Dies ist vor allem der Fall auf den jüngeren Teilen der Strandplattformen und „Vorländer“, die erst bei der postglazialen Landhebung, also z. T. erst vor wenigen Jahrhunderten oder Jahrzehnten aus dem Meer aufgetaucht sind und selbst unter den starken Verwitterungseinflüssen des hochpolaren Klimas erst eine ganz unreife oder noch gar keine Bodendecke ausgebildet haben. Nackte, noch unverwitterte Rundhöcker, noch wenig zerstörte Strandwälle und selbst kleine, junge Dünenformen beherrschen hier das Landschaftsbild. Auf den höheren, älteren Strandplattformen ist dagegen die Strukturbodenbildung durch Mikrosolifluktion schon voll im Gang, nur einzelne nackte Rundhöcker bleiben in harten Gesteinen noch davon verschont. Die reinste Ausprägung finden die Strukturbodenformen einerseits auf alten Schotterterrassen und andererseits auf sanft gewölbten Kuppen und Hochflächen im Bereich tiefgründig verwitterter älterer Gesteine. Auch auf ebeneren Flächen im Moränengelände siedeln sie sich rasch an.

Verteilt sich nun das Gehänge nur ein wenig über  $2^\circ$  Neigung, so werden in der oben beschriebenen Weise die regelmäßigen Formen der Mikrosolifluktion durch die überhand nehmende Schwerkraftwirkung sofort zu den für die Frostschuttzone charakteristischen, der Gefällsrichtung folgenden Streifenböden auseinandergezogen. Wir sind damit in den Bereich kräftigster Bodenfluß-Abtragung durch die freie Makrosolifluktion gelangt. Ihr Standort sind alle sanfteren Böschungen des Geländes von  $2^\circ$  bis etwa  $15^\circ$  Neigung, sofern sie nicht unmittelbar von steileren Böschungen in größerer Ausdehnung überhöht werden. Mit diesen sanften Böschungen wird die freie Makrosolifluktion der am weitesten verbreitete Denudationstypus der Frostschuttzone, und umgekehrt ist es — wie schon bemerkt — für diese besonders charakteristisch, daß auch auf ihren flachen und selbst ihren sanftesten Böschungen noch eine so kräftige Form der Flächenabtragung herrscht.

Im Gesamtgebiet von Spitzbergen und Ostgrönland, wo wir die Formbildungsvorgänge

der Frostschuttzone vor allem kennenlernen könnten, umfassen freilich die von der freien Makrosolifluktion beherrschten Sanfthänge keinen so großen Arealanteil. Beide Gebiete sind in ihren unvereisten Teilen vornehmlich Gebirgsländer. Das gilt besonders von dem vielbesuchten Westspitzbergen. Hier sind geeignete Böschungen in größerem Umfang nur dort vorhanden, wo einmal noch unzertalte kuppige Rumpfflächen oder Landterrassen unterhalb der Schneegrenze liegen, wie im nördlichsten Teil des Plateaus von Neufriesland und an verschiedenen Stellen im Inneren des Eisfjordes, so vor allem auf den Hochflächen westlich der Coles-Bucht. In Küstennähe sind Sanfthänge mit Streifenböden manchmal auf älteren, stärker abgedachten Strandterrassen und auf Moränenböden zu beobachten. Welch beherrschende Rolle dagegen die freie Makrosolifluktion in nicht-gebirgigen Landschaften der Frostschuttzone spielt, das kann man in dem wenig vergletscherten, niedrigen Hügelland von Südostspitzbergen, auf der Barents- und Edge-Insel, in besonders eindrucksvoller Weise beobachten. Die Abb. 3 (s. Tafel) gibt hiervon einen Begriff. Abseits einiger Teilküstenstrecken und vereinzelter steilerer Talhänge und Stufenränder (Basaltlagergänge im Mesozoikum!) ist hier das ganze flachkuppige Land lückenlos mit den streng dem Hanggefälle folgenden Stein- oder Schlierenstreifen des ungehemmten allgemeinen Bodenfließens überzogen. Vom Flugzeug aus hat man den Eindruck, über ein Land mit Kartenschraffen zu fliegen.

Auf Hangflächen von mehr als rd.  $15^\circ$  Neigung tritt aber — ohne scharfe Grenze — offensichtlich eine allmähliche Änderung der herrschenden Denudationsvorgänge ein. Die deutliche Streifung des Geländes mit dem Hanggefälle bleibt zwar erhalten, aber sie rührt jetzt nicht mehr von der Solifluktion allein, sondern in erster Linie von einem anderen Vorgang her, der sich hier entfaltet und die Solifluktionswirkungen rasch übertönt. Sie werden dabei zwar nicht ganz unterbunden, aber zu einer Nebenrolle herabgedrückt. Dieser Vorgang ist die flächenhafte, freie Runsenabspülung. *Mortensen* (1930) hat sie als „Zerrunsung“ bezeichnet und für das Gebirgsland Westspitzbergens mit besonderem Recht ihre Bedeutung für die allgemeine Landformung hervorgehoben. Die Hänge sind dabei von vielen kleinen parallelen Rinnsalen („Runsen“) überzogen, die innerhalb eines einheitlich geformten Hangstückes jeweils eine sehr gleichmäßige und geringe Tiefe von einigen Dezimetern oder höchstens Metern besitzen. Wir definieren diesen Vorgang dahin, daß sich benachbarte Rinnen hierbei noch nicht in kleinen Erosionssystemen zu Hauptrunsen vereinigen, die dann rasch über

die Nachbargerinne das Übergewicht erhalten und sich stärker eintiefen. Dieser Vorgang, der die Aufgliederung des Hanges in einzelne tiefe Erosionskerben mit sich bringt und damit bereits zu den Vorgängen der linienhaften Abtragung überleitet, ist in der Frostschuttzone ebenfalls weit verbreitet und wird unter der Bezeichnung „Hangzerschneidung“ weiter unten noch näher betrachtet. Ihm gegenüber besteht die kennzeichnende Eigenschaft der „Runsenabspülung“ eben darin, daß die einzelnen gleichmäßig tiefen Spülrinnen (Runsen) entweder völlig parallel und voneinander getrennt oder sich wechselseitig vereinigend und wieder trennend, auf jeden Fall aber als morphologisch gleichwertige Gebilde in der Gefällsrichtung über den Hang hinabziehen. Bei dieser Art der Hangabspülung bleibt somit die Großform des Hanges ziemlich unverändert erhalten, er wird noch fast rein flächenmäßig angegriffen und abgetragen.

Die Runsenabspülung ist der vorherrschende Denudationstypus auf den Böschungen von rd.  $15^\circ$  bis rd.  $40^\circ$  Neigung, wobei beide Grenzwerte nur als Anhaltspunkt gelten können<sup>1)</sup>. Innerhalb dieses Böschungsspielraums kommt sie im ganzen an zwei verschiedenen geographischen Standorten vor, die auch zwei leicht verschiedene Spielarten dieses Vorganges entstehen ließen. Das eine sind steilere glatte Hänge von meist über  $30^\circ$  Neigung auf anstehendem Gestein und nur dünner Schuttdecke. Hier ziehen die Runsen meist ganz selbständig und ziemlich geradlinig parallel zueinander hangabwärts, sie sind dabei vergleichsweise tief steilwandig und nur mäßig stark von Abspülschutt erfüllt (s. Abb. 3 und 4, jeweils Vordergrund links, Abb. 5, Tafel, vorn). Häufig greifen sie dabei durch die dünne Schuttdecke bis ins Anstehende hinab (vgl. *Poser* 1932). Nach unten schließt sich an solche Hänge in der Frostschuttzone regelmäßig ein etwas sanfter geböschter Schutthang an, auf dem sich der von oben herabgespülte Schutt mit hangabwärts zunehmender Mächtigkeit ansammelt (Abb. 5, vorn). Die Grenzlinie zwischen beiden Hangteilen folgt in der Landschaft mit oft überraschend gleichmäßig-waagrechttem Verlauf einer bestimmten Isohypse. Charakteristisch ist aber, daß an dieser Grenzlinie im Profil meist ein ganz sanfter, allmählicher und völlig knickloser Übergang vom höheren reinen Abtragungs-

<sup>1)</sup> Immerhin stimmen unsere Beobachtungen aus Spitzbergen und aus Ostgrönland unter  $75^\circ$  n. Br. (König Wilhelms Land) hier gut mit denen von *Poser* in Ostgrönland unter  $74^\circ$  n. Br. überein, der dort Abspülrinnen der geschilderten Art auf Böschungen von  $10^\circ$  bis  $15^\circ$  bis maximal  $35^\circ$ — $38^\circ$  in Tätigkeit fand (1932. S. 45/46). Gerade die obere Böschungsgrenze der Runsenabspülung variiert natürlich mit den Gesteinsverhältnissen, etwa im Schwankungsbereich von  $35^\circ$ — $50^\circ$ .

hang (mit Mittelböschungen von rd.  $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$ ) zum tieferen Schutthang (mit Mittelböschungen von  $15^{\circ}$ — $30^{\circ}$ ) erfolgt. Diesem Übergang in der Form entspricht ein ebensolcher in den formbildenden Vorgängen! Der tiefere Schutthang steht dem höheren Abtragungshang nicht als ein Bereich reiner Aufschüttung gegenüber, sondern als eine Fläche, auf der bei einem hangabwärts zwar immer stärkeren Vorwiegen der Aufschüttung dennoch zugleich in allen ihren Teilen eine sehr bedeutende Abtragung stattfindet!<sup>12)</sup> Diese vollzieht sich hier außerdem auf fast dieselbe Weise wie am höheren reinen Abtragungshang, nämlich in einer nur leicht abgewandelten Spielart der Runsenabspülung. Viele Runsen ziehen auch ohne Unterbrechung vom höheren zum tieferen Hangteil durch. Sie sind auf diesem vergleichsweise flacher und weniger steil eingekerbt, aber viel stärker mit Schutt überlastet. Infolgedessen ziehen sie jetzt nicht mehr so völlig gradlinig parallel und unabhängig voneinander hangabwärts, sondern sie pendeln mit allerdings nur ganz flachem Anschlag auf ihrer Schuttunterlage hin und her, sich wechselseitig vereinigend und wieder trennend, wie es alle schuttüberladene Gerinne auf der Erdoberfläche tun. Wegen des steilen Gefälles — besonders im oberen Teil dieser Schutthänge — bleibt allerdings der Verlauf der Runsen auch hier noch stark gestreckt und der Geraden angenähert. Die Gesamtheit der hier herrschenden Vorgänge ähnelt sehr derjenigen auf den Schutthalden unserer Hochgebirge. Auch unter diesen polaren Schutthängen ist zweifellos stets ein felsiger Haldenhang vorhanden. Er wird beim Zurückweichen der Schutthänge sogar gelegentlich bloßgelegt und dann in die Abtragungsvorgänge des Schutthanges einbezogen. Während aber die alpinen Schutthalden nur unterhalb steiler Steinschlagwände (meist über  $60^{\circ}$  Neigung) vorkommen, treten die hochpolaren Schutthänge regelmäßig am Fuß aller mehr als  $30^{\circ}$  steiler Böschungen auf und sind daher eine weit allgemeinere Erscheinung. Sie sind damit ein deutliches Zeichen der hier auch auf mäßigsten Hängen schon äußerst hohen Abtragungsleistungen!<sup>13)</sup>

<sup>12)</sup> Auf die Doppelnatur solcher Schutthänge als Stätten gleichzeitiger Aufschüttung und Abtragung wurde ich durch freundlichst mitgeteilte, noch unveröffentlichte Beobachtungen von Bobek (1948) aus den Trockenwüsten Irans hingewiesen. Bobek hat für solche Flächen dort den Ausdruck „bedingte Abtragungsflächen“ oder „bedingte Aufschüttungsflächen“ (gegenüber absoluten Abtragungs- bzw. Aufschüttungsflächen) geprägt.

<sup>13)</sup> In der Eiszeit waren solche schutthaldenartigen Schutthänge auch in Mitteleuropa am Fuß aller Böschungen über  $30^{\circ}$  Neigung allgemein verbreitet; ein gutes Beispiel dafür liefert die eiszeitliche Fußverschüttung an den Außenflanken des Riesengebirges bei Krummhübel (vgl. Büdel, 1937, S. 41—43 und Abb. 3 und 18).



Abb. 4. Ostgrönland, König-Wilhelm-Land

Frostschuttzone mit Einzelgletschern südlich des Besselfjordes ( $76^{\circ}$  N), weitgehende Zerstörung ehemaliger Kare durch Runsenspülung und Hangzerschneidung. Untergrund: kristalline Schiefer mit einzelnen Sedimentschollen.

Aufn.: J. Büdel, 1944.

Auf den von der Runsenspülung beherrschten Steilflächen sind die Frostverwitterung und die Solifluktion — wie schon bemerkt — keineswegs ausgeschaltet, sie wirken vielmehr am Mechanismus dieses Abtragungsvorganges sicher in spürbarer, wenn auch im einzelnen noch nicht völlig geklärter Weise mit. Der entscheidende Vorgang ist aber hier nicht mehr das spontane, aktive Bodenfließen, sondern der passive Transport des Hangschuttes durch das Wasser der Runsen. Von ihm sehen wir die Kleinformen der Hänge hier ausschließlich geprägt; Eigenformen der Solifluktion vermögen sich ihnen gegenüber nicht mehr durchzusetzen. Dies zeigt, daß die Runsenspülung ein noch weit leistungsfähigerer Denudationsvorgang ist, als selbst die schon sehr wirksame freie Makrosolifluktion. Trotzdem bleibt die Makrosolifluktion der für die Frostschuttzone als Ganzes kennzeichnendere Vorgang, weil sie bei normaler Verteilung der Böschungsverhältnisse flächenmäßig überwiegt und ja auch an der Wirksamkeit der Runsenspülung mitbeteiligt ist.

Wir haben die letztere Erkenntnis vor allem an Hand der Verhältnisse auf den bisher noch kaum bekannten Inseln Südostspitzbergens mit ihrem flachen Relief gewonnen. In dem gebirgigen, aber viel häufiger besuchten Westspitzbergen sieht man dagegen wegen des Vorherrschens steilerer Böschungen fast nur die Runsenspülung am Werke. Man wird daher leicht geneigt sein, ihre Wirkung hier noch zu überschätzen. Dafür gibt es noch einen weiteren



Grund. Die von der Runsenspülung beherrschten Schutthänge, die hier mit  $15^\circ$  bis  $30^\circ$  mittlerer Neigung den Fuß der höheren Steilböschungen ummanteln, laufen nach unten gewöhnlich in einen noch sanfter geböschten Schuttfuß, eine konkav sich verflachende Schuttschleppe aus, die gerade in Ostgrönland und Westspitzbergen sehr häufig den Übergang von den steilen Außenflanken des Gebirges zu dem niedrigen Küstenvorland oder schmalen, jung gehobenen Strandterrassen hin bildet (vgl. Abb. 5 und Abb. 6, Tafel, jeweils rechts vorn). Zum größten Teil sind diese sanft geböschten Schuttschleppen echte Schwemmhalden, auf denen die Aufschüttung durchaus überwiegt, gelegentlich finden wir aber auch anstehendes Gestein der Oberfläche dieser Schuttschleppen eingegliedert, das dann in gleichem Niveau mit ihnen abgetragen wird. Die Schuttschleppen gewinnen damit den Charakter von „Ausgleichsflächen“. In jedem Fall befinden wir uns aber hier schon im Bereich von Sanftböschungen unter  $15^\circ$  bis herab zu Neigungswinkeln von nur wenigen Graden. Dies ist der Böschungsbereich, der normalerweise von der freien Makrosolifluktion beherrscht wird. Sofern Hänge von dieser Neigung jedoch unmittelbar von ausgedehnteren Steilböschungen überhöht werden, auf denen die Runsenspülung herrscht, ist die Menge des von oben zugeführten Abspülwassers und des von diesem mitgeführten Schuttes so groß, daß der Vorgang der Runsenspülung auch auf solchen Sanfthängen noch herrschend bleibt und demjenigen der freien Makrosolifluktion keine Möglichkeit zur Entfaltung läßt. So bleibt deren Bedeutung für die Frostschuttzone beim alleinigen Studium von Gebirgsländern kaum erkennbar<sup>14)</sup>.

Mit dem freien Bodenfließen und der Runsenspülung sind aber noch nicht alle Vorgänge der Hangabtragung in der Frostschutt-

zone erschöpft. Als wirksamster Vorgang kommt vielmehr noch die Hangzerschneidung hinzu. Sie tritt dann ein, wenn Abspülrinnen nicht wie bei der Runsenspülung parallel und getrennt als morphologisch gleichwertige Gebilde hangabwärts ziehen, sondern wenn sich dabei mehrere solcher Rinnale zu einer Hauptrinne vereinigen, die dann rasch über die anderen die Vorhand gewinnt und sich tiefer einschneidet. Der Hang wird dabei nicht mehr parallel zu sich selbst abgetragen, sondern durch einzelne tiefe Erosionskerben aufgelöst und damit zugleich mit der Abtragung auch in seiner Großform vernichtet. Damit nähert sich die Hangzerschneidung bereits den Vorgängen der linienhaften Abtragung, in die sie bei weiterer Fortbildung auch bereits vollständig übergeht.

Vereinzelt treten die scharf und steil in die Gehänge eingreifenden Erosionskerben (der Hangzerschneidung schon auf mäßig steilen Böschungen von rund  $10^\circ$  bis  $40^\circ$  Gesamtneigung auf; sie bilden dabei aber nur einzelne Kerben, die in größeren (oft auffallend regelmäßigen) Abständen die auf solchen Böschungen sonst herrschende rein flächenhafte Abtragung durch Bodenfließen oder Runsenspülung unterbrechen (Abb. 3, Mittelgrund). In beiden Fällen wird ohne weiteres deutlich, daß das Auftreten dieser einzelnen Kerben an örtliche Steilstufen (Gesteinsstufen bzw. Terrassenkanten) innerhalb dieser sonst nur mäßig steilen Gehänge geknüpft ist. Dementsprechend gelangt die Hangzerschneidung auch erst auf sehr viel steileren Böschungen, d. h. etwa oberhalb von  $40^\circ$  bis  $50^\circ$  Neigung zu allgemeiner Vorherrschaft (Abb. 5, höherer Hangteil im Vordergrund, Abb. 7, Tafel). Der ursprüngliche Steilhang ist hier schon völlig beseitigt, die einzelnen Erosionskerben schließen dicht aneinander, ihre Flanken verschneiden sich nach oben in scharfen Kämmen, die gegenüber der ursprünglichen Hangfläche bereits weit zurückverlegt sind. Auf den Flanken der Erosionskerben herrscht die Runsenspülung oder es bilden sich hier neue obere Verzweigungen der Erosionskerben aus, je nach der Steilheit dieser Flanken und auch nach der Art des Gesteins. Auf diese Weise kommt es ziemlich rasch zur Zerlegung eines ganzen Hebungsbereiches in lauter Hangstücke unter  $40^\circ$  bis  $50^\circ$  Neigung, auf denen schließlich fast nur noch die Runsenspülung herrscht. Dieses Ziel ist auf den wenig vergletscherten Gebirgslandschaften im Hintergrund der Abb. 4, 5 und 7 schon nahezu erreicht. Infolge der starken Wirksamkeit der Hangzerschneidung und Runsenspülung sind Böschungen und Felswände von mehr als  $40^\circ$  bis  $50^\circ$  Neigung im Bereich der Frostschuttzone sehr instabile Ge-

<sup>14)</sup> Wie schon erwähnt, tritt die Runsenspülung gelegentlich auch schon auf nicht überhöhten Hängen unter  $15^\circ$  neben der freien Makrosolifluktion auf. Es besteht dabei auch die Möglichkeit, daß beide Vorgänge auf ein und demselben Hangstück abwechselnd auftreten, dergestalt, daß in Jahrgängen und Jahreszeiten, in denen die Motoren des Bodenfließens geschwächt sind (z. B. bei starker spätsommerlicher Bodenaustrocknung), dann die Runsenspülung zeitweilig auch hier das Übergewicht erhält.

Auf überhöhten wie nicht überhöhten Hängen von sehr geringer Neigung haben endlich bei geeigneten Lokalbedingungen auch noch andere Denudationsvorgänge gewisse — beschränkte — Entfaltungsmöglichkeiten, vor allem die *reine flächenhafte* (ohne Runsen) sich vollziehende Hangabspülung, die Auswehung und endlich auch die gebundene Makrosolifluktion. Letztere ist hier an das Auftreten lokaler Hemmnisse des freien Bodenfließens geknüpft, d. h. vor allem an Inseln dichter Tundravegetation. Weitere solche Hemmnisse hat Poser (1936) an perennierenden Schneeflecken erkannt, unter denen die gefrorene Bodenoberfläche den Sommer überdauert und damit die Solifluktion örtlich staut.

bilde und dementsprechend selten: sie sind hier nur an die wenigen Stellen geknüpft, wo sehr harte Gesteine beständig und unmittelbar durch Gletschererosion, Flußerosion oder die Meeressbrandung unterschritten werden oder wo alte, ehemals durch solche Kräfte erzeugte Steilwände nach der Eiszeit unter den Meeresspiegel gerieten und im Gefolge der nacheiszeitlichen Landhebung erst vor kurzem wieder aus dem Meere aufgetaucht sind.

Der raschen rückschreitenden Erosion im Bereich der Hangzerschneidung entspricht eine starke Schuttabfuhr durch die steilen Erosionskerben. An ihrer Ausmündung gegen die Haupttäler oder die Außenflanken der Gebirge werden von dort aus große Schotterkegel mit stellenweise noch steilen, meist aber schon ziemlich sanften Neigungen von  $10^{\circ}$  bis  $20^{\circ}$  aufgeschüttet (Abb. 5 und 7). In diesen beiden Fällen erfolgt die Aufschüttung an den Außenflanken von Bergländern. Deutlich kann man dabei die aus den einzelnen tieferen Erosionskerben stammenden flacheren ( $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$  geneigten) Schwemmschotterkegel von den steileren ( $15^{\circ}$  bis  $30^{\circ}$  geneigten) Schutthängen am Fuß der noch erhaltenen Außenböschungen des Gebirges selbst unterscheiden (Abb. 5). Erst da, wo von diesen Schutthängen aus der weitere, sanft konkave Übergang zu den ganz flach auslaufenden Schuttschleppen am tiefsten Fuß der Außenhänge des Gebirges erfolgt, findet bei nur noch ganz sanften Neigungswinkeln (unter  $15^{\circ}$ ) eine böschungsmäßige Angleichung und eine materialmäßige Vermischung der aus den einzelnen tieferen Erosionskerben herausgeschwemmten und der vom freien Außenhang des Gebirges durch den reinen Denudationsvorgang der Runsenspülung herunter beförderten Schuttmassen statt, so daß in dem tiefsten, flachsten Teil des Gebirgsfußes alles aus diesem stammende Abtragungsmaterial schließlich in einer einzigen allgemeinen Schwemmschuttschleppe vereinigt. Im Vordergrund der Abb. 5 ist dies besonders deutlich zu sehen.

Sowohl die Auflösung der höheren Gebirgsteile in lauter mäßig steile Hänge von ziemlich geradem Profil, die sich in gleichförmigen Firsten schneiden, wie auch die Ausbildung einer allgemeinen, konkaven Schuttschleppe an den Außenflanken, die mit ihren höheren, steileren Schutthängen gelegentlich schon bis zu einzelnen Firsten hinaufreicht; das alles sind sehr deutliche Konvergenzerscheinungen, die die Gebirge der Kälte-Halbwüsten den „in ihrem eigenen Schutt ertrinkenden“ Gebirgen der Trocken-Wüsten und -Halbwüsten in vielem sehr ähnlich machen. Denkt man sich aus den Abb. 5 und 7 die wenigen Gletscher und Firnflecken noch fort, so ist die Ähnlichkeit mit

Wüstengebirgen offenkundig. Die Unterschiede, die bei näherem Zusehen deutlich werden, bestehen vor allem in der geringeren Schuttverhüllung der inneren Täler. Obwohl die Schuttlieferung von den Hängen her hier vermutlich noch stärker ist, als in allen bekannten Wüstentypen, so vermögen doch all die alljährlichen, gewaltigen Hochfluten der Schneeschmelzzeit diese Schuttmassen stets weitgehend aus diesen Tälern auszuräumen und an den Rand der Gebirge bzw. in riesigen Deltas unmittelbar ins Meer zu befördern. Noch größer sind aber die Unterschiede, wenn wir neben den Gebirgen die viel ausgedehnteren Landschaften mit flachem Relief betrachten, wie sie für die Frostschuttzone durch unsere Abb. 3 dargestellt wird. Hier findet trotz der geringeren Gefällsverhältnisse eine Anreicherung von Schutt, wie sie in der Wüste allgemein verbreitet wäre, fast nirgends statt, der sehr wirksame Denudationsvorgang der freien Makrosolifluktion sorgt auch auf den sanftesten Böschungen für einen stetigen raschen Abtransport des Schuttes und damit für eine dauernde Erneuerung der Exposition, die letztlich den hohen Gesamtbetrag der Abtragung gewährleistet. Auch hier sind die Flüsse überall im Stande, den von den Denudationsvorgängen herangeführten Schutt dauernd hinwegzuschaffen.

Wir sind damit bereits zur Darstellung der Erosionsvorgänge in der Frostschuttzone gelangt. Ihr klimatischer Typus wird vor allem durch zwei Umstände bestimmt: die reiche Zufuhr meist groben Schuttes und die Aufspeicherung eines Großteils der jährlichen Abflußmenge auf die kurze frühsummerliche Schneeschmelzperiode, auf die sich damit — noch mehr als bei der Flächenabtragung — alle entscheidenden morphologischen Wirkungen der Erosionsvorgänge zusammendrängen.

Die Folge beider Umstände ist die Ausbildung breiter Sohlentäler, die in ihrer ganzen Ausdehnung von einheitlich aufgebauten Schotterfluren eingenommen werden. Sie sind die Betten der großen Schneeschmelz-Hochfluten, deren stets verlagerte Hauptadern die großen Schuttlasten ruckweise talab befördern und sie endlich den nochmals trichterförmig sich verbreitenden Deltamündungen zuführen. Im Spätsommer, nach der Schneeschmelze, liegen diese breiten, stark verwilderten Schottersohlen größtenteils trocken und sind nur von zahllosen kleinen Rinnsalen durchzogen, wie das prachtvolle breite Schottertälchen im linken Bildteil der Abb. 5 mit dem großen Delta und das schon anderwärts beschriebene Tal von Longyearbyen<sup>15)</sup>. Der völlig ebene, in der Mitte

<sup>15)</sup> Vergl. Mortensen, 1928, a.

sogar leicht gewölbte Querschnitt der Talsohlen verrät aber auch jetzt, daß sie einem einheitlichen, großzügigen Vorgang ihre Ausgestaltung verdanken, wie wir es früher an anderer Stelle auch von den breiten forschenden Talsohlen mitteleuropäischer Eiszeitflüsse zeigen konnten, die im einzelnen aus lauter aneinanderschließenden talab sich verjüngenden Teilschotterfächern entstehen (*Büdel*. 1944. S. 494 usw.).

Diesen Schottersohlen entsteigen die Seitengehänge der Täler stets mit scharfem Knick, mindestens der unterste Teil der Talhänge zeigt damit stets konvexe Formen. Selbst da, wo bei größeren Tälern die Gehänge weiter auseinandertreten und sich an ihrem Fuß bereits konkave Schutthänge gebildet haben, werden diese an ihrer Basis stets von den Rändern der breiten Schottersohlen noch leicht unterschritten. Dies zeigt, daß die Schleppkraft der Schneeschmelz-Hochfluten nicht nur zum Abtransport der zugeführten Schuttmassen ausreicht, sondern daß sie darüber hinaus imstande sind, noch eine deutliche Seitenerosion zu entfalten.

Es gibt auch Anzeichen dafür, daß diese Schottersohlen in ihrer ganzen Breite noch zur Tiefenerosion fähig sind<sup>16)</sup>. Auch *Poser* hat 1936 die von ihm an einigen kleinen Vorlandstälern in Spitzbergen und Ostgrönland beobachtete Tatsache, daß unter solchen Schottersohlen überall in geringer Tiefe das Anstehende auftritt, mit Recht in diesem Sinne gedeutet. Wir betrachten als ein weiteres, allgemeines Anzeichen hierfür die Tatsache, daß in allen diesen Tälern Spuren älterer Flußterrassen fast ganz fehlen. Dies ist um so auffälliger, als ja sowohl Spitzbergen als auch Ostgrönland in der Postglazialzeit, d. h. also in der jüngsten geologischen Vergangenheit eine kräftige Hebung bis zu mehreren hundert Metern erfahren haben. Vielfach übereinander gestaffelte, sehr markante Strandterrassen an fast allen Außenküsten beider Länder beweisen, daß sich diese Hebung — wie in Nordeuropa — diskontinuierlich in mehreren von relativen Stillstandslagen unterbrochenen Rucken vollzog. Auf jede dieser Stillstandslagen mußten auch die Schottersohlen der Flüsse einmal eingestellt gewesen sein. Man müßte nun nach mitteleuropäischen Verhältnissen erwarten, daß die Flüsse auf eine so plötzliche Tieferlegung der Erosionsbasis mit einer raschen Eintiefung in schmalen Kerben unter Hinterlassung breiter, auf das alte Strandniveau auslaufender Terrassen reagieren würden. Dies ist ja auch an den nordeuropäischen Flüssen die Regel. Die Tatsache, daß wir heute in den Tälern der Frostschuttzone — außer in un-

mittelbarer Küstennähe — weder seitliche Flußterrassen größeren Umfangs noch entsprechende Knicke im Längsprofil vorfinden, läßt nur den Schluß zu, daß es diesen Flüssen gelang, ihre Sohlen parallel mit dem raschen postglazialen Hebungsvorgang fast in voller Breite tiefer zu legen. Da außerdem die Gehänge meist gleichmäßig und knicklos (mit konvexem oder konkavem Gesamtprofil) zu diesen Talsohlen hin abgeböschet sind, so müssen auch die Denudationsvorgänge auf den Talflanken mit dieser Eintiefung weitgehend Schritt gehalten haben. So zeigt die verbreitete Terrassenlosigkeit der Gebirgstäler hier zugleich das ausgewogene Gleichmaß und die gegenseitige Verstärkung von Denudations- und Erosionsvorgängen in der Frostschuttzone an. An den als ganzes meist sanfter geböschten Außenküsten konnten dagegen die Denudationsvorgänge allein die hier von der Brandung ausgearbeiteten breiten Strandterrassen nicht überwältigen, so daß diese hier vielfach noch recht gut erhalten sind.

In Ländern wie den besprochenen, in denen die Schneegrenze im ganzen schon unter 1000 m Höhe liegt (Ostgrönland zw. 74° und 75° N: 800—1200 m, Westspitzbergen 400—900 m<sup>17)</sup>), ist es klar, daß alle größeren, tiefer in Gebirgsländer zurückgreifenden Flüsse mindestens mit ihren höchsten Quelllästen an Gletschern wurzeln. An Gletscherflüssen sind uns ja nun solche breiten Schottersohlen ein gewohntes Bild. Um so wichtiger ist daher der hier zu erbringende Nachweis, daß die Flüsse der Frostschuttzone ihre auffallenden Sondereigenschaften nicht den Gletscherbächen ihres Einzugsgebietes verdanken. Dies folgt daraus, daß die kleineren, nur wenige Kilometer langen Flüsse, die nicht an Gletschern wurzeln, genau dieselben Eigenschaften zeigen, wie gleichlange Flüsse mit Gletscherzuflüssen, nämlich raschen Schutttransport auf breiten Schottersohlen und die genannten Anzeichen fortdauernder Seiten- und Tiefenerosion. Besonders deutlich ist dies wieder an den Flüssen des wegen seiner geringen Höhe nur sehr wenig vergletscherten Südostlandes von Spitzbergen zu sehen (vgl. Abb. 3, vorn).

<sup>17)</sup> Daß die Schneegrenze sich in den schneearmen und nebelfrei-sommerwarmen innersten Teilen Südwestspitzbergens nach der jüngsten Erwärmung des Polargebietes bis nahe an 900 m oder sogar über diesen Wert erhebt, konnten wir in einer noch unveröffentlichten Untersuchung über die gegenwärtige Lage der Schneegrenze in Spitzbergen zeigen. Der von *H. W. Ahlmann* (1931) als Durchschnitt für das gesamte Innere Westspitzbergens angegebene Wert von 600 m wird in einem rd. 3000 qkm großen Gebiet zwischen den innersten Verzweigungen zwischen den Eis-, Wood- und Wijdefjordes zweifellos noch erheblich überboten. Einen Ausschnitt aus diesem Gebiet mit 1000—1200 m hohen fast unvergletscherten Bergen zeigt die Abb. 5.

<sup>16)</sup> Ein solches Verhalten hat erstmalig *Mortensen* (1927, 1928 b) in verschiedenen Klimazonen nachgewiesen.

Die Ursache dieses Verhaltens ist theoretisch nicht schwer zu begründen. Seine beiden Voraussetzungen sind ja hohe Schutzzufuhr und in der morphologisch wirksamen Jahreszeit übermäßig gesteigerte Abflussmengen. Für beides bieten die Gletscherflüsse vor den übrigen Flüssen der Frostschuttzone keine günstigeren Voraussetzungen. Die allgemeinen starken Bodenbewegungen an den Hängen liefern zweifellos allenthalben ähnlich große Schuttmengen, wie sie der Gletscher für sein Einzugsgebiet in den Endmoränen bereitzustellen vermag. Die Schneeschmelz-Hochfluten aber müssen an reinen Gletscherüberflüssen sogar geringer sein als an anderen Flüssen mit gleichgroßem Einzugsgebiet. Dies erhellt aus folgender Überlegung. Bei einem stationären Gletscher herrscht ja bekanntlich ein Gleichgewicht zwischen dem im Laufe eines Jahres auf seinem Areal (besonders im Nährgebiet) zugeführten Schnee und dem gleichzeitig auf diesem Areal (besonders im Zehrgebiet) abschmelzenden Schnee und Eis. Die Bilanz von Schneeniederschlag und Schmelzwasserabfluß ist also dieselbe wie bei einem gleichgroßen unvergletscherten Talgebiet (mit gleicher jährlicher Schneemenge), nur daß beim Gletscher ein Teil der Schneekristalle alljährlich in den großen Speicherkörper des Gletschereises im Firngebiet eingeht und dafür ein gleichgroßer anderer Teil aus der Eismasse im Zungengebiet abschmilzt. Während nun in einem unvergletscherten Tal im Bereich des Frostschuttklimas der Abfluß des größten Teils des jährlichen Schneeniederschlags ruckartig in den wenigen Wochen der fröhsommerlichen Schneeschmelzzeit erfolgt, verteilt sich bei einem gleichgroßen Gletschergebiet die dem Schneeniederschlag entsprechende jährliche Abflussmenge eben dank des als Speicher eingeschalteten Gletschers viel gleichmäßiger. Zu einem kleinen Teil dauert dieser Abfluß sogar über das ganze Jahr, selbst in den Wintermonaten fort, da ja der Gletscher dann immer noch ein wenig von unten her abschmilzt. Aber auch die sommerliche Hauptschmelzperiode drängt sich nicht auf einige Fröhsommerwochen zusammen, sondern erstreckt sich als eine längere aber viel niedrigere Welle über die ganze fröhsommerliche Jahreszeit und zwar mit dem Höhepunkt im Hochsommer. Die Gletscherflüsse haben somit kleinere jährliche Hochfluten, als die gletscherfreien und haben ihnen in diesem Klima nur das voraus, daß ihre Betten im Hoch- und Spätsommer nicht so stark trocken fallen. Bei Flüssen, an denen Gletscherwasser beteiligt ist, geht daher der im Rest des Sommers (als Nachklang der großen Schotterbewegungen in der Hauptschmelzzeit) sich vollziehende, aber morphologisch wenig ins Gewicht fallende Trans-

port von Feinmaterial etwas nachhaltiger vor sich. Das Gesamtergebnis ist jedenfalls, daß sich in der Frostschuttzone die an Gletschern wurzelnden Flüsse in ihrem Verhalten vollkommen dem klimatisch bedingten Habitus aller Flüsse dieser Zone einfügen; er ist das übergeordnete Prinzip, daß in beiden Fällen die gleichen morphologischen Wirkungen auslöst. Wir konnten diese Tatsache schon früher an den völlig gleichartigen formbildenden Wirkungen glazigener und nicht glazigener Flußarbeit im mitteleuropäischen Eiszeitklima feststellen (Büdel, 1944), und treffen sie nun hier in einem ähnlichen rezenten klimamorphologischen Bereich wieder an.

Ein weiteres Merkmal der Flüsse dieser Zone liegt darin, daß der geschilderte Zustand des Dahinpendelns auf breiten, verwilderten Schottersohlen — also eine Art Unterlaufcharakter — hier bis weit in die Oberläufe herrschend bleibt. Zwar werden die Sohlen talaufwärts allmählich schmaler, aber der typische kastentalförmige Querschnitt, bei dem sich die Hänge mit deutlichem konvexem Fußknick gegen die leicht gewölbte Schottersohle absetzen, bleibt erhalten. Bei den kurzen, nur wenige km langen Vorlandstälern, die Poser (1936) beschrieb, besteht der eigentliche Talanfang oberhalb dieses Kastentalcharakters nur aus ganz kurzen, flach- oder steil-muldenförmigen Geländestufen; zum Teil setzt sich die Kastentalförmigkeit sogar als steilwandiger „Zirkus“ bis in den Talanfang selbst fort. Immerhin kommen auch bei solchen kurzen Tälern gelegentlich schon längere, flach-muldenförmige „schuttesterstücte“ (Poser) Oberlaufstrecken vor, in denen sich offensichtlich tiefgründige Korrosionsströme mindestens zeitweilig gegenüber dem passiven Schutttransport durch Wasser durchsetzen konnten. Auch in Südostspitzbergen sind solche Taloberläufe, die dann sehr weitgehend unseren fossilen Eiszeit-Dellen in Mitteleuropa ähneln, gelegentlich zu beobachten. Im deutlichen Gegensatz zu unseren mitteleuropäischen Verhältnissen sind aber solche durch Korrosionsströme ausgestalteten Taloberläufe hier nicht die Regel. Nur bei ganz sanften Talanfängen kommen sie vor. Sowie das Gefälle etwas steiler wird, werden sie hier von den mehr oder weniger scharf eingeschnittenen Hangrutschen vertreten und nimmt das Gefälle — etwa an einer Geländestufe — noch mehr zu, so vertiefen sich diese Hangrutschen im Bereich einer solchen Stufe sofort zu den scharf und kräftig eingeschnittenen Erosionskerben der Hangzerschneidung (Abb. 3, Mittelgrund). Wir haben schon oben (S. 36) gesehen, daß solche Erosionskerben vereinzelt schon bei wenig über 10° steilen Böschungen auftreten können, wenn auch die

allgemeine Herrschaft der Hangzerschneidung erst oberhalb von  $40^{\circ}$  bis  $50^{\circ}$  Hangneigung beginnt.

Die Formen der Talanfänge sind endlich auch für das in der Frostschuttzone herrschende Stärkeverhältnis zwischen flächenhafter und linienhafter Abtragung bezeichnend. Betrachten wir zuerst ihr Zusammenwirken in Gebieten mit flachem Relief. Wir sahen, daß hier der kräftige Denudationsvorgang der freien Makrosolifluktion bis herab zu Hangneigungen von nur  $2^{\circ}$  noch wirksam ist. Nur in wenigen klimamorphologischen Zonen der Erde herrscht auf so sanften Böschungen eine derartig wirksame Flächenabtragung. Aber in keiner außer der Frostschuttzone gesellt sich zu diesem Umstand der zweite, daß dadurch die Entfaltung der linienhaften Erosion in ihrer wirksamsten Form (dem passiven Schutttransport durch fließendes Wasser) in keiner Weise gehemmt wird! Sie wird im Gegenteil so gefördert, daß weniger wirksame Erosionsvorgänge, wie die von langsam aktiv bewegten Schuttströmen ausgeübte Korrosion, hier keine allgemeine Bedeutung erlangen. Die fehlende Aufsaugung durch die Vegetation, die fehlende Versickerung, die geringe Verdunstung und vor allem die durch die Makrosolifluktion vorgezeichnete Streifung und Riefelung des Geländes in der Gefällsrichtung, führen alles Abflußwasser so rasch den Tiefenlinien zu, daß diese auch im flachen Relief und in der Jahresperiode des stärksten Bodenfließens fast überall die Bahnen kräftig erodierender Wasserläufe offen zu halten vermögen.

In steiler geböschtem Gelände verstärken sich diese Wirkungen. Die durch die freie Makrosolifluktion bewirkte senkrechte Hangstreifung, die alles abrinnde Wasser sofort in bestimmte Linien drängt, trägt zweifellos dazu bei, daß diese Form des Bodenfließens schon bei mäßig steilem Hanggefälle von einem noch wesentlich wirksameren Denudationsvorgang, der Runsenspülung, abgelöst wird. Wie schon oben betont, tritt die Runsenspülung auch auf nicht überhöhten Hängen schon bei Hangneigungen von rd.  $10^{\circ}$ — $15^{\circ}$  neben der freien Makrosolifluktion auf, um dann oberhalb von  $15^{\circ}$  Hangneigung rasch die Alleinherrschaft zu gewinnen. Ungeachtet ihrer flächenhaften Gesamtwirkung führt die Runsenspülung nahezu die gesamte auf den von ihr beherrschten Hängen anfallende Wassermenge linienförmig auf dem kürzesten Wege in die Tiefe und zwar umso rascher und vollständiger, je steiler das Gefälle ist. Bei der oberhalb von  $40^{\circ}$ — $50^{\circ}$  Neigung allgemein zur Herrschaft gelangenden Hangzerschneidung ist daher diese Wirkung am stärksten. Durch alle diese Vorgänge wird den Flüssen der Frost-

schuttzone gerade in der Zeit der größten Schuttlieferung soviel Wasser zugeführt, daß diese nicht nur den Abtransport dieses Schuttes überall bewältigen, sondern daneben auch noch nach der Seite und sogar in voller Sohlenbreite in die Tiefe erodieren können. Einer solchen Tieferlegung der Denudationsbasis vermögen aber auch die Denudationsvorgänge auf den Hängen ohne Schwierigkeit zu folgen, denn die dadurch hervorgerufene Hangversteilung verstärkt natürlich ihre Wirkungen. In der Frostschuttzone kann daher nicht, wie in vielen anderen klimamorphologischen Zonen, von einem Vorwiegen der Denudations- über die Erosionsvorgänge oder umgekehrt die Rede sein, vielmehr findet hier überall ein Zusammenwirken besonders leistungsfähiger Denudationsvorgänge mit dem wirksamsten irdischen Erosionsvorgang und somit keine Unterdrückung des einen durch den anderen, sondern eine allseitige wechselseitige Verstärkung beider Vorganggruppen statt. Die Frostschuttzone zeigt daher unter allen klimamorphologischen Zonen der Erde die größte Abtragungssintensität. Wie weit sie darin im besonderen die Tundrenzone und die nichttropische Ortsbodenzone übertrifft, wird weiter unten noch näher gezeigt.

#### V. Die klima-morphologischen Züge der Tundrenzone

Viele klimamorphologischen Wesenszüge der Tundrenzone nehmen von der Tatsache ihren Ausgang, daß hier auf allen sanften bis mäßig steilen Böschungen statt der freien die gebundene Makrosolifluktion vorherrscht. An ihrer Entstehung ist, wie wir oben sahen, das dichtere Pflanzenkleid und damit eine indirekte Klimawirkung wesentlich beteiligt.

Wir beginnen wieder mit der Darstellung der Denudationsvorgänge. Sie sind bei genügend langer Wirkungsdauer noch kräftig genug, um viele ökologische Unterschiede übertönen zu können. Auch hier wird daher das Vorherrschen dieses oder jenes Denudationsvorganges weitgehend von der Hangneigung bestimmt.

Auf den sanftesten Böschungen von  $0^{\circ}$ — $2^{\circ}$  Neigung herrscht hier, wie schon ausgeführt, die gebundene Mikrosolifluktion in Gestalt der Palsen, der verschiedenen Typen der Erdbulthenböden (Zwerg-Torfhügel, Thufur usw.) und der Lehmbeulen (Fleckentundra), die hier, ohne die einseitig-ausgleichende Wirkung der Schwerkraft, in hohem Grade nach lokal-ökologischen, vor allem bodenkundlichen, pflanzengeographischen und kleinklimatischen Standortbedingungen variieren. Häufiger noch als in der Frostschuttzone sind dabei unter sonst gleichen Um-

ständen hier die Stellen, wo eine noch unentwickelte Bodendecke das Auftreten aller dieser Formen ausschließt und statt dessen nackte Felsbuckel die moorreiche Bodendecke und den von ihr getragenen Pflanzenteppich der Tundra durchragen. Dies ist natürlich vor allem in dem von uns eingehender beobachteten Tundragebiet Lapplands der Fall, das ja noch im Ausräumgebiet der diluvialen Inlandeisbedeckung lag. Hier haben die doch schon wesentlich schwächeren Abtragungsvorgänge der Tundrenzzone die überschiffenen Felsflächen, die hier die Eiszeit zurückließ, erst in sehr viel geringerem Grade als in der Frostschuttzone umzugestalten vermocht. Die Folge ist, daß hier wohlerhaltene nackte Rundhöcker nicht nur auf den Bereich der jungen Küstenhebung beschränkt sind, wo sie dem Angriff der subaerischen Verwitterung erst in den jüngeren Abschnitten des Postglazials und zum Teil erst in historischer Zeit ausgesetzt wurden, sondern daß sich auch in höherem Niveau gelegentlich noch wohlerhaltene glaziale Schliftformen und zwar vor allem an den steilen Flanken von Inselbergen oder Trogwänden vorfinden. Oft sind dabei besonders harte Gesteine der Grund für ihre Erhaltung. In vielen anderen Fällen lassen dagegen die zugerundeten Felskuppen, die die höheren Tundraflächen durchragen, nur in ihrer Großform noch erkennen, daß sie ihre Anlage der schleifenden Wirkung des Inlandeises verdanken. Im einzelnen sind sie aber bereits sehr stark angewittert und an ihren Flanken von — meist grobem — Schutt umhüllt. In der engeren lappländischen Tundra, die noch ganz dem Ausräumgebiet des alten Inlandeises angehörte, sind Felsauftragungen dieser Art noch ziemlich häufig, werden aber im nördlichen Tundrasaum der Halbinsel Kola mit der Annäherung an den Rand der wärmezeitlichen Eisbedeckung immer seltener, bis wir endlich jenseits des Weißen Meeres, auf der Halbinsel Kamin, im unteren Petschoraland und in den großen, sich ostwärts anschließenden sibirischen Tundragebietern auf weite Flächen die geschlossene Gras- und Krautflur der Kältesteppe antreffen. Auf europäischem Boden ist sie besonders schön auf der großen, landnahen Insel Kolgufew und andererseits im Bereich älterer Verwitterungsböden auf Island entwickelt.

Auch auf dem dicht bewachsenen Tundraboden tritt — wie schon betont — auf Böschungen von mehr als 2° Neigung anstelle der rein lokal gebundenen und lokal bedingten Mikrobewegungen die durch starke, einseitige Schwerkraftwirkungen ausgelöste gebundene Makrosolifluktion auf. Wohl sind ihre Bewegungen ähnlich tiefgründig wie die des freien Bodenfließens, aber sie vollziehen sich im Kampf mit dem Pflanzenkleid nicht in freien Gleitbahnen,

sondern ruckartig und diskontinuierlich. Dennoch wird auch durch diese schwächeren Bewegungen die Vielfalt der Ökotypen des flachen Tundrabodens noch stark übertönt. Überall ist hier am Hang das Pflanzenkleid durch die Bodenbewegungen zerrissen. Damit gelangt hier die schon auf ebenem Boden gelegentlich auftretende Fleckentundra zur Alleinherrschaft, wenn auch in abgewandelter und nicht völlig gleichartiger Form.



Abb. 8. Lappländische Tundrenzzone, Hochfläche des Vuodovarre bei Lakselv (Südende des Porsangerfjordes)

Polygonale Fleckentundra auf fast ebenem Gelände, auf den Flachhängen im Hintergrund Fließerdeterrassen (z. T. durch Schneestreifen markiert). Großformenschatz: durch gebundenes Bodenfließen mäßig veränderte glaziale Rundhöckerlandschaft. Aufn.: J. Büdel, 1944

Am häufigsten sind dabei die schon oben (S. 33) dargestellten Fließerdeterrassen quer zum Hang, in denen das hier herrschende ruckartige Abgleiten des Tundrabodens besonders sinnfällig zum Ausdruck kommt (Abb. 1 u. 2). Sie sind schon in Südkandinavien im Gürtel der unteren Fjellstufe („regio alpina inferior“) weit verbreitet. Nördlich der polaren Waldgrenze treten sie dann in der Tundra selbst auf allen mäßig steilen und nicht felsigen Hängen so häufig auf, daß auch hier das Land vom Flugzeug aus, — wenn auch keineswegs so regelmäßig wie in den entsprechenden Bereichen der Frostschuttzone — mit einer Art Kartenschraffur und zwar mit etwas unregelmäßigen Horizontalschraffen bedeckt erscheint.

Diese Unregelmäßigkeit hat ihren Grund darin, daß hier die minder energische Bodenbewegung neben dem herrschenden Typ der Fließerdeterrassen eben doch gelegentlich auch noch andere örtlich bedingte Abwandlungen der Fleckentundra entstehen läßt. Auf den sanftesten Böschungen (2°—5°) lösen sich die Fließerdeterrassen oft schon — ähnlich wie in der Ebene — durch Querteilung in einzelne Polygone auf,

wobei die Flecke nackten Mineralbodens dann allseitig durch ein Netz kleiner dicht mit Vegetation bestandener Tiefenlinien umschlossen werden (Abb. 8). Es sind offenbar die Stellen, wo aus irgend einem Grunde auch am Hang die einseitigen Schwerkraftwirkungen stark unterbunden sind. Aber auch die „normalen“ Fließerdeterrassen zeigen — neben weniger bedeutsamen Lokalunterschieden in ihrem Aufbau — gelegentlich in ihrem Verlauf auffällige Unregelmäßigkeiten. Schon oben (S. 33) sahen wir, daß sie nur an regelmäßig geformten Hängen annähernd genau den Höhenlinien folgen, während sie an ungleichmäßig gestalteten meist einige Grade von der Isohypsenrichtung abweichen. Die Ursache dafür ist vermutlich, daß an solchen Hängen Parteeen mit langsamerer oder rascherer Schuttbewegung einander abwechseln, so daß im Übergangsbereich zwischen zwei solchen Zonen das ganze System der Terrassen aus der normalen Richtung verschoben wird und dann mehr oder weniger stark von der Waagerechten abweicht. Die Zonen rascheren Schuttwanderns können dabei an Gehängenischen oder sonstigen Stellen größerer Schuttmächtigkeit, stärkeren Wasserzudranges oder weicherer stärker gleitfähiger Verwitterungsprodukte geknüpft sein<sup>15)</sup>. An den Stellen raschesten Schuttwanderns (d. h. auf sanfteren Böschungen vor allem im Muldentiefsten von Gehängenischen) lösen sich endlich die Fließerdeterrassen völlig auf und zerfallen in kurze, girlandenförmig hangabwärts gekrümmte Einzelstücke, deren stark aufgewulsteter Mittelteil den beiden Enden vorausseilt. Durch das Vorwandern dieser Mittelwülste entstehen schließlich langgestreckte „Fließerdezungen“ (*J. Frödin*, 1918, dort auch als „Schlammströme“, anderwärts als „Blockzungen“ oder „Schuttzungen“, von *K. Rathjens* und *H. v. Wißmann*, 1929, als „Schuttropfen“ bezeichnet). Gerade die letzten beiden Autoren haben auf das besonders häufige Vorkommen dieser „Schuttropfen“ in Gehängenischen (bei Gesamtböschungen von  $15^{\circ}$  —  $20^{\circ}$ ) hingewiesen. Auf steileren Hängen fällt diese Beschränkung aber weg; die Fließerdezungen treten hier überall, auch auf glattem Hang (sofern nur der nötige Lockerboden vorhanden ist) an die Stelle der Fließerdeterrassen, und zwar nicht mehr als Einzelformen, sondern

vergesellschaftet und eng aneinanderschließend, ja sich gegenseitig überwandernd und überdeckend. Die Böschungsgrenze zwischen dem Vorwiegen von Fließerdeterrassen und Fließerdezungen liegt etwa bei (oder etwas unterhalb von)  $20^{\circ}$  Neigung und ist nach dem Gestein, nach der Tiefe und den vorherrschenden Kerngrößen des Lockerbodens sowie nach dem Pflanzenkleid und anderen Lokumständen etwas verschieden. Jedenfalls hört aber oberhalb dieser Böschungsgrenze die charakteristische Streifung des Geländes in der Waagerechten auf und wird nun auch im Bereich der gebundenen Solifluktion durch eine vornehmlich mit dem Hanggefälle ziehende Streifung ersetzt. Aber diese ist dennoch von der senkrechten Hangstreifung im Bereich der freien Makrosolifluktion völlig verschieden! Denn es liegen ja hier nicht durchlaufende, freie Gleitbahnen des Schuttes, sondern nur die Spuren einzelner ruckartiger Rutschungsvorgänge vor, deren stark aufgewulsteter Stirnteil stets quer zum Hang verläuft. Vor diesen Fließerdestirnen („Distelabstürzen“ nach *J. Frödin*), die über 1 m hoch werden können, finden sich stets noch halb überfahrene Rasen- und Humuswülste, die deutlich zeigen, daß auch hier die Entstehung durchlaufender Schuttgleitbahnen vor allem durch das Pflanzenkleid verhindert wird.

Wir sahen, daß die stärkere ökologische Mannigfaltigkeit der von der gebundenen Makrosolifluktion erzeugten Kleinformen nur ein weiterer Ausdruck für ihre gegenüber der freien Solifluktion viel geringere Bewegungs- und Abtragungintensität darstellt. In diesem Stärkeunterschied der beiden Solifluktionstypen ist aber die geringere Gesamtleistung der Denudationsvorgänge in der Tundrenzone gegenüber der Frostschuttzone nur zu einem Teil begründet. Als wesentlicher Umstand kommt vielmehr noch hinzu, daß die an sich schwächere Form der gebundenen Makrosolifluktion in der Tundrenzone auch noch einen viel größeren Böschungsbereich beherrscht. Während die freie Makrosolifluktion in der Frostschuttzone nur auf den nicht überhöhten Hängen von rd.  $2^{\circ}$  —  $15^{\circ}$  Neigung überwiegt, ist die gebundene Makrosolifluktion in der Tundrenzone auf allen Hängen von  $2^{\circ}$  bis über  $20^{\circ}$  und gelegentlich sogar bis gegen  $30^{\circ}$  Neigung die herrschende Denudationsform und zwar vielfach auch auf Hängen, die noch von steileren Böschungen überhöht werden (sofern diese nicht zu große Steilheit und nicht zu großes Ausmaß annehmen). Damit werden hier die von anderen, noch stärkeren Denudationstypen beherrschten Areale gegenüber der Frostschuttzone stark eingeengt. Zweifellos herrschen auch in der Tundrenzone oberhalb von rd.  $30^{\circ}$  Neigung im wesentlichen Formen der Abspülung.

<sup>15)</sup> Wir haben an solchen Fließerdeterrassen maximal Abweichungen bis zu  $30^{\circ}$  von der Streichrichtung der Isohypsen beobachtet. *J. Frödin* (1918, S. 29 und Taf. IV) berichtet darüber hinaus von zwei Fällen, wo auf etwa  $20^{\circ}$  geneigten Hängen die Streichrichtung normal gebauter, ziemlich geradliniger Fließerdeterrassen sogar volle  $45^{\circ}$  von der Waagerechten abweicht; diese Terrassen verlaufen also gleich schräge zu den Isohypsen wie zum Hanggefälle. Ob für diese sehr auffälligen Sonderformen die oben gegebene Erklärung ausreicht, muß vorerst dahingestellt bleiben.

Welche Formen hier aber unter „Normalumständen“ die herrschenden sind, das läßt sich gerade in der lappländischen Tundra nicht eindeutig erkennen. Sie ist ja innerhalb der eurasischen Tundrenzone insofern ein Ausnahmgebiet, als sie noch ganz im Bereich der Ausraumzone des würmglazialen Inlandeises gelegen ist und deshalb, wie schon betont, besonders große Felsflächen auch noch sehr unreifer oder gar völlig fehlender Verwitterungsdecke enthält. Auf mehr als  $30^\circ$  geneigten Böschungen überwiegen aber hier überall die nackten, aus der Eiszeit ererbten und noch wenig veränderten Schliffflächen bereits die von Lockerböden bedeckten Areale. Auf diesen Flächen herrscht natürlich auch auf mehr als  $30^\circ$  geneigten Böschungen nicht die Runsenspülung sondern der viel weniger leistungsfähige Vorgang der rein flächenhaften Hangabspülung. Auch dort, wo in der lappländischen Tundra gelegentlich auch auf noch mehr als  $30^\circ$  geneigten Hängen eine (dünne) Schuttdecke oder Blockstreu die Felshänge überkleidet, wird der Transport des Hangschuttes anscheinend in erster Linie durch Schuttströme und flächenhafte Abspülvorgänge beherrscht. Es ist natürlich denkbar (und wäre in Tundrengebieten außerhalb ehemaliger Inlandeisdecken zu entscheiden), daß sich nach der endlichen Vernichtung der fossilen eiszeitlichen Felsformen auch hier mindestens auf den steileren Böschungen zwischen  $30^\circ$  und rd.  $50^\circ$ — $60^\circ$  Neigung die Runsenspülung und an besonders begünstigten Stellen auch die Hangzerschneidung in stärkerem Maße durchzusetzen vermöchte. Aber für die geringere Leistungsfähigkeit der in der Tundrenzone herrschenden Abtragungsvorgänge ist es gerade sehr charakteristisch, daß sie — im Gegensatz zur Frostschuttzone — eben während der ganzen Nacheiszeit nicht imstande waren, diese Fossilformen auszutilgen und hier die rein flächenhafte Hangabspülung durch wirksamere Vorgänge zu ersetzen. So ist in der lappländischen Tundrenzone die Runsenspülung im Böschungsbereich zwischen  $30^\circ$  und rd.  $50^\circ$ — $60^\circ$  Neigung fast allein auf die wenigen Vorkommen von echten Schutthalden beschränkt. Und diese wiederum treten hier fast nur noch am Fuß steiler Steinschlagwände von mehr als  $50^\circ$ — $60^\circ$  Neigung auf. Erst auf Böschungen von solcher Steilheit, d. h. also von  $50^\circ$ — $60^\circ$  Neigung haben in der Tundrenzone die rezenten Abspülvorgänge die fossilen eiszeitlichen Felsoberflächen schon so gut wie ganz vernichtet und zwar durch die Bildung von Steinschlaggrinnen, die hier fast allein den Vorgang der Hangzerschneidung repräsentieren. Nur selten und nur ansatzweise treten hier einzelne Erosionskerben, die dem Abspülvorgang der Hangzerschneidung zugeordnet werden müssen, auch auf Hängen von

sanfterer Neigung (zwischen rd.  $30^\circ$  u. rd.  $50^\circ$ ) schon auf.

Auch die Leistungsfähigkeit der linienhaften Abtragung ist in der Tundrenzone geringer. Wohl führt auch hier die immer noch reiche Zufuhr groben Schuttes und die Zusammendrängung eines Großteils der jährlichen Abflußmenge auf die frühsummerliche Schneeschmelzperiode zur Ausbildung verhältnismäßig breiter, einheitlich aufgebauter Sohlentäler mit im Querprofil leicht aufgewölbten Talsohlen und deutlicher Seitenerosion. Aber bei Flüssen mit ähnlich großem Einzugsgebiet sind die Schottersohlen der Tundrenflüsse doch sichtlich weniger breit. Ferner sind diese Tundratäler in Gebieten junger Landhebung (wie etwa in der lappländischen Tundra) stets bis weit landeinwärts von einem System breiter und wohlhaltener spät- bzw. postglazialer Terrassen begleitet. Besonders die höchsten noch aus der Spätglazialzeit — d. h. also noch aus einer rauheren, der heutigen Frostschuttzone ähnlichen Klimaperiode — stammenden Terrassen zeigen stets eine um ein Vielfaches (oft um das zehnbis zwanzigfache) größere Breite jener alten Talsohlen gegenüber den heutigen an. Diese Flüsse konnten somit der postglazialen Landhebung unter der Herrschaft des milderen Tundrenklimas nur mit stark verschmälerten Sohlen folgen, was sowohl auf eine Abnahme der transportierten Schuttmengen als auch der alljährlichen Schneeschmelz-Hochwasser hinweist. Endlich zeigt das wohlerhaltene Profil aller jüngeren, weniger als  $50$ — $60$  m breiten Talsohlen gelegenen Terrassen deutlich, daß die Denudationsvorgänge der Tundrenzone nicht mehr zur Ausglättung dieser Formen fähig waren.

Für die Frage endlich, ob sich mit den allgemein verringerten Abtragungsleistungen in der Tundrenzone gegenüber der Frostschuttzone auch das Stärkeverhältnis zwischen flächenhafter und linienhafter Abtragung geändert hat, bietet die Gestaltung der obersten Talstrecken Anhaltspunkte. In der Frostschuttzone sahen wir die scharf eingeschnittene Sohlentalforn — wenn auch verschmälert — bis in die obersten Talverzweigungen hinaufreichen und dort in flachem Gelände an steilen Gehänge-Nischen und -Zirken enden oder sich bei stärker bewegtem Relief unmittelbar in Hanggrunten oder gleich in die noch schärfer und tiefer eingeschnittenen Erosionskerben der Hangzerschneidung fortsetzen. Flachmuldenförmige Korrosionstächen nach Art der fossilen Eiszeit-Dellen Mitteleuropas spielten dort nur eine geringe Rolle. In der Tundrenzone sind dagegen solche „schutterstücken“ muldenförmigen Talanfänge viel weiter verbreitet, sowohl in ganz flachem Gelände (besonders schöne Beispiele auf der Insel Kolgudjew!) als



auch im stärker bewegten Relief der lappländischen Tundren- und Fjeleregion. Die Hänge dieser bachbettlosen Muldentälchen sind vielfach dicht mit Fließerdeterrassen besetzt. Starke seitliche Schutzzufuhr durch die gebundene Makrosolifluktion verhindert somit das Zurückgreifen fluviatiler Kerbtalformen in diese obersten Talverzweigungen. An ihrer Ausformung sind offenbar die Korrosionswirkungen langsam talabwandernder Schuttströme stark mitbeteiligt.

Damit gelangen wir hier zu einem sehr auffälligen Ergebnis. Die für die gesamte Bodenflußzone so besonders kennzeichnende Form der aktiven Schuttbewegung durch Solifluktion ist in der Tundrenzone an sich durch den schwächeren — eben den gebundenen — Typus vertreten. Dieser setzt sich hier aber dennoch gegen eine Reihe von Formen des passiven Schutttransportes durch Wasser besser durch, als die freie Solifluktion in der Frostschuttzone. Dies wurde schon oben dadurch deutlich, daß hier die Vorgänge der Abspülung auf den Hängen (vor allem die Runsenspülung und die Hangzerschneidung) auf steilere Böschungsbereiche und damit auf kleinere Areale beschränkt sind als in der Frostschuttzone. Dieselbe Erscheinung wird nun auch im Bereich der linienhaften Abtragung durch die stärkere Bedeutung „gebundener“ Korrosionsvorgänge gegenüber der fluviatilen Erosion für die Ausgestaltung der Taloberläufe sichtbar. Einer Abschwächung der Solifluktionsvorgänge entspricht hier somit eine noch stärkere Abnahme der Hangabspülung und der fluviatilen Erosionsleistungen. Die relative Bedeutung des Bodenfließens ist damit in der Tundrenzone stärker als in der Frostschuttzone.

Die Gründe für die stärkere Abnahme der Wirkungen des fließenden Wassers liegen z. T. sicher in andersartigen rein klimatischen Gegebenheiten. So werden besonders in ozeanischen Tundrenklimaten wie dem isländischen durch ein häufigeres Wegschmelzen des Schnees während des Winters die Schneeschmelz-Hochfluten im Frühjahr verringert. Die entscheidende Ursache für die genannte Erscheinung bilden aber sicher zwei indirekte Klimawirkungen, die sich wechselseitig verstärken, nämlich die größere Dichte des Pflanzenkleides und das damit eng verbundene Kleinformenbild der gebundenen Makrosolifluktion selbst. Im Gegensatz zur Frostschuttzone, wo tatsächlich fast alles bei der Schneeschmelze oder bei Regenfällen die Hänge überschüttende Wasser sofort zum Abfluß gelangt, wird in der Tundrenzone ein erheblicher Teil dieses Wassers durch das Pflanzenkleid sowie die Humus- und Torfschichten aufgesaugt, die die Stirn aller Fließerdezungen und die Tiefen-

linien zwischen den Fließerdeterrassen bzw. zwischen den einzelnen Polygonen der Fleckentundra einnehmen. Noch wichtiger aber ist, daß auch der sofort zum Abfluß gelangende Teil dieses Wassers nicht frei abrinnen kann, sondern daß dies hier nur langsam geschieht und das Abflußwasser dabei seine ganze lebendige Kraft verliert. Das liegt daran, daß die gebundene Makrosolifluktion überall — auch im Bereich der Fließerdezungen — eine Streifung der Boden- decke quer zum Hang erzeugt, so daß sich keine durchlaufenden Abspülungsrinnen ausbilden können. Dadurch wird einmal das Einschneiden von Hangrunsen und damit das Auftreten der Runsenspülung sowie eine allgemeine Ausbreitung der Hangzerschneidung auf allen von der gebundenen Solifluktion beherrschten Hängen verhindert. Selbst das von überhöhenden Hängen mit größerer lebendiger Kraft herabrinnende Wasser wird durch diese Querterrassen weitgehend abgebremst. Der Unterschied gegenüber den hangabwärts ziehenden Schuttstreifen des freien Bodenfließens, die dem Wasser förmlich die günstigsten Leitbahnen vorzeichnen, in die es alsbald einschneidet, ähnelt dem, der bei uns zwischen einem quer zum Hang und einem mit dem Hanggefälle gepflügten steilen Ackerfeld bei einem starken Frühjahrsregen besteht. Aber der Unterschied zwischen den Abspülwirkungen in der Frostschutt- und in der Tundrenzone ist noch krasser, weil er sich mit einem solchen der Bewachsung koppelt. Das ist besonders bei der Schneeschmelze wichtig: das langsame Abrinnen des Schmelzwassers gibt dem Tauprozess die Möglichkeit, gleichzeitig schon tiefer in den Boden vorzudringen, so daß zu dieser Zeit die aufsaugende Wirkung der Vegetations- und Humusstreifen tatsächlich schon eintreten kann. So wirken hier Bewachsung und Bodenkleinform zur Zurückdrängung der Abspülvorgänge und zur Förderung des Bodenfließens ineinander<sup>19)</sup>. Endlich gelangt unter diesen Umständen das Niederschlagswasser nur zu einem geringeren Teil und auch dieser nur viel langsamer in die Tiefenlinien der Flüsse. Dadurch wird vor allem die Hochwasserwelle der Schneeschmelzeit erniedrigt und so die morphologische Wirksamkeit aller Erosionsvorgänge eingeschränkt: die Flüsse besitzen schmälere Talsohlen, und in ihren ober-

<sup>19)</sup> Eine unmittelbare Förderung des Bodenfließens erfolgt hier einerseits durch das Festhalten des Wassers auf den Hängen und zweitens durch die von der Vegetation geförderte chemische Verwitterung, die den Anteil kolloidaler Bestandteile im Boden und damit seine Beweglichkeit vermehrt. Es ist möglich, daß das auf den Hängen festgehaltene Wasser auch die Austrocknung des Bodens im Hochsommer hindert, so daß der an sich viel langsamere Vorgang der gebundenen Makrosolifluktion dennoch alljährlich während einer längeren Periode im Gange ist als das freie Bodenfließen.

sten Quelllästen werden die Wirkungen der Erosion vielfach von denen der Schuttkorrasion übertönt.

Die verringerte Wirkung der Summe aller Abtragungsvorgänge in der Tundrenzone liegt also in dreifacher Hinsicht in den besonderen Wesenszügen der gebundenen Makrosolifluktion begründet, indem diese einmal selbst an Leistungstärke hinter der freien Solifluktion zurücksteht, durch ihre die Abspülung hemmende Wirkung aber gleichzeitig auch alle übrigen — wirksameren — Denudationsvorgänge auf viel kleinere Areale einschränkt und hierdurch zugleich die morphogenetische Wirksamkeit der Erosionsvorgänge vermindert. Selbstverständlich sind mit diesen Wirkungen der gebundenen Solifluktion noch andere direkte und indirekte Klimaeinflüsse gepaart.

#### IV. Die Unterschiede der Abtragsintensität in der Ortsboden-, Tundren- und Frostschuttzone und ihr Ausdruck im Großformenschatz

Die vorstehende Analyse der Formbildungsvorgänge ergab, daß nicht nur die Bodenflußzone als Ganzes durch eine viel kräftigere Abtragung ausgezeichnet ist als die nichttropische Ortsbodenzone, sondern daß auch innerhalb der Bodenflußzone noch sehr wesentliche und qualitativ eindeutig faßbare Unterschiede in dieser Richtung bestehen. Von der Ortsboden- über die Tundren- zur Frostschuttzone ergibt sich so jeweils eine sprunghafte Zunahme der Abtragsleistungen. Diese Zunahme muß sich auch im Formenbild widerspiegeln. Bei gleicher Wirkungsdauer müssen die nach Art und Stärke verschiedenen Abtragungsvorgänge, die diese drei Unterzonen des großen humiden Formenkreises kennzeichnen, auch zu einer verschiedenartigen Ausprägung des Großformenschatzes führen. Gemäß dem oben Gesagten handelt es sich dabei um die Frage, wieweit die geologische Zeitspanne, seit der wir mit der heutigen Verteilung der Klimagürtel und damit mit einer gleichbleibenden Wirkung der gegenwärtigen Abtragungsvorgänge zu rechnen haben, schon ausreichte, um in den drei Zonen ein diesen Abtragungsvorgängen entsprechendes Formenbild entstehen zu lassen, oder in welchem Grade daneben noch ererbte Formelemente aus früheren Klimaperioden erhalten blieben.

Überall außerhalb der Tropen stellte sich die heutige Lage der irdischen Klimagürtel erst mit dem Ende des Spätglazials, d. h. vor rd. 10 bis 12 000 Jahren ein. Im Bereich der nichttropischen Formenkreise können wir also überall mit einer ziemlich gleich langen Wirkung der gegenwärtigen Abtragsverhältnisse rechnen. Ein vergleichbares Ergebnis über die seitdem in den drei

Zonen eingetretenen Formunterschiede läßt sich aber nur dort gewinnen, wo wir zu Beginn dieser Periode mit einem gleichartigen Ausgangspunkt des Großformenschatzes rechnen können. Dies ist nun sowohl im nordamerikanischen als gerade auch im europäischen Bereich der Fall: hier liefert uns der heutige Erhaltungszustand des fossilen glazialen Formenschatzes aus dem Eiszeitalter zur Entscheidung dieser Frage in allen drei Zonen einen völlig einheitlichen Prüfstein.

Wie in allen ozeanischen Klimaten der höheren Breiten, so schollen auch in Europa während der Eiszeiten die Gletscher von den Alpen bis Spitzbergen gleichzeitig zu großen Inlandeismassen an. Diese ließen überall denselben sehr eigenartigen, leicht von allen anderen Oberflächenformen der Erde zu trennenden Formenschatz zurück: in den Gebirgen die typischen Formen der Eisabtragung mit Karen, Trögen, niedergeschliffenen Sätteln und Rundhöckerlandschaften und im Flachland mit den Formen der glazialen Aufschüttung im engeren Sinn, den Moränenlandschaften samt dem sich daran anschließenden Kranz der fluvioglazialen Bildungen.

Diese Formen zeigen nun in den genannten drei Zonen einen ganz verschiedenen Erhaltungszustand.

In der nichttropischen Ortsbodenzone sind — obgleich hier das Eis am frühesten, z. T. schon vor 20 000 Jahren wich — alle Eiszeitformen am besten erhalten. Das gilt in erster Linie von den glazialen Felsformen, etwa den Karen und Rundhöckerlandschaften. Diese zeigen innerhalb des Höhenbereiches der Ortsbodenzone (d. h. unterhalb der oberen Waldgrenze) nur da eine merkbare Veränderung ihrer Großformen durch Denudationsvorgänge, wo die Eiszeit Steilwände von mehr als rd. 60° Neigung zurückließ. Hier hat seitdem auch innerhalb der Waldzone schon die Wandverwitterung und Schutthaldenbildung eingesetzt. Im flacheren Relief blieben aber die Groß- und Kleinformen der glazialen Felslandschaft von der seitherigen Flächenabtragung so gut wie unberührt; eine Tatsache, die noch viel deutlicher in Erscheinung träte, wenn es gelänge, die letzteiszeitlichen von den älteren Formen sicher abzutrennen. Selbst die postglazialen Erosionsvorgänge haben die zahlreichen Gefällstufen der glazialen Felstäler seitdem erst sehr unvollkommen auszugleichen vermocht. Noch weit sinnfälliger ist die äußerst geringe Wirkung der postglazialen Denudationsvorgänge im Bereich der glazialen Aufschüttungsformen erkennbar, wo wir die letzteiszeitlichen Bildungen meist eindeutig von den älteren abgrenzen können. Trotz der sehr lockeren Gesteinsarten, die sie aufbauen, liegt die jungglaziale Aufschüttungs-

landschaft mit all ihren kennzeichnenden Einzelheiten an Hohl- und Vollformen, den Moränen, Osern, Drumlins, Kesselfeldern usw. oft bis in die kleinsten Einzelheiten noch heute so frisch vor uns, als wäre das Eis erst gestern gewichen. Selbst Steilformen von fast  $30^\circ$  Neigung (an der Innenböschung von Stirnmoränen oder an steil eingesenkten Toteislöchern) blieben dank der äußerst schwachen Wirksamkeit der seitdem hier herrschenden (oben schon kurz gestreiften) Denudationsvorgänge mit nur geringen Abwandlungen durch die Gesteinsbeschaffenheit in fast unverminderter Schärfe erhalten! Am schönsten kann man die Geringfügigkeit der postglazialen Denudationswirkungen an den Steilhängen erkennen, mit denen sich die Niederterrassen in ältere eiszeitliche oder tertiäre Ablagerungen eingeschnitten haben. Der Knick am Fuß dieser Hänge ist fast stets noch so scharf erhalten und so wenig von späteren Schuttauflagerungen verwischt, daß man noch förmlich die Hand auf die Kerbe der würmeiszeitlichen Seitennagung legen kann. Selbst die Bildung einer dem heutigen Klima angepaßten Bodendecke ist in den jungglazialen Aufschüttungen vielfach noch sehr wenig vorgeschritten (*Büdel*, 1937). Wesentliche nacheiszeitliche Veränderungen des Reliefs wurden hier nur durch die Erosions- und Aufschüttungstätigkeit der Flüsse erzeugt, die sich im Bereich der ungleichsinnig abgedachten ehemaligen Gletschersohlen nun neue gleichsinnig abgedachte Gefällskurven schaffen mußten. Dies ist ihnen in den lockeren glazialen Aufschüttungen natürlich vollkommener gelungen als in den glazialen Felslandschaften. Selbst hier aber sind die besonders auffälligen großen Flußdurchbrüche durch hohe Erdmoränen (Norddeutschland: Oder bei Oderberg, Weichsel unterhalb Bromberg, Memel bei Ragnit; Alpenvorland: Iller bei Altusried, Wertach bei Kaufbeuren, Isar bei Icking, Inn bei Gars u. a.) sämtlich bereits im früheren Spätglazial unmittelbar beim Beginn des Eisrückzugs entstanden und stellen somit keine Bildungen der geologischen Gegenwart dar (vgl. *Troll*, 1926. S. 179). Im ganzen kann man daher sagen: Der Großformenschatz der nichttropischen Ortsbodenzone ist noch heute sowohl im Bereich der jungglazialen Ausräumung als auch der jungglazialen Aufschüttung durch die fast unveränderte Erhaltung der eiszeitlichen Formelemente gekennzeichnet. Daß dies Ergebnis in gleicher Weise auch für die nichtglazialen Eiszeitformen Mitteleuropas gilt, konnten wir an anderer Seite zeigen (*Büdel*, 1944).

In der Tundrenzone sind die glazialen Felsformen ebenfalls noch recht gut erhalten, mindestens soweit, daß der Großformenschatz des Landes auch hier noch deutlich von ererbten Eiszeitbildungen geprägt wird. Weite, wellige,

vielfach schuttbedeckte Hochflächen, überragt von plumpen, zugerundeten Bergzügen und Felskuppen, gegen die Eismeerküste hin durchfurcht von flachen, trogtalartigen Rinnen, die in die Fjorde ausmünden und das ganze belebt von vielen Seen, die trotz eines gewissen Ausgleichs durch die starke Schuttauflagerung das Vorhandensein weithin ungleichsinniger Gefällsverhältnisse bezeugen — dieses typische Bild der lappländischen Tundra sieht im Großen einer waldlos gedachten glazialen Erosionslandschaft aus Südkandinavien noch durchaus ähnlich. Aber im einzelnen sind doch schon deutliche Unterschiede vorhanden. In Südkandinavien finden wir tiefgründige Lockerböden fast nur im Bereich eiszeitlicher Ablagerungen (von Moränen, Terrassen, Seetonen usw.), während die Felsflächen dazwischen vielfach noch sehr frische Schliftformen mit entweder ganz fehlender oder erst sehr unreifer, dünner Bodendecke zeigen. In der lappländischen Tundra finden wir dagegen doch an vielen Stellen schon mächtige Schuttböden, die sichtlich erst der postglazialen Verwitterung ehemals nackter Felsflächen zu verdanken sind. Auf allen sanfteren Böschungen bis zu rd.  $30^\circ$  Neigung herrschen — wie wir oben sahen — auch im bewegten Relief diese Lockerböden von z. T. rezenter Herkunft durchaus vor. Sie werden aber immer noch häufig und im Böschungsbereich zwischen  $30^\circ$  und rd.  $50^\circ$  bis  $60^\circ$  sogar überwiegend von Felsflächen durchsetzt, die an manchen Stellen (insbesondere an steil angeschliffenen Trogwänden und an den Flanken freistehender Inselberge in harten Gesteinen) auch im höheren Niveau noch wohl-erhaltene eiszeitliche Schliffflächen zeigen. Aber an vielen anderen Stellen lassen solche zugerundeten Bergflanken und Bergkuppen nur noch im Ganzen ihre einstige Anlage durch die schleifende Wirkung des Inlandeises erkennen. Im einzelnen sind hier alle typischen Schliff- und Rundhöckerformen längst abgewittert, während der Fuß solcher Hänge bereits stark von rezenten Schuttdecken umhüllt ist. Besonders sind kleinere solcher rundlichen Felskuppen (offenbar ehemalige Rundhöcker) oft schon fast ganz von Blockströmen und Fließerdeungen bedeckt und so in einem förmlichen Zustand des Auseinanderfließens begriffen. An Böschungen von größerer Steilheit als  $50^\circ$ — $60^\circ$  sind endlich in der Tundrenzone alle eiszeitlichen Felsabhängungen schon durch die rezente Wandverwitterung und Schuttthalbildung zerstört. Demgegenüber sind im unmittelbaren Küstenbereich, der erst während der Nacheiszeit aus dem Meere gehoben und der subaerischen Abtragung ausgesetzt wurde, auch die Einzelzüge der glazialen Felslandschaft, insbesondere glatt geschliffene Schären und Rundhöcker, noch allgemein fast unverändert erhalten

und gelegentlich sogar noch Gletscherschrammen zu beobachten (vgl. J. Blüthgen, 1939). Viel weiter ist in der Tundrenzone naturgemäß die Zerstörung der glazialen Aufschüttungsformen vorgeschritten. Beobachtungen über den Erhaltungszustand von Endmoränenlandschaften stehen mir leider aus dem lappländischen Tundrengebiet, das ja noch ganz dem glazialen Ausräumebereich angehört, nicht zur Verfügung und auch bei anderen Autoren habe ich hierüber keine Angaben gefunden. Dagegen ist zweifellos die allgemeine Grundmoränendecke, die sicherlich auch im lappländischen Tundrengebiet auf vielen sanfter geböschten Flächen vom Eis zurückgelassen wurde, mit ihren Einzelzügen offenbar schon sehr weitgehend in den Kleinformenschatz und den Bewegungsvorgang des gebundenen Bodenfließens einbezogen worden, der hier alle mit Lockermassen oder tiefgründigen Lockerböden bedeckten Abhänge bis herab zu den sanftesten beherrscht. Aufschlußreich ist endlich der Erhaltungszustand der spät- und postglazialen Flußterrassen. Die höchsten, aus dem Spätglazial (vornehmlich der Yoldia-Zeit) stammenden Terrassen, die auf ein etwa 80 bis 100 m über dem heutigen gelegenes Meeresniveau eingestellt sind, sind an den Flüssen schon weitgehend überformt und nur noch in Resten erhalten, während die jüngeren, in Küstennähe weniger als 50—60 m über den heutigen Talsohlen gelegenen Terrassen als weithin durchlaufende Gebilde mit scharfem Profil noch recht gut erhalten sind. Diese jüngeren Schotterterrassen bilden wegen ihres trockenen, durchlässigen Untergrundes die bevorzugten Siedlungsflächen der lappländischen Tundra. Zusammenfassend läßt sich sagen: der Großformenschatz der Tundrenzone wird im Bereich der glazialen Ausräumung im ganzen ebenfalls noch von dem Felsgerüst beherrscht, das hier die letzte Eiszeit zurückließ. Einzelzüge dieses ehemals abgeschliffenen Felsuntergrundes wurden allerdings in der Nacheiszeit schon überformt (mit Ausnahme des erst während der Nacheiszeit dem Meere entstiegene Küstenbereiches). Dagegen sind die jungglazialen Aufschüttungsformen hier schon sehr viel stärker umgeformt worden, als in der nichttropischen Ortsbodenzone. Nur die jüngeren, nacheiszeitlichen Schotterterrassen zeigen hier noch frische Formen.

Im Gegensatz zu den beiden vorgenannten Zonen sind in der Frostschuttzone endlich auch die glazialen Felsformen vielfach schon so weitgehend zerstört und umgewandelt, daß kaum noch ihre eiszeitliche Anlage zu erkennen ist. Dies ist umso überraschender, als in diesen Räumen (vornehmlich in Ostgrönland und Spitzbergen) das Eis sicher im ganzen erst später wich, als in den beiden anderen Zonen. Daß selbst in

dieser verkürzten Nacheiszeit Umwandlungen von solchem Ausmaß möglich waren, ist ein besonders eindrucksvoller Beweis für die überlegene Leistungsfähigkeit der hier herrschenden Abtragungsvorgänge. Die Frostschuttzone ist von den drei betrachteten Zonen die einzige, deren Großformenschatz in seinen Hauptzügen schon heute den rezenten Formbildungsvorgängen angepaßt ist.

Das Zurücktreten von Eiszeitformen im unvergletscherten Teil von Spitzbergen und Ostgrönland ist für den Beobachter aus der Luft besonders überraschend. Wer das Bild der Alpen vor sich hat, erwartet in erst so jung vom Eise freigegebenen Gebirgsländern klassische Glaziallandschaften. Statt dessen herrscht hier dicht neben den ausgedehnten rezenten Gletschergebieten der stark an Wüstengebirge erinnernde Formenschatz fluviatiler Abtragung, den wir oben schilderten. Seine Züge werden besonders auf den Abb. 3, 4, 5 und 7 deutlich.

Die Umwandlung der Glaziallandschaft hat hier gleichermaßen deren große und kleine Formelemente erfaßt. Von den gewaltigen Trogtalformen, die das Inlandeis einst auch auf Spitzbergen und in Ostgrönland geschaffen hatte, ist fast nur noch die stark geradlinige Erstreckung aller großen Täler übrig geblieben, während ihr Querprofil durch Rückwitterung und Zerschneidung der Flanken sowie durch die Bildung ausgedehnter Schutthänge an deren Fuß seine ursprünglich U-förmige Anlage — von den unten genannten Ausnahmen abgesehen — vielfach schon ganz eingebüßt hat. Die auf den ersten Blick auffälligste Wirkung der rezenten Abtragungsvorgänge ist aber die äußerst weitgehende Zerstörung der Kare. Besonders die Abb. 4, 5, 6 und 7 zeigen, daß in Spitzbergen und Ostgrönland fast nur diejenigen Kare noch deutlich als solche erhalten sind, die auch heute noch als Firnmulden von Eisströmen dienen oder wenigstens noch kleine Kargletscher und Firnflecke bergen. Dicht daneben sind Hohlformen, die nach ihrer Höhenlage mindestens im Spätglazial, wo nicht sogar in kühleren Abschnitten der Postglazialzeit ebenfalls noch eiserfüllt gewesen sein müssen, durch die seitherige Runsenpülung und Hangzerschneidung sowie durch das rasche Emporwachsen von Schutthängen gegen die Firne der alten Karrückwände weithin schon ganz in „fluviatile“ Talanfänge umgewandelt. Bemerkenswert ist dabei, daß diese rasche Umwandlung ehemaliger Kare mit nur leichten Gradunterschieden in sehr verschiedenen Gesteinen auftritt. So liegen die völlig zerstörten Karformen der Abb. 5 in basaltdurchschossenen, wenig gestörten Schiefen und Sandsteinen des Devon, die fast ebenso unkenntlichen der Abb. 7

in flachlagernden permokarbonen Sandsteinen, die ähnlich stark zerstörten der Abb. 6 in altgefalteten Tonschiefern und Quarziten der Hekla-Hoek-Schichten und endlich die der Abb. 4 in einem von Sedimentschollen durchsetzten kristallinen Grundgebirge. Am widerständigsten gegen solche Umwandlungen zeigt sich in Spitzbergen der Granit an der Nordostecke der Hauptinsel und einige hochmetamorphe Horizonte der Hekla-Hoek-Schichten (Ferrier-Peak-Serie nach G. W. Tyrell, 1924) im südlichen Prinz-Karl-Vorland. An diesen beiden Punkten finden sich die einzigen einigermaßen wohl erhaltenen fossilen Karformen der Inselgruppe. Selbst diese Kare kennzeichnet aber eine rasch fortschreitende Hangzerschneidung: was ihnen auch im Bereich der härtesten Gesteine völlig fehlt, ist das Auftreten von Schliffläichen und Rundhöckern! Das hängt mit der allgemeinen Beseitigung eines weiteren Charakterzuges ehemaliger Glaziallandschaften zusammen, die in Spitzbergen schon so gut wie vollendet ist und an Bedeutung die Auslöschung der Karformen noch übertrifft. Es ist dies die fast völlige Vernichtung der ungleichsinnigen Gefällsverhältnisse, die sonst alle ehemaligen Gletschersohlen — zumal im glazialen Felsgebiet — so eindeutig kennzeichnen. Der wichtigste Ausdruck dieser Tatsache ist das Fehlen von Rundhöckern und Seen. Daß diese Eiszeit Spuren im bewegten Gebirgsrelief durch so energische Abtragungsvorgänge wie die Runsenpülung und Hangzerschneidung schon beseitigt sind, kann nach dem Gesagten nicht Wunder nehmen. Wichtig ist aber, daß Rundhöcker und Seen auch im flachen Relief der Inseln Südost-Spitzbergens fast völlig fehlen. Die hier in Abb. 3 erkennbaren weichgeformten Kuppen und Rücken gehen wohl in ihrer ersten Anlage noch auf die Schleifwirkung einer ehemaligen Eisbedeckung zurück, verdanken aber ihr ausgeglichenes, sanftkonkaves Profil der heutigen freien Makrosolifluktion. In Verbindung mit der linienhaften Abtragung war also auch dieser Denudationsvorgang während der Nacheiszeit schon imstande, das ungleichsinnige Gefälle der ehemaligen glazialen Ausräumlanschaft auszutilgen.

Nur auf zwei eng begrenzte geographische Regionen ist in der Frostschuttzone das Vorkommen glattgeschliffener Felsflächen und frisch aussehender Rundhöckerlandschaften mit ungleichsinnigen Gefällsverhältnissen und Seen beschränkt. Die eine ist wieder der Bereich der nacheiszeitlichen Küstenhebung. Er reicht nach A. K. Orvin (1934) in Teilen Spitzbergens bis 250 m, in Ostgrönland nach Poser (1936) bis 300 oder gar 400 m über den heutigen Meeresspiegel empor. Dementsprechend fand Poser in Ostgrönland noch erhaltene Felsglät-

tung durch Eisschliff im ganzen nur bis zu einer Höhe von 200—250 m und nur an einer Stelle bis zu 300 m emporreichend, „im Gegensatz zu den stark verwitterten höheren Hangpartien“ (a. a. O. S. 15/16). Als Ursache möchte er daher allerdings eher einen (spät- oder postglazialen) Vorstoß des Inlandeises annehmen, dessen Oberfläche dort die genannten Höhen nicht mehr überschritten und dadurch den Formgegensatz der höheren und tieferen Hänge verursacht habe. Einen ähnlichen Gedanken hatten schon vor ihm I. P. Koch und A. Wegener (1930) ausgesprochen, während H. Backlund (1931) diesen Formgegensatz in der hier vertretenen Weise durch die längere Meeresbedeckung der unteren Hangpartien erklärt hatte. Indessen schließt die eine Erklärung ja die andere nicht aus, und es wäre sogar denkbar, daß sich stellenweise die beiderseitigen Wirkungen summieren. Eindeutiger läßt sich dies Phänomen in Spitzbergen erklären. Dort treten frische Felschliff- und Rundhöckerformen mit Seen einerseits im Bereich der flachen „Vorländer“ auf, wo sie sich mit Strandterrassen und Strandwällen, ja gelegentlich sogar Dünen begegnen. Die obere Grenze der jungen Strandterrassen und Strandwälle ist dabei an vielen Stellen (z. B. auf Prinz-Karl-Vorland, auf der Mitra-Halbinsel, der Rentier-Halbinsel und bei Verlegen-Huck) auch die obere Grenze der Rundhöckerlandschaften, so daß der Zusammenhang beider Erscheinungen deutlich zutage tritt. Auf der anderen Seite finden wir prachtvolle frische Rundhöckerlandschaften noch in einer zweiten geographischen Region, nämlich unmittelbar vor den Zungenenden stark zurückweichender Gletscher (in besonders großem Ausmaß an den Rändern der beiden Inlandeiskuchen von Nordostland!). Solche Rundhöckerlandschaften sind natürlich nicht mit Strandterrassen sondern mit Moränen- und Sanderbildungen vergesellschaftet. Bei der tiefen Lage vieler rezenter Gletscherenden liegt auch diese Region wohlhaltener Eisschliffformen oft in unmittelbarer Küstennähe, so daß man nicht immer auf den ersten Blick entscheiden kann, ob es sich um die eine oder andere Region, um erst jüngst aus dem Meer aufgetauchte eiszeitliche Rundhöcker oder um erst kürzlich von ihrer Gletscherdecke befreite postglaziale Rundhöcker oder auch um eine Kombination von beiden handelt. Auf jeden Fall stehen aber die in Küstennähe auftretenden frischen Eisschliffformen aller Arten zu den höheren Landoberflächen der Frostschuttzone, die während der ganzen Nacheiszeit der subaerischen Abtragung ausgesetzt waren, in einem starken Formgegensatz, während in der Tundrenzzone oberhalb und unterhalb der „marinen Grenze“ doch nur ein Gradunterschied zwischen besser

und schlechter erhaltenen eiszeitlichen Felsformen besteht.

Daß bei den starken Abtragungsvorgängen der Frostschuttzone eiszeitliche Aufschüttungsformen nirgends mehr in ihrer ursprünglichen Gestalt erhalten sein dürften, ist nach dem Vorstehenden anzunehmen. So sind aus Spitzbergen bis jetzt nur ganz junge Moränen aus dem engeren Umkreis der heutigen Gletscher bekannt geworden.

Im ganzen ergibt sich somit folgendes Bild: abgesehen von den kleinen Räumen, die in der Nacheiszeit durch Meeresbedeckung oder fort-dauernde Gletscherwirkungen der subaerischen Abtragung entzogen waren, sind in der Frostschuttzone so gut wie keine Eiszeitformen mehr erhalten. Der heutige Großformenschatz dieser Zone ist in allen wesentlichen Zügen schon ein Werk der sehr wirksamen rezenten Abtragungsvorgänge, denen die kurze Nacheiszeit genügte, um hier einen ganz anderen und sehr geschlossenen klimabedingten Formenkreis entstehen zu lassen. In den übrigen hier betrachteten Zonen hat die nacheiszeitliche morphologische Entwicklung ein solches Ziel noch nicht erreicht. In der Tundrenzone fanden wir die eiszeitlichen Aufschüttungsformen zwar schon in starker, die Felsformen dagegen erst in beginnender Umwandlung begriffen; ihr wichtigster Charakterzug, die ungleichsinnigen Gefällsverhältnisse, ist hier jedenfalls noch in weitem Umfang erhalten. Für die nichttropische Ortsbodenzone vollends ergab die schon früher (Büdel, 1944) durchgeführte Analyse, daß hier nicht nur in der Grundanlage sondern zum Teil selbst bis in Einzelzüge hinein noch der Großformenschatz erhalten blieb, den hier die letzte Eiszeit zurückließ. Insbesondere haben ihm die hier sehr schwachen rezenten Denudationsvorgänge nur in sehr engen Grenzen etwas anzuhaben vermocht.

#### VII. Die Grenzen der Tundren- und Frostschuttzone

Wir haben schon oben (S. 23) die insgesamt mit der Bodenflußzone zusammenfallenden eisfreien Polarländer als das Gebiet zwischen der polaren Waldgrenze und dem Rand des landbedeckenden Eises definiert und seine Grenzen verfolgt. Es bleibt nun noch übrig, innerhalb dieses Raumes die Grenze zwischen der Tundren- und Frostschuttzone zu verfolgen, wie sie die beigegebene Karte zeigt.

Sehr klar ist sie in der europäischen Arktis zu ziehen: sie liegt hier im Meere. Island und Lapp-land sind Tundrenländer; neben Franz-Joseph-Land und Spitzbergen gehören auch die übrigen Inseln des Svalbard-Archipels einschl. der Bären-Insel (sowie vermutlich Jan Mayen) der Frost-

schuttzone zu. Die Bäreninsel ist allerdings in ihrem niedrigen Nordwestteil noch ganz von kleinen Seen erfüllt, diese liegen aber auf einer Treppe erst spät- oder nacheiszeitlich aus dem Meer aufgetauchter bzw. eisfrei gewordener Strandplattformen (G. Horn und A. K. Orvin, 1928). Die höheren in der ganzen Nacheiszeit subaerischer Abtragung ausgesetzt gewesenen Hochflächen des Misery- und Antarktic-Fjeldes im Südteil der kleinen Insel sind frei von Seen und Rundhöckern und zeigen ganz die ausgeglichenen Formen der Frostschuttzone<sup>20)</sup>.

Auch ostwärts des Weißen Meeres gehört der Nordsaum des europäischen Festlandes noch ganz der Tundrenzone an; klassische Tundrenformen zeigen auch die landnahen Inseln Kolgufew und Waigatsch. Auch die Küsten der Südinself von Nowaja Semlja dürften nach ihrem Pflanzenkleid noch der Tundrenzone zugehören. Dagegen greift die Frostschuttzone in dem selbst von den Rentiernomaden gemiedenen Norden der Taimyr-Halbinsel zweifellos auf das Festland über, und mit großer Wahrscheinlichkeit ist dies auch noch einmal auf der nordwärts gegen die Neusibirischen Inseln vorspringenden Halbinsel Swatoj Noss zwischen den Mündungen der Jana und Indigirka der Fall. Weiter ostwärts ist wieder das Meer die Grenze beider Zonen: die Tschuktschen-H.-I. ist nordw. der polaren Waldgrenze noch durchwegs Tundra während der eisfreie Teil der Wrangel-Insel (wie der aller anderen Inseln des sibirischen Schelfes) der Frostschuttzone angehört. Hier im altweltlichen Teil der Arktis erlauben die von russischer Seite sehr eingehend erforschten pflanzengeographischen Verhältnisse auch ohne morphologische Einzeluntersuchungen eine ziemlich sichere Abgrenzung unserer beiden Zonen; als Anhaltspunkt für die Linienführung diente dabei die Darstellung im Großen Sowjet-Atlas (1936). Die so gewonnene Grenze bleibt dabei stets in einem Bereich, in dem die Mitteltemperatur des Juli noch  $+5^{\circ}$  bis  $+7^{\circ}$  beträgt, folgt also ungefähr der  $+6^{\circ}$ -Isotherme des wärmsten Monats, so wie wir oben die polare Waldgrenze etwa der  $+10^{\circ}$  bis  $+11^{\circ}$ -Isotherme des wärmsten Monats folgen sahen.

Die den ostsibirischen sehr ähnlichen klimatischen und pflanzengeographischen Verhältnisse erlauben uns den sicheren Schluß, daß auch der

<sup>20)</sup> Herr Dr. A. K. Orvin hat mir brieflich bestätigt, daß auf den die spätglaziale Eisbedeckung überragenden höheren Flächen der Insel alle Spuren einer — zweifellos vorhanden gewesenen — älteren Vereisung „verschwunden“ sind. Außer für diese Mitteilung ist es mir eine angenehme Pflicht, Herrn Dr. A. K. Orvin für die im Namen von „Norsk Polarinstitut“ (früher: „Norges Svalbard — og Ishavs-Undersökelse“) ausgesprochene Erlaubnis zum Abdruck der beigegebenen Abb. 3, 5, 6 und 7 zu danken.

Nordsaum des Festlandes von Alaska und Kanada ostwärts bis zum Amundsen-Golf noch ganz der Tundrenzone angehört. Sehr unsicher sind dagegen die Anhaltspunkte für den Verlauf unserer Linie im Bereich des Kanadischen Archipels. Folgt man hier der  $+6^{\circ}$ -Isotherme des wärmsten Monats, so würde die Grenze ungefähr längs des 70. Breitengrades vom Südsaum des Viktoria- und King William-Landes über den Boothia-Isthmus zur Nordküste des Fox-Kanals und — von da südwärts vorspringend — zum Südsaum der Cumberland-Halbinsel auf Baffin-Land führen. Bei dieser Linienführung fiele auf dem amerikanischen Festland nur die weit nordwärts vorspringende Boothia-Halbinsel noch in die Frostschuttzone, während die Melville-Halbinsel und der ganze Südtteil von Baffin-Land schon zur Tundrenzone gehören würden. Sicheren Boden gewinnen wir in Grönland. An der Westküste reicht die Tundren-Vegetation in Küstennähe mit der warmen Strömung nordwärts bis zur Disko-Bucht, sie erfüllt den ganzen südgrönländischen Küstensaum, wo sie ehemals die Grundlage für die Viehwirtschaft der alten Nordmänner bildete (Grönland = Grünland!) und reicht an der Ostküste ebenfalls noch bis mindestens zur Dänemark-Straße nordwärts, womit dann der Anschluß an die zwischen Island und Jan Mayen hindurchziehende Grenze im Bereich des Europäischen Nordmeeres gewonnen ist.

Es bedarf keines besonderen Hinweises, daß die hier auf eine Linie zusammengedrückte Grenze in Wirklichkeit einen bald schmäleren, bald breiteren Grenzsaum bildet. Das wird dort besonders deutlich, wo sie einmal auf dem festen Land und nicht im Meere verläuft, wie z. B. auf der Taimyr-Halbinsel. Hier können sich die Abtragungsformen beider Zonen durchdringen und es ist oft von lokalen, insbesondere von Gesteinsunterschieden abhängig, ob hier örtlich die Spuren der freien oder der gebundenen Solifluktion überwiegen (vgl. hierzu die von Troll, 1944, S. 630/31 gegebene Ausdeutung eines von der Arktisfahrt des „Graf Zeppelin“ stammenden Luftbildes von der Taimyr-Halbinsel). Aber auch in größerer Entfernung von der gedachten Grenzlinie finden sich gelegentlich Ausnahmeformen aus der anderen Zone. So kommen an dichter bewachsenen Stellen längs der klimatisch begünstigten Küste Westspitzbergens auf sanfteren Hängen statt der freien Makrosolifluktion nicht selten Fließerdeterrassen und besonders Fließerdeterrassen vor, wie wir sie sonst nur in der Tundrenzone finden (vgl. K. Gripp, 1929). Ähnliche solche Vorkommen hat Poser (1932, S. 36/37) selbst aus Ostgrönland unter  $74^{\circ}$  Nord noch beschrieben. In gleicher Weise reichen Formen der Tundrenzone auch südwärts über die Waldgrenze hinaus. Hier bilden die sogenannten

„Strangmoore“, die äquatorwärts bis Ostpreußen vordringen (vgl. Troll, 1944, 1948) Inseln tiefgründigen, von Natur waldfreien und stark frostexponierten Lockerbodens, auf deren Oberfläche sich trotz ihrer nur ganz sanften Wölbung sofort Bodenkleinformen ganz von der Art der Tundra-Fließerdeterrassen einstellen.

Die oben dargestellte Grenze zwischen Tundren und Frostschuttzone bildet unter diesen Umständen — ähnlich wie die polare Waldgrenze — nur eine Gleichgewichtslinie, in deren Nähe die Formen der einen Region allmählich die der anderen überwiegen. Interessant ist der Verlauf dieser Grenze im Vergleich zur polaren Wald- und Schneegrenze (vgl. Karte). Die polare Waldgrenze läuft noch größtenteils über Landgebiete, sie wechselt dabei zwischen hoch-ozeanischen und hochkontinentalen Räumen, dringt in diesen weit polwärts vor und weicht in jenen weit äquatorwärts zurück (s. oben S. 65). Demgegenüber verläuft die Grenze zwischen Tundren- und Frostschuttzone größtenteils schon nördlich der großen Festländer durch das Polarmeer. Bei ihr treten daher die Gegensätze zwischen ozeanischem und kontinentalem Klima stark zurück; deshalb sind auch die Unterschiede ihrer Breitenlage viel geringer und sie zeigt rings um den Pol einen stärker konzentrischen Verlauf. Von einem solchen weicht endlich die polare Schneegrenze noch weit mehr als die Waldgrenze ab. Die großen Gletschergebiete der Arktis sind einerseits an Erhebungen des Festlandes und andererseits an die Zufuhr feuchter Luft geknüpft. Aus diesem Grunde finden sie sich vor allem in der Umgebung jener Seegebiete, wo über warmen Meeresströmungen aus niederen Breiten stammende, warme und dampfreiche Luftmassen gegen die Ränder der immerkalten Arktis vordringen. Das ist vor allem im Umkreis des Europäischen Nordmeeres und der Barents-See (Golfstrom!), im Umkreis der Davis-Straße und des Baffin-Meeres (Westgrönlandstrom!) und in der Umgebung des nördlichen Pazifik (Kuro-Shio-Strom!) der Fall. Damit geraten die großen arktischen Gletschergebiete notwendig in eine zum Pol stark exzentrische Lage: sie liegen nicht inmitten sondern am Rande der Frostschuttzone und reichen über deren Südgrenze, oft bis in die Tundrenzone hinein. Das ist z. B. in Südgrönland der Fall: hier wird dadurch die Frostschuttzone zu einem ganz schmalen Höhenbereich zwischen der Tundrenzone an der Küste und dem unmittelbar hinter dem freien Küstenraum emporsteigenden Rand des Inlandeises zusammengedrängt. In ähnlicher Weise bildet die Frostschuttzone nur eine sehr schmale (und manchmal ganz fehlende) Höhenstufe zwischen der isländischen Tundrenlandschaft und den diese überragenden großen

Plateaugletschern sowie zwischen den norwegischen Fjellen (die als Höhenstufe der polaren Tundrenzone entsprechen) und den diesen aufgesetzten kleinen Gletschergebieten. Diese schmalen, isolierten Höhenbereiche der Frostschuttzone wurden in der Karte nicht verzeichnet. Ihre Schmalheit ist an den genannten Stellen ein Ausdruck der bekannten Tatsache, daß sich in hochozeanischen Gebieten die Wald- und Schneegrenze sehr stark nähern, so daß dort im Extremfall nicht nur die Frostschuttsondern auch die Tundrenzone (d. h. also die ganze Bodenflußzone oder die dieser in den Gebirgen niedrigerer Breiten entsprechenden Höhenstufen) stark eingeengt wird. In Südalaska — knapp außerhalb des Nordpolargebietes — kommen dabei Wald- und Schneegrenze fast zur Berührung, so daß auf den Stürnmoränen des Malaspinagletschers schon hochstämmiger Wald wurzelt.

Abseits dieser mild-ozeanischen Randgebiete ist jedoch in der übrigen Arktis die Höhenstufe der Bodenflußzone und damit auch ihre flächenmäßige Ausdehnung viel größer. Wir schätzten schon oben (S. 23) ihren Gesamtbereich auf rd. 8 Mill. qkm. Davon entfallen auf die Tundrenschuttzone noch rd. 2½ Mill. qkm.

### VIII. Schlußwort

Wir haben innerhalb der — morphologisch als „Bodenflußzone“ bezeichneten — eisfreien Polarländer zwei klima-morphologische Zonen von ausgeprägter Eigenart und starker Wirksamkeit der formbildenden Vorgänge kennen gelernt. Sie heben sich dadurch scharf voneinander und noch schärfer gemeinsam von der nichttropischen Ortsbodenzone ab. Mit dieser zusammen lassen sich damit allein schon innerhalb des gemäßigten Teils der humiden Klimaregion (polwärts der subtropischen Waldländer und der außertropischen Steppen) mindestens zwei verschiedene klimabedingte Formkreise erkennen, die in der Eigenart ihrer Abtragungsprozesse gleichwertig neben den glazialen und den ariden Formkreise treten.

Im polnäheren Teil des Bodenflußbereiches, in der Frostschuttzone, ist durch die Stärke der dort herrschenden Formbildungsprozesse auch der Großformenschatz in der kurzen Nacheiszeit schon in den wichtigsten Zügen umgeprägt und den rezenten Vorgängen angepaßt worden. An Leistungstärke dürfte daher kein anderer klimabedingter Formkreis der Frostschuttzone gleichkommen. Sie ist damit — neben den Vollwüsten, der Flächenspülzone der wechselfeuchten Tropen mit ihrem höchst charakteristischen Formenschatz sowie der Gletscherzone — einer der großen wichtigen „Prägestöcke“, mit denen das

Klima der Erdoberfläche einen bestimmten Großformenschatz aufzwingt.

Andere Klimagürtel — besonders die immerfeuchten nichttropischen Waldklimata — zeigen demgegenüber eine viel geringere Formbildungskraft: sie wären auch in sehr viel längeren Zeiträumen nicht imstande, den von ihnen beherrschten Teilen der Erdoberfläche einen eigenartigen, ihren Abtragungsprozessen angepaßten Formenschatz aufzuprägen. In solchen Zonen bleiben daher die etwa dort von der früheren Herrschaft scharfer klima-morphologischer Prägestöcke ererbten Vorzeitformen noch lange Zeit erhalten. Die Folge dieser Tatsache ist, daß die Bedeutung solcher „Prägestöcke“ auf der Erde weit über ihren unmittelbaren rezenten Geltungsbereich, über die heute ihre Wirksamkeit auslösenden Klimagürtel hinausgeht. Das trifft auch für die heute auf die relativ kleinen Polarhauben der Erde beschränkte Bodenfluß- und insbesondere für die Frostschuttzone zu. Während der vier diluvialen Eiszeiten wurde mit der äquatorwärts gerichteten Verschiebung aller außertropischen Klimagürtel auch die ganze Bodenflußzone (im Vorfeld der gewaltig ausgedehnten Inlandeisgebiete) weit bis in mittlere Breiten vorgeückt; ihre Äquatorialgrenze fiel dabei zufällig ungefähr mit der heutigen nichttropischen Ortsbodenzone zusammen, reichte also in Mitteleuropa etwa bis zu den Schwellen des französischen Zentralplateaus, der Alpen und der Dinariden südwärts. Im ehemals eisfreien Mitteleuropa (und in den entsprechenden Breiten der anderen Kontinente) waren daher die kräftigen Formbildungsprozesse der Bodenflußzone während der Eiszeiten in einer viel längeren — zusammen einige hunderttausend Jahre umfassenden — Periode wirksam, als die schwachen Vorgänge der nichttropischen Ortsbodenzone, die hier gerade erst seit dem Beginn der Nacheiszeit, also erst rd. 10 000 Jahre lang herrschen. Die Folge ist, daß der Großformenschatz dieses Raumes noch fast ganz von den ererbten Formen der Bodenflußzone geprägt wird. Eine Analyse des mitteleuropäischen Formenschatzes außerhalb der ehemaligen Gletschergebiete hat dies schon früher gezeigt (Büdel, 1944). Darüber hinaus ergab die vorstehende Untersuchung, daß die Formen des mitteleuropäischen Bodens, die wir damals als nichtglazigene Vorzeitformen des Eiszeitalters erkennen konnten, in der Tat in allen Hauptpunkten denen der heutigen arktischen Bodenflußzone äußerst ähnlich sind.

Umfaßt diese Ähnlichkeit auch alle wesentlichen Züge des beiderseitigen Großformenschatzes, so sind im einzelnen gleichwohl auch merkbare Unterschiede zu erkennen. Sie resultieren einmal daraus, daß ja die Formbildungs-



vorgänge der Bodenflußzone während der Eiszeiten in Mitteleuropa sehr viel länger wirksam gewesen sind, als sie es in der kurzen Nacheiszeit in ihren rezenten Standorten in der Arktis waren, und das sie somit damals hier ihren wesenseigenen Formenschatz viel vollkommener ausprägen und zur Reife bringen konnten. Das gilt insbesondere auch von der an sich leistungsschwächeren Tundrenzone, die in ihren nacheiszeitlichen arktischen Wirkungsbereich dieses Ziel ja noch lange nicht erreicht hat! Aber auch rein klimatisch waren die Voraussetzungen für das morphologische Geschehen im eiszeitlichen Mitteleuropa doch etwas andere, als in den entsprechenden heutigen Klimagürteln der Arktis. Der wichtigste Unterschied, der sich hier ergibt, ist das Auftreten des Lösses und anderer Boden- und Abtragungsformen, die auf ein sommerwärmeres und stärker kontinentales Klima hindeuten, als es heute etwa in der europäischen Arktis herrscht. Es ergibt sich daraus, daß das Gesetz des geologischen Aktualismus sowohl im allgemeinen als auch gerade in diesem besonderen Fall nur mit gewissen Einschränkungen gültig ist, indem sich zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten der Erde unter im ganzen analogen Verhältnissen wohl sehr ähnliche, aber nie genau die gleichen Vorgänge vollziehen. Dennoch bieten die hier in der rezenten arktischen Bodenflußzone gewonnenen morphogenetischen Erkenntnisse vielfältige Möglichkeiten, auch tiefer in das Wesen der entsprechenden klima-morphologischen Zonen des Eiszeitalters einzudringen; insbesondere zeigt es sich dabei, daß entsprechend der heutigen Tundren- und Frostschuttzone auch in der eiszeitlichen Bodenflußzone Mitteleuropas zwei verschiedene Ausprägungsformen unterschieden werden können. Davon soll in einer weiteren Arbeit die Rede sein.

### Schriften

- W. A. Ahlmann (1931): Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931. Uppsala.
- J. G. Andersson (1906): Solifluction, a component of subaerial denudation. The Journal of Geology. 14.
- H. G. Backlund (1931): Über die Lagerungsbedingungen eines Torffundes in NO-Grönland. Meddelelser om Grönland. 87. 1.
- G. Beskow (1930): Erdfließen und Strukturböden im Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 52.
- G. Beskow (1935): Tjälbildningen och tjäliftningen dem särskild hänsin till vägar och järnvägar. Sver. Geol. Unders. Ser. C. Nr. 375.
- H. Bobek (1948): Abtragungsvorgänge in den Trockengebieten Nordwestirans. Erscheint demnächst.
- J. Blüthgen (1939): Tatsachen und Deutungen zur Geschichte des Europäischen Nordmeeres (Skandik). Die Naturwissenschaften.

J. Büdel (1937): Eiszeit, und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet. Mitt. Erg.-Heft 229. Gotha.

Ders. (1943): Das Lichtbild im Dienste der Eisforschung und Eiserkundung. Ztschr. d. Ges. f. Erdkde. Bln.

Ders. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundschau 34. H. 7/8.

Ders. (1948): Atlas der Eisverhältnisse des Weltmeeres. Erscheint demnächst beim Deutschen Hydrographischen Institut. Hamburg.

W. M. Davis (1912): Die erklärende Beschreibung der Landformen. Lpz. Bln.

W. Dege (1938): Geomorphologische Forschungen im nördlichen Andreoland (Nordspitzbergen). Diss. Münster. 1938

Ders. (1943): Über Ausmaß und Art der Bewegung arktischer Fließerde. Zeitschr. f. Geomorphol. XI. H. 5/6.

H. M. Eakin: The Yukon-Koyukuk Region Alaska. U. S. Geol. Survey. Bull. 631. Washington.

H. Frebold (1935): Geologie von Spitzbergen usw. — Geologie der Erde. hrsg. v. E. Krenkel. Bln.

J. Frödin (1918): Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfließen in den alpinen Regionen des schwedischen Lappland. Lunds Universitets Arsskrift. N. F. Afd. 2. Bd. 14. Nr. 24. Lund. Leipzig.

A. A. Grigorjew (1925, a): Die Typen des Tundra-Mikroreliefs von Polar-Eurasien, ihre geogr. Verbeitung und Genesis. Geogr. Zeitschr. 31.

Ders. (1925, b): Zur Geomorphologie der Bolschemskaja Tundra. Ztschr. d. Ges. f. Erdkde. Bln.

K. Gripp (1929): Glaziolog. u. geolog. Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. Abh. d. Naturwiss. Ver. Hamburg. XXII. 24.

G. Horn u. A. K. Orvin (1928): Geology of Bear Island Skrifter om Svalbard og Ishavet. Nr. 15. Oslo.

S. Johannsson (1914): Die Festigkeit der Bodenarten bei verschiedenem Wassergehalt usw. Sver. Geol. Undersökn. Arsb. 7. Ser. C. 256.

J. P. Koch u. A. Wegener (1930): Wiss. Erg. d. Dänischen Exped. nach Dronning Louises-Land usw. 1912 — 13. Medd. om Grönland. 75.

W. Meinardus (1910): Beobachtungen über Detritus-sortierung und Strukturböden auf Spitzbergen. Ztschr. d. Ges. f. Erdkd. Bln.

Ders. (1930): Arktische Böden. Handb. d. Bodenlehre. hrsg. v. E. Blanck. Bln.

H. Mortensen (1927): Die Oberflächenformen der Winterregengebiete (in: F. Thorbecke, 1927).

Ders. (1928a): Über die klimatischen Verhältnisse des Eisfjordgebietes (in: Die Wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen im Sommer 1926). Chemie der Erde.

Ders. (1928 b): Das Formenbild der chilenischen Hochkordillere in seiner diluvial-glazialen Bedingtheit. Ztschr. Ges. Erdkde. Berlin.

Ders. (1930): Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Geomorphologie der Klimazonen. Herm. Wagner Gedächtnisschrift. Pet. Mitt. Erg.-Heft 209. Gotha.

Ders. (1932): Über die physikalische Möglichkeit der „Brodel“-Hypothese. Cbl. f. Min. usw. Abt. B. Nr. 9.

A. K. Orvin (1934): Geology of Kingsbay Region, Spitzbergen. Skrifter om Svalbard og Ishavet. Nr. 57. Oslo.

S. Passarge (1926): Geomorphologie der Klimazonen oder Geomorphologie der Landschaftsgürtel? Pet. Mitt. Gotha.

A. Penck (1910): Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. Sitz.-Ber. Pr. Akad. Wiss. Phys.-Math. Kl. 12.

H. Poser (1931): Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rundschau 22.

Ders. (1932): Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. Medd. om Gronland. 94. Nr. 5.

Ders. (1933): Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rundschau 24.

Ders. (1934): Bemerkungen zum Strukturbodenproblem. Cbl. f. Min. usw. Abt. b.

Ders. (1936): Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. Ztschr. f. Gletscherkde. 24.

K. Rathjens u. H. v. Wissmann (1929): Oberflächenformen und Eisböden in Lappland. Pet. Mitt. Gotha.

Th. Sörensen (1935): Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. Medd. om Gronland. 93.

Sowjet-Union, Großer Atlas der (1936): Pflanzengeographic. Moskau.

H. Steche (1933): Beiträge zur Frage der Strukturböden. Ber. üb. d. Verhandl. d. Sächs. Akad. d. Wiss. 85. Lpz.

Th. Stocks (1941): Wie groß ist das Nordpolargebiet? Ann. d. Hydr. u. Marit. Meteorologie. 69. 1.

A. Supan (1908): Grundzüge der Physischen Erkunde. Bln.-Lpz.

St. M. Taber (1929): Frost Heaving. The Journ. of Geology. 37.

F. Thörbecke (1927): Morphologie der Klimazonen. Düsseldorfer Geographische Vorträge und Erörterungen. III. Teil. Breslau.

C. Troll (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Forsch. Dtschlds.- u. Volkskde. 24. 4.

Ders. (1941): Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde. Ber. 23. Hauptvers. v. Freunden u. Förderern d. Univ. Bonn.

Ders. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau. 34. 8/8.

Ders. (1928): Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde, Bd. I.

G. W. Tyrell (1924): The Geology of Prince Charles Foreland, Spitzbergen. — Transact. Royal Soc. Edinburgh. 53.

M. Vahl (1911): Zones et biocoënes géographiques. Overs. Dansk Vidensk. Selsk. Forh.

## BODEN- UND KLIMAVERHÄLTNISSE IN MITTEL- UND WESTEUROPA WÄHREND DER WÜRMEISZEIT

H. Poser

Mit 6 Abbildungen

Mit den folgenden Ausführungen lege ich die Ergebnisse von zwei Untersuchungen vor, die einen Versuch darstellen, mit Hilfe klimabedingter Bodenformen das würmeiszeitliche Klima der einst nicht vereisten Teile Mittel- und Westeuropas zu rekonstruieren. Beide Untersuchungen sind getrennt und in größerer Ausführlichkeit bereits an anderer Stelle veröffentlicht worden (1), erhalten hier aber erst eine eigentliche, aufs Wesentlichste beschränkte und dennoch ergänzte und teilweise verbesserte Zusammenfassung.

### 1. Der Dauerfrostboden und die Temperaturverhältnisse

Im Zusammenhang mit der Erörterung des eiszeitlichen klimabedingten Formenschatzes im nicht vereist gewesenen Mittel- und Westeuropa ist früh die Frage aufgetaucht, ob es in diesen Gebieten einst einen Dauerfrostboden gegeben habe. Die Antwort auf diese Frage, die von grundsätzlicher Bedeutung ist für die Beurteilung des eiszeitlichen Klimas und der morphologischen Vorgänge wie auch für die Beurteilung der einstigen Landschaft als Lebensraum für Pflanze, Tier und Mensch, ist noch bis in die jüngste Zeit verschieden beantwortet worden. Die Entscheidung dieser Frage ist aber

möglich und m. E. auch schon im bejahenden Sinne erbracht worden mit Hilfe von solchen klimabedingten Vorzeitformen des Bodens, die in heutigen Dauerfrostbodengebieten Analoga haben, deren Entstehung einhellig Dauerfrostboden voraussetzt. Derartige Vorzeitformen, die man als Kennformen für Dauerfrostboden bezeichnen kann, sind in erster Linie: 1. die Löss- oder Lehmkeile, 2. die Würge- und Taschenböden und 3. die klimabedingten asymmetrischen Vorzeitäler. Sie alle sind eindeutig als diluvial datiert worden, und die meisten von ihnen haben sich einer bestimmten Eiszeit zuordnen lassen.

Die Löss- oder Lehmkeile sind oberflächennahe Gebilde, die von Ort zu Ort verschiedene Tiefe und Breite haben. Ihre Füllmasse entspricht meist dem hangenden Material, ist aber stets anders als das Nebengestein, das seinerseits nahe den Keilspalten auffallende Schichtverquetschungen nach oben zeigt. Die Keile durchziehen mauerartig den Boden und schließen sich zu weitmaschigen Netzwerken zusammen (2).

Die jetztzeitliche Vergleichsform für diese Lehmkeilnetze stellen ohne Zweifel die aus den heutigen Dauerfrostbodengebieten bekannt ge-

# Morphologische Gliederung der NORDPOLARLÄNDER

von Julius Büdel.

- GLETSCHERZONE**
- FROSTSCHUTTZONE**
- TUNDRENZONE**
- NICHTTROPISCHE ORTSBODENZONE (BOREALER WALD)**
- Äquatorialgrenze der Frostschuttzone  
 (im Kanad. Archipel nur angenähert bestimmbar)
- Äquatorialgrenze der Tundrenzone  
 (=polare Waldgrenze und Grenze des geogr. Nordpolargebietes)
- Linien, an denen die Tundrenzone in  
 die entsprechenden Höhengürtel  
 äquatornäherer Gebirge übergeht.

