

tinischen Italien, entschieden die Rückseite des Landes. Nur in der Zeit der „fränkischen“ und venezianischen Herrschaft von 1205 an bis Mitte des 15. bzw. 16. Jahrhunderts traten, neben der vermindert fortdauernden Anziehungskraft Konstantinopels, die Beziehungen zum Abendlande kräftig hervor, die damals vornehmlich durch die Westseite Griechenlands vermittelt wurden. Da blühten im westlichen Flachland des Peloponnes Andravida, die Hauptstadt des fränkischen Feudalstaates, und sein Hafen Glarentza lebhaft empor; Arta, die Hauptstadt des Despotats Epiros, hatte enge Beziehungen zu Italien, besonders zu Neapel, und die Ionischen Inseln blieben unter venezianischer, später britischer Herrschaft bis zum Jahre 1864.

Nachdem infolge der Befreiung eines Teiles Griechenlands von der türkischen Herrschaft ein neuer griechischer Staat gegründet worden war (1830), war es keinen Augenblick zweifelhaft, daß die Hauptstadt desselben auf der Ostseite liegen mußte, sei es nun Nauplion oder Korinth oder Athen. Die Wahl Athens hat sich nicht nur aus geschichtlichen Gründen, sondern auch wirtschaftlich glänzend bewährt; es ist mit seinem vorzüglichen Hafen Piräus der Zentralpunkt der ganzen Ägäis geworden. Auch die andere Großstadt im heutigen griechischen Staate, Thessaloniki (Salonik), liegt an der Ostseite Griechenlands.

Hier in Makedonien und Thrakien ist der griechische Staat über die geographischen Grenzen der griechischen Halbinsel hinausgewachsen, während er diese Grenzen im NW gegen Albanien bisher nicht erreicht hat. Wenn auch in der neuesten Zeit, seit der Herrschaft des Bolschewismus in Rußland und seit der Griechenvertreibung aus der Türkei (1922/23) und aus Bulgarien, die Beziehungen Griechenlands nach dem O geringer geworden sind, wogegen der Austausch an Waren, Kulturgütern und Menschen mit dem Abendlande, einschließlich Amerika, überwiegt, so bleibt doch die Ostseite der griechischen Halbinsel samt den Inseln des Ägäischen Meeres die lebensvollere, die westliche die Rückseite Griechenlands. Dazu tragen die besseren Verbindungen zwischen beiden Seiten Griechenlands bei. Während man noch vor 55 Jahren von dem O zum W Griechenlands zu Lande nur auf mühsamen Saumpfadern gelangen konnte, zu Schiff aber den Peloponnes im S umfahren mußte, verbinden nunmehr die Peloponnesbahn und die Schifffahrt durch den Kanal von Korinth sowie Fluglinien beide Seiten der Halbinsel unmittelbar auf leichte und schnelle Weise. Und dem Reisenden nach dem übrigen Europa steht außerdem die Bahnlinie der Ostseite: Athen—Salonik—Belgrad zur Verfügung. So ist Athen—Piräus heute auch für die Westseite des Landes das einzige große Verkehrs- und Kulturzentrum.

## DIE FORMEN DER SOLIFLUKTION UND DIE PERIGLAZIALE BODENABTRAGUNG

C. Troll

Mit 3 Abbildungen und 2 Figuren

Modische Zeitströmungen spielen auch in der Wissenschaft, selbst in der Geschichte naturwissenschaftlicher Erkenntnisse eine große Rolle. Zwar sind es nicht Massenwirkungen wie bei den modischen Äußerungen des Gesellschaftslebens, immerhin aber Nachahmungen und Beeinflussungen über die reine Erkenntnis hinaus, die von Einzelforschern, fesselnden Lehrmeinungen und gewandt vorgetragenen Theorien ausstrahlen. Es dauert dann oft viele Jahre, bis sich ihnen gegenüber gute, schon früher erkannte Wahrheiten wieder Geltung verschaffen können. In der Geomorphologie sind die Anschauungen über die Bedeutung der tektonischen und klimatischen Grundlagen der Formenbildung in den letzten Jahrzehnten solchen Zeitströmungen unterworfen gewesen. Nachdem die Gesetze der flu-

viatilen, glazialen, marinen und äolischen Formengenese durch *F. v. Richthofen*, *A. Penck*, *A. Philippson* und *J. Walther* u. a. längst erkannt waren und man sich unter dem überstarken Einfluß der *Davisschen* Zyklenlehre gewöhnt hatte, in humiden, ariden und nivalen Zyklen der Formbildung zu denken, vertrat 1924 der geistreiche Geologe *W. Penck* in seinem Werk „Die morphologische Analyse“ eine ganz eigenwillige, einseitig die Krustenbewegungen vorkerkende Auffassung, die er u. a. in die überspitzte Formulierung kleidete: „Für das Zustandekommen der flächenhafte Abtragung ausmachenden Massenbewegungen gewährt also kein Klimagebiet Vorzugsbedingungen, und es besteht daher keine Möglichkeit, daß in verschiedenen Klimaten verschiedene Abtragungsformen

entstehen, deren Entwicklung verschiedenen Verlauf nähme, wenn nur die endogenen Voraussetzungen die gleichen sind“<sup>1)</sup>).

Das Buch hat in Ablösung des Davisianismus Mode gemacht und hat etwa ein Jahrzehnt die klimatische Geomorphologie stark in den Hintergrund gedrängt. Erst seitdem hat sie sich durch die Macht der Tatsachen wieder durchgesetzt, und es sind große klimatisch-morphologische Gesetzmäßigkeiten erkannt bzw. wiedererkannt worden — Erkenntnisse, die für die Deutung der Formenwelt weiter Erdstriche, besonders auch der deutschen Landschaften, von größter Bedeutung sind. Sie betreffen einerseits die Bildung von Rumpfflächen, Felsfußflächen, Rumpftreppen und Inselberglandschaften in den wechselfeuchten Tropen, die nach den neuesten Forschungen auch für die Erklärung der tertiären Landabtragung in den deutschen Mittelgebirgen herangezogen werden müssen<sup>2)</sup>. Sie betreffen weiter die sog. periglaziale Formbildung, die in der Eiszeit, besonders in der letzten, die Oberfläche des nichtvereisten Mitteleuropa weitgehend umgestaltet hat und seine gegenwärtigen Züge beherrscht. Wir wissen heute, daß die entscheidenden Kräfte dabei vom Bodeneis ausgingen, dessen gegenwärtige Wirksamkeit wir sowohl in den polaren und subpolaren Breiten der Erde als auch in den Hochgebirgen aller Zonen verfolgen können.

### 1. Frostbodenformen und Bodenfrostphänomene

Ich habe in einer ausführlichen Arbeit, die gerade noch vor dem allgemeinen Zusammenbruch im Herbst 1944 in dem Programmheft „Diluvialgeologie und Klima“ der Geologischen Rundschau erscheinen konnte, aber nicht mehr allgemein zugänglich wurde<sup>3)</sup>, die Zusammenhänge der Frostbodenformen mit den Bodenfrostphänomenen der verschiedenen Klimatypen der Erde aufzuzeigen versucht, ausgehend von eigenen Beobachtungen in den Hochgebirgen der Tropen, Subtropen und gemäßigten Breiten und unter Verarbeitung des gesamten zugänglichen Schrifttums der Erde. Es handelt sich dabei um dreierlei:

1. Die Erscheinung des Bodeneises an sich: die jahreszeitliche bzw. ausdauernde Bodengefrorenis (periodische bzw. perenne „Tjäle“); kurzperiodische, dafür sehr häufige, besonders tageszeitliche Bodengefrorenis; das Verhältnis der Bodengefrorenis zum Auftauboden und Niefrostboden; die Wasseransaugung aus dem Unterboden durch die oberflächliche Gefrorenis; Erscheinung des Kamm- oder Nadeleises („Pipkrake“).

2. Die Bildung von eluvialen Verwitterungsböden durch die Wirkung des Bodenfrostes, vor allem die Bildung der sog. Struktur- und Texturböden (die ich zusammen als Frostmuster- oder Frostgefügeböden bezeichne), aber auch anderer Auffrierformen wie Torfhügelböden, Palsen, Rasenhügel, Aufeishügel.

3. Die eigentlich formbildende Wirkung des Bodeneises, die sich an Hängen, auch an ganz flach geneigten, abspielende Erscheinung des Bodenschuttfließens, Schuttfließens oder der Solifluktion, die eine sehr lebhafteste Massenbewegung des Schuttes und gleichzeitig eine Korrasion des Gesteinsuntergrundes bedeutet. Die dabei entstehenden Kleinformen sind Streifenböden (Steinstreifenböden), Steingirlanden, Fließerdewülste und -zungen, Blockströme, Blockmeere und Moorstränge. Der Vorgang im ganzen bedingt eine sehr lebhafteste, flächenhafte Abtragung oder Denudation.

### 2. Klimatische Grenze der Solifluktion und Strukturbodenbildung

Es gelingt, eine deutliche klimatische Grenze der Strukturbodenbildung und der allgemeinen Solifluktion in der Natur festzulegen, entsprechend der Schneegrenze oder der Trockengrenze, wobei wir eine polare Grenze und eine untere Höhengrenze in den Gebirgen unterscheiden können. Es war allerdings notwendig, vorher besondere Formen der klimatischen Verstärkung der Strukturbodenbildung auszuscheiden. Ich habe in der genannten Arbeit alle mir bekannten Möglichkeiten gewürdigt und unterschieden zwischen azonalen und extrazonalen Strukturböden. Extrazonale Strukturböden liegen vor, wenn die perenne Tjäle durch wassertragende Gesteinsplatten unter einer dünnen Schuttdecke ersetzt wird, wie etwa auf den Silurkalkplatten oder Alvarböden der Inseln Oland, Gotland, Ösel und Dagö und Nordestlands. Zu den azonalen Bildungen rechne ich Strukturböden, die entweder subaquatisch bei periodischer Überflutung, in Eishöhlen oder an Felsenküsten höherer Breiten bei wechselnder Durchfeuchtung entstehen.

<sup>1)</sup> Penck, W., Die morphologische Analyse. Geogr. Abhdl., 2. Reihe. H. 2. Stuttgart, 1924.

<sup>2)</sup> Vgl. Krebs, N., Über Wesen und Verbreitung der tropischen Inselberge. Abhandl. Pr. Akad. d. Wiss. Math.-Nat. Kl. 1942. Nr. 6.

<sup>3)</sup> Troll, C., Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geologische Rundschau, Bd. 34. 7/8 (Programmheft „Diluvialgeologie und Klima“). Stuttgart, 1944. (Dort ausführliches Lit.-Verzeichnis).

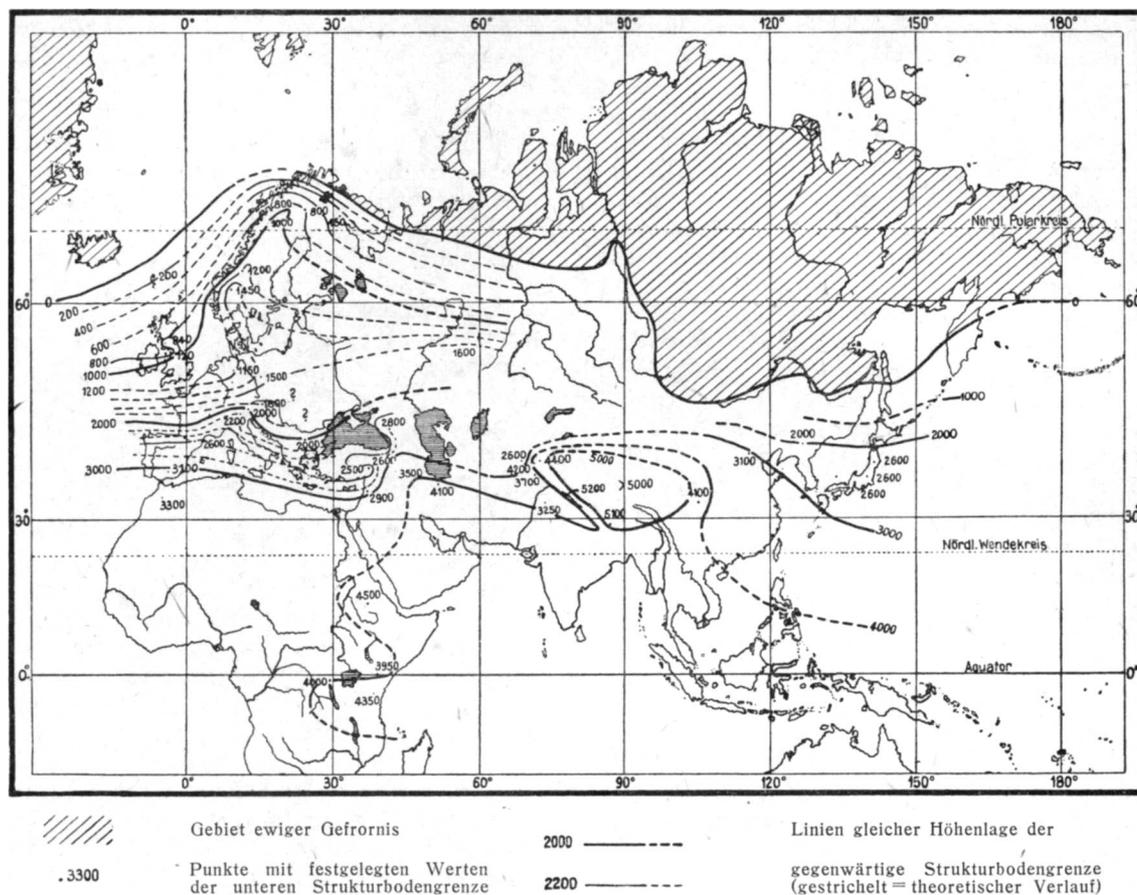


Fig. 1. Die Höhenlage der unteren Strukturbodengrenze in den Gebirgen Eurasiens und Ostafrikas

Die klimatische Grenze läßt sich bei Berücksichtigung aller bisherigen Beobachtungen durch alle Klimazonen der Erde verfolgen, wie es bereits früher *H. Poser*<sup>4)</sup> für die Strukturböden, *J. Büdel*<sup>5)</sup> für die „untere Blockmeergrenze“ versuchten. Der Verlauf steht in gesetzmäßiger Beziehung zur Schneegrenze, gegen die sie um einen nicht konstanten Betrag von mehreren hundert bis tausend Metern zurückbleibt, d. h. sie steigt von der polaren Grenze, wo sie im Meeresspiegel gedacht ist, gegen den Äquator an, erreicht ihre höchsten Höhen aber nicht in den Tropen, sondern in den Trockengürteln der Erde (in Tibet mit über 5000 Meter, in den trockenen randtropischen Anden bei etwa 4700 m). Unter dem Äquator sinkt sie wieder auf 4000 m und darunter

ab. Außerdem steigt sie vom ozeanischen Westen Eurasiens gegen den Kontinent an (Färöer 200 m, Schottland 600—800 m, Riesengebirge 1500 m, Kaukasus und Westpamir 2600—2800 m, Ostpamir 4700 m), ebenso vom Rand der Gebirge gegen das Innere (in den Alpen von 1800 bis 2000 m am Rande, gegen 2200 m im Zentrum). Leider ist das Beobachtungsmaterial aus dem westlichen Nordamerika noch sehr spärlich. Für Eurasien und das nordöstliche Afrika ist es aber bereits heute möglich, die Höhenlage der Strukturbodengrenze in einem allerersten, vorläufigen Kartenentwurf festzuhalten, wie es in Fig. 1 geschehen ist.<sup>6)</sup>

<sup>4)</sup> *Poser, H.*, Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rdsch. Bd. 24. 1933.

<sup>5)</sup> *Büdel, J.*, Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet. Geogr. Mitteil. Erg.-Heft 229. Gotha. 1937.

<sup>6)</sup> An Quellen zu dieser Karte sind zu der 1944 aufgeführten Literatur hinzuzufügen: *Dresch, J.*, Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas. Tours. 1941; ferner zwei mündlich mitgeteilte Angaben, aus denen die Strukturbodengrenze bestimmt werden konnte, von Herrn Prof. *G. Samuelsson* für den Libanon (2900 m) und von Herrn Dr. *K. H. Paffen* für den Rautu-Tunturi in Finnisch-Lapland (450 m).

### 3. Klimatische Typen der Frostmusterböden

Bei einem Überblick über die Struktur- und Texturböden der ganzen Erde lassen sich zwei grundlegende Typen auseinanderhalten: a) der polare Typus, wie er in Spitzbergen, Grönland und in der Antarktis herrscht und seit Jahrzehnten immer wieder untersucht wurde. Es handelt sich dabei um Großformen mit inneren Ausmaßen der Steinnetze und Streifen von 1 bis mehreren Metern. Von der besonderen Ausprägung der Riesenformen der Tundrapolygone, die für hochkontinentale, subpolare Tundragebiete (Nordsibirien, Alaska) typisch sind, sehe ich hierbei ab. b) Der tropische Typus, wie er in reiner Ausbildung in den tropischen Hochanden und auf den ostafrikanischen Hochgebirgen entwickelt ist. Dort handelt es sich ausschließlich um Miniaturformen von inneren Ausmaßen von 10—25 cm<sup>7)</sup>. Der Unterschied der beiden Grundtypen ergibt sich ohne weiteres aus den klimatischen Voraussetzungen. Beim polaren Typus handelt es sich, gleichgültig, wie die Vorgänge im einzelnen sich abspielen mögen, um den Jahreszeitenunterschied zwischen Winter und Sommer, zwischen einer ausdauernden oder jahreszeitlichen Tjäle und einem sommerlichen Auftauboden von mehreren Dezimetern bis mehreren Metern Tiefe; beim tropischen Typus dagegen um Tageszeitenbildungen, d. h. um das allnächtliche Einfrieren einer nur wenige Zentimeter mächtigen Oberflächenschicht über Niefrostboden. Es stellte sich nun heraus, daß der tropische Typ der Miniaturformen auch in vielen subtropischen Hochgebirgen, z. B. Vorderasiens, vorkommt und daß er darüber hinaus auf den Inseln der Subantarktis (Kerguelen, Crozet-Inseln, Südgeorgien) herrschend ist. Das Klima dieser Inseln ist so hochozeanisch, daß trotz der Breitenlage auch im Winter nur vorübergehende, dafür aber sehr häufige Fröste auftreten, die nur wenige Zentimeter in den Boden eindringen<sup>8)</sup>. Miniaturformen dieses Typus herrschen auch in den küstennahen Teilen von Island (wegen des dortigen schneearmen Subpolarklimas mit 100 bis 120 Frostwechseltagen und maximal nur 20 cm tief eindringender Bodenfröste), im Gegensatz zum rauhen Innern der Insel mit ewiger Gefronnis und polaren Frostböden. Das skandinavische Fjeld, der Ural und das Riesengebirge sind durch den polaren Typ ausgezeichnet. In den Alpen dagegen

kommen beide Typen vor. Die schon ziemlich reichen Beobachtungen scheinen mir darauf hinzuweisen, daß dort eine vertikale Zonierung besteht: in mäßigen Höhen bis 2600 m, wo ein längerer Sommer herrscht und die Frostwechsel der Übergangsjahreszeiten wegen der Schneebedeckung nicht auf den Boden übertragen werden, sind die größeren Formen des polaren Typus in mäßig deutlicher Ausbildung vorhanden, in den ganz großen Höhen von 2700 m aufwärts, wo nur der Hochsommer schneefrei wird und dann tageszeitliche Gefronnis sehr häufig ist, herrschen die tropischen Miniaturformen. Jedenfalls kommt es in den mittleren Breiten der Erde zur Ausbildung beider Grundformen je nach der regionalen oder vertikalen Abstufung der Klimatypen.

### 4. Begriff und Typen der Solifluktion

Die vorstehenden Tatsachen machen es notwendig, auch den Begriff der Solifluktion einer Prüfung zu unterziehen. Die Solifluktion wurde zu Beginn unseres Jahrhunderts erkannt, und zwar unabhängig durch zwei schwedische Forscher, den Geographen O. Nordenskjöld und den Geologen J. G. Andersson, die beide das Glück hatten, kurz hintereinander Nordpolar- und Südpolare Gebiete zu bereisen. Der Name „Solifluktion“ wurde von J. G. Andersson geprägt<sup>9)</sup>. Er verstand darunter eine langsame Bewegung des Verwitterungsgruses infolge einer durch starke Wassereinträngung erzeugten hohen Plastizität des Bodens<sup>10)</sup>. Dabei war die Wassereinträngung zunächst durch die Schneeschmelze gedacht. Auch O. Nordenskjöld<sup>11)</sup>, der von „Erdfluß“ und „Detritusfluß“ sprach, und R. Sernander<sup>12)</sup> schrieben die Erscheinung der Wassereinträngung und der geringen Vegetationsbedeckung zu. Erst B. Högbom<sup>13)</sup> rückte das Bodeneis in den Vordergrund, und zwar im einzelnen den Regulationsprozeß und das Vorhandensein der „Tjäle“, welche für die ständige Feuchthaltung des Bodens sorgt, die Wasserversickerung verhindert und z. T. vielleicht auch als Gleitbahn (de Geer)<sup>14)</sup> dient. Während Högbom die größere

<sup>7)</sup> Man vergleiche das in der genannten Arbeit wiedergegebene Bildmaterial!

<sup>8)</sup> Troll, C., Die Frostwechselfrequenz in den Luft- und Bodenklimaten der Erde. Meteor. Ztschr. 60. 1943. — Ders., Thermische Klimatypen der Erde. Pet. Geogr. Mitt., 1943.

<sup>9)</sup> Andersson, J. G., Solifluction, a component of sub-aerial denudation. The Journ. of Geol. 14. 1906.

<sup>10)</sup> Original: "slow flowing from higher to lower ground of masses of waste saturated with water."

<sup>11)</sup> Nordenskjöld, O., Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. Leipzig u. Berlin. 1909.

<sup>12)</sup> Sernander, R., Flytjord i svenska fjälltrakter. Geol. Fören. Förhandl. 27. 1905.

<sup>13)</sup> Högbom, B., Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala. IX. 1908—09. — Ders., Über die geologische Bedeutung des Frostes. Ebenda. XII. 1914.

<sup>14)</sup> De Geer, G., Diskussion. In: Geol. Fören. Förhandl. 26. 1904.

Bedeutung der Regelation zuschreiben wollte („Regelationsfließerde“), sah Frödin<sup>15)</sup> auf Grund von Temperaturmessungen den ausschlaggebenden Faktor in der Wasserdurchtränkung („Durchtränkungsfließerde“). Die Temperaturmessungen ließen weder eine stärkere Regelation von oben aus der Luft noch von unten von der Tjåle her annehmen. Die neueren Messungen von Sorensen<sup>16)</sup> in Grönland bestätigen diese Auffassung. Seit 1929 haben experimentelle Untersuchungen der Bodengefrorenis für die Zwecke des Straßenbaues (in Nordamerika durch Taber, in Schweden durch Beskow, in Deutschland durch Casagrande und Dücker) wichtige Aufklärungen gebracht, vor allem die Erkenntnis, daß die Wasserdurchtränkung durch das Ansaugen von Wasser aus der nichtgefrorenen Schicht des Untergrundes erfolgt, wobei sehr starke, aus der Oberflächenspannung herzuleitende Kräfte entwickelt werden, daß dadurch eine weit über das Porenvolumen hinausgehende Wassermenge angesammelt wird und für die „exzessive Frosthebung“ zur Verfügung steht. Befriedigende Erklärungen für die relative Hebung von Steinen gegenüber dem Feinerdeboden, die das Herauswachsen der Steine aus dem Boden bedingt, sind von A. Hamberg, Beskow, Sorensen und Orvin gegeben worden. Damit ist im Prinzip auch die Sortierung der Strukturböden gelöst. Die lang umstrittene Frage, ob Wasserdurchtränkung oder Regelation die Strukturböden bedingen, kann heute wohl dahin beantwortet werden, daß beide Vorgänge nebeneinander, aber von Fall zu Fall in einem verschiedenen Verhältnis am Werke sind. Das Gefrieren des Bodens löst mechanische Kräfte aus (Frostschub, Frosthebung), sorgt aber gleichzeitig auch für eine Übersättigung der frierenden Schichten mit Wasser, das beim folgenden Tauen den Boden durchtränken, ja sogar in eine Suspension verwandeln kann. Wenn die durch den Frost gestörten (gehobenen) Bodenpartikeln in ihre Ausgangslage zurückzukehren versuchen, kann auf einem auch noch so wenig geneigten Boden die Schwerkraft ansetzen und seitliche Verlagerungen der Bodenpartikeln auslösen. Die hohe Fließfähigkeit des wasserübersättigten Schlammes erlaubt auch bei Neigungen von nur 2 bis 3 Grad sehr starke Versetzungen. Die physikalischen

Vorgänge bei der Solifluktion und bei der Bildung der Frostmusterböden sind im wesentlichen dieselben, worauf besonders wieder Sorensen hingewiesen hat. Er rechnet daher, wie es schon J. G. Andersson selbst getan hat, die Struktur- und Texturböden zu den Solifluktionsformen. Wir schließen uns dieser Auffassung an. Denn wo sollte man sonst bei Strukturböden, die auf flachem Gelände die Form von Steinnetzen haben und zum Hang hin unter allmählicher Längsstreckung in Steinstreifenböden übergehen, die Grenze der Solifluktion ansetzen? Der Dauerfrostboden ist kein Erfordernis der Solifluktion, da auch eine langdauernde jahreszeitliche Tjåle ähnliche Wirkungen hervorrufen kann. Sorensen unterscheidet in diesem Sinne eine hocharktische (besser hochpolare) und subarktische (subpolare) Solifluktion.

Die weite Fassung des Begriffs der Solifluktion macht eine Unterscheidung verschiedener Typen notwendig. Da die Solifluktion von der Schwerkraft ausgelöst wird, ist sie an eine Neigung der Bodenoberfläche gebunden. Sie ist eine besondere Form der Massenbewegungen des Bodens oder der Bodenversetzungen. Am Beispiel des Übergangs der Steinnetze in Steinstreifen ist die Wirkung der Hangkomponente handgreiflich sichtbar. Bei den Steinnetzen und Spaltennetzen des ebenen Geländes aber ist sie nur in der leichten Wölbung der einzelnen Felder gegeben und innerhalb jedes Feldes in radialer Richtung wirksam, gleichgültig, ob sich die Umlagerung innerhalb der Felder erst von unten nach oben und dann radial nach außen oder von vornherein radial und schräg nach oben vollzieht. Es ist daher ratsam, begrifflich zu trennen zwischen einer „Hangsolifluktion“ oder „klinotropen“ Solifluktion und einer „Mikrosolifluktion“ oder „endozyklischen“ Solifluktion. Auf ebenem Gelände herrscht also nur die endozyklische Solifluktion, am Hang wird diese von der klinotropen überlagert. Der Gegensatz entspricht den von H. Kaufmann<sup>17)</sup> aufgestellten Begriffen der Stehrhythmen und Translationsrhythmen.

Eine weitere Unterscheidung bezieht sich auf die Formwirkung und geht wieder auf Sorensen zurück. Wenn die Bewegungen — er nimmt auf Grund seiner reinen Polarerfahrung nur Fließbewegungen an — derart differenziert sind, daß das Material eine Sortierung und Strukturierung erfährt (Steinnetze, Steinstreifen u. ä.), spricht er von „differenzierten Solifluktionsformen“. Im anderen Fall, wenn das Fließen in so ungeordneter Weise vor sich geht, daß

<sup>15)</sup> Frödin, J., Geografiska studier i St. Lule Alvs Källområde. Sver. Geol. Undersökn. Arsbok 7. C. 257. Stockholm 1914. — Ders., Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfließen in den alpinen Regionen des Schwed. Lappland. Lunds Univ. Arsskrift. N. F. Avd. 2. 14. Nr. 24. Lund u. Leipzig. 1918.

<sup>16)</sup> Sorensen, Th., Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. Medd. om Gronland 93. København. 1935.

<sup>17)</sup> Kaufmann, H., Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. Braunschweig. 1929.

keine regelmäßige Oberflächenstruktur, wohl aber gewisse Oberflächenformen (Fließerdezungen, Terrassen, Wülste, Blockströme, Erdgletscher) entstehen, spricht er von „amorpher Solifluktion“. Wir wollen diese Unterscheidung auch in unsere Terminologie übernehmen.

Anders ist es mit der von dem gleichen Verfasser vorgeschlagenen Definition der Solifluktion überhaupt. Sie ist nach ihm „die Erscheinung, daß eine Mischung (Suspension) von Fließerde und Wasser sich als Ganzes in mehr oder weniger leicht fließendem Zustand bewegt, den Regeln folgend, die für fließende Stoffe (Flüssigkeiten) gelten“. Dieser Definition ist eine Erklärung zugrunde gelegt, und zwar die, die in neuerer Zeit K. Gripp für die polaren Formen der Solifluktion gegeben hat und als „Brodelbodenhypothese“ bekanntgeworden ist. Wir werden aber sehen, daß damit ganz analoge Vorgänge und Formen in den Hochgebirgen der niederen Breiten, ja sogar schon in den Subpolargebieten ausgeschlossen werden. Daher ist eine allgemeine Fassung des Begriffs notwendig (s. unten!).

Eine weitere Typenunterscheidung bezieht sich auf den zeitlichen Rhythmus, in dem sich die Bewegungen abspielen. In den höheren Breiten liegt dem Vorgang der Solifluktion der Jahreszeitenunterschied und der jährliche Rhythmus zugrunde, wenn auch daneben Schwankungen in kürzeren Rhythmen eine Rolle spielen mögen. Die Miniaturformen der niederen Breiten sind aber jedenfalls ganz und gar beherrscht vom Tageszeitenklima und vom täglichen Frostwechsel<sup>18)</sup>. In den tropischen Anden, im äquatorialen Afrika und auf den südafrikanischen Drakensbergen habe ich diese Vorgänge eingehend beobachtet. Es ist gerade der Vorzug des tropischen Typus, daß man an ihm in wenigen Tagen den mehrfachen Wechsel der Gefrorenis und des Tausens in seinen Wirkungen verfolgen kann. Eine besondere Rolle kann dabei das Kammeis (Pipkrake) spielen. Es kann ohne weiteres auch materialsortierend wirken, indem es Steine stärker hebt als Feinerde und nach der Seite versetzt. In den Hochalpen konnten wir beobachten, daß diese Steinhebung auch kopfgroße Steine betrifft, so daß diese bei jedem Frostwechsel ein gutes Stück hangabwärts versetzt werden. Das sog. Rasenschälchen ist in den Hochalpen im wesentlichen eine Unterhöhlung der Rasendecke von unten her an einem „Solifluktionkliff“, an dem das Kammeis den Boden lockert. Die Windabbläsung kann dann noch hinzukommen, wie auf den Flugsandböden der

Gamsgrube an der Pasterze in den Hohen Tauern oder in Island, wo Sapper und Iwan ihre Beobachtungen angestellt haben. Bei der Bodenversetzung durch Kammeis handelt es sich nicht um eine Suspension und einen reinen Fließvorgang, sondern um Frosthebung und die nachfolgende Bildung eines Schlammbreies in einer ganz dünnen Schicht. Deckert<sup>19)</sup> hat dies aus den südlichen Appalachen sehr anschaulich beschrieben.

Für diese tageszeitliche Bodenversetzung in den tropischen Frostklimaten ist das Wort Solifluktion schon mehrfach verwandt worden, so von Scaetta für die Kirunga-Vulkane, von Kinzl für die Hochkordillere von Peru.<sup>1)</sup> Dagegen vermeidet Flüeckiger bei seiner schönen Darstellung der Frostböden des Kilimandscharo den Ausdruck Solifluktion bewußt. Wir fassen aber auch all diese Erscheinungen mit in den Begriff der Solifluktion; denn auch hier wäre eine scharfe Grenze kaum zu ziehen, da ja ganz ähnliche Formen und Vorgänge wie in den Tropen auch in den hochozeanischen Subpolargebieten (Kerguelen, Island) vorkommen, wo man auch bisher keine Veranlassung hatte, eine Grenze zu ziehen. Wir wollen aber im Typus unterscheiden zwischen einer „Jahreszeitensolifluktion“ in den hohen Breiten und einer „kurzperiodischen-wetterhaften“ bzw. „Tageszeitensolifluktion“ in den niederen Breiten. Wenn wir die Form der Eisbildung im Boden ausdrücken wollen, können wir von „Kammeissolifluktion“, die nur ein Spezialfall der Tageszeitensolifluktion ist, und als Gegenstück von „Tjälesolifluktion“ sprechen, die sich im Auftauboden über der Tjäle abspielt.

Daraus ergibt sich von selbst eine neue Definition, die dem sehr erweiterten Tatsachenschatz gerecht wird und die gesamten Solifluktionsvorgänge umfaßt: „Solifluktion im weitesten Sinn ist die Erscheinung, daß unter der Wirkung langdauernder, jahreszeitlicher oder kurzdauernder, sich häufig wiederholender bis allnächtlicher Gefrorenis des Bodens eine lebhaftere Verlagerung der Bodenteilchen stattfindet, die sich auf ebenem Gelände in der Bildung von Bodenstrukturen oder Bodentexturen (Frostgefügeböden), auf geneigtem Gelände auch bei ganz geringem Gefälle in einem beträchtlichen hangabwärts gerichteten Massentransport (Frostbodenversetzung) äußert.“

<sup>18)</sup> Vergleiche die Unterscheidung von Jahreszeiten- und Tageszeitenklimaten bei Troll, C., a. a. O., Peterm. Mitt. 1943.

<sup>19)</sup> Deckert, E., Nordamerika. 3. Aufl. Leipzig-Wien. 1913. S. 155/156.

Die unterschiedenen Typen sind die folgenden:

|   |   |   |
|---|---|---|
| nach der Formwirkung,                     | { Differenzierte Solifluktion<br>(mit Sortierung und Strukturierung),                 | { Amorphe Solifluktion<br>(ohne Sortierung und Strukturierung),   |
| nach dem Gelände<br>und der Bewegungsart, | { Hangsolifluktion oder<br>klinotrope Solifluktion<br>(gerichtet, hangabwärts),       | { Mikrosolifluktion oder endozyklische<br>Solifluktion (radial),  |
| nach dem zeitlichen<br>Rhythmus           | { Jahreszeitsolifluktion<br>(Wechsel von Wintergefrorenis und<br>sommerlichem Tauen), | { kurzperiodische wetterhafte bzw.<br>Tageszeitsolifluktion<br>(Wechsel von Frost und Tauen zwischen Tag<br>und Nacht oder in kurzen Frostwetterlagen), |
| nach der Art der Eisbildung               | { Tjåle-Solifluktion (gefrorener<br>Unterboden unter Auftauboden),                    | { Kammeis-(Pipkrake-)Solifluktion (Eisbildung nur in<br>der obersten Bodenschicht über Niefrostboden.   |

### 5. Mischtypen von Solifluktions- und organogenen Bodenformen

Neben den mineralischen Solifluktionsböden gibt es in einem über die Strukturbodengrenze hinaus erweiterten Klimabereich eine ganze Reihe von Bodenformen größeren oder kleineren Ausmaßes, die ebenfalls mit der Bodengefrorenis zusammenhängen, an deren Aufbau aber auch die lebende Pflanzendecke und die sie unterlagernden Humus- und Torfschichten einen starken Anteil haben. Bei ihrer Bildung sind neben den physikalischen Vorgängen im Boden auch biologische Erscheinungen im Spiele (verschiedene Bewachung, verschiedene organogene Bodenbildung), die ihrerseits wieder Unterschiede des Gefrierens und Auftauens im Boden bedingen. Auch hierbei ist zu unterscheiden zwischen Formen des ebenen und geneigten Geländes. Beispiele des ebenen Geländes sind die Torfhügel mit Eiskern (Palsen), die Rasenhügel Islands (Thufur), Schwedens (Tyve), der deutschen Mittelgebirge und der Alpen, die Zwergtorfhügel oder Bultenböden der mitteleuropäischen Gebirge, die Polygon Sümpfe Westsibiriens. Beispiele des geneigten Bodens: die sog. Strangmoore der nordischen Nadelwaldregion, bestimmte Girlandenböden und das Rasenwälden der Hochgebirge. Das Zusammenspiel der physikalischen und biologischen Vorgänge ist dabei meist noch nicht zufriedenstellend geklärt. Nur die Entstehung der *Strangmoore* (Rimpi-Moore Finnlands) mit ihrem rhythmischen Wechsel von Strängen und Flarken ist durch schwedische und finnische Gelehrte genau untersucht<sup>20</sup>). Die Verbreitung dieses Moortypus erstreckt sich durch die boreale Nadelwaldregion von Schweden bis Mittelsibirien, südwärts bis Ostpreußen und in Andeutungen in die Nadelwaldstufe der mittel-

europäischen Gebirge, außerdem durch die kanadische Nadelwaldregion, wo die Strangmoore, ähnlich wie in Europa, nordwärts an der Grenze der ewigen Gefrorenis in die Torfhügel- oder Palsmoore übergehen. Ihre Voraussetzung ist der Wechsel von winterlichem Bodenfrost und sommerlichem Auftauen. Die Vorgänge wirken sich im Hochmoortorf der Stränge und im Grasmoorboden der Flarke verschieden aus. Wechselnder Eisdruck und Schmelzwasserdurchtränkung erzeugen ein Gleiten des Torfes. Die Pflanzenwelt differenziert sich entsprechend diesen Bewegungen. Sie schafft ihrerseits wieder durch den Aufbau verschiedener Torfarten die Grundlage für die Sonderung der Oberfläche in die flachen Flarke (Rimpi) und die Strangwülste, die senkrecht zur Gefällsrichtung angeordnet sind. Wie schon G. Andersson und Hesselman vor 40 Jahren erkannten, handelt es sich auch hierbei um einen Solifluktionvorgang, also um *Solifluktionmoore*.

### 6. Solifluktion und Klima

Die Solifluktion und Strukturbodenbildung ist an kalte, frostreiche Klimate gebunden. Es gibt eine horizontale und vertikale Grenze der allgemeinen Solifluktion und der Strukturbodenbildung, die J. Büdel in den Gebirgen als „untere Blockmeergrenze“ bezeichnet und mit der Baumgrenze und Krummholzgrenze in Beziehung gebracht hat. Mit Rücksicht darauf, daß Mischformen organogener Böden wie Strangmoore und Rasenhügel, bei denen die Solifluktion mit im Spiele ist, einen weiteren klimatischen Spielraum haben als das allgemeine Bodenfließen und die Frostmusterböden, wollen wir die Grenze unzweideutig als *Strukturbodengrenze* bezeichnen. Im Hinblick auf die gesamte irdische Erscheinung ist die Lagebeziehung zur Schneegrenze wichtiger als die zur Baumgrenze, da in Trockengebieten die Baumgrenze fehlt und in den Tropen die Strukturbodengrenze unter Umständen bis 1000 m über die Baumgrenze zu liegen kommt. Dagegen liegt der Vergleich mit der eiszeitlichen Schneegrenze nahe.

<sup>20</sup>) Andersson, G. och Hesselman, H., Vegetation och flora i Hamra Kronopark. Meddel. fr. Statens Skogs-försökanstalt. Stockholm. 1907. — Tanntu, A., Über die Entstehung der Bulten und Stränge der Moore. Acta Forest. Fennica. IV. 1915. — Auer, V., Über die Entstehung der Stränge auf Torfmooren, Acta Forest. Fennica. XII. 1920.

Die Frost- und Solifluktionsklimate gehören aber den verschiedensten Klimatypen, von polaren bis äquatorialen Typen an. Man kann diese Klimareiche zu einem einheitlichen Klimabereich zusammenfassen, und von einem Bereich der morphologisch wirksamen Bodengefrornis sprechen. Das Verhältnis zu den anderen Klimabereichen sei in einer diagrammatischen Darstellung (Fig. 2) erläutert. Darin sind die Penck'schen Bereiche humid, arid und nival auf die drei Winkel eines Dreiecks verteilt und Trockengrenze und Schneegrenze so eingetragen, daß eine breite Berührung zwischen dem ariden und humiden Bereich einerseits, dem humiden und nivalen Bereich andererseits besteht. Eine ganz schmale Berührung zwischen dem nivalen und ariden Bereich ist mit Rücksicht auf die Verhältnisse in der Puna de Atacama vorgesehen, wo jedenfalls damit zu rechnen ist, daß im Höhenprofil das aride Klima bis zur Schneegrenze reicht. Eine Untergliederung teilt diese Bereiche in vollarid und semiarid, vollhumid und semihumid, wobei die Grenze zwischen vollhumid und semihumid so zu legen ist, daß auch eine breite Berührung des vollhumiden Bereiches mit der Schneegrenze entsteht. Semiarider und semihumider Bereich zusammen umfassen die periodisch trockenen Klimatypen.

Der Bereich der wirksamen Bodengefrornis liegt innerhalb des humiden Bereiches, z. T. des vollhumiden, z. T. des semihumiden, jeweils aber so, daß er an die Schneegrenze heranreicht. Dementsprechend ist die Strukturbodengrenze eingetragen. Es besteht die Möglichkeit, daß die Strukturbodengrenze auch noch über die Trockengrenze hinweg durch den semiariden Bereich durchgezogen werden muß mit Rücksicht auf die Verhältnisse in Zentralasien.

Man kann den Bereich der wirksamen Bodengefrornis wegen der Lage zur Schneegrenze als „subnival“ bezeichnen, wie ich es zuletzt (1941 bis 1944) vorgeschlagen habe. Mir schien der Ausdruck passender als die bisher gebrauchten Bezeichnungen subglazial, polar, arktisch und periglazial. J. G. Anderssons Bezeichnung „subglazial“ ist jedenfalls besser als „polare Bodenversetzungen“ (Passarge) oder „arktische Bodenformen“ (Salomon), die die Erscheinung in den Gebirgen ausschließen. Der von W. v. Lozinski<sup>21)</sup> eingeführte Begriff „periglazial“ ist an sich gut

<sup>21)</sup> Lozinski, W. v., Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima. Bull. Acad. Sciences Cracovie. Cl. Math.-Nat. 1909. — Ders., Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. Naturwiss. Wochenschr. 10, 1911 und Compt. Rend. XI. Geol. Congr. Stockholm 1910. Stockholm 1912.

und hat sich auch weitgehend eingebürgert. Er sollte ausdrücken, daß die entsprechenden Bildungen im Umkreis der eiszeitlich vergletscherten Gebiete vorkommen. Der Begriff ist aber dadurch schon im geologischen Sinn festgelegt und kann daher nicht gut auch im klimatischen Sinn neben dem Begriff nival verwandt werden. Ich habe aber heute auch gegen die Bezeichnung „subnival“ Bedenken. Denn A. Penck hat sie in seiner „Klassifikation der Klimareiche auf physiogeographischer Grundlage“<sup>22)</sup> bereits gebraucht, und zwar für humide Klimareiche mit einer jahreszeitlichen Schneedecke von über einem Monat

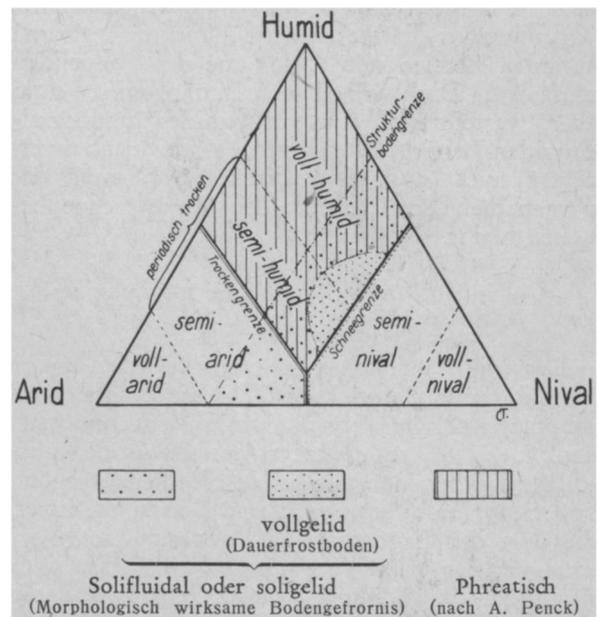


Fig. 2. Die Klimabereiche der Erde nach ihrer physiographischen Auswirkung (diagrammatisch dargestellt)

Dauer, in denen also Schneeschmelzhochwasser für den Abfluß charakteristisch sind. Es ist aber wohl nicht ratsam, den Begriff seines einmal festgelegten Sinnes zu berauben, wenn auch bemerkt werden muß, daß es ein subnivales Klima in der Penck'schen Fassung nur in den höheren Breiten der Nordhalbkugel und in Gebirgen der gemäßigten Breiten, nicht aber in den tropischen Gebirgen unterhalb der Schneegrenze und auch nicht in der hochozeanischen Subantarktis gibt. Es ist jedoch einer neuen Bearbeitung der Schneeklimareiche vorbehalten, hier bessere Gliederungen zu geben. A. Penck's Ausdruck „polar“ für die Gebiete der ewigen Gefrornis dürfte am besten völlig fallengelassen werden. Er paßt zu schlecht

<sup>22)</sup> Penck, A., Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. Sitz.-Ber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. Phys.-Math. Cl. XII. 1910.

für das nordöstliche Asien bis über den Baikalsee und in das Amurgebiet. Es kommt uns nach dem Gesagten in erster Linie auch darauf an, einen übergeordneten Begriff für die morphologisch wirksame Bodengefrorenis in allen Breiten der Erde zu finden. Ich möchte dafür die Ausdrücke „solifluidal“ oder „soligelig“ in Vorschlag bringen. Gegenüber der sprachlich schöneren ersten Form hat die zweite den Vorteil, daß man mit ihr den engeren Begriff „vollgelid“ für den Bereich der ewigen Gefrorenis bilden kann. In dem obigen Diagramm würde der vollgelide Bereich innerhalb des solifluidalen mit Anlehnung an die Schneegrenze einzutragen sein. *A. Pendes phreatische Klimaprovinz* (Grundwasserklimare) würde dann den ganzen humiden Bereich mit Ausnahme des vollgeliden umfassen. Die vollgelide Klimaprovinz muß aber, verteilt auf den vollhumiden und semihumiden Bereich, so eingetragen werden, daß daneben auch noch eine direkte Berührung der phreatischen Bereiche mit der Schneegrenze bestehen bleibt.

### 7. Die Solifluktion und die periglaziale Denudation in Europa

Daß die Solifluktion sehr starke flächenhafte Landabtragung bewirkt, ist für die polaren und subpolaren Breiten von Anfang an erkannt worden. *J. G. Andersson* betrachtet sie als den ausschlaggebenden Vorgang bei der Flächenabtragung und Peneplainbildung in diesen Zonen. Sie ist es, die dort der Landschaft ihre abgerundeten Formen verleiht. *O. Nordenskjöld* pflichtet ihm darin bei. *B. Högbom* konnte zeigen, daß die abtragende Kraft der Solifluktion die der Massenversetzungen in temperierten Klimaten bei weitem übertrifft. Trotz der sehr starken mechanischen Verwitterung vermag die Solifluktion das anfallende Schuttmaterial vollkommen zu verfrachten, und zwar wegen der Wasserübersättigung des Wanderschuttes auch auf sehr flach geneigtem Gelände, so daß Solifluktionsströme auch auf fast ebenen Küstenplattformen bis an den Strand wandern können und dort der Aufbereitung durch die Brandung unterliegen. Aus Einzelbeobachtungen geht wohl hervor, daß der Betrag der jährlichen Bodenversetzung meßbar ist und unter günstigen Umständen auch mehrere Meter betragen kann (*B. Högbom*), wobei immer zu berücksichtigen ist, daß es sich um flächenhafte Bewegungen handelt.

Erhärten werden diese Erkenntnisse durch reiches Beobachtungsmaterial aus dem periglazialen Bereich des eiszeitlichen Mittel- und Westeuropa, also durch Vorzeitformen der Solifluktion. Für das mitteleuropäische

Periglazialgebiet hat in den letzten Jahren *J. Büdel* weitaus die besten Beweise geliefert<sup>23)</sup>. In verschiedenen Landschaften (Alpenvorland, Wiener Becken, Allgäu, Rhön, Erzgebirge und Riesengebirge), für die er mit präziser Fragestellung die Punkte ausgesucht hatte, die eindeutige Antworten erwarten ließen, hat er Beobachtungen angestellt, die dem jahrzehntelangen Streit um die Bedeutung der diluvialen Vorzeitformen im unvergletscherten Mitteleuropa wohl eine endgültige Richtung weisen dürften. In aller Kürze ausgedrückt, handelt es sich um folgende Erscheinungskomplexe:

a) Der scharfe Gegensatz in der Oberflächengestaltung der Alt- und Jungmoränen des Alpenvorlandes, die völlig frische Erhaltung auch der Kleinformen der letzten Eiszeit, die ganz verwaschenen und „zerronnenen“ Formen der ihnen vorgelagerten, in der letzten Eiszeit dem Bodenfluß ausgesetzten Altmoränen. Im norddeutschen Vereisungsgebiet liegen die Verhältnisse schon nach den überzeugenden Forschungen von *K. Gripp*<sup>24)</sup> ganz ähnlich. Außerdem ließ sich dort an den Talformen des in der Weichseiszeit nicht mehr vergletscherten Großen Landrückens eine „fossile Grundwasserzertalung“ über einem damals gefrorenen Untergrund nachweisen.

b) An den Blockmeeren und Blockströmen der deutschen Mittelgebirge kann man zeigen, daß sie nicht nur von ihren Ausgangspunkten aus über ganz schwach geneigtes Gelände kilometerweit gewandert sind, sondern mit Hilfe von pollenanalytisch untersuchten Torfschichten, die die Blockmeere überlagern, den Nachweis erbringen, daß sie seit der letzten Eiszeit keine Bewegungen mehr ausgeführt haben.

c) Die jungen Schuttdecken aus ungeschichtetem, steinig-lehmigem Material, die die Talhänge, die Hochflächen und den Fuß der deutschen Mittelgebirge weithin überziehen und die früher oft als „Pseudomoränen“ beschrieben wurden, erweisen sich an allen schwach und mäßig geneigten Hängen als diluvialer Wanderschutt, dessen korradierende Kraft an seiner Sohle auch

<sup>23)</sup> *Büdel, J.*, a. a. O., u., Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch. 34. 7/8 (Progr.-H. „Diluvialgeologie und Klima“). 1944.

<sup>24)</sup> *Gripp, K.*, Über fossile Abtragungsformen im Diluvium Nordwestdeutschlands. Zentralbl. f. Min. etc. 1924. — *Ders.*, Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg 36. 1924. — *Ders.*, Eine morphologische Grenze im nordwestdeutschen Flachlande und ihre Bedeutung. Ztschr. Dt. Geol. Ges. 77. 1925. — *Ders.*, Diluvial-morphologische Probleme? Ebenda 84. 1932.

das sog. Hakenwerfen erzeugt hat. *Büdel's* systematische Beobachtungen unter verschiedenen Bedingungen des Gesteins und der Exposition ergaben, daß auf Gehängen bis zu einer Neigung von 15 bis 17°, ausnahmsweise sogar bis 27°, die eiszeitlichen Wanderschuttdecken erhalten sind und durch die viel schwächeren rezenten Abtragungsvorgänge nicht mehr beseitigt werden konnten. Erst bei stärkeren Neigungen können wir mit fühlbaren Veränderungen der Oberfläche in der Gegenwart rechnen, von besonders rutschfreundigen tonig-mergeligen Gesteinen abgesehen, wie etwa den Cyrenenmergeln, den Opalinustonien oder den Flyschmergeln des Wiener Waldes, an denen Göttinger seine Studien über „Gekrieche“ angestellt hat. Und selbst bei diesen finden die Bewegungen vorwiegend auf Wiesenboden, viel weniger auf dem natürlich waldbestockten Gelände statt.

d) Aus diesen Tatsachen geht auch hervor, daß die Verebnungsflächen der deutschen Mittelgebirge, die Rumpfflächen der älteren Gebirge und die Landterrassen des Schichtstufenlandes schon in der Eiszeit ihre letzte, damals allerdings sehr energische Überformung erhielten. Vor allem müssen wir die Bildung der Ursprungsmulden (Dellen), die ja bis zu dem Punkt, wo die fluviatile Zertalung des noch heute wirksamen Gewässernetzes einsetzt, Denudationsformen sind, der eiszeitlichen Solifluktion zuschreiben, wofür schon *E. Martin*<sup>25)</sup> und *P. Kefler*<sup>26)</sup> gute Beobachtungen gebracht hatten. Dies schließt natürlich nicht aus, für die Rumpfflächen als Großform eine ältere tertiäre Anlage anzunehmen.

e) Besonders lehrreiche periglaziale Ablagerungen und Formengruppen entstehen, wenn Solifluktionsschutt mit eiszeitlich angewehemem Löß in Verknüpfung oder gar in Wechsellagerung tritt. Hierher gehören weitaus die meisten der so verbreiteten *asymmetrischen Tallandschaften* des periglazialen West-, Mittel- und Osteuropas, nämlich diejenigen, bei denen die obersten Talverzweigungen asymmetrische Hangprofile und asymmetrischen Bau aufweisen, der nach der Himmelsrichtung orientiert ist, und zwar mit der Lage der flachen Hänge auf der westlichen, südwestlichen oder nordwestlichen Talseite. Die Täler sind, wie die an den flachen Hängen fast bis zur Talsohle herabziehenden Überkleidungen von Wanderschutt oder Lößlehm beweisen, eiszeitlicher Entstehung.

<sup>25)</sup> *Martin, E.*, Bodenflußerscheinungen im Frankenswald und im Vogtland. Freie Wege vergleichender Erdkunde (Festschr. E. v. Drygalski). München u. Berlin. 1925.

<sup>26)</sup> *Kefler, P.*, Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart. 1925.

Auch kann kein Zweifel mehr herrschen, daß die Erscheinung im ganzen (von möglichen Einzelfällen tektonischer Erklärung abgesehen) auf paläoklimatische Ursachen zurückgeht. Unklar ist nach den neuen Arbeiten nur noch, ob es sich dabei um die ungleiche Exposition zur Sonnenstrahlung oder zu den herrschenden Windrichtungen handelt, vielleicht auch um beides. Das erste hatte *H. Lösche*<sup>27)</sup> für die asymmetrischen Täler des Erzgebirges angenommen, wobei die Ursache in der verschiedenen Auftautiefe der beschatteten und besonnten Talhänge gesucht wurde. *J. Büdel* dagegen nimmt, am Beispiel der Hochterrassenzertalung der Inn-Salzach-Platte, die herrschende Windrichtung als Ursache an, aber nicht in der einfachen Form der älteren Theorien von *A. Penck* oder *Smolenski* oder *Tietzes* Lößwindtheorie, sondern durch das Zusammenwirken von Löß- und Schneeanwehung auf dem leeseitigen Talhang, die zusammen eine stärkere Solifluktion und damit indirekt eine einseitige Abdrängung des Baches nach der Gegenseite erzeugten. Zur endgültigen Lösung dieser Frage ist vor allem ein vergleichendes Kartenstudium mit statistischen Ermittlungen der vorkommenden Expositionsrichtungen in den verschiedenen Landschaften West-, Mittel- und Osteuropas nötig.

f) Ein letzter, sehr wichtiger Erscheinungskomplex ist die wechselnde eiszeitliche Aufschotterung und Erosion in den nichtglazialen Schotterfeldern und Flußtälern Mitteleuropas. Die schon in den klassischen Arbeiten *W. Soergels*<sup>28)</sup> niedergelegten Tatsachen konnten von *Büdel* besonders schön an den aus dem unvergletschert gebliebenen Ostalpengebiet Niederösterreichs austretenden Flüssen (Wiener Becken, Traisen), aber auch im Allgäuervorland und am Nordfuß der deutschen Mittelgebirge bestätigt werden. Die eiszeitlichen Terrassen zeigen dort den gleichen Rhythmus von Aufschotterung und Erosion wie die fluvioglazialen Schotterfelder, aber lediglich auf Grund der im Wechsel von eiszeitlichem Tundren- und zwischen-eiszeitlichem Waldklima schwankenden Schuttlieferung. Der Wanderschutt, der am Fuße der Gebirge ganz besonders zur Anhäufung kam (vgl. die Studie *Arnolds* über den Periglazialschutt am Fuße des Eulengebirges<sup>29)</sup>), belastete eben auch das ganze Flußsystem und führte gleichzeitig mit den fluvioglazialen Aufschotterungen vom Eisrand her zu einer allgemeinen periglazialen Auf-

<sup>27)</sup> *Lösche, H.*, Lassen sich die diluvialen Breitenkreise aus klimabedingten, diluvialen Vorzeitformen rekonstruieren? Aus d. Arch. d. Dt. Seewarte. 48. Bd. Nr. 7. Hamburg. 1930.

<sup>28)</sup> *Soergel, W.*, Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin. 1921.

<sup>29)</sup> *Arnold, H.*, Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. Diss. Breslau. 1938.

schotterung der Flüsse und im Gesamtbild zu vollgliederten eiszeitlichen Terrassenlandschaften.

Die Erkenntnis, daß das Oberflächenbild des nichtvergletscherten West- und Mitteleuropa zum allergrößten Teil noch heute die Züge der eiszeitlichen Formbildung trägt, ist keineswegs neu. In Südengland ist man durch Beobachtungen an auffallenden Ablagerungen von Wanderschutt („Warp“, „Rubble drift“, „Head“, „Trail“) schon sehr frühzeitig, seit 1866, auf die Rolle des Bodenfrostes für die eiszeitliche Hangabtragung aufmerksam geworden<sup>30)</sup>, längst vor dem Studium der rezenten Solifluktion in den Polargebieten. In den USA. ist Kerr<sup>31)</sup> Schrittmacher dieser Erkenntnis gewesen, in Deutschland *Blanckenhorn*<sup>32)</sup>. Später haben *W. v. Lozinski*, *S. Passarge*, *W. Salomon*, *H. Harrassowitz*, *E. Kraus*, *E. Martin*, *K. Quiring*<sup>33)</sup>, besonders eingehend und erfolgreich *P. Kefßler*<sup>34)</sup> diese Anschauungen weiter entwickelt. In der deutschen Geographie wirkte im allgemeinen aber *W. Pencks* morpho-tektonische Lehre und seine strikte Ablehnung vorzeitklimatischer Erklärungen sehr hemmend, wobei auch immer wieder *Götzingers* Studie aus

dem Wiener Walde<sup>35)</sup> mit viel zu wenig Kritik verallgemeinert wurde. Die Behandlung der Blockmeerfrage und der Bodeneisfrage durch *C. Schott*<sup>36)</sup> und die Stellungnahme *A. Pencks* auf der Internationalen Quartärkonferenz zu Wien 1936<sup>37)</sup> haben die Anerkennung der periglazialen Vorzeitklimatologie in der deutschen Geographie weiter verzögert, was sich auch noch in den Darstellungen des Problems in den neueren geomorphologischen Werken von *F. Machatschek* und *O. Maull* ausgewirkt hat. Die Zurückhaltung gegen die Vorzeitklimatologie mag z. T. auch darin ihren Grund gehabt haben, daß eine andere, ziemlich gleichzeitig mit der periglazialen vorgetragene vorzeitklimatische Lehre, die Annahme vorzeitlicher Wüstenformen für die morphologische Ausgestaltung der deutschen Sandsteingebirge durch *E. Obst*<sup>38)</sup> und *S. Passarge*<sup>39)</sup> wenig glücklich war und keine Bestätigung fand. Durch sie wurde namentlich *A. Heitners* wertvolle Darstellung der Oberflächenformen des Festlandes (1921) gegen vorzeitklimatische Gedanken eingenommen. Die scheinbaren Wüstenformen lassen sich heute z. T. auf periglaziale, solifluidale Ursachen, z. T. auf rezentes Wüsten-Mikroklima (Wabenverwitterung) zurückführen, worüber an anderer Stelle zu berichten sein wird.

Die Erkenntnisse der periglazialen Geomorphologie werden noch erheblich gestützt durch die Forschungen über das Eiszeitklima. Namentlich *W. Soergel*<sup>40)</sup> hat sowohl auf paläobiologischem Wege (durch Studien über eiszeitliche Wirbeltiere) als auch durch Studien über fossile Eiskeilspalten den Nachweis hocharktischer Klimabedingungen im eiszeitlichen Mitteleuropa erbracht, mit Temperaturenniedrigungen von mindestens 11–12° im Jahresmittel gegen-

<sup>30)</sup> *Fisher*, O.: On the Warp. *Quat. Journ. Geol. Soc.* 22. 1866. — *Geikie*, J., *The Great Ice Age*. 3rd Ed. London. 1874. — *Wood*, S. W., On the newer Pliocene Period in England. *Quat. Journ. Geol. Soc.* 38. 1882. — *Davison*, Ch., On the creeping of the soil cap through the action of the frost. *Geol. Magaz.* 6. 1889.

<sup>31)</sup> *Kerr*, W., On the action of frost in the arrangement of superficial earthy material. *Am. Journ. Science.* 121. 1881.

<sup>32)</sup> *Blanckenhorn*, M., Pseudoglaziale Erscheinungen in den mitteleuropäischen Gebirgen. *Ztschr. Dt. Geol. Ges.* 47. 1895. — *Ders.*, Theorie der Bewegungen des Erdbodens. *Ebenda* 48. 1896.

<sup>33)</sup> *v. Lozinski*, W., a. a. O. — *Passarge*, S., Über die Abtragung durch Wasser, Temperaturgegensätze und Wind, ihren Verlauf und ihre Endformen. *Geogr. Ztschr.* 1912. — *Ders.*, Morphologie des Meßtischblattes Stadtremda. Hamburg. 1914. — *Ders.*, Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften. *Pet. Mitt.* 1919. — *Ders.*, Landschaftskundliche Charakteristik der Rhön im Bereich des Meßtischblattes Kleinsessen etc. *Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg.* 1933. — *Salomon*, W., Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung der deutschen Landschafts- und Bodenformen. *Geol. Rdsch.* 7. 1916. — *Ders.*, Felsenmeere und Blockstreuungen. *Sitz.-Ber. Heidelberg. Akad. d. Wiss. Math.-Naturw. Kl. A.* 3. 1924. — *Harrassowitz* (*Meyer*), *H. L. F.*, Die Blockfelder im östlichen Vogelsberg. *Ber. Versammlung Niederrhein. Geol. Ver.* 1916. Bonn. 1917. — *Kraus*, E., Über Block- und Felsbildungen in Deutschland und ihre Bedeutung für die Erschließung des Vorzeit-Klimas. *Geol. Arch.* 1/3. Königsberg. 1923. — *Martin*, E., a. a. O. — *Quiring*, H., Neue Beiträge zur Geologie des Siegerlandes und Westermaldes. I. Die periglazialen Blockströme (Erdgletscher) am Nordrand des Hohen Westerwaldes. *Jb. Pr. Geol. Landesanst.* 49/I. Berlin. 1928.

<sup>34)</sup> *Kefßler*, P., a. a. O.

<sup>35)</sup> *Götzinger*, G., Beiträge zur Entstehung der Berg- rückenformen. *Geogr. Abh.* IX. 1907.

<sup>36)</sup> *Schott*, C., Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. *Forsch. z. dt. Landes- u. Volkskde.* 29/1. 1931. — *Ders.*, Das Problem des Dauerfrostbodens in den Randgebieten des nordischen Inlandeises. *Ztschr. Ges. f. Erdkde.* Berlin. 1932.

<sup>37)</sup> *Penck*, A., Das Klima der Eiszeit. *Verhdl.* III. Intern. Quartär-Konferenz 1936. Wien. 1938.

<sup>38)</sup> *Obst*, E., Die Oberflächengestaltung der schlesisch-böhmischen Kreideablagerungen. *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg.* 24. 1909.

<sup>39)</sup> *Passarge*, S., Wüstenformen in Deutschland? *Geogr. Ztschr.* 17. 1911.

<sup>40)</sup> *Soergel*, W., Die eiszeitliche Temperaturminderung in Mitteleuropa. *Jahresber. in Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.* 31. 1942. — *Ders.*, Der Klimacharakter der als nordisch geltenden Säugetiere des Eiszeitalters. *Sitz.-Ber. Heidelberg. Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl.* 1941. Heidelberg. 1943.

über der Gegenwart, also noch weit über das hinausgehend, was A. Penck ursprünglich angenommen hatte. Zuletzt hat auch Penck mit einer Temperaturerniedrigung von mindestens  $10^{\circ}$  C gerechnet<sup>41)</sup>.

Im eiszeitlichen Mitteleuropa hat es sich um ewige Gefrorennis bis in größere Tiefe, also auch um Tjalesolifluktion gehandelt. Über die Tiefenerstreckung des sommerlichen Auftaubodens, die von der sommerlichen Erwärmung des Eiszeitklimas beherrscht ist, können wir uns eine Vorstellung machen auf Grund der zuerst 1925 von A. Steeger als periglazial erkannten und seitdem immer zahlreicher untersuchten Bodenfroststrukturen oder

#### 8. Die solifluidale Denudation in den Gebirgen niederer Breiten

Auch in den Gebirgen niederer Breiten wirkt sich heute die Bodengefrorennis in einer starken solifluidalen, jedoch nach Vorgang und Rhythmus ganz verschiedenen Abtragung aus. Es herrscht eine nur oberflächliche, wetterhafte oder Tageszeitensolifluktion, die nicht in einem jahreszeitlichen Fließen, sondern auf einer Häufung kleiner alltäglicher, in den Tropen ganzjähriger Hangversetzungen der obersten Bodenschichten besteht. Eine Einschränkung besteht aber insofern, als die wirksame Bodeneisbildung dort noch viel stärker als in den hohen Breiten von der Eignung des Gesteins und von der Bodenart ab-



Abb. 1. Solifluktionsformen in der Tonschieferzone der Cordillera Real Boliviens

Die bei etwa 4700 m Höhe verlaufende Strukturbodengrenze ist durch das plötzliche Aussetzen des Pflanzenwuchses (linke Bildhälfte) angezeigt. Beachte die Wanderbahnen des Solifluktionsschuittes in den Denudationswannen! Im Hintergrund die dunklen zackigen Formen der Kontaktzone und die den Granitkern bildenden Gipfel des Chearoco-Chachacomani-Massivs. Standpunkt 5035 m. Aufn. C. Troll, 7. 7. 28.

„Kryoturbaten Ablagerungen“ (Taschenböden, Würgeböden, Brodelböden usw.). Am Niederrhein, wo sie Steeger vor kurzem einer neuen Darstellung unterzogen hat<sup>42)</sup>, lassen sie auf eine sommerliche Auftautiefe von 2 bis 2,5 m, in Holland nach Edelmann, Florschütz und Jeswiet<sup>43)</sup> bis über 3 m schließen. Bis zu dieser Tiefe muß also die Solifluktion gewirkt haben, was als die Voraussetzung für eine äußerst kräftige Bewegung und Abtragung angesehen werden kann.

<sup>41)</sup> Penck, A., Die Strahlungstheorien und die geologische Zeitrechnung. Ztschr. d. Ges. f. Erdkde. Berlin. 1938.

<sup>42)</sup> Steeger, A., Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Geol. Rdsch. 34. 7/8 (Progr.-Heft „Diluvialgeologie und Klima“). 1944.

<sup>43)</sup> Edelmann, C. H., Florschütz, F. u. Jeswiet, J., Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. Verhandl. v. h. Geol. Mijnbouw. Genootsch. v. Nederland en Kolonien, Geol. Ser. Deel 11. 1936.

hängt, nämlich von dem Vorhandensein bindiger, wasserhaltiger und kolloidreicher, also „frostgefährlicher“ Böden. Wenn diese gegeben sind, ist die Solifluktion allerdings enorm wirksam. Das tägliche Durchpflügen der obersten Bodenschichten im Wechsel von Eisbildung und Tauen wirkt so stark, daß, auch bei geringsten Hangneigungen, ja auch auf ganz ebenem Boden, völlig vegetationslose Oberflächen entstehen. Dies ist z. B. in den tropischen Anden Boliviens, wo die Zone der ganzjährigen Frostwechsel bei 4700 m beginnt, auf den devonischen Tonschieferböden der Fall, während durchlässige, nicht frostgefährliche Schutt- und Felsböden in gleicher Höhe daneben noch recht üppige Stauden- und Grasvegetation tragen können (vgl. Abb. 1). Es sind „Mobilideserta“ in der Sprache der Schweizer Geobotaniker, aber in diesem Fall nicht durch den Wind, sondern durch das Bodeneis bewegte Böden. Die Kämme und Wasserscheiden sind in die-

sen Gesteinszonen durch die lebhaft solifluidale Denudation, nicht etwa durch Flächenspülung stark zugerundet während andere Gesteine daneben scharfe Formen erhalten können. Auch *H. Kinzl* hat für die peruanische Cordillera Negra die Meinung ausgesprochen, daß die sanften Hangformen dieser Kordillere durch die starke Solifluktion entstanden seien <sup>44)</sup>.



Abb. 2. Arktische Solifluktionsformen in der Tundrelandschaft der Taimyr-Halbinsel (Nordsibirien).

Die als Härtlingsrippen hervortretenden Zonen dunkleren Gesteins heben sich scharf ab von den frostgefährlichen, tonigen, hellen Böden, die oberflächlich alle Einzelheiten starken Bodenflusses erkennen lassen. Aufn. Arktisflug des „Graf Zeppelin“ 1931

Die Großformen dieser spezifisch tropischen Solifluktion unterscheiden sich aber nicht wesentlich von denen arktischer Solifluktionslandschaften, wie ein Vergleich von Abb. 2 mit Abb. 1 zeigen mag. In beiden Fällen bewegt sich der Schutt von den flachen Rücken in der Richtung der stärksten Neigung in die sanften Ursprungmulden (Denudationswannen) der obersten Talverzweigungen hinein; die aus der Entfernung sichtbaren Wanderbahnen (Steinstreifenböden), anfänglich parallel, laufen langsam gegen den Taltrichter am Grunde der Denudationswannen zusammen. Der Unterschied ist lediglich in der Art der Differenzialbewegungen gegeben.

Auch in den Hochanden gab es eine eiszeitliche periglaziale Solifluktion. Denn die Moränen der vorletzten Eiszeit, die im Vorlande der Cordillera Real völlig eingeebnete, „greisenhafte“ Hochflächen bilden, unterscheiden sich völlig von den

Moränen der letzten Eiszeit, die sich als scharf gezeichnete Wälle und Moränenterrassen in die weiten Talwannen einlagern <sup>45)</sup>. Eine Lößauflagerung, wie wir sie auf Altmoränen des Alpenvorlandes gewohnt sind, auch eine tiefgründige humide Verwitterung fehlt auf den dortigen Altmoränen. Aber ihre ursprünglichen Oberflächenformen haben sie so weit eingebüßt, daß man heute keine Endmoränen oder Stillstandslagen mehr erkennen kann. Dies kann in den tieferen Lagen von 4000 bis 4700 m nur die Wirkung eines letzteiszeitlichen Solifluktionsklimas sein. Denn die heutige Solifluktion finden wir auch auf diesem Moränenvorland nur dort, wo die Moränen ausnahmsweise auf über 4700 m ansteigen. Aus dieser Höhe stammt die Abb. 3, die den Vorgang der lebenden Solifluktion zur Darstellung bringt. Die in einem täglichen Bodenauffrieren sich abspielende Solifluktion steht im Kampf mit der Vegetation, die auf einzelne Raseninseln beschränkt ist, die noch ein höheres Abtragungsniveau anzeigen („Rasenzeugen“). Die dreieckigen Rasenzeugen werden an der hangabwärts gekehrten Seite durch Kammisauffrierung in Form niedriger Kliffs unterhöhlt. Nur auf dem nicht geneigten Boden vor



Abb. 3. Kampf der tropischen Tageszeiten-Solifluktion mit der Vegetation auf dem völlig eingeebneten Altmoränengelände des Vorlandes der Cordillera Real Boliviens.

(Hintergrund Caca-Aca-Massiv), vgl. Text. Aufn. C. Troll, 27. 6. 26

dem Kliff ist eine Insel von Miniatursteinnetzen entwickelt, sonst zeigt der langsam wandernde Auffrierboden keine Frostmuster, sondern nur krümelige Auffriererde.

\*

<sup>45)</sup> Vgl. die photogrammetrisch aufgenommene Karte des NW-Teiles der Cordillera Real 1:50 000 von C. Troll in *Pet. Mitt.* 1935. Tafel 25.

<sup>44)</sup> *Kinzl, H.*, in *Sapper, K.*, Geomorphologie der feuchten Tropen. Leipzig-Berlin, 1935. S. 135.

Bei der geschilderten Sachlage ist es wohl berechtigt, eine besondere klimatische Form der Denudation, die solifluidale Flächenabtragung zu unterscheiden und dem solifluidalen Formenschatz auch in den Darstellungen der Geomorphologie und der exogen-dynamischen Geologie in Zukunft einen eigenen Platz neben der glazialen, marinen, äolischen und fluvialen Dynamik einzuräumen. Nach der Terminologie von *W. M. Davis*, der bei seiner deduktiven Erklärung der Landformen einen humiden, ariden und glazialen Zyklus unterschieden hat, würde die solifluidale Abtragung in den Gesamtbereich des fluvialen Zyklus gehören. Doch ist wohl ersichtlich, daß diese Terminologie den Tatsachen nicht

mehr gerecht werden kann. Die solifluidale Denudation ist weitaus die stärkste Form der flächenhaften Abtragung innerhalb des humiden Bereichs, auf jeden Fall innerhalb der ständig beregneten, vollhumiden Klimate. Wir können ihren Einflußbereich mit Hilfe der Strukturbodengrenze nicht nur als Ganzes gegen den restlichen humiden Bereich gut abgrenzen, sondern können auch innerhalb ihres Bereiches feinere Unterscheidungen nach dem jeweiligen Klimatyp, also geographisch in Beziehung zu den Klimagürteln und Klimastufen der Erde vornehmen. Die Zeit ist vielleicht nicht mehr allzufern, wo wir nicht nur Karten der eiszeitlichen Vergletscherung, sondern auch genauere klimatische und landschaftskundliche Karten unserer eiszeitlichen Erde zeichnen können.

## JASMUND UND MÖEN, EINE GLACIALMORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNG

*K. Gripp*

Mit 7 Abbildungen

Ein dienstlicher Auftrag führte mich Anfang 1944 für zwei Tage nach Jasmund auf Rügen. Um die dortigen Oberflächenformen verstehen zu können, legte ich auf M-Bl 14447 Sagard die Höhengschichten mit Buntstiften farbig an, da auf diese Weise die Oberflächengestalt deutlich hervortritt. So ergab sich schon daheim, daß in Jasmund zwei Gruppen von schmalen, parallelen Höhenzügen bogenförmig aufeinanderzulaufen. Dies konnten nur Reste von zwei gewaltigen Stauch-Endmoränen sein, ähnlich denen, die wir auf Spitzbergen dort angetroffen hatten, wo Eiszungen in lockere Absätze vorgedrungen waren, und diese vor sich in Schuppen - Falten zusammengedrückt hatten. (Abb. 1.)

Dort, wo in Jasmund die Höhenzüge der beiden Stauch-Endmoränen aufeinander stießen, erhoben sie sich am höchsten — bis zu 160 m — über dem nahen Meere. An dessen Steilufeln streichen die einzelnen Stauchwälle heute nach Osten und Norden in das Meer hinaus.

Der Besuch einiger Kreidegruben bei Sagard ergab, daß unter jedem Höhenzug der Stauchmoräne ein Streifen von Schreibkreide sitzt, während dicht daneben, unterhalb der Talungen zwischen den Rücken nur Sande und Mergel, die während der diluvialen Eiszeit entstanden, auftreten. Dies war in seiner Regelmäßigkeit schon erstaunlich, aber noch mehr überraschte,

daß die Schreibkreide auch in der Tiefe nicht aus einheitlichen Lagen und festgefügtten Bänken bestand, wie sonst in Norddeutschland, sondern unter Erhaltung der Grenzen der Bankung nach allen Richtungen zu grobem Grus zerbrochen war.

Die Begehungen zeigten weithin den gleichen Befund, im Binnenlande wie an den Steilufeln zwischen Saßnitz und Stubbenkammer; überall im Bereich der Stauch-Endmoränen wechselten schmale Streifen von zerbröckelter Kreide mit solchen aus eiszeitlichen Absätzen ab. Dies und die so gut erhaltenen Versteinerungen in der Kreide lockten zu näherer Beschäftigung. Aber zunächst kam das Kriegsende, damit neue, andere Arbeit, und für die Probleme von Jasmund blieb keine Zeit.

Auf der Suche nach einem interessanten Buch für die Weihnacht 1945 stieß ich auf ein im Jahre 1937 in Kopenhagen erschienenes Werk von über 400 Seiten: *V. Hintze*, Möens Klints Geologi.

Möen ist das Gegenstück zu Jasmund. Auch hier entblößt die Brandung der Ostsee in einem hohen Kliff schmale Streifen gestört liegender Kreide. (Abb. 2.) Auch hier ist diese zerbröckelt, und das an die Küste anschließende Gelände weist weithin ähnliche schmale, parallele Höhenzüge auf wie Jasmund.