MEDDELELSER OM GRØNLAND
UDGIVNE AF
KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND
Bd. 94 · Nr. 5

EINIGE UNTERSUCHUNGEN ZUR MORPHOLOGIE OSTGRÖNLANDS

VON

HANS POSER

MIT 24 FIGUREN IM TEXT

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1932

INHALT

	Seite
Vorbemerkung	5
A. Die Strandlinien	7
1. Höhenlage und Charakteristik der Strandlinien	7
2. Das relative Alter der Strandlinien	14
B. Frost- und Auftauboden	17
1. Der Dauerfrostboden, seine Mächtigkeit und Struktur	17
2. Mächtigkeit und Temperaturen des Auftaubodens	21
C. Formen und Vorgänge der Verwitterung und Abtragung	30
1. Chemische und mechanische Verwitterung	30
2. Wirkungen des Windes	33
3. Die Solifluktion	36
4. Wirkungen des Schmelzwassers	40
a. Talbildung	40
b. Abspülung	45
D. Einige arktische Bodenformen	49
1. Strukturboden (Steinnetzwerk, Steinstreifen)	49
2. Spaltenboden, Pflasterboden	54

VORBEMERKUNG

Als Teilnehmer an der von Dr. Lauge Koch geleiteten Dänischen Expedition nach Ostgrönland im Sommer 1931 hatte ich während des einmonatigen Landaufenthaltes (August) oft Gelegenheit zu morphologischen Studien, die allerdings wegen anderer Verpflichtungen in einer geologischen Arbeitsgruppe unter Führung von Prof. Dr. Frebold nicht immer ganz systematisch betrieben werden konnten. Trotz mancher Mängel hinsichtlich der Geschlossenheit des Beobachtungsmaterials möchte ich dieses im folgenden dennoch mitteilen, da unsere Kenntnis von der Morphologie von Ostgrönland an sich noch gering ist.

Den Herren Dr. Lauge Koch und Professor Dr. H. Frebold, die meine Beobachtungsarbeiten im Gelände weitgehend begünstigten, möchte ich auch hier meinen ergebensten Dank sagen. Zu Dank verpflichtet fühle ich mich auch Herrn stud. mag. G. Seidenfaden gegenüber, der sich in selbstloser Weise um eine gute Wiedergabe der Zeichnungen und Photographien bemühte.

A. Die Strandlinien.

1. Höhenlage und Charakteristik der Strandlinien.

An verschiedenen Lokalitäten, die in dem Kärtchen Figur 1 gekennzeichnet sind, wurde von mir mit Hilfe von Paulin-Höhenmessern die Höhenlage einer Reihe von Strandlinien bestimmt. Um einigermassen richtige Werte ermitteln zu können, war eine Vielzahl von Einzelmessungen nötig; denn selbst die unteren, besterhaltenen Strandterrassen sind lokal oft sehr erheblich durch Solifluktion und Abspülung verändert, in Richtung auf sie durchschneidende Täler, besonders aber in Richtung auf die heutige Küste stark abgeflacht worden. Die Bestimmung dieser unteren, aus Block-, Kies- und Sandmaterial aufgebauten Strandterrassen und besonders ihre Deutung als solche ist durch das Vorkommen von Muschelschalen relativ leicht gegenüber der Deutung jener höheren, meist sehr schmalen, muschelfreien und nur restartig an den Gesteinswänden auftretenden Terrassen. Da im letzteren Falle durch Abtragungsvorgänge herauspräparierte, flach lagernde festere Gesteinsschichten oder auch längere Solifluktionsterrassen äusserlich sehr leicht Strandlinien vortäuschen können, wurden nur solche Terrassen in ihren Höhenlagen gemessen und als Strandlinien betrachtet, die sich an den Hängen auf weite Strecken hin kontinuierlich fortsetzen, wenigstens noch oberflächlich blockiges und kiesiges, also küstennahes Ablagerungsmaterial aufweisen und im Hintergrunde durch eine als Küstenkliff deutbare Gesteinswand abgeschlossen werden. Diese Gesichtspunkte ergaben sich naturgemäss erst aus der Beobachtung selbst. Die besterhaltenen Strandlinien finden sich vornehmlich im Innern der Fjorde und hier besonders in den niedrigen Vorländern und in Küstenbuchten an flacheren Hängen. An den sehr steilen und schroffen Fjordhängen, gleich aus welchem Gestein sie bestehen, sind höhere Strandlinien seltener zu beobachten, die unteren muscheltragenden und sicher auch jüngsten Strandlinien resp.-Terrassen auch hier häufiger.

An der nördlichen Westküste von Wollaston-Vorland steigt von der Küste des Young-Inlet aus flaches Gelände in einer Breite von

1 bis 2 km in Terrassen gegen ein steileres Gebirge an, das im Granitsattelberg ca. 450 m, in Cardiocerasberg (Basalt) ca. 800 m Höhe hat. Der Uebergang vom terrassierten Vorland zur Gebirgszone wird von steileren Blockschutthängen gebildet. Die einzelnen Terrassen sind bis zu einigen hundert Metern breit und fallen leicht gegen den Fjord hin

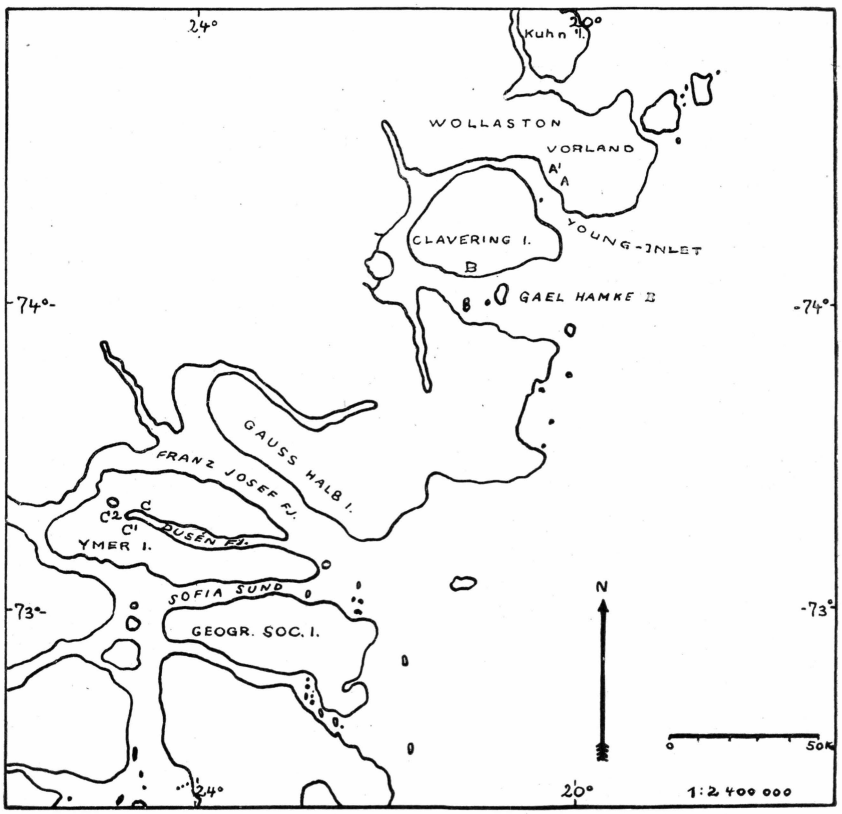


Fig. 1. Kärtchen vom nördlichen Ostgrönland (Umrisse nach H. G. BACKLUND[1]), ergänzt). A, A^1, B, C, C^1 und C^2, Lokalitäten der gemessenen Strandlinien.

ein. Bei der Lokalität A (Fig. 1) ergab sich für die unterste Terrasse, die nach allen Seiten hin weiter verfolgbar und oberflächlich teils mit Tundra, vorherrschend aber mit einem Kiespanzer überzogen ist, eine durchschnittliche Höhe von 11,5 m[2]). Die Terrassenstufe ist im all-

[1]) H. G. BACKLUND: Über die Lagerungsbedingungen eines Torffundes usw. Medd. om Grönland, Bd. 87, 1, S. 4 (Karte). 1931.

[2]) Alle Höhen sind auf die Hochwassermarke am Strande bezogen. Hier wurde vor und nach der Vermessung eines Terrassenprofiles der Luftdruck bestimmt, und seine Änderung bei der Höhenermittlung jeder einzelnen Terrasse berücksichtigt.

gemeinen steil konvex. Die nächstfolgende Terrasse, im Äusseren der ersten ziemlich gleich, wurde zu 18,5 m bestimmt. In der Nähe ihrer wohl durch Solifluktion stark abgeflachten Stufe sind der Terrasse an zwei Stellen annähernd stufenparallele Wallformen von 23,5 und 24 m absoluter Höhe aufgesetzt. Sie sind in ihrem ganzen Habitus der Terrasse gleich und dürften vielleicht als nehrungsähnliche Strandwälle aufgefasst werden. Muschelschalen auf beiden Ebenheiten liefern den Beweis für Strandterrassen. Eine dritte Terrasse, von der gleich guten Kontinuität der beiden ersten, ist fast vollständig mit Tundra überwachsen und ergab Höhenwerte um 33 m herum. Muschelschalen wurden hier nicht gefunden, was ihr eventuelles Vorhandensein jedoch nicht ausschliesst. Weitere Stufen und Terrassen in höherem Gelände erwiesen sich bei der geologischen Aufnahme dieses Gebietes als gesteinsbedingt.

Annähernd dieselben Höhenwerte für die einzelnen Terrassen wurden weiter fjordeinwärts bei A^1 gemessen, nämlich 13, 17 (darauf eine wallartige Erhebung zu 25 m ü. M.) 32 m. Auch hier zeichnen sich die beiden unteren Terrassen durch Muschelansammlungen aus. Das Lockermaterial der Terrassen ist hier weit mehr grobblockig, als es bei der Lokalität A den Anschein hatte. Fernerhin treten hier in 51 und 87 m zwei weitausgedehnte Tundraebenen auf, die immerhin mit einiger Wahrscheinlichkeit ältere Strandebenen sein könnten.

Günstigere Verhältnisse für Strandlinienvermessung boten sich bei Eskimonaes an der Südküste der Clavering-Insel (B in Fig. 1). Hier springt die Granitküste auf einer Breite von etwa 500 m nasenförmig eine Strecke südwärts vor. Die Buchten, die die keine 100 m hohe Nase im Osten und Westen begleiten, sind längs ihrer Küsten von einem Kranz von staffelartig übereinander liegenden, z. T. leistenförmig schmalen Strandterrassen begleitet. Sie ziehen sich lang hin, haben sämtlich, obwohl mehrfach von Tälern durchbrochen, eine geradezu absolut ebene Oberfläche und sind von Block-, Kies- und Sandmaterial aufgebaut. Ihre Höhen sind 18, 31, 39, 44 und 49 m. Durch Muschelfunde erweisen sich diese fünf gleichartig aussehenden und gleich gut erhaltenen Terrassen einwandfrei als Strandlinien.

Die 44 m-Terrasse ist durch zwei beieinander liegende Seen ausgezeichnet, in welchen sich im August nur wenig Wasser befand. Beide sind von rundlicher Gestalt, der grössere 120 m, der kleinere 50 m im Durchmesser; sie senken sich etwa 15 m (der grössere) und 10 m (der kleinere) trichterförmig in die Strandterrasse ein. Ihre Entstehung wird vermutlich auf Ausschmelzen von Toteis zurückzuführen sein.

Diesen äusseren Terrassensaum trennt ein kurzes, aber breites westöstlich verlaufendes Tal von einem steilen, mehrere 100 m hohen Gebirgsmassiv. Schnurgerade und kastenförmig in den Hang eingetiefte Täler von sehr steilem Gefälle laufen annähernd rechtwinklig in das

vorerwähnte Tal ein und füllen dieses mit Schotter. Der Gebirgshang besitzt eine auffallende, weithin sichtbare Terrassierung. Die einzelnen, selten mehr als 20 m breiten und ebenen Terrassen lassen sich oft auf einige 100 m Länge in gleichbleibender Höhe verfolgen. Die Oberfläche zeigt eine Bedeckung von z. T. ortsfremdem Kies- und Blockmaterial, die bei den höheren Terrassen immer spärlicher wird. Den Hintergrund der leistenförmigen Ebenen schliessen fast senkrechte Felswände ab, deren rauher und verwitterter Zustand in einem Gegensatz zu der bis 200—250 m Höhe hinauf am Gebirgshang beobachtbaren Felsglättung einer früheren Eiswirkung steht. In den stärker zernagten und rauhen, die Ebenheit abschliessenden Felswänden sehe ich ehemalige Küstenkliffe. Diese, sowie die horizontale Erstreckung der Terrassen und ihre Bestreuung mit Kies- und Blockmaterial lassen m. E. die Deutung der Terrassen als Strandterrassen zu. Bei alleiniger Berücksichtigung gut deutbarer Terrassen — es gibt auch weniger gut entwickelte Zwischenterrassen — wurden folgende Werte ermittelt: 57 m, 78 m, 89 m, 93,5 m, 111 m, 151 m, 203 m, 238,5 m, 261 m. Ueber dieser letzten Terrasse fanden sich am Gebirgshang noch einige höher liegende, auf deren Vermessung ich aus äusseren Gründen leider verzichten musste. Die höchste schätze ich 50 bis 60 m höher, also auf über 300 m Höhenlage und bin mit H. BACKLUND, der genauere Terrassenvermessungen an der Nordostküste der Clavering-Insel machte, der Ansicht, dass die Höhenlage der höchsten Strandmarken in diesem Gebiet von derselben Grössenordnung ist wie die von I. P. KOCH weit nördlicher, im Gebiet um Danmarks-Hafen beobachtete, nämlich 400 m[1]). In einem der nord-südlich vom Gebirgshang kommenden Täler beobachtete ich einen in Mitte des Tales befindlichen Querriegel aus Block-, Kies- und Sandmaterial, dessen ebene Oberfläche ca. 10 m breit ist und sich stumpfwinkling mit der Talsohle verschneidet, talabwärts in einem steilen Hang von ca. 8 m Höhe abbricht. Unterhalb des Riegels setzt sich das Tal fort. Welcher Entstehung dieser Querriegel, den die heutigen Schmelzwasser links und rechts umfliessen, ist, vermag ich nicht zu sagen, da ich leider auf die Art des ihn zusammensetzenden Materials zu wenig achtete. Bemerkenswert ist jedoch seine ebene Oberfläche und seine absolute Höhe von 110 m, die ziemlich genau mit einer am Gebirgshang gemessenen Strandlinie (111 m) übereinstimmt.

Die letzte Lokalität, die Gelegenheit zu genaueren Messungen bot, war das Innere des Dusén-Fjordes (C bis C^2 in Fig. 1), ein Gebiet, das ausschliesslich aus den kaledonisch gefalteten rotbraunen und gelben Sandsteinen der Eleonore-Bay-Formation aufgebaut ist. Steile

[1]) H. BACKLUND: Über die Lagerungsbedingungen eine Torffundes in NO.-Grönland. Medd. om Grønland, Bd. 87, 1, S. 17 (Kopenhagen 1931). — J. P. KOCH: Survey of Northeast Greenland. Medd. om Grønland, 46, 2, S. 441 (Kopenhagen 1917).

Hänge, oben abschneidend mit Plateauebenheiten, charakterisieren die Landschaft. Bei der Lokalität C in Fig. 1 ist dem Steilhange ein flaches, aber terrassiertes Tundravorland vorgelagert, das für die vom Gebirge kommenden Flüsse eine lokale Erosionsbasis darstellt und stellenweise eine erhebliche Aufschotterung erfahren hat (Fig. 17).

Die Untersuchung der einzelnen Terrassen lieferte etwa folgendes: In 14,3 m Höhe liegt eine untere, nicht überall gleichmässig erhaltene, aber immerhin noch gut verfolgbare Terrasse, deren Stufenabfall bis 200 m von der heutigen Strandlinie entfernt ist. Es folgt in 16 m Höhe eine offenbar schon sehr denudierte, aber weitflächige Terrasse, aus deren Lockermaterialdecke stellenweise anstehendes Gestein hervorschaut. Der Wert von 16 m dürfte daher wohl etwas zu klein sein. Auch die nächstfolgende, recht breite Terrasse liess sich wegen ihrer etwas welligen Oberfläche nur annähernd genau auf etwa 21 m bestimmen. Ihr ist an einer Stelle ein ca. 50 m breiter und 120 m langer und flacher, alter Schuttfächer aufgesetzt, der heute z. T. bewachsen, eine Höhe von 27 m ü. M. hat. Seitlich von ihm hat sich der heutige Schmelzwasserriss mehrere Meter tief in die Terrasse eingesenkt. Ein ähnliches Bild kehrt auf der nächsten, 32,5 m hohen und sehr breiten Terrasse wieder, auf der ein ebenfalls alter Schwemmschuttfächer zu 39 m aufragt. In 43 m und schliesslich 57 m folgen die nächsten Terrassen. Auf der letzteren liegt ebenfalls ein heute z. T. bewachsener Schwemmschuttkegel, der aber nur sehr wenig die eigentliche Terrasse überragt. Eine weitere Terrasse ist dann noch in 73 m zu nennen. Sie ist weniger weitflächig als die vorher genannten.

Alle aufgezählten Terrassen bestehen, wenigstens oberflächlich, aus dem typischen Lockermaterial, Blöcke, Kies und Sand, und sind grossenteils mit Tundra bedeckt. Abgesehen von der 73 m-Terrasse wurden auf allen anderen Muschelschalen gefunden.

Bei Lokalität C^1 in Fig. 1, am Ende und Südufer des Dusénfjordes, steigt in einer Bucht der Hang verhältnismässig sanft an. Ein Vorland fehlt. In der untersten Hangpartie befindet sich im anstehenden Gestein eine ca. 100 m breite Terrasse in der wechselnden Höhe von 5 bis 7 m ü. M. Die Terrasse wird bedeckt von Sumpftundra, doch wurden auf kleineren vegetationsfreien Erdstellen Muschelschalen entdeckt. Im Hintergrund schliesst die Terrasse mit einem wenige Meter hohen Steilkliff ab. Ob es sich in diesem Falle um eine wirkliche Strandmarke handelt, wage ich nicht ohne weiteres zu behaupten, da die hier flache Lagerung der Gesteinsschichten die Terrasse auch bedingt haben könnte. Darüber hinaus sind aber Terrassen vorhanden, die ganz zweifelsfrei Strandterrassen darstellen. Sie bestehen aus dem bekannten Lockermaterial, sind leistenartig schmal, aber eben, erscheinen wie dem Gebirgshang aufgesetzt und sind, da Vegetation auf ihnen nur spärlich

vorhanden, durch ihre graue Farbe weithin sichtbar. Ihre Höhenlagen sind 57,5 m, 72,5 m und 88 m. Alle diese Terrassen tragen Muschelschalen. In 137 m liegt noch eine den unteren äusserlich gleichartige, aber scheinbar muschelfreie Terrasse; und in 168 m tritt eine grössere Ebenheit am Hange auf, deren Grund, eispolierter Sandstein, eine nur stellenweise Bedeckung von Lockermaterial hat. Weiterhin erhebt sich der Hang, ohne irgend weitere Terrassierung aufzuweisen. Ob die letzgenannte Terrasse eine Strandterrasse ist, bleibt zweifelhaft; dagegen möchte ich eine solche in der 137 m-Terrasse sehen. Beachtlich ist, dass die in der Nähe des in die Bucht von Süden mündenden, ehemals eisführenden Tales liegenden Terrassenpartien vorherrschend aus rundlichem Blockmaterial aufgebaut sind. Mitunter fehlt hier, wenigstens oberflächlich, feineres Material völlig und dürfte aus der hohlen Blockpackung ausgespült sein.

Die Lokalität C^2 (Fig. 1) liegt in der westlichen Fortsetzung der Fjordhohlform, westlich vom heutigen Ende des Fjordwassers. Die Landschaft hier innen ist eine steilhängige Kessellandschaft mit zwei Fjordseen. Der Spiegel des grösseren Sees hat eine Höhe von 31 m ü. M.[1]). Beide Seen liegen in westöstlicher Richtung hintereinander und werden durch einen Fluss, der später in das Fjordwasser mündet, verbunden. In den grösseren der beiden Seen, den Noasee, mündet ein vom südlichen, über 1200 m hohen Plateau kommender Fluss, der vor dem Noasee einen Riesenschuttfächer gebildet hat. Östlich von diesem Fluss wurden die folgenden Beobachtungen gesammelt.

Der Gesteinsgrund aus sehr festen, roten und gelben Sandsteinen der Eleonorebay-Formation ist in den niederen Partien völlig glatt poliert. Lockermaterial fehlt fast gänzlich, liegt nur hier und da in kleinen Hohlformen, und die sichtbare Wirkung von mechanischer Verwitterung an dem polierten Gestein tritt in auffallendster Weise stark zurück. Ausgesprochene Terrassen, von welchen sich mit Sicherheit sagen liesse, sie seinen Strandterrassen, fehlen eigentlich. Es sind nur wenige Meter breite Leisten vorhanden, die zudem nicht überall eine kontinuierliche Fortsetzung haben. Jedoch fanden sich allein auf diesen Leisten Muschelschalen und zwar in den Höhen von 39 bis 40 m, 50 m, 58 m, 68 m.

In Ergänzung hierzu führe ich einige am Nordufer des Noasees an ganz einwandfreien muscheltragenden Strandterrassen gewonnene Höhenwerte an: 17 m, 59,5 m, 72 m.

Sehr bemerkenswert erscheint mir eine Terrassierung von Moränenmaterial, das am Gebirgsrande vor dem Talausgang des vom Süden in den Noasee fliessenden Flusses liegt. Das Tal führte zur Zeit der Beob-

[1]) G. SEIDENFADEN: Notes on the Map of East Greenland from 73°00′ to 74°50′ N. Lat. Medd. om Grønland, Bd. 87, 3, S. 27 (1931).

achtung nur in seiner obersten Talstrecke Eis, das einer Plateaueiskappe entstammt. Die vor dem Talausgang liegende Moränenmasse, Blockmoräne, ist von dem heutigen Schmelzwasserfluss in geradem Lauf tief durchschnitten. Das Tal hat in dieser Strecke Kastenform und ein steiles Gefälle. Gefällsstufen finden sich auf dieser Talstrecke nicht; dagegen talaufwärts im anstehenden Gestein. Die Terrassen im Moränenschutt sind nur leistenartig entwickelt und sehr eben. Ihre Lagen ü. M. sind 71, 77 bis 80, 99 und 140 m. Die einzelnen Terrassen begrenzen sich gegenseitig durch die ebenfalls aus Moränenmaterial bestehenden Steilabfälle jeder nächsthöheren Terrasse. Weiter oberhalb sind dann noch auf flacherem Felsgrunde Lagen von Moränenmaterial anzutreffen. Die jeweils sich einschaltenden Felspartien zeigen durchweg Politur, die aber schon weit stärker durch mechanische Verwitterung angegriffen ist als die Felspolitur in den untersten Hangpartien und auf dem Boden des jetzt wasserfreien Fjordinneren.

Muscheln fand ich auf diesen Moränenterrassen selbst nicht, jedoch in unmittelbarer Nachbarschaft davon in einer Höhe von 70 m, so dass man sicherlich die unterste Moränenterrasse (71 m) als eine Strandmarke betrachten darf und vielleicht auch die nächstfolgenden. Ob die höchsten Terrassen an dieser Stelle als Strandlinien gedeutet werden dürfen, lässt sich auf Grund des vorliegenden Tatsachenmaterials nicht entscheiden.

In der tabellarischen Zusammenstellung auf S. 14 sind die gewonnenen Höhenwerte zusammengefasst, und zwar so, dass annähernd gleiche Werte von verschiedenen Lokalitäten nebeneinander stehen. Man darf wohl bei der verhältnismässig geringen Entfernung der einzelnen Lokalitäten voneinander vermuten, dass die anderen gleich hohen Terrassen synchron seien. In die letzte Rubrik der Tabelle habe ich vergleichsweise ausgewählte Werte von der Ostküste der Clavering-Insel, einer weiter östlich liegenden Lokalität, nach H. G. Backlund gebracht[1]), die mit den von mir gebotenen Werten ebenfalls weitgehend übereinstimmen, meist aber um ein bis einige Meter grösser sind. Man könnte aus dieser Differenz schliessen, dass es sich in Ostgrönland um schrägliegende Terrassen handele, dass von der Hebung die Aussenzone der Küste stärker betroffen sei, als das Gebiet im Innern der Fjorde. Einen solchen Schluss halte ich jedoch wegen der geringen Breite des heute eisfreien Ostgrönlands für falsch; es erscheint unwahrscheinlich, dass auf so schmalem Raume die Mobilitätsunterschiede so gross wären. Die Differenz erklärt sich viel wahrscheinlicher aus der Verschiedenheit der Instrumente, dem persönlichen Fehler der Messenden und nicht zuletzt aus dem verschiedenartigen Erhaltungsgrad der Terrassen.

[1]) H. G. Backlund: Ueber die Lagerungsbedingungen usw. Medd. om Grønland, Bd. 87, 1, S. 14 (1931).

Tabellarische Zusammenstellung
der nachgewiesenen und vermuteten Strandlinien.

Wollaston-Vorland		Clavering-Insel	Dusén-Fjord			Oestl. Clavering-Insel. Ausgewählte Werte nach BACKLUND
A m ü. M.	A^1 m ü. M.	B m ü. M.	C m ü. M.	C^1 m ü. M.	C^2 m ü. M.	
..	..	..	..	7°?	..	7
11,5°	13°	..	14,3°	..	..	15
18,5°	17°	18°	16°	..	17°	..
23,5×°						
..	..	..	21°	..	..	..
			27×°			
33 ?	32 ?	31°	32,5°	..	..	34
			39×°			
..	..	39°	..	..	40°	..
..	..	44°	43°	..	..	..
..	51?	49°	..	..	50?	55
..	..	57	57°	57,5°	59,5°	..
..	..	..	73	72,5°	72°	74
					71^	
..	..	78	..	..	77—80^	81
..	87	89	..	88°	..	..
..	..	93,5	..	..	..	94
..	..	..	..	..	99^	..
..	..	111	..	..	..	..
..	..	..	..	137	140?	..
..	..	151,5	..	..	..	152
..	..	203	..	..	..	..
..	..	238,5	..	..	..	240
..	..	261	..	..	..	266

× Aufgesetzte Blockwälle und Schuttfächer. — ○ Mit Muschelschalen. — ^ Terrassen im Moränenschutt. — ? Schlecht erhaltene und sehr fragliche Terrassen.

2. Das relative Alter der Strandlinien.

Allgemein nimmt man das Alter der Strandterrassen in Ostgrönland als postglacial oder, präziser ausgedrückt, als nach einer grossen Vereisung, die Ostgrönland mehr oder weniger ganz mit Inlandeis überzog, entstanden an[1]). Diese Datierung dürfte auch richtig sein; denn wären die Strandterrassen vor der grossen Vereisung bereits vorhanden gewesen, so würden sich heute infolge der Eisbearbeitung kaum noch Spuren von ihnen finden. Und eine grosse, alles überziehende, ehemalige

[1]) Siehe H. G. BACKLUND und die von ihm zitierten Arbeiten: Ueber die Lagerungsbedingungen eines Torffundes usw. a. a. o.

Vereisung des in Rede stehenden Gebietes müssen wir schon mit Backlund auf Grund seiner Mitteilung von der Verbreitung erratischer Blöcke und ihrem Vorkommen selbst auf den höchsten Gipfeln von etwa 1800 m annehmen (Backlund a. a. O., S. 17), obwohl es andererseits sehr auffallend ist, dass sich der Eisschliff, die Politur des Gesteins, nur bis in Höhen von 200 bis 250 m findet (s. oben S. 10 und Backlund S. 17)



Phot. H. Poser, 23. Aug. 1931.

Fig. 2. Wohlerhaltener Gesteinsschliff im Inneren des Dusénfjordes. — Blick gegen die Südwand des Fjordes. Gelbe und rotbraune Sandsteine der Eleonorebay-Formation.

und darüber nicht mehr[1]), vielmehr oft eine ganz erhebliche Verschüttung der Gebirgshänge, namentlich in jüngerem Sedimentgestein und Basalt in Erscheinung tritt. Trotz allem zwingt aber das erwähnte Vorkommen erratischen Materials zur Annahme einer völligen Eisbedeckung und zur Datierung der Terrassen nach dieser Vereisung.

Man könnte nunmehr noch theoretische Erwägungen über die Hebungsvorgänge und ihre eventuellen Ursachen anstellen, Erwägungen, wie sie durch den bereits mehrfach zitierten Aufsatz Backlunds in Anregung gebracht werden; doch möchte ich vorerst noch davon ab-

[1]) Nur im Innern der Fjorde, z. B. dem innersten Teil des Dusénfjordes, habe ich Felsglättung noch in höheren Partien, nämlich bis über 300 m gefunden.

sehen und mich mit dem Ergebnis einer Hebung von mindestens 261 m, wahrscheinlich aber über 300 m in diesen Teilen Ostgrönlands begnügen und nur noch auf die Eventualität mehrerer Vereisungen und damit auf die Möglichkeit genauerer relativer Datierung der Strandterrassen hinweisen.

Die ausgezeichnete Erhaltung des Gletscherschliffes, die von mechanischer Verwitterung kaum berührte Glättung des Felsgrundes im Bereich über dem heutigen Meeresspiegel liegender Fjordböden (z. B. der innerste Teil des Dusénfjordes, Fig. 2) und bis über 200 m Höhe hinauf an den Fjordhängen im Gegensatz zu den stark verwitterten höheren Hangpartien legte im Gelände immer wieder die Vermutung nahe, dass dieser Schliff das Werk eines Eisvorstosses sein müsse, der jünger und an Ausmass geringer gewesen sein muss als die oben erwähnte grosse Vereisung. Kleinere Vorstösse von etwaigen Lokalgletschern reichen aber nicht aus, diesen frischen Schliff zu erklären, da es auch — abgesehen von vereinzelten kleinen Gehängegletschern — an heutigen Gletschern fehlt.

Hinsichtlich des Felsschliffes am Südhang der Claveringinsel (s. oben S. 10) wird man mit einem starken Vorstoss des Wordiegletschers, hinsichtlich der Verhältnisse im Innern des Dusénfjordes vermutlich mit einer neuerlichen Verfirnung der beschriebenen Kessellandschaft (S. 12) rechnen müssen. Mancherlei Erscheinungen im Gelände scheinen die Vermutung von einem neuerlichen Eisvorstoss ausserdem noch zu stützen, so die auf S. 13 gebrachte Moränenterrassierung und ferner das Vorkommen von etwa 15 bis 20 m hohen Moränenterrassen am Ausgang ehemals vergletscherter Täler am Südhang des Dusénfjordes, von welchen LAUGE KOCH erwähnt, dass ihre Talsohle mit Moränenmaterial bedeckt sei, unter welchem sich noch heute Eis (tote Gletscher) befinde[1]).

Ich möchte wohl glauben, dass die Verhältnisse wirklich so liegen, wie hier vermutungsweise angegeben, da ich zu diesen Vorstellungen kam, ohne die fast völlig gleichartigen Ergebnisse von I. P. KOCH und A. WEGENER aus dem nördlicheren Ostgrönland zuvor gekannt zu haben[2]). Diese beiden Forscher verlegen die grosse Vereisung ins Quartär und setzen sie vermutungsweise der Würmvereisung zeitlich gleich, während sie die jüngere Vereisung eben wegen der völligen Erhaltung des von ihr hinterlassenen Gesteinsschliffes als in die geologische Gegenwart, ja, vielleicht historische Zeit gehörig annehmen. Neues Material

[1]) LAUGE KOCH: Remarks on the Map of Dusénfjord. Preliminary Report on the Danish Expedition to East Greenland in 1929. Kopenhagen 1930, S. 393.

[2]) I. P. KOCH und A. WEGENER: Wissenschaftliche Ergebnisse der Dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und über das Inlandeis von Nordgrönland 1912—13. Abt. I, Kopenhagen 1930, S. 149 ff. (Medd om Grønland, B. 75).

zur genaueren Datierung dieser Eiszeitstadien habe ich nicht beizubringen, komme aber nach dem oben Gesagten zu derselben Ansicht, wie sie von I. P. Koch und A. Wegener vertreten wird. Mit der genaueren Datierung der Vereisung könnte auch eine genauere relative Datierung der Strandlinien gewonnen werden.

Es darf nun aber nicht unerwähnt bleiben, dass H. G. Backlund für die Erhaltung der Gesteinsglättung unterhalb 200 m Höhe schon eine andere Erklärung abgab, dass nämlich die unteren Hangteile nach der grossen Vereisung noch lange Zeit unter dem Meeresspiegel gelegen haben und damit vor der Einwirkung mechanischer Verwitterung weitgehend geschützt gewesen seien (Backlund a. a. O., S. 17). Es bliebe bei dieser Erklärung die Terrassierung von Moränenmaterial, wie sie besonders von I. P. Koch und A. Wegener betont wird[1]), verwunderlich. Eine gültige Lösung dieser Fragen kann aber erst durch weitere Geländearbeit beigebracht werden.

B. Frost- und Auftauboden.

1. Der Dauerfrostboden, seine Mächtigkeit und Struktur.

Von Wichtigkeit für die Beurteilung der Arbeit exogener Kräfte an dem heutigen Landschaftsbild Ostgrönlands ist das Vorhandensein eines Frostbodens, der nur in den Sommermonaten einige bis mehrere Dezimeter tief auftaut. Er ist das Resultat der im Jahreslauf herrschenden niedrigen Temperaturen und lässt sich bei Berücksichtigung der mittleren Jahrestemperatur von —12° C und einer geothermischen Tiefenstufe von ca. 30 m/1° C auf 360 m Mächtigkeit in unserem Gebiete schätzen[2]). Im einzelnen werden jedoch Abweichungen von diesem Werte zu erwarten sein, da die Mächtigkeit des Frostbodens nicht allein von den klimatischen Einflüssen, sondern auch von der Wärmeleitfähigkeit des Gesteins und schliesslich auch von den Grundwasserverhältnissen des Niefrostbodens abhängig sein dürfte[3]).

Von der Wand eines sehr frischen Schmelzwasserrisses aus war es verhältnismässig leicht möglich, ein Vertikalprofil des Frostbodens zum

[1]) Siehe z. B. die Abbildungen bei I. P. Koch und Wegener: a. a. O. 1930, Fig. 68—70 auf Seite 148—151.

[2]) In Westspitzbergen wird man bei —8° C mittl. Jahrestemperatur und einer geothermischen Tiefenstufe von ca. 30 m auf 240 m Mächtigkeit des Frostbodens kommen, ein Wert, der mit dem wirklichen Wert von 230 m, gefunden in der Kohlengrube von Barendtsburg-Green Harbour-Fjord, gut übereinstimmt. Siehe hierzu K. Gripp: Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. Abh. Naturwiss. Ver. Hamburg 29, H. 3, S. 27 (1927).

[3]) W. Meinardus: Arktische Böden. Handbuch der Bodenlehre, hsg. von E. Blanck, Bd. III, Seite 39 (Berlin 1930).

Studium seiner Struktur zu erhalten. Der Vertikalschnitt (Fig. 3) geht durch eine obere Schicht aus mit braunen Torffetzen verknetetem Bodenmaterial, dann durch ein Torflager und seine erdige und steinige Unter-

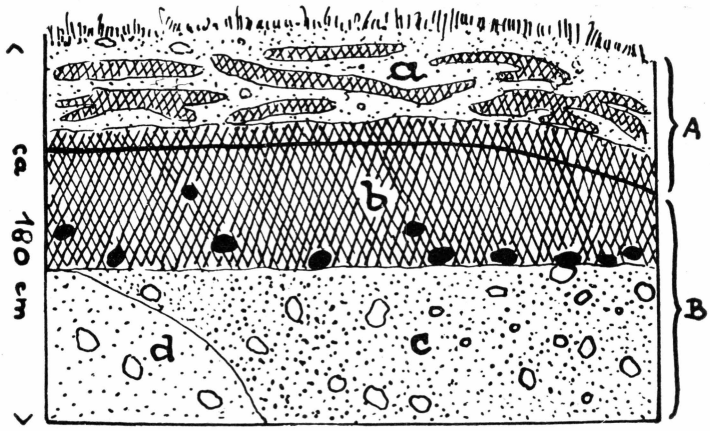


Fig. 3. Aufschluss eines Torflagers in 90 m ü. M. (Wollaston-Vorland). A = Auftauboden (60 cm mächtig), B = Frostboden. a = Torffetzen mit feinerem Bodenmaterial verknetet, darüber Vegetation. b = Schicht dunklen Torfes mit Eislinsen bis Faustgrösse (schwarze Signatur). c = lehmig-toniges Feinmaterial mit Steinen. d = heller, grobkörniger Sand mit Steinen. (Vergl. Fig. 4, wo c in grösserem Masstab).

lage. Es lässt sich im Profil der Horizont A, der Auftauboden, vom Horizont B, dem Frostboden, scheiden. Die Grenze zwischen beiden Horizonten lag am Beobachtungstage (2. August) in der Torfschicht, und zwar 60 cm unter der Oberfläche, und war äusserst scharf. Darüber war der aufgetaute Torf vollständig wasserdurchtränkt. Es war ein glücklicher Zufall, dass der Horizont B, der Frostboden, aus verschiedenem Material bestand, das eine durchaus verschiedenartige Frost-

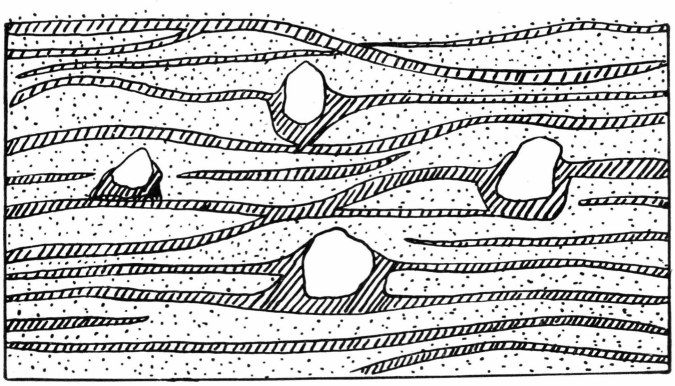


Fig. 4. Frostboden mit Blättern reinen Eises (//////) bis zu 2 cm Dicke. Tonig-lehmiges Feinmaterial mit Steinen (c in Fig. 3). — Darstellung schematisch.

bodenstruktur aufwies. Die Torfschicht b war zu einem Paket fest durchfroren; in ihr lagen vereinzelt, in der Nähe der unteren Grenze reichlicher, Linsen reinen Eises von Walnuss- bis Faustgrösse.

Die untere Partie c im Profil Fig. 3, bestehend aus tonig-lehmigem Feinmaterial und Steinen verschiedener Grösse, zeigte eine Art Blätterstruktur (Fig. 4): Blätter reinen Eises, die ich in einer Dicke von einigen Millimetern bis zu zwei Zentimetern beobachtete, durchsetzen im gewellten, aber mehr oder weniger horizontalen Verlauf das Bodenmaterial. Die einzelnen Eisblätter, im Vertikalschnitt natürlich nur als Eisbänder sichtbar, liegen ziemlich dicht übereinander; die Lagen erstarrten Bodenmaterials zwischen ihnen sind oft nicht dicker als die Eisbänder selbst. Einige Male kommt es im Profil (Fig. 4) auch zur Vereinigung von zwei Eisbändern. Die Steine im Boden, und solche waren bis über Faustgrösse vorhanden, sind sämtlich von einem Mäntelchen aus reinem Eis umgeben, das in dem beobachteten Aufschluss namentlich die untere Hälfte der Steine umhüllt und hier oft zwei- bis dreimal dicker ist als die benachbarten Eisblätter.

Die im Profil Fig. 3 ausgeschiedene Partie d, die aus hellem, grobkörnigen Sand, ganz untergeordneten Mengen von Gesteinsmehl und ferner aus Steinen besteht[1]), zeigte wiederum eine andere Struktur. Die aus c nach d übersetzenden Eisblätter verdünnen sich sofort und keilen aus. Der ganze Boden ist zu einer kompakten Masse zusammengefroren. Von Eisblättern ist keine Spur; allein die Steine sind — auch hier besonders in ihrer unteren Hälfte — von einem Eismäntelchen umfasst, das allerdings dünner zu sein scheint als an den Steinen in dem tonig-lehmigen Feinmaterial von c[2]).

Nach etwa $1^1/_2$ Tagen suchte ich den Aufschluss nochmals auf, um noch einmal die verschiedenartigen Strukturen des Frostbodens und auch eventuell erfolgte Veränderungen in Augenschein zu nehmen. Der Aufschluss ist nach NO exponiert und lag in jenen ersten Augusttagen einige Stunden im nächtlichen Bergschatten. In der Zeit zwischen meinen Besuchen hatte die in diesen Tagen immer wenigstens etwas über 0° C temperierte Luft auf die Aufschlusswand wirken können. Die Bodenmaterialhorizonte a und b in Fig. 3 zeigten äusserlich keine Veränderung, dagegen waren c und d, die unteren Partien der etwas schräg liegenden Wand, mit einer dünnen Schlammschicht überzogen. Besonders in dem

---

[1]) Die Zusammensetzung aus Sand und geringen Mengen Gesteinsmehl war erst im Trockenzustand einer Probe erkennbar.

[2]) Vergl. die von G. Beskow aus Schweden mitgeteilte Struktur des Frostbodens: Erdfliessen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. Geolog. Fören. Förhandlg. 52, S. 622 ff. 1930. — Nach Beskow haben bereits Holmquist (1897) und Kokkonen (1926) von einer Eisbänderung des Frostbodens berichtet. — Siehe den Nachtrag S. 56.

eisgebänderten, tonig-lehmigen Material von c war die Schlammdecke auffallend (Fig. 5), weil der Schlamm hier zwischen den Eisblättern förmlich hervorquoll und sich wulstete. Ich beseitigte alles aufgetaute

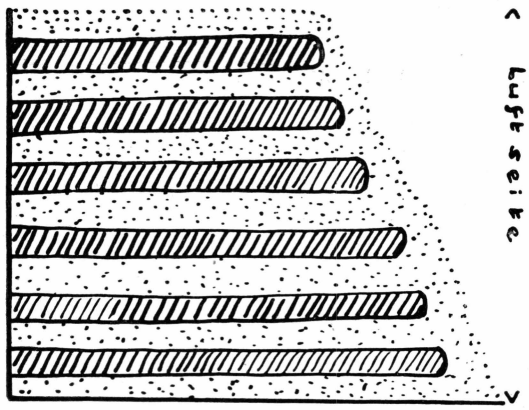


Fig. 5. Der Frostboden mit Eisbändern aus Fig. 4 im Profil nach $1^1/_2$-tägiger Einwirkung warmer Luft auf den Aufschluss. Die Aufschlusswand ist mit dünner Schlammdecke überzogen. — Beobachtet wurde nur die Luftseite. — Schematisch.

Material und fand, dass die Feinerde zwischen den Eisblättern noch $^1/_2$ bis 1 cm weit in horizontaler Richtung einwärts aufgetaut war. Die Fig. 6, die diese Verhältnisse wiedergibt, bringt gleichzeitig die Eisblätter als relativ schlechte und die Erdschichten als relativ gute Wärmeleiter zur Darstellung. Ueberrascht war ich von der ziemlich geringen Schmelzwirkung in diesen Tagen; doch fehlt es mir leider an den Lufttemperaturen jener Tage, so dass sich keine exaktere Fassung geben lässt.

Dieser eine Aufschluss hat uns also eine dreifache Struktur des

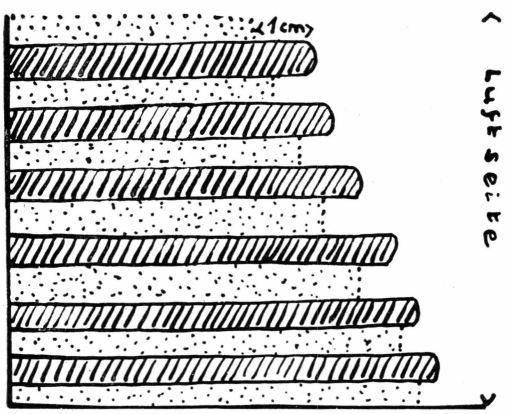


Fig. 6. Das Profil der Fig. 5 nach Beseitigung der aufgetauten Feinerde. — Schematisch.

Frostbodens, nämlich je nach der Art des Bodenmaterials vorgeführt; und man kann hiernach mit Sicherheit sagen, dass die Struktur des Frostbodens zum wesentlichen Teil vom Faktor Bodenmaterial bestimmt wird.

Ein anderer Faktor dürfte der Wassergehalt des gefrierenden Bodens sein, zwar nicht in dem Sinne, dass er die Struktur als solche bestimmt wie das Bodenmaterial, sondern nur die verschiedengradige Entwicklung der einzelnen durch die Bodenart vorgeschriebenen Struktur beeinflusst. So könnte ich mir zum Beispiel vorstellen, dass es in toniglehmigem Boden bei relativ hohem Wassergehalt zu besonders dicken Eisblättern und besonders dicken Eismänteln an den Steinen kommen könnte. Ein ebenso wichtiger, vielleicht gar wichtigerer Faktor für die graduelle Entwicklung der einzelnen Struktur wird die Art des Eindringens des Frostes in den Boden sein, ob nämlich kontinuierlich langsam oder sprunghaft. Hier liegen m. E. noch offene Fragen.

2. Mächtigkeit und Temperaturen des Auftaubodens.

Die Tiefenlage der Frostbodenoberfläche und damit die Mächtigkeit des Auftaubodens erwies sich bei einer Reihe von Grabungen oder auch Bohrungen mit Eispickel in weichem Bodenmaterial im Laufe des August als von Ort zu Ort sehr variabel.

In der Nacht vom 9. zum 10. August machte ich in flacher, fast horizontaler Tundrafläche etwa 10 m ü. M. in Wollaston-Vorland an verschiedenen Punkten folgende Feststellungen:

a. Flache Tundra; dichte, aber nicht ganz geschlossene Vegetationsdecke; Boden (Feinmaterial mit Steinen) oberflächlich etwas angetrocknet, gegen die Tiefe hin wesentlich feuchter werdend. Auftautiefe 73 und 71 cm.

b. Grosse flache, feuchte bis nasse Tundra aus dichtem Moos. Boden (Feinmaterial mit Steinen) in einiger Tiefe unter dem Moos bereits schlammig. Auftautiefe 59,5 und 56 cm.

c. Flache, versumpfte, dichte Moostundra. Bodenmaterial (Feinmaterial mit Steinen — wie bei a und b) breiig und schlammig. Auftautiefe 38 und 41 cm.

d. Flache völlig nasse (wie c) Tundra. Vegetationsdecke wenig geschlossen. Boden (Feinmaterial mit Steinen) breiig und schlammig. Auftautiefe in Vegetationslücken 61, 61 und 60 cm.

e. Dieselben Verhältnisse wie bei d. Auftautiefe unter grossen Moospolstern 48, 51, 52, 38 und 36 cm.

Die folgenden Messungen wurden ebenfalls vom 9. zum 10. August in Wollaston-Vorland ausgeführt, nunmehr 20 m ü. M. an Hängen verschiedener Neigung und Exposition.

f. Hang, 15 bis 16° Böschung, nach NW exponiert; keine Vegetation. Das Bodenmaterial sandig-lehmig, durchmischt mit einigen bis kopfgrossen Steinen, in den oberen Partien leicht, in den unteren Partien stark durchfeuchtet. Auftautiefe 82 cm. (Bodentemperaturen aus diesem Aufschluss auf S. 27).

g. Hang, 6 bis 8° Böschung, nach NW exponiert; keine Vegetation. Bodenmaterial wie f, auch hier die oberen Lagen weniger feucht als die unteren. Auftautiefe 75 cm.

h. Hang, 15 bis 16° Böschung, nach W exponiert. Bodenmaterial wie f und g, hier ebenfalls die unteren Bodenlagen über dem Frostboden feuchter. Keine Vegetation. Diese Hangpartie lag am Abend der Beobachtung etwa 2 Stunden früher im Bergschatten als die Hangpartie f. Auftautiefe 76 cm.

Unter Schneeflecken an Gebirgshängen oder unter dem Küsteneisfuss war der Boden immer gefroren; allein der Rand der Schneeflecken war gewöhnlich auf einige Zentimeter Breite untertaut, und der Boden 1 bis 2 cm tief aufgeweicht. Mit zunehmendem Abstand von einem Schneefleck nahm die Tiefenlage der Frostbodenoberfläche oder die Auftautiefe zu. Am besten illustrieren dies die Profile der Figuren 7 bis 10.

Die Profile Fig. 7 und 8 sind an Küstenstrecken gewonnen, die z. T. auf der photographischen Aufnahme Figur 14 wiederkehren. Das Bodenmaterial des steileren Küstenprofils war im wesentlichen sehr trocken, nur in unmittelbarer Nähe des Eisfusses und unmittelbar über dem Frostboden stärker durchfeuchtet; wohingegen der Auftauboden im flachen Profil, abgesehen von seiner etwas angetrockneten Oberfläche, mehr oder weniger die Konsistenz eines dicken Breies hatte. — Der gesamte Hang unterhalb des Schneeflecks in Fig. 10 war mit Schmelzwasser überrieselt, und der Auftauboden stark wasserhaltig und dünnflüssig. Am Hange oberhalb desselben Schneefleckes (Fig. 9) war das Bodenmaterial wesentlich trockener und besass nur in der Nähe des Schneeflecks einen hohen Wassergehalt.

Die Fig. 11 gibt die Auftautiefen unter einem kleinen Schmelzwassersee an. Der See ist in ca. 35 m ü. M. in eine Strandterrasse flach eingelassen. Der Boden des Sees fällt von allen Seiten allmählich gegen die Mitte, die am 10. August eine Tiefe von 32 cm hatte; in 3 m Abstand vom Ufer betrug die Tiefe 15 bis 20 cm. Oberflächlich besteht der Seeboden aus eingespültem, gelben Sand und stellenweise aus grauem Schlamm, darauf algenartige Wasserpflanzen. Unter dieser sehr dünnen Decke befindet sich schwarzblauer Faulschlamm mit z. T. gut erhaltenen Pflanzenresten, der bis zur Frostbodenoberfläche feststellbar war. Den See umgibt ein flaches Moostundragelände von mehreren Metern

Breite. Der Frostboden liegt unter dem See wesentlich tiefer als unter der Moosdecke.

Noch ein letztes Beispiel für die sommerliche Auftautiefe sei hier

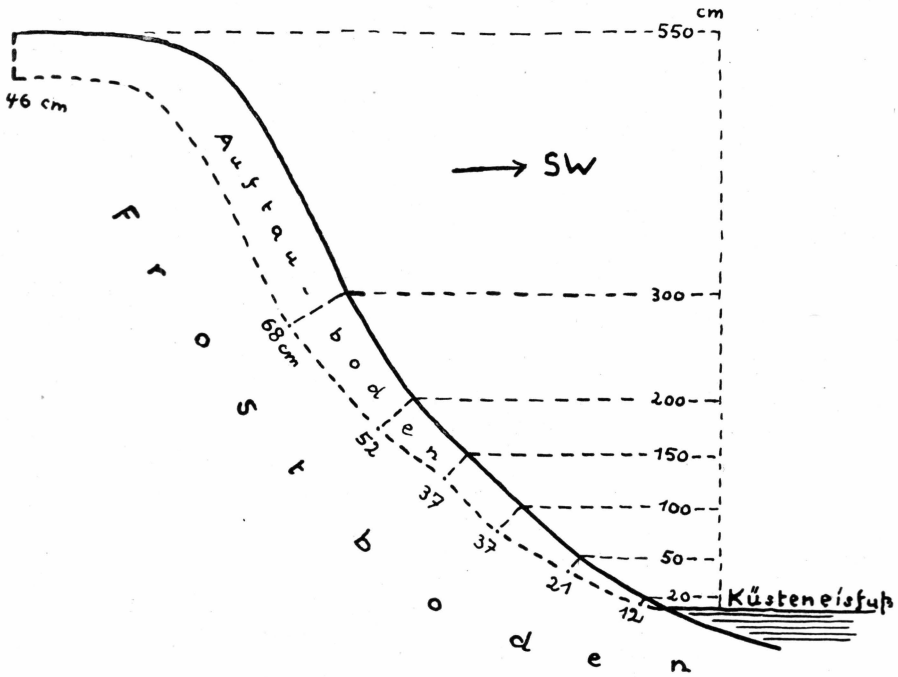


Fig. 7. Tiefenlage der Frostbodenoberfläche am 3. August in einem nach SW exponierten Küstenprofil in Wollaston-Vorland am Young-Inlet. Böschung annähernd naturgetreu. Lehmig-sandiges Bodenmaterial, unter der obersten Lockerschicht geschichtet in 1 bis 2 cm dicke rötliche und 2 bis 4 cm dicke bläulich-grüne Lagen.

gegeben. In Wollaston-Vorland beobachtete ich etwa 90 m ü. M. ein kleines rundliches Torflager von 12 m Durchmesser und uhrglasförmiger Oberfläche, die sich durch die braune Farbe abgestorbener Moose aus der weiteren Umgebung grüner Moostundra stark abhob. Die braune Torfschicht hatte eine Mächtigkeit von 15 cm, darunter folgte eine Schicht grünen, fetten und stark durchnässten Tones, und dann eine Linse

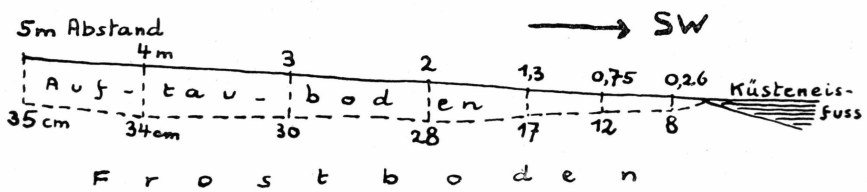


Fig. 8. Tiefenlage der Frostbodenoberfläche in einem nach SW exponierten Küstenprofil. Hangneigung 3 bis 5°. Lehmig-sandiges Bodenmaterial mit sehr wenigen Steinen, breiig. Wollaston-Vorland, 1. August.

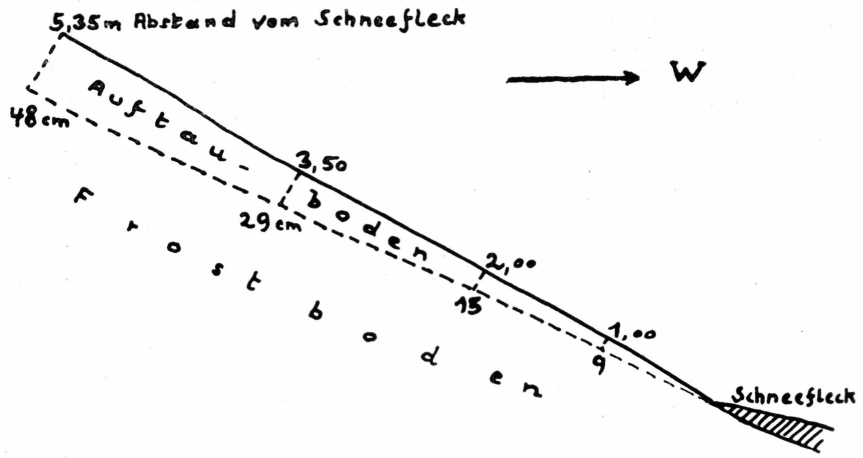


Fig. 9. Tiefenlage der Frostbodenoberfläche am 8. August an einem 30 bis 32° geneigten, nach W exponiertem Hange oberhalb eines Schneefleckes. Wollaston-Vorland — 350 m ü. M. Hangmaterial Basalt- und Sandsteinblockschutt mit sehr viel Feinerde durchmischt. — In 10 m Abstand vom Schneefleck betrug die Auftautiefe 72 cm.

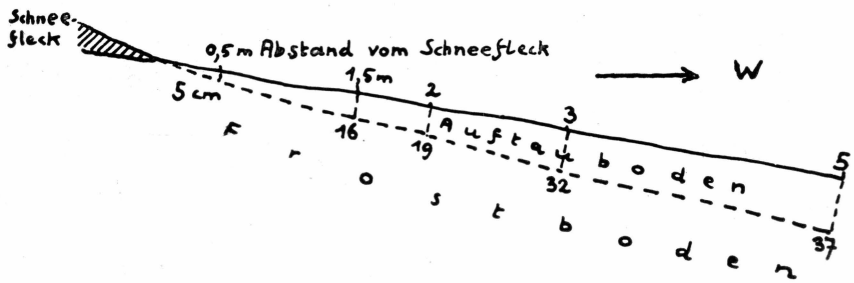


Fig. 10. Tiefenlage der Frostbodenoberfläche in wachsenden Abständen unterhalb vom Schneefleck der Fig. 9. Hangneigung 5° bis 10°. Exposition nach W. Basalt- und Sandsteinschutt mit viel Feinerde, wasserübersättigt. Wollaston-Vorland, 8. August.

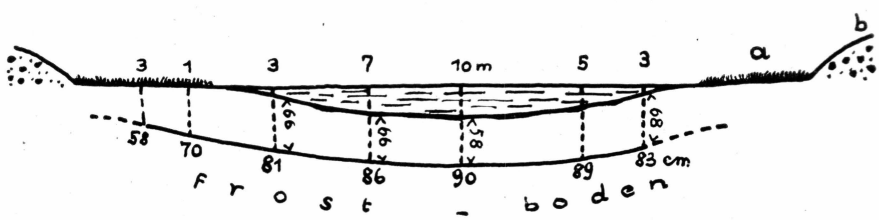


Fig. 11. Tiefenlage der Frostbodenoberfläche unter dem Wasserspiegel eines Schmelzwassertümpels in 35 m ü. M. Obere Zahlenreihe = Abstände in Metern vom Ufer. Untere Zahlenreihe = Auftautiefe in Zentimetern. Grösste Tiefe des Tümpels 32 cm. a = nasse Moostundra. b = kiesige Terrasse. — Wollaston-Vorland, 10. August.

scheinbar reinen Eises. Die Auftautiefe betrug 27 cm (10. August), und zwar an allen Stellen des Torflagers, während sich unmittelbar neben dem Torflager in nasser Mosstundra, wo eine Eislinse fehlte und Ton- und Torfschicht nicht vorhanden waren, eine Auftautiefe von rund 50 cm ergab.

Im grossen ganzen steht die Auftautiefe in Abhängigkeit von den klimatischen Verhältnissen der wärmeren Jahreszeit. Lufttemperatur und Bodentemperatur sind wichtige Faktoren, die letztere umso wichtiger, als sie oft erheblich von der Lufttemperatur abweichen kann. Von Einfluss auf die Höhe der Bodentemperaturen ist die Exposition. Neben den allgemeinen klimatischen Faktoren macht sich aber noch eine ganze Reihe lokaler Faktoren für die Auftautiefe geltend, wie etwa die Art des Gesteins oder die Zusammensetzung des Lockerbodens, nämlich ob gute oder schlechte Wärmeleiter. Einige andere Faktoren lassen sich durch Vergleich solcher Beobachtungsstellen herausschälen, die sich nur in einem Punkte unterscheiden, sonst aber gleiche Verhältnisse aufweisen:

So unterscheiden sich z. B. die Beobachtungsstellen a, b, c auf S. 21 lediglich durch einen von a nach c zunehmenden Wassergehalt des Bodens und durch eine von a nach c abnehmende Auftautiefe. Diese steht also in Abhängigkeit vom Faktor Wassergehalt des Bodens: Nasser Boden hat in den vorliegenden Fällen geringere Auftautiefe als feuchter.

Die Stellen c und d unterscheiden sich allein durch verschiedengradige Geschlossenheit der Vegetation. Die dichtere Vegetation in c bedingt die hier geringere Auftautiefe.

f und g weichen durch verschiedenen Böschungsgrad voneinander ab. Bei flacher Böschung (sehr schräger Einfall der Sonnenstrahlen) geringere Auftautiefe. Die Bedeutung des Böschungsgrades für die Auftautiefe geht auch aus einem Vergleich der Küstenprofile Fig. 7 und Fig. 8 hervor.

Bei f und h liegt verschiedene Exposition vor, nämlich f nach NW und g nach W, doch dürfte das entscheidende Moment für die geringere Auftautiefe bei g die infolge früheren Bergschattens kürzere Bestrahlungsdauer dieses Punktes sein.

Die Profile Fig. 7 bis 10 zeigen den Einfluss von Schnee- oder Eispartien. Unter den Schneeflecken bleibt im Sommer der Boden gefroren, und auch in unmittelbarer Nachbarschaft ist der Einfluss in der nur geringen Auftautiefe spürbar. Zwei Faktoren lassen sich aus diesen Tatsachen gewinnen, ein lokaler Faktor, die topographische Lage, und ein klimatischer Faktor, die Dicke und Ausdehnung der namentlich in den Frostmonaten gebildeten Schneedecke. Die topographische Lage spielt insofern eine Rolle, als alle Geländehohlformen der Ansammlung grosser Schneemengen, insbesondere durch Wind verursacht, günstig

sind. Grosse Schneemengen aber verbrauchen beim Schmelzprozess grosse Quantitäten der zugestrahlten Wärme und stehen deshalb der Entwicklung grosser Auftautiefen hindernd entgegen. Aus diesem Grunde ist also auch die Menge des vor der Schmelzperiode gefallenen Schnees für das Mass der sommerlichen Auftautiefe bedeutungsvoll.

Bei einigen Grabungen im Auftauboden habe ich mit Hilfe von schlichten Thermometern, deren Skala $^1/_{10}$ Grad anzeigte, Bodentemperaturen gemessen, indem ich in den verschiedenen Bodentiefen das Thermometer mehrere Zentimeter weit in horizontaler Richtung in die frischen Grabenwände einführte[1]). Die Messungen halten zwar nur einen augenblicklichen Stand der Temperaturverteilung im Aufbauboden fest, können aber doch dazu dienen, eine Vorstellung von der möglichen Temperaturschichtung im Aufbauboden zu vermitteln, zumal es an längeren Beobachtungsserien aus diesem Gebiete fehlt.

In der Nähe des Bodenprofiles Fig. 8, aufgenommen an der Küste von Wollaston-Vorland, mass ich 20 cm oberhalb des Küsten-Eisfusses auf 3 bis 5° geneigtem Hange in völlig durchnässtem, sandig-lehmigen Feinmaterial die folgenden Temperaturen:

Bodentemperaturen in einem nach SW exponierten Hange von 3 bis 5° Böschung in Wollaston-Vorland am 1. August 1931.

Tiefe cm	Lufttemperatur 0,5 m ü. M. 2 m ü. Bod. — 6^h	1	2	4	6	8	10	12
Temp. C°	5,4	1,9	1,2	0,9	0,8	0,1	0,0	—0,1
Bodenmaterial	..	breiige, sandig-lehmige Feinerde						gefroren

Die Auftautiefe nahm hier, wie Fig. 8 zeigt, mit dem Abstande vom Schneeflecke zu. Solange der Hang in annähernd derselben Böschung blieb, nicht steiler wurde, und der Frostboden dicht unter der Oberfläche lag, war das Material des Auftaubodens stark wassergetränkt und hob sich dunkel von den umgebenden steileren Hängen trockneren Materials und tieferer Frostbodenlage ab (Fig. 14). Der Frostboden dicht unter der Oberfläche hält nicht nur den Auftauboden feucht, sondern auch kühl.

Auch das nächstfolgende Temperaturprofil stammt aus Wollaston-Vorland und geht gleichfalls bis auf den Frostboden hinab.

Der Messungsort liegt auf dem Stufenabfall einer Strandterrasse

[1]) Genauere Angaben über die Messungsmethode, die ich im Sommer 1930 auch in Spitzbergen anwandte, bei H. POSER, Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rundschau, Bd. 22, S. 200 ff., 1931.

Bodentemperaturen in einem nach NW exponierten Hange von 15 bis 16° Böschung in Wollaston-Vorland am 9. August 1931:

Tiefe cm	Lufttemperatur 20 m Mh., 2 m ü. Bod. — 20^{45h}	2	5	10	15	20	25	30	35	41	45	50	55	60	65	70	75	82
Temp. C°	2,1	6,4	6,5	6,9	6,7	6,4	5,3	5,3	4,8	4,1	3,8	3,0	2,7	2,2	1,9	1,5	0,9	0,1
Bodenmaterial	..	wenig feuchte				sehr feuchte												
		sandig-lehmige Feinerde mit einigen Steinen																

und war zur Zeit der Beobachtung frei von jeglichem Einfluss fremder Schmelzwässer. Vegetation war nicht vorhanden.

Dieses Profil zeigt von der Oberfläche bis zu 10 cm Tiefe einen leichten Temperaturanstieg, und dann fortschreitend in weitere Tiefen eine Temperaturabnahme. Der Temperaturanstieg in der oberen Bodenzone wird sich aus einer Abkühlung erklären, die von oben kommend, sich bis 10 cm Tiefe fortgepflanzt hatte. Vermutlich ist sie allein eine Folge nächtlicher Bergschattenkühle, da der Ort in den ersten Augusttagen bereits einige Stunden in den Nachtschatten zu liegen kam.

Bei der Aufgrabung eines Strukturbodens (Fig. 21 und S. 49 f.) in 850 m Mh. in Wollaston-Vorland ergaben die Messungen in der lehmig-sandigen Basaltfeinerde mit relativ vielen nussgrossen Steinchen das folgende Profil, das allerdings nicht bis auf den Frostboden geführt werden konnte. Der Messungsort lag in ziemlich ebenem Gelände.

Bodentemperaturen in der Grabenwand von Fig. 21 am 7. August 1931:

Tiefe cm	Lufttemperatur 850 m Mh., 2 m ü. Bod. — 10^{50h}	2	5	10	16	20	25	30	35	40	45	50	55	60
Temp. C°	3,9	8,7	8,0	6,6	6,4	6,3	6,3	6,6	6,0	5,6	4,9	4,5	4,0	3,4
Bodenmaterial	..	trockene		feuchte										
		lehmig-sandige Feinerde mit Steinchen bis Nussgrösse												

Die Temperaturen dieses Profiles nehmen von oben bis 20 cm Tiefe von 8,7 ° bis 6,3 ° C ab, bleiben dann bis 25 cm Tiefe gleich, um hernach wieder auf 6,6° C in 30 cm Tiefe anzusteigen. Von hier ab fallen die Temperaturen mit zunehmender Tiefe. Die Zahl 6,6° C in 30 cm ist im Vergleich mit den niedrigeren Temperaturen darüber und darunter auffallend und liess mich anfangs an einen Messungsfehler glauben, doch wurde sie durch zweimalige Wiederholung der Messung in 30 cm Tiefe bestätigt.

Dass die Temperaturen dieses letzten Profiles trotz der grösseren Höhenlage höher sind als die des vorletzten Profiles, hat seinen Grund wohl einmal in der täglichen Bestrahlungsdauer der höherliegenden und von nächtlichem Bergschatten freien Lokalität, die ausserdem noch frei vom Einfluss des Nebels war, der dagegen in der Niederung, in welcher der vorletzte Messungsort in 20 m Mh. liegt, vorübergehend vorkam. Sein Einfluss liegt in einer oberflächlichen Befeuchtung des Bodens, die schon an sich abkühlend wirken kann und zudem bei erneuter Wärmezustrahlung grosse Wärmemengen zur Verdunstung verbraucht, ehe eine Temperaturerhöhung im Boden erfolgen kann.

Die niedrigeren Temperaturen des ersten Profils sind ebenfalls nur aus den bereits skizzierten Lokalverhältnissen, der Nachbarschaft des Eisfusses, der flachen Böschung und wohl auch wegen der tiefen Lage des Ortes aus einer zeitlich längeren Berieselung mit ortsfremdem Schmelzwasser verständlich.

Die Temperaturmessungen und die Messungen über die Auftautiefen bekunden ein Uebereinander, aber auch ein Nebeneinander sehr verschieden temperierter Bodenteile. Gerade das Nebeneinander, insbesondere soweit es die Oberfläche betrifft, spielt beim Wiedergefrieren des Auftaubodens im Herbst eine grosse Rolle. Die zuvor kühleren Partien lassen es schneller zur Entwicklung von Frostspannungen und Frostboden kommen als benachbarte wärmere, falls nicht andere Faktoren wie hoher Wassergehalt usw. das Bild abwandeln. Höchstwahrscheinlich sind diese Unterschiede auch morphologisch bedeutungsvoll. Im ganzen aber gefriert der Boden im Herbst wesentlich schneller als er im Frühjahr taut, denn Schmelze des Schnees und Verdunstung des Schmelzwassers bewirken eine erhebliche Verzögerung in der Bildung des Auftaubodens.

Das Wiedergefrieren des Auftaubodens geschieht sowohl von seiner Oberfläche wie auch von seiner Unterfläche her. Die Beobachtungen DOMRATSCHEWS im Flussgebiet der Olekma (Transbaikalien) vom 6. Juni bis 26. September 1910, angeführt von SUKATSCHEW[1]), stellen dieses am besten heraus:

	Hügel		Ebene	
	Auftautiefe cm	Gefrorene Oberfläche cm	Auftautiefe cm	Gefrorene Oberfläche cm
6. Juni	55	—	21	—
7. September	186	—	143	—
26 September	154	15	118	17

[1]) SUKATSCHEW: Zur Frage des Einflusses der Gefrornis im Boden. Bull. Acad. Sci. St. Petersbourg, 6. Serie 5, S. 51 bis 60. 1911. — Zitiert nach W. MEINARDUS: Arktische Böden. E. BLANCKS Handbuch der Bodenlehre III, S. 40. 1930.

Die Zahlen zeigen, dass in der Zeit vom 7. bis 26. September das Gefrieren des Auftaubodens von unten her viel nachhaltiger erfolgte als von oben her.

Die Frage, ob der wiedergefrierende Auftauboden je nach dem Bodenmaterial entsprechende Strukturen annimmt, wie sie auf S. 18 f. beschrieben wurden, kann man wohl nach den Experimenten St. Taber's, die ebenfalls eine Blätterstruktur in tonigem Material lieferten und den Sandboden kompakt durchfroren, gewissermassen strukturlos zeigten[1]), bejahen. Auch der nur jahreszeitliche Frostboden in Schweden besitzt nach G. Beskow gleichartige Strukturen[2]), wobei in diesem Falle allerdings erwähnt werden muss, dass für ihre Bildung der dicht unter der Oberfläche liegende Grundwasserhorizont mit von Bedeutung ist. Diesem kann Wasser hinauf in die oberen Bodenpartien entzogen werden, was auf die graduelle Entwicklung einer Struktur, ob zum Beispiel dicke oder dünne Eisblätter in tonigem oder lehmigem Boden, gewiss von Einfluss sein wird. Der Faktor Grundwasser, mit welchem auch Beskow rechnet, fällt aber in Gebieten mit Dauerfrostboden, also auch in Ostgrönland, beim Wiedergefrieren des Auftaubodens fort. Es wäre vielleicht sehr lohnend, die Frostbodenstrukturen in Gebieten mit Grundwasser mit solchen in Gebieten ohne Grundwasser zu vergleichen, da hierdurch mancherlei Klarheit über die Vorgänge des Gefrierens des Bodens beigebracht werden könnte. Leider fehlt es hierzu noch an hinreichenden Beobachtungen, namentlich aus der Arktis. Soviel aber lässt sich schon jetzt sagen, dass die Erklärung, die Beskow für die Eisblätterstruktur im Frostboden in Schweden gibt, ferner auch seine Erklärung für das Auffrieren der Steine wohl für die Gebiete eines jahreszeitlichen Frostbodens gelten mögen, wo der Boden nur von oben her gefriert, nicht aber für die Gebiete mit Dauerfrostboden passen, wo der Auftauboden nicht allein von der Oberfläche her, sondern auch — was die Beskow'schen Erklärungen nicht berücksichtigen — von der Unterfläche her gefriert. Der Gefrierprozess im Boden und die Strukturbildung sind hier wesentlich komplizierter. Was die Eisblätterstruktur angeht, so vermute ich — ohne schon jetzt Bestimmteres sagen zu können —, dass sehr wesentlich für ihr Zustandekommen die Art der Temperaturleitung im Boden ist. Was das Auffrieren der Steine im Gebiete mit Dauerfrostboden anbelangt, so halte ich hier die von A. Hamberg gegebene Erklärung, wenigstens noch vorläufig, für die geeignetste[3]).

---

[1]) St. Taber: Frost Heaving. Journal of Geology Bd. 37, S. 428 ff. 1929.

[2]) G. Beskow: Erdfliessen und Strukturböden usw. Geol. Fören. Förhandlg. 1930, S. 622 ff.

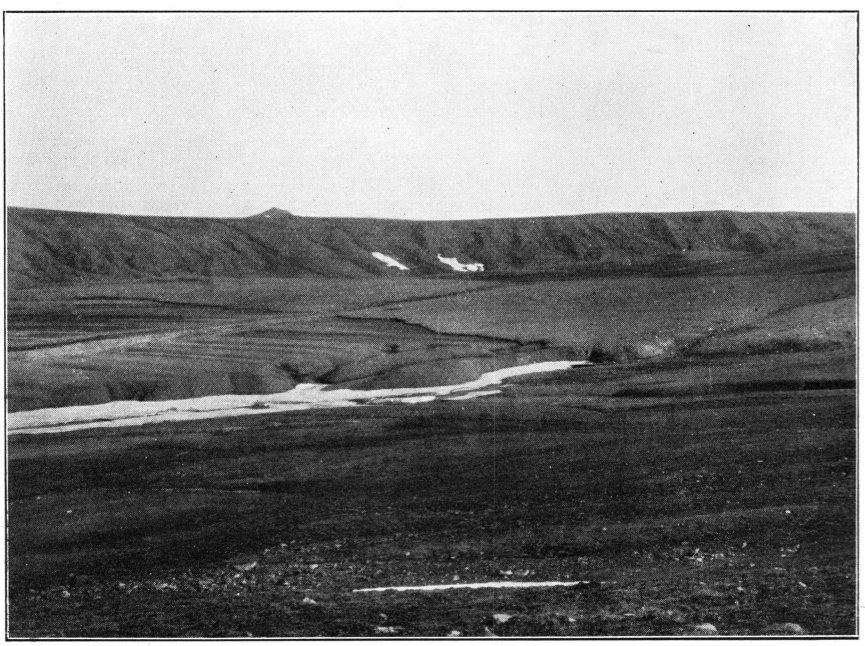
[3]) A. Hamberg: Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen usw. Geol. Fören. Förhandlg. 37, S. 606 ff. 1915.

C. Formen und Vorgänge der Verwitterung und Abtragung.

1. Chemische und mechanische Verwitterung.

An der Westküste von Wollaston-Vorland zum Young-Inlet hin beobachtete ich an steileren Küstenpartien, die voll nach S und SW exponiert waren, weisse Ausblühungen in oft flächenhafter Ausdehnung.

Das Bodenmaterial, dem die Ausblühungen aufsassen, war lehmig-



Phot. Seidenfaden, 1930.

Fig. 12. Fliesserdeformen. Green Valley. Clavering Insel.

sandiges Lockermaterial mit kiesigen Beimengungen, das seiner unmittelbaren Unterlage entstammte. Diese bot eine Wechsellagerung von 1 bis 2 cm dicken rötlichen und 2 bis 4 cm dicken bläulich-grünlichen Lagen feineren Materials. Der Lockerboden war im Bereich der Ausblühungen oberflächlich vollkommen trocken, hatte auch in einiger Tiefe einen nur sehr mässigen Wassergehalt. Der Frostboden lag etwa 50 bis 70 cm unter der Oberfläche (vrgl. das Profil in Fig. 7, das am selben Küstenstrich aufgenommen wurde). Die ausgeblühten Substanzen, wegen ihres salzigen Geschmackes sicherlich Salzausblühungen, bedeckten das Lockermaterial in ungleichmässiger Dicke und Dichte; mitunter einige Millimeter dick, in anderen Fällen nur leicht schimmer-

haft. Auch im flachen Gelände, aber gleichfalls in ganz unmittelbarer Nähe der Küste habe ich weisse Ausblühungen gesehen und durch den Geschmack als Salz erkannt.

Im NW von Wollaston-Vorland fanden sich sowohl flache wie steile Hänge eines hellen kretazischen Kalkes mit einer Decke weisser Ausblühungen überzogen, die, was Ausdehnung und Dicke anbetrifft, die beschriebenen Salzausblühungen weit übertraf. Auch hier war oberflächlich vollkommen trockenes Lockermaterial, das an einigen Stellen verschwemmt oder auch durch Solifluktion umgelagert schien, die Unterlage der Ausblühungen. Die Decke war bis $1^1/_2$ cm dick und bestand aus dicht und fest zusammengeschlossenen Krumen, sodass die Oberfläche rauh erschien. Das Material war geschmacklos, stark hygroskopisch und in feuchtem Zustande recht plastisch; doch kamen auch trockene Partien vor, die krustenhaft hart waren und sich von ihrer Unterlage gelöst hatten. An dem anstehenden Kalk in Wasserrissen waren die Ausblühungen weniger schön ausgebildet als in dem Lockermaterial auf flacheren Hängen. An eine bestimmte Exposition waren diese weissen Decken, in welchen ich Gipsausblühungen vermute, nicht gehalten.

Eine dritte Ausblühungserscheinung boten die an der Westküste von Hochstetter-Vorland von der Expedition untersuchten Kohlenlager. Hier stehen unmittelbar an der Küste einige 3 bis 5 m mächtige Kohlenflöze an, die sich mit ungefähr gleichmächtigen hellen Callovien-Sandsteinschichten in Wechsellagerung befinden. Die Kohlenflöze selbst setzen sich aus geringmächtigen, plattigen Schichten zusammen. Die Aussenwand der Kohlenflöze war mit gelblich-grünlichen Ausblühungen überzogen, die besonders stark an den Grenzen, den feinen Fugen zwischen den plattigen Lagen, entwickelt waren. Die Ausblühungen, die Schwefelausblühungen darstellen dürften, waren auch hier eine nur äusserliche Erscheinung.

Diese Beispiele deuten auf Zirkulation von Lösungen im Boden und damit auf das Vorhandensein chemischer Verwitterung in Ostgrönland. Bei der oberflächlichen Erwärmung und Austrocknung des Bodens steigt das Bodenwasser kapillar auf, verdunstet und hinterlässt die in Lösung mitgeführten Substanzen als Ausblühungen. Die Lösungen selbst aber können im Boden in hohem Grade zersetzend wirken. Ein sehr grosses Ausmass dürften die chemischen Umwandlungen jedoch kaum haben, da sie durch niedrige Bodentemperaturen sehr eingeschränkt werden und sich allein im Auftauboden abspielen können, der ja nur in der kurzen Sommerspanne vorhanden ist.

Einen anderen Ausdruck chemischer Verwitterung darf man vielleicht in der Umfärbung gewisser Gesteinsarten — vermutlich infolge von Oxydation — sehen. So fiel mir besonders die allgemein grau-braune

Farbe der Basaltblöcke auf, während sonst an frischen Bruchstellen der Basalt eine tiefblaue bis schwarze Farbe besitzt. Sofern die Farbrinde einer Verwitterungsrinde entspricht, war diese allerdings eine sehr dünne[1]).

Weit grössere Bedeutung für die Umgestaltung der Landschaft hat natürlich die mechanische Verwitterung, insbesondere in Form der Frost- und Spaltenfrostverwitterung. Ihr Ausmass ist von Gestein zu Gestein sehr verschieden; feste, gewöhnlich ältere Gesteinsarten, leisten grösseren Widerstand als jüngere, oft auch stärker geklüftete. So waren denn im Gegensatz zu den eisgeschliffenen metamorphisierten Gesteinen (Eskimonaes S. 10), wo sich keine mechanische Zerstörung zeigte, die gewiss nicht früher eisfrei gewordenen Hänge von z. B. mesozoischen und kaenozoischen Sandsteinen verschiedener Ausbildung mit grossen Schuttmengen bekleidet; und auch der anstehende Fels wies hier ganz offensichtlich sehr frische Spuren mechanischer Verwitterung auf.

In der Nähe und unterhalb von Schneeflecken, die in kleinen Hohlformen innerhalb grosser Blockschutthänge eingebettet waren, befand sich immer sehr viel Feinmaterial, das sonst im Blockschutt der weiteren Umgebung wenigstens oberflächlich völlig fehlte. Das Blockmaterial in der Umrandung der Schneeflecke zeichnete sich durchweg durch zahlreiche frische Bruchflächen aus, die durch ihre ursprüngliche Gesteinsfarbe hervortraten. Feinmaterial und Bruchflächen sind Wirkungen der mechanischen Verwitterung, namentlich des Spaltenfrostes; denn, wie ich oben schon ausführte, bewirken Schneeeisflecken eine erhebliche Abkühlung des Bodens, und Regelationsvorgänge wirken sich in ihrer Umrandung sehr energisch aus. So war z. B. nachts, wenn die Schneeflecken im Bergschatten lagen, der Boden in ihrer unmittelbaren Nähe überfroren und taute morgens bei aufkommender Sonne gleich wieder auf.

Die Schuttproduktion an diesen Stellen ist noch weit grösser, als man in unmittelbarer Nähe der Schneeflecken den Eindruck hat, denn ein grosser Teil des gebildeten Feinmaterials erfährt schon im Laufe des Sommers durch das flächenhaft ablaufende Schmelzwasser einen Abtransport und reichert sich unterhalb der Schneeflecken im Bodenmaterial des Hanges an. Verwitterung und Abspülung arbeiten hier

[1]) Beschreibungen chemischer Verwitterungserscheinungen aus anderen arktischen Gebieten bei: B. HÖGBOM: Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala XI, 1912. — O. NORDENSKJÖLD: Einige Züge der physischen Geographie und der Entwicklungsgeschichte Südgrönlands. Geogr. Zeitschr. 20, S. 515. 1914. — Beschreibungen und Analysen bei E. BLANCK: Ein Beitrag zur Kenntnis arktischer Böden, insbesondere Spitzbergens. Chemie der Erde I, 1919. — E. BLANCK, A. RIESER und H. MORTENSEN: Die wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen im Sommer 1926. ibidem III, 1928. — Siehe auch W. MEINARDUS: Arktische Böden. Blanck's Handbuch der Bodenlehre III, S. 36. 1930.

sichtlich Hand in Hand; und die Hohlformen, in welchen der Schnee liegt, sind im wesentlichen das Produkt dieser Arbeitsvorgänge. Der übersommernde Schnee frisst sich gewissermassen immer tiefer in den Hang hinein, aber an seinen Rändern stärker und schneller als an seiner Unterfläche, wie man das aus der flachen Aufwölbung des Bodens solcher Hohlformen schliessen muss, die im Laufe der Schmelzperiode eisfrei geworden waren.

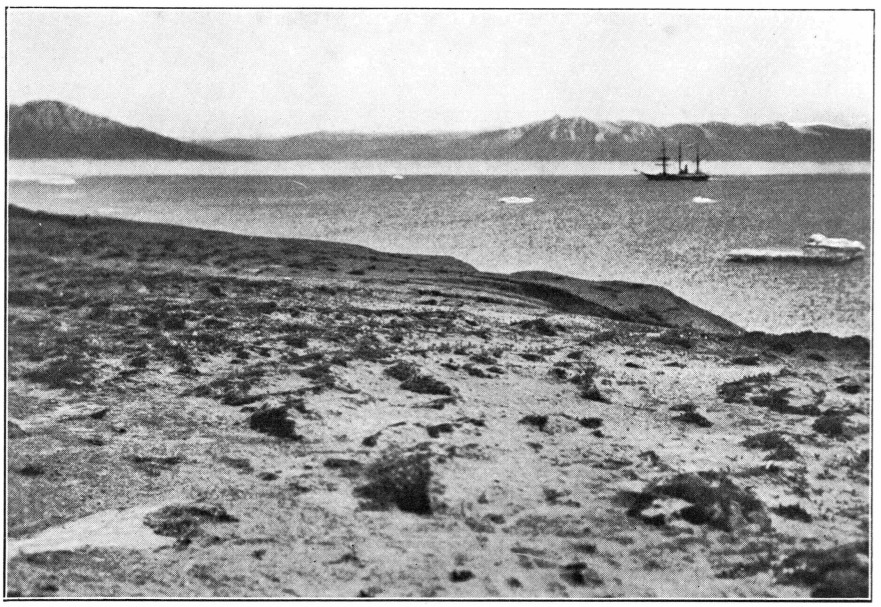
Neben der Frost- und Spaltenfrostverwitterung sind natürlich auch noch andere Kräfte mechanisch zerstörend, so das abfliessende Wasser, die unmittelbar wirkende Schwerkraft, die Wühltiere (Lemminge, Hasen u. a.).

Allgemein habe ich jedoch den Eindruck gewonnen, dass man gar zu leicht geneigt ist, die zeitliche Wirkung der mechanischen Verwitterung in arktischen Gebieten zu überschätzen, nur, weil man wieder und wieder grossen Schuttmengen, zersprungenen Einzelblöcken, wirren Felsmassen und rauhen, zackigen Landschaftsformen gegenüber steht. In Wirklichkeit hat zur Bildung der genannten Ausdrucksformen auch die mechanische Verwitterung eine längere Zeit benötigt; gibt es doch weite Flächen von Gletscherschliff oder Rundbuckelformen — wie die bereits oben beschriebenen Verhältnisse bei Eskimonaes (S. 10) und im Innern des Dusén-Fjordes (Fig. 2) —, die sicherlich schon mehrere hundert bis einige tausend Jahre eisfrei sind und heute kaum eine mechanische Zerstörung aufweisen. Die z. T. sehr gute Erhaltung hoch liegender Strandterrassen (Clavering-Insel S. 10) deutet ebenfalls auf verhältnismässig langsame mechanische Verwitterung. Auch war mir bei Besteigung von Basalthängen in Wollaston-Vorland das überaus geringe Auftreten frischer Bruchflächen an den Blöcken aufgefallen. Es soll mit der Äusserung dieses Eindruckes, den ich übrigens auch im Sommer 1930 in Spitzbergen hatte, die herrschende Wirkung der mechanischen Verwitterung keineswegs geleugnet werden.

2. Wirkungen des Windes.

In Hochstetter-Vorland beobachtete ich auf einem ringsum von niederen Ebenen umgebenen Bergzug aus verschiedenen Callovien-Sandsteinen in 340 m Höhe an einem grösseren erratischen Gneisblock eine Verwitterungsform von wabenartiger Löcherstruktur. Die einzelnen Löcher waren 4 bis 6 cm breit, einige Zentimeter tief und waren je zwei durch eine sehr dünne Wand geschieden. Die Löcher wiesen eine der Gneisschichtung entsprechende reihenhafte Anordnung auf und waren nur auf zwei senkrechten Flächen des Blockes vorhanden, die beide nach N und NW exponiert waren. Unmittelbar neben dem Block zeigte auch der anstehende helle, grobkörnige Sandstein auf ebenfalls NW

exponierter Fläche dieselbe Wabenstruktur. In beiden Fällen war die untere, bodennahe Partie der strukturtragenden Flächen frei von Verwitterungslöchern und besass eine völlig rauhe Oberfläche. B. HÖGBOM hat gleichartige Verwitterungserscheinungen aus Spitzbergen beschrieben und sie als ein Produkt der Salzverwitterung aufgefasst[1]). Ob auch im vorliegenden Falle die Salzverwitterung die Formen geschaffen hat, vermag ich nicht zu entscheiden, halte es aber für viel wahrscheinlicher,



Phot. H. Poser, 16. August 1931.

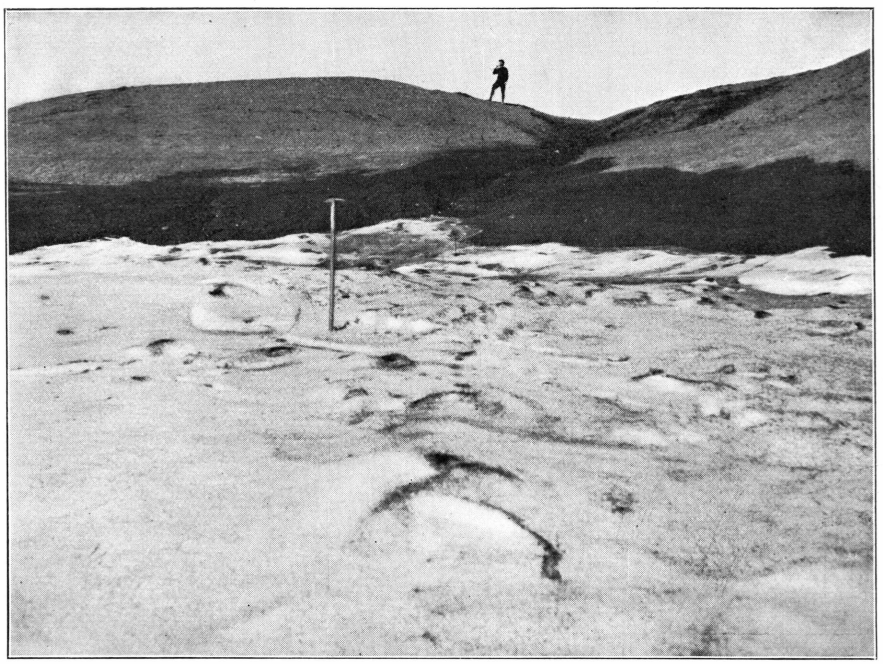
Fig. 13. Windwirkungen in der Küstentundra an der Westküste von Hochstetter-Vorland.

dass sie eine Korrasionserscheinung sind, zumal die Strukturflächen in die Richtung der stärksten und häufigsten Winde weisen.

Dass dem Winde überhaupt eine zerstörende Wirkung in unserem Gebiete beizumessen ist, wird sehr schön durch die Figur 13 illustriert, in der die Tundra an der Westküste von Hochstetter-Vorland eine weitgehende Zerstörung durch nördliche Winde erfahren hat. Im allgemeinen sind es Lokalwinde, föhnartige Winde, die sich morphologisch stark auswirken. Sie kommen mit mehr nordwestlicher Komponente vom Inlandeise herab, erwärmen sich bei ihrem Abstieg und wachsen in den Fjorden oftmals zu brausender Gewalt an. Neben ihrer korradierenden Wirkung geht die abtragende Wirkung einher. Viele steinpanzertragende Flach-

[1]) B. HÖGBOM: Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala XI, S. 249. 1912.

hänge wüstenhaften Aussehens sind nicht allein auf selektive Abspülung (Fig. 20), sondern auch auf Ausblasung des trockenen Feinmaterials durch diese Winde zurückzuführen. In Wollaston-Vorland erlebten wir am 11. August einen derartigen mehrstündigen Lokalwind, der mit sturmartiger Gewalt warm aus N blies. Sanft beginnend, verstärkte sich der Wind von Minute zu Minute, zerbrach die Stangen eines Zeltes wie Zündhölzchen, drang durch die kleinsten Öffnungen anderer Zelte



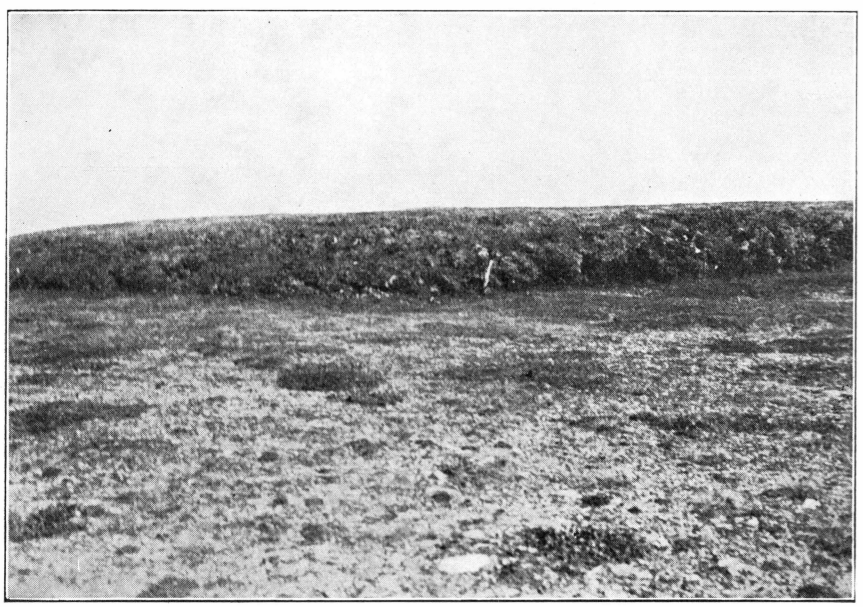
Phot. H. Poser, 3. August 1931.

Fig. 14. Küsteneis in Wollaston-Vorland mit aufgewehten Schmutzteilen. — Die dunklen Bodenpartien an der Küste nass und breiig, dicht unter ihnen Frostboden (vergl. Fig. 8).

ein und bedeckte augenblicklich alle Gegenstände mit dichter Staubdecke. Die Luft war mit Staubkörnchen geradezu überladen, die in kürzester Zeit alle Poren und Fältchen der Haut erfüllten und dieser ein unangenehmes Gefühl von Starrheit verliehen. Ein längerer Aufenthalt draussen war beinahe unmöglich. Wie in Ostgrönland überwinternde Jäger mir sagten, soll die Transportkraft des Windes oft wesentlich stärker sein; so wurde von ihnen des öfteren beobachtet, dass auch Steine auf dem Boden weitergerollt wurden.

Ablagerungsformen des Windes habe ich nur wenige, und dann nur solche von bescheidenem Ausmass gesehen. So fanden sich auf dem in Tälern übersommernden Schneeeis vielfach Staubdecken und Staubhäufchen, desgleichen auf dem Anfang August im Young-Inlet noch er-

haltenen Eisfuss (Fig. 14). Ferner waren auf der Fahrt durch das Packeis Schmutzdecken und Kryokonitlöcher eine überaus häufige Erscheinung. Kleine Ansammlungen feinen Staubes waren sehr oft auch im Windschatten von Steinen zu beobachten. Habe ich selbst auch grössere Ablagerungsformen nicht gesehen, so schliesst das nicht ihr mögliches Auftreten aus. Im südlicheren Ostgrönland sind sie sicher vorhanden, und zwar in Form von Dünen, wie aus einer Photographie von CHR. KRUUSE zu entnehmen ist[1]).



Phot. H. Poser, 12. August 1931.

Fig. 15. Fliesserdezunge auf der Clavering-Insel. Stirn 1,5 m hoch. Hangneigung 15 bis 18°.

3. Die Solifluktion.

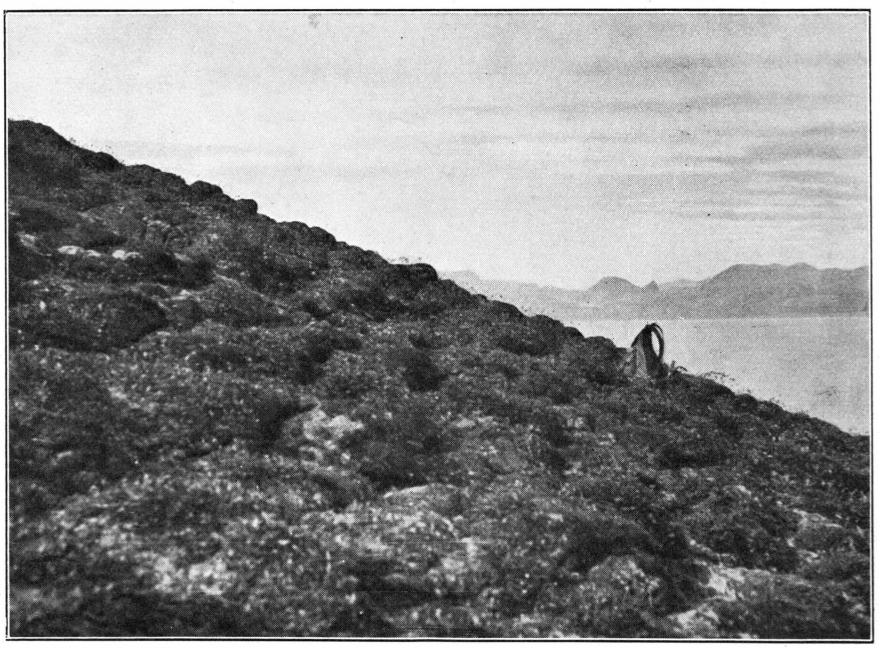
Die arktische Solifluktion, obwohl viel erörtert, ist immer noch ein ungelöstes Problem, so dass trotz der Fülle der bereits aus anderen arktischen Gebieten vorliegenden Tatsachen und Erwägungen, die folgenden Beiträge aus Ostgrönland gerechtfertigt sind.

Der Formenschatz, der uns in Ostgrönland entgegentritt, ist im wesentlichen mit dem anderer Gebiete, namentlich Spitzbergens[2]), identisch. Grössere Schuttwülste mit konvexer Stirn und mehr oder weniger ebener Oberfläche, Schuttstufen von oft recht langer horizontaler

[1]) Siehe die Abb. 4 bei STORGAARD: The Physiography of East-Greenland. Greenland Vol. I, Kopenhagen 1928.

[2]) Siehe insbesondere B. HÖGBOM: Ueber die geolog. Bedeutung des Frostes. Bull. Geolog. Inst. Upsala XII, S. 332. 1914.

Erstreckung und mehreren Dezimetern bis 1,20 m Höhe mit ebenfalls konvexer Stirn und ziemlich ebener Oberfläche, Schuttzungen (Fig. 12 und 15), die mehrere Meter lang und breit sein können, Blockströme, die die Sohlen von Hangmulden oder Tälern erfüllen und oftmals ziemlich frei von Feinerde sind, kleine, dezimeterhohe Kuppen in der Tundra (Fig. 16), schleppenartige Wanderschuttmassen, wenige Zentimeter hohe lappenförmige Schuttgebilde u. a. sind im allgemeinen die Formerscheinungen.



Phot. H. Poser, 19. August 1931.

Fig. 16. Kuppige Tundra am Westhang des Mount Frebold in Hold with Hope. Solifluktionswirkung.

Ihre Verteilung im Gelände scheint weitgehend von den Böschungsverhältnissen abhängig zu sein; so wurden die grösseren Schuttwülste, die Schuttstufen, die Schuttzungen und die kuppige Tundra (Fig. 16) fast ausschliesslich bei Böschungen von mehr als 16° beobachtet. Nur selten kamen diese Formen auch an flacheren Hängen vor. Die schleppenartigen Wanderschuttmassen, vornehmlich an den Fuss steiler Schutthänge anschliessend, fanden sich bei sehr flachen Böschungen, selbst noch bei 3°, andererseits auch steileren, dann aber vorwiegend konvexen Talhängen.

Eingehende Studien über den inneren Aufbau der einzelnen Formen habe ich aus zeitlichen Gründen nicht anstellen können, da hierzu Grabungen notwendig gewesen wären. Aber allein äusserlich schon

liessen die meisten Erscheinungen eine typische Fluidalstruktur erkennen, die sich so wohl in der Form als solche (Zungen, Wülste, Ströme usw.) wie in der Lagerung von platt liegenden, vorn aufgerichteten Blöcken in der Stirn der Formen ausdrückte. Vielfach hatte ich auch, namentlich bei Stufen, den Eindruck einer besonders starken Anreicherung grösserer Blöcke in der Stirnseite. Der Anteil an Feinmaterial am Aufbau der Formen war in den unteren und flacheren Hangpartien immer sehr gross, nahm aber hangaufwärts und an steileren Hängen erheblich ab, bis schliesslich nur noch reine Blockschuttformen vorherrschten.

Hinsichtlich des Feuchtigkeitsgehaltes bestanden im August grosse Unterschiede. Gebiete, in welchen die Formen verhältnismässig trocken, fest und begehbar waren und wegen ihres Vegetationsüberzuges den Eindruck von Ruheformen hätten erwecken können, wenn dieser nicht in kleine Schollen zerrissen gewesen wäre, wechselten mit anderen, namentlich unterhalb von Schneefeldern und Schneeflecken gelegenen Gebieten, in welchen das Bodenmaterial vollends mit Wasser übersättigt war, so dass ein oberflächlicher Abfluss erfolgte, in welchen auch durch den Mangel an Vegetation der lebhafteste Eindruck von Bewegung erweckt wurde. Auch oberhalb von Schneeflecken sowohl an steilen wie an flachen Hängen, und überhaupt überall dort, wo der Frostboden dicht unter der Oberfläche lag, war bei all meinen Grabungen der Auftauboden stark durchnässt.

Als wesentlichste Ursache für die sich im Auftauboden vollziehende Solifluktion sind die Regelation und die Durchtränkung des Bodens mit Schmelzwasser anzusehen. Die Frage, welcher von beiden Faktoren für die arktische Solifluktion der wichtigere ist, hat bis heute noch keine einheitliche Beantwortung gefunden. B. HÖGBOM[1]) und im Anschluss an ihn viele andere Forscher sehen in der Regelation das entscheidende Moment; K. SAPPER[2]), J. FRÖDIN[3]) (dieser allerdings für die Regio alpina Skandinaviens) u. a. machen eine starke Durchtränkung des Auftaubodens in erster Linie verantwortlich, desgleichen BESKOW[4]) auf Grund neuerer Studien in Schweden. S. PASSARGE[5]) betrachtet die

[1]) B. HÖGBOM: Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala IX. 1910. — DERSELBE: Ueber die geologische Bedeutung des Frostes. Ibidem XII. 1914.

[2]) K. SAPPER: Erdfliessen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten. Geol. Rundschau Band 4, S. 107 f. 1913.

[3]) J. FRÖDIN: Ueber das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfliessen in den alpinen Regionen des schwedischen Lapplandes. Lunds Univ. Årskr. N. F. Avd. 2 Bd. 14 1918.

[4]) G. BESKOW: Erdfliessen und Strukturböden usw. Geol. Fören. Förhandlg. 1930, S. 622 ff.

[5]) S. PASSARGE: Landschaftskunde B. 3, S. 188 ff. Hamburg 1920. — DERSELBE: Drei Probleme diluvialgeologischer Morphologie. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 83, 1931, S. 408 f.

Regelation, den Frostschub, als den entscheidenden Faktor für die Solifluktion in den trockenen Tundren (z. B. Spitzbergens), die Durchtränkung des Bodens entscheidend für die Solifluktion in den ozeanischen niederschlagsreichen Tundren.

Von der zum mindesten partienweise starken Durchnässung des Auftaubodens und seiner oft breiigen Konsistenz ist oben schon wiederholt die Rede gewesen. Das Schmelzwasser hält sich im Boden, da der Frostboden unter der Auftauschicht wasserundurchlässig ist. Wasserverlust erfolgt im wesentlichen nur durch Verdunstung oder — bei Uebersättigung des Bodens — durch oberflächlichen Abfluss. Bei fortschreitendem Auftauprozess wird aber immer wieder Wasser frei, ganz besonders durch die Auflösung der Eisblätter des Frostbodens. Je nach dem Grade der Durchfeuchtung erhält der Boden eine mehr oder minder grosse Mobilität, die durch geeignete Böschungsverhältnisse noch vergrössert werden kann. Flächenhaft am ausgedehntesten ist die hochgradige Durchfeuchtung des Auftaubodens zu Beginn der Schmelze im Juni und Juli, wenn der Frostboden erst eine geringe Tiefenlage hat und zu dem Bodenwasser noch Schmelzwasser von der Oberfläche hinzukommt. Teilnehmer früherer Ostgrönlandexpeditionen haben noch Mitte Juli die Tundren völlig aufgeweicht gefunden.

Zu rechnen ist auch mit dem Wechsel von Bestrahlung und Schatten, mit periodischen und unperiodischen Temperaturschwankungen. Diese pflanzen sich im Boden, je nach der Art des Bodenmaterials und dem Grade der Durchfeuchtung usw. mehr oder weniger schnell, allerdings unter erheblicher Abschwächung der Amplitude, gegen die Tiefe hin fort und bewirken in den frostbodennahen Auftauschichten Regelationsprozesse. Durch die beim Wechsel von Gefrieren und Auftauen sich ergebenden Spannungen werden die Bodenteilchen verschoben. Je häufiger der Frostwechsel im Boden ist, desto grösser ist die Intensität der Bodenversetzung.

Mir scheint nach dem Gesagten, in den mir bekannten niederschlagsarmen Tundren von Westspitzbergen und noch niederschlagsärmeren inneren Fjordgebieten von Ostgrönland weder allein der Frostschub noch allein die starke Durchnässung des Bodens Ursache der Solifluktion zu sein, sondern beide Kräfte zusammen, denn beide sind sie vorhanden und ergänzen sich in ihrer bodenversetzenden Wirkung. Doch überwiegt lokal und auch zeitlich die eine Kraft die andere. Bei Hangpartien unterhalb von Schneefeldern wird die Durchtränkung des Bodens von grösserer Bedeutung sein, bei relativ trockenen Tundrapartien — insbesondere im August, wenn das Wasser im Auftauboden bereits weitgehend verdunstet ist, — höchstwahrscheinlich der Frostschub durch Regelation. Fasst man aber das ganze Gebiet und die ganze Solifluktionsperiode, namentlich die Monate Juni und Juli ins

Auge, so wird man nach dem bis jetzt vorliegenden Tatsachenschatz für die arktische Solifluktion, auch selbst in niederschlagsarmen Tundren, in der starken Bodentränkung den Hauptfaktor sehen. Hierfür spricht vor allem auch die Fluidalstruktur der oben kurz charakterisierten Formen, ganz besonders der Blockschuttzungen und der Blockströme mit ihrer fast durchweg mehr oder weniger stark gewölbten Oberfläche. Diese Fluidalstruktur setzt für ihr Zustandekommen ein Material von einiger Fliessfähigkeit, von mindestens breiiger Konsistenz voraus und wäre ohne diese, allein aus der Regelationswirkung heraus, schwer denkbar.

Die Formen sind also Fliessformen. So weit sie Vegetation bekleidet, ist diese sehr oft von Rissen durchsetzt und in kleine Schollen aufgelöst. Die stirnnahen Partien der einzelnen Formen zeigen diese Zerrissenheit der Vegetationsdecke am häufigsten. Ganz ähnlich ist die Erscheinung der kuppigen Tundra (Fig. 16). Aus der eine Blockschuttzunge darstellenden Figur 15 lässt sich erkennen, dass die die Stirn bekleidende Vegetation am Fusse der Stirn unter der Solifluktionsmasse verschwindet, gewissermassen unter diese gezogen wird, dass also die Schuttmasse sich in einer Art von wälzender Bewegung befindet. Diese aufgezählten Erscheinungen deuten darauf hin, dass innerhalb einer Zeiteinheit der Betrag der Bodenversetzung in den oberen Bodenschichten grösser ist als in den unteren. Der Unterschied erklärt sich einerseits aus dem grösseren Druck und damit aus der grösseren Reibung, welchem eine tiefere Bodenschicht gegenüber ihrer nächsthöheren unterliegt[1]), andererseits aus der Tatsache, dass bei fortschreitendem Auftauprozess die oberen Partien früher fluktionsfähig sind als die nächstunteren, später auftauenden. Aus diesen Verhältnissen heraus erklärt sich auch die Fluidalgestalt der einzelnen Erscheinungen, die Zungen, Wülste und Stufen. Dass diese Formen an flachen Hängen gar nicht oder nur sehr selten auftreten, liegt wohl darin begründet, dass die differenzierte Bewegung im Auftauboden bei steileren Böschungen stärker ist und leichter formbildend wirken kann als bei flacheren.

4. Wirkungen des Schmelzwassers.

a. Talbildung.

Trotz sehr geringer Niederschläge ist die Wirkung des Schmelzwassers überaus stark, weniger in der Anlage grosser Täler als in der Entwicklung engständiger Runsen und wüstenhafter, steinpanzerbedeckter Hänge. Die Gestalt der rezenten Täler, und nur solche werden hier betrachtet, ist ziemlich gleichmässig, dem Wesen nach immer

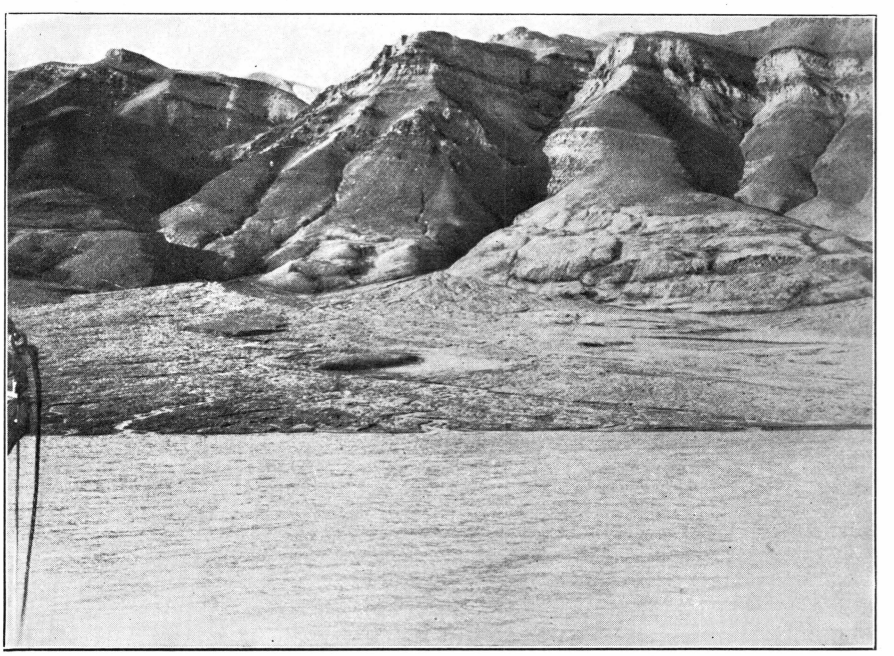
[1]) Ähnliche Ausführungen bei G. BESKOW: Erdfliessen und Strukturböden usw. a. a. O., S. 625.

wieder dieselbe. Selten mehr als einige Kilometer lang, haben die Täler im Mittel- und Unterlauf, oft auch noch im Oberlauf, eine auffallend breite und ebene, stark beschotterte Talsohle, die sich scharf mit den steilen, im Profil meist konvexen, mitunter auch geraden Talhängen verschneidet. Eine Uebergangsböschung von Talhang zu Talsohle ist überaus selten vorhanden, höchstens wird die Verschnittlinie beider von einer kleinen, 20 bis 30 cm hohen und 30 bis 60 cm breiten Schuttleiste begleitet. Sie wird im Sommer von dem letzten, am Hang noch befindlichen und abrutschenden Schnee gebildet, indem dieser beim Abrutsch den bereits oberflächlich aufgetauten Schutt vom Hange ab und auf die Talsohle drückt (Fig. 24 Mitte rechts). Solche Schuttleisten begleiten die Hänge oft über viele Meter, wo sie aber fehlen, setzen die Hänge immer scharf auf der Sohle ab. Nach oben hin verengen sich die Täler und finden in einer zuweilen steilhängigen, zuweilen flachhängigen, lange in den Sommer hinein schneehaltenden Zirkusform ihren Abschluss. Nur die Sohlen von Plateautälern, sich ebenfalls aus dem Gebirgskörper heraushebend, führen oben allmählich in die Plateauoberfläche über. Diese letzten Täler sind, wie ich wiederholt in Wollaston-Vorland sah, in ihren oberen, flachen Talstrecken oft gänzlich mit Solifluktionsmaterial von den Hängen her erfüllt, fast erstickt. In ihrem Mittel- und Unterlauf zeigen aber auch diese Täler das allgemeine Bild: Ebene Schuttsohlen und darauf scharf absetzende konvexe oder gerade Hänge.

Eine Änderung des Querschnittes von ein und demselben Tale wird oft durch den Wechsel verschieden widerstandsfähigen Gesteins bedingt. In Wollaston-Vorland sind die Täler im Granit viel steilhängiger als im Sandstein, in Hochstetter-Vorland im Gebiet harter und fester Sandsteine der Eleonorebay-Formation eng und klammartig im Querschnitt, im weniger festen Calloviensandstein mit Kohlenflözen plötzlich weitsohlig und flachhängig. Das Gestein hat also durchaus einen Einfluss auf die Talgestalt, ändert sie aber nicht prinzipiell; denn das herausgestellte allgemeine Bild eines symmetrischen Talquerschnittes von ebener Schuttsohle im Verschnitt mit geraden oder konvexen Hängen bleibt in allen Gesteinen erhalten. Auch das Gefälle des Tales, ob steil oder flach, ändert dieses Wesen des Querschnittes nicht ab.

Eine mir noch rätselhafte Abweichung von diesem symmetrischen Querschnitt fand ich häufig in Wollaston-Vorland an vorwiegend NO-SW verlaufenden Tälern, deren nach SO exponierte Hänge auch konvex oder gerade, aber immer ganz erheblich flacher sind, als die gegenüberliegenden nach NW exponierten. Durch die Lagerung der Gesteinsschichten wird die Asymmetrie nicht bedingt, da Tallauf und Schichteinfall annähernd gleiche Richtung haben.

Wo die Täler in ein mehr oder weniger breites und flaches Vorland ausmünden, haben sie zu starker Aufschüttung, zur Bildung von Deltas oder von grossen Schuttfächern geführt. Bei einiger Engständigkeit der Täler wachsen die Fächer oft zu kleineren Schuttebenen zusammen (Fig. 17). Doch kommt es auch vereinzelt vor, so im Innern des Dusén-Fjordes südlich vom Noasee, das auch ein einzelner Fluss allein schon eine weite Schuttebene aufzubauen vermag.



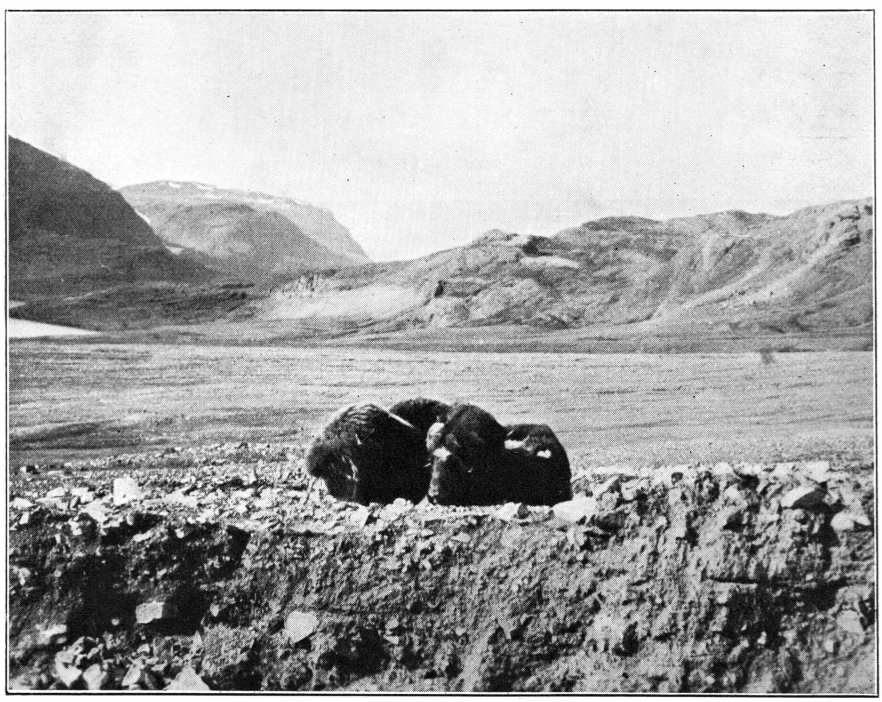
Phot. H. Poser, 21. August 1931.

Fig. 17. Zerschneidung der Nordküste des Dusén-Fjordes. Gelbe und rötliche Sandsteine der Eleonorebay-Formation. Höhe des Plateaus ca. 1000 Meter.

Äusserlich gleichen die Schuttfächer und -ebenen den Talsohlen, indem sie oberflächlich aus blockigem, kantigen, seltener kantengerundetem Material bestehen. In ihrem inneren Bau zeigen Fächer und Ebenen eine mehr oder minder gut ausgeprägte Wechsellagerung von Schichten feineren Materials und Schichten eckigen, kantigen Grobmaterials (Fig. 18). Diese Wechsellagerung, die an den Wänden die Schuttfächer und Schuttebenen durchziehender Wasserrisse gut aufgeschlossen ist, lässt auf wechselnde Zu- und Abnahme der Transportkraft des Wassers schliessen, während die vorherrschende Scharfkantigkeit des Schuttes auf einen schnelleren, ruckartigen Transport hinweist. Absichtlich habe ich auf diesen Schutt nicht die Bezeichnung Schotter angewandt, weil sie für gerundetes, gerolltes Material in Ver-

wendung ist, da dieses aber zurücktritt, dagegen kantiges und eckiges Material vorwiegt, ist hier der Ausdruck Schwemmschutt, der einmal die Beteiligung des Wassers betont und andererseits durch das Wort Schutt den Unterschied vom abgerollten Material hervorhebt, am besten am Platze[1]).

Die Gestalt der Täler, die Schuttfächer und Schwemmschuttebenen lassen sich sehr gut aus den klimatischen Verhältnissen erklären. Nicht



Phot. H. Poser, 21. August 1931.

Fig. 18. Schwemmschuttfächer von Fig. 17 im Aufschluss; Schichtung von Grob- und Feinmaterial. Dusén-Fjord.

die Niederschlagsmenge ist das Entscheidende, denn sie ist in diesem nördlichen Teil Ostgrönlands sehr gering (150 mm Jahresmittel nach W. Köppen[2]), sondern die Art ihrer Verteilung und die Art ihres Abflusses. Der grösste Teil der Niederschläge fällt in fester Form und in der die längste Zeit des Jahres ausmachenden Frostperiode (im Mittel

[1]) Der Terminus Schwemmschutt ist von O. Berninger und H. Mortensen eingeführt worden: H. Mortensen: Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Abh. Ges. Wissensch. Göttingen, Math. Nat. Kl. N. F. Bd. XII, 1, S. 45 (Berlin 1927). — Derselbe: Die Wüstenböden. Blanck's Handbuch der Bodenlehre III, S. 477. 1930.

[2]) W. Köppen: Grundriss der Klimakunde. 2. Aufl., S. 346, Berlin und Leipzig 1931.

9 Monate). Die den Niederschlägen, dem Schnee, innewohnende Transport- und Erosionskraft wird in dieser Zeit festgelegt und aufgespeichert. Durch Schneewehen werden Hohlformen und Täler mit Schnee angefüllt und stellen so besonders geeignete Kraftmagazine dar. Mit Beginn der Schneeschmelze, im allgemeinen im Juni, wird die aufgespeicherte Kraft in ziemlich kurzer Zeit frei und wirkt sich ruckartig aus. Die Täler sind oft in ganzer Breite mit Wasser gefüllt[1]). Ende Juli bis August sind die in der Frostperiode aufgebauten Kraftmagazine erschöpft, das Wasser läuft in den Tälern nur noch recht dünn und schwach, meist in kleinen Rinnsalen dahin.

Die zu Beginn der Schneeschmelze einsetzende ruckartige Wasserführung der Täler ist das morphologisch wichtige Moment; sie vermag nicht nur — so lange sie in dieser Form fortdauert — den groben Schutt zu transportieren, sondern wirkt darüber hinaus nach der Seite hin und in ganzer Sohlenbreite in die Tiefe erodierend[2]). Letzteres erscheint beim Anblick der grossen Schwemmschuttmengen auf den Talsohlen anfangs überraschend, und man möchte eher dazu neigen, die ebenen Schuttsohlen als Aufschüttungssohlen zu betrachten; doch fanden sich sowohl an der Südküste der Clavering-Insel wie an der Nordküste des Dusén-Fjordes auch ebene Talsohlen, die infolge geringer Schuttzuführung von den übersteilen, felsigen Hängen her nur sehr geringe Schuttbedeckung hatten. Ausserdem zwingt das allgemein noch recht steile Gefälle der Täler zur Annahme fortdauernder energischer Tiefenerosion.

Eine Rolle spielt auch der Frostboden mit, da er das Versickern von Schmelzwasser verhindert. Doch ist er keineswegs von grosser Bedeutung, da selbst bei seinem Fehlen die Versickerungsmöglichkeit des Talwassers wegen seines schnellen, ruckartigen Abfliessens nur sehr gering sein könnte. Mit Abnahme der Wassermenge im Juli und August lässt die Schleppkraft des Wassers wesentlich nach. Erosion und Transport groben Materials hören auf, nur noch Feinerde wird verfrachtet. Aus diesem Wechsel der Schleppkraft erklärt sich die Wechsellagerung groben und feinen Materials in den Schwemmschuttfächern.

Für die herrschende Konvexität oder Geradheit der Talhänge und das meist noch steile Gefälle der Täler ist zweifellos die durch die Strandlinien dokumentierte Hebung mitverantwortlich, indem sie der Eintiefung der Täler vorausgeeilt zu sein scheint. Ob die Konvexität allein auf die Hebung zurückzuführen ist, und ob die Hebung heute noch

---

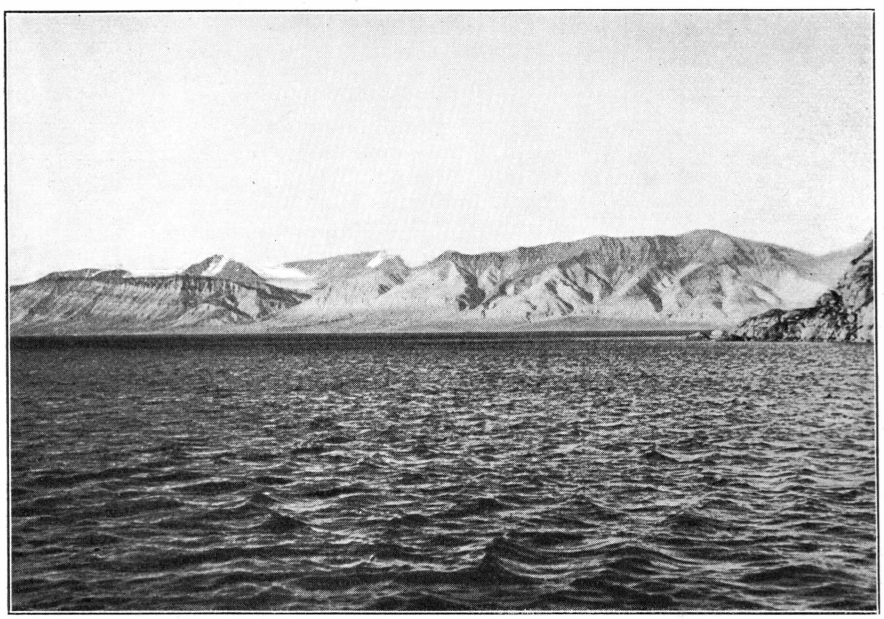
[1]) Siehe die Abbildungen 138, 78, 79 u. a. bei I. P. KOCH: Survey of Northeast Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 46. 1917.

[2]) H. MORTENSEN: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen usw. Hermann Wagner-Gedächtnisschr. Pet. Mitt., Erg.-Heft Nr. 209, S. 147 ff. 1930.

fortdauert, oder — wie in Westgrönland[1]) — jetzt von einer Senkung abgelöst ist, sind Fragen, die hier nicht beantwortet werden können.

b. Abspülung.

Stärker als die Zertalung ist die Zerrunsung der Hänge. Die gewöhnlich sehr grosse Engständigkeit der Runsen macht diese zu einer auffallenden Formerscheinung. Hinsichtlich der Verbreitung der Runsen bestehen jedoch grosse Unterschiede. Es gibt Tal- und Gebirgshänge, die



Phot. H. Poser, 13. August 1931.

Fig. 19. Zerrunsung der Nordküste von Hold with Hope.
Sandstein und darüber Basalt.

überaus stark von Runsen zernagt sind (Fig. 17 und 19), aber auch Hänge, die keine Spur von Zerrunsung aufweisen. Die Ursachen für diese Unterschiede liessen sich nicht sicher feststellen; sie liegen nicht in der Verschiedenheit von Hangschutt- und Hangböschungsverhältnissen, sondern vermutlich im Mangel von ausreichenden Schmelzwassermengen an den nicht zerrunsten Hängen.

Der Charakter der Runsen kann recht verschieden sein. An den 25 bis 35° geneigten, aus grauem und braunem Devonsandstein bestehenden Hängen des Dusén-Fjordes, die mehrere hundert Meter hoch und nur in den unteren Teilen stärker mit Schutt bekleidet sind, setzen die 10 bis 50 m voneinander abstehenden Runsen an der oberen

[1]) Angaben über Senkungserscheinungen in Westgrönland bei F. Klute: Die Hessische Grönlandexpedition 1925. Pet. Mitt. 1926, S. 111 ff.

Hangkante an und laufen ziemlich schnurgerade abwärts. Die Runsen sind überall durch den Hangschutt hindurch in anstehendes Gestein eingetieft. Ihr Querschnitt ist gewöhnlich eine Kerbform mit konvexen Hängen. Mitunter streben im obersten Drittel des Hanges einige Kleinrunsen aufeinander zu, um dann gemeinsam nach unten in eine Grossrunse überzugehen. Die Zwischenrunsenstücke sind je nach der Engständigkeit der Runsen gratförmig scharf oder rückenförmig.

Die Runsen enden unten auf flaches Vorland, das ihnen als lokale Denudationsbasis dient. Hier ist der scharfkantige, splitterige Runsenschutt in Fächern oder Kegeln abgelagert, deren Spitze nach oben weit in die Runsen hineinragt, oft hinauf bis in Hangmitte. Das Schmelzwasser, das — namentlich im Juni und Juli — in den Runsen herabströmt, teilt sich beim Erreichen des Vorlandes in einige kleine Rinnsale auf, die in mehr oder weniger gewundenem Lauf das Vorland bis zur Küste durchschneiden.

Das Gefälle der Runsen ist hier im allgemeinen sehr steil, geht aber zuweilen schon in eine konkave Linie über.

Dieselbe Art von Runsen, jedoch wesentlich engständiger, gliedern auch zu einem Teil die Sandsteintalhänge am Westhang des Mount Frebold in Hold with Hope, gleichfalls bei 35 bis 38° Böschung Hänge aus graubraunem Schiefer in Wollaston-Vorland. Im letzteren Falle haben die Runsen Abstände von 3 bis 5 m.

Äusserlich gleichartige Runsen beobachtete ich an Basaltschutthängen von 30 bis 35° Böschung; doch hatten sie hier die mächtige Schuttdecke noch nicht durchschnitten und waren stark durch Solifluktion in ihrer Gestalt verändert.

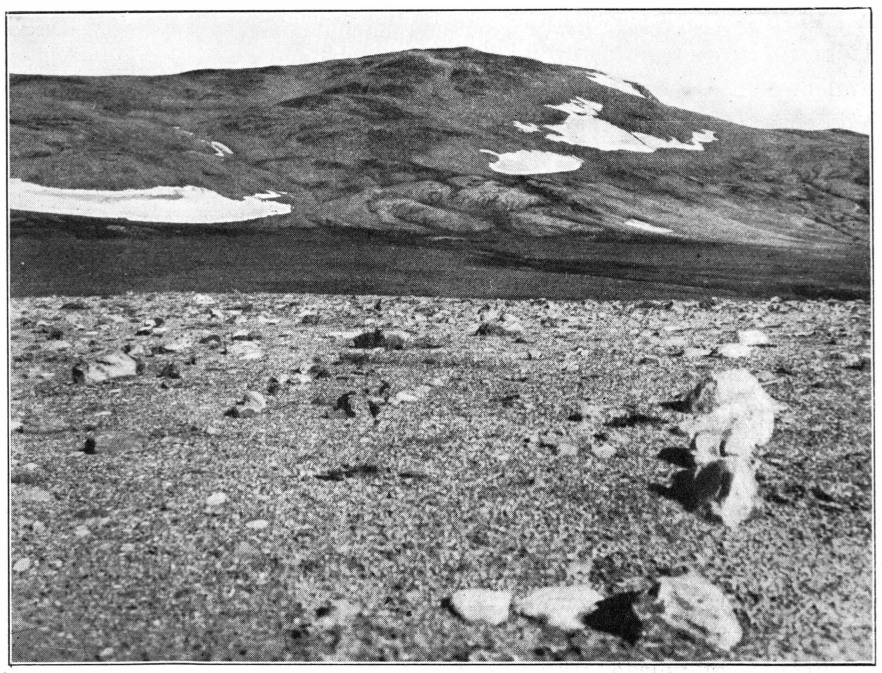
Bei geringeren Böschungswinkeln, nämlich 10 bis 15°, waren die Runsen ganz allgemein nur als schmale, 1 bis 2 m voneinander entfernte gerade Rillen in den Schutt eingefügt und hauptsächlich unterhalb von Schneeflecken zu finden.

Grosse Runsen von unregelmässigerem Verlauf unter seitlicher Aufnahme von Nebenrunsen waren zahlreich vertreten in den Sandsteinhängen der Nordküste von Hold with Hope (Fig. 19) und im Innern des Dusén-Fjordes.

Die Runsen sind das Werk des Schmelzwassers, zum Teil das Werk mechanischer Verwitterung in ihnen. Einmal durch das ruckartig ablaufende Wasser feine Rillen angelegt, sind diese dazu geeignet, mehr und länger Schnee zu halten als ihre Umgebung. Die Schneeansammlungen halten sich oft lange bis in den Sommer hinein und wurden von uns im August noch beobachtet. An ihren Rändern herrschen sehr energische Verwitterungsvorgänge (s. S. 32), die dazu beitragen, die Runsen zu erweitern. Der produzierte Schutt wird vom Schmelzwasser fortgeführt. So wirken beide, Verwitterung und Abspülung,

an der Vergrösserung der Runsen, so dass deren Eignung zur Aufnahme von Schnee immer grösser wird, was auf eine lokale Zunahme der wirkenden Schmelzwassermenge, eine Zunahme der Schleppkraft, hinauskommt. Bei der Steilheit des Gefälles der meisten grösseren Runsen wirkt sich das Ablaufen des Schmelzwassers überaus reissend aus, es dominiert auch als formschaffende und fortbildende Kraft durchaus, wie der kerbförmige Querschnitt der Runsen zeigt.

Die auf flacheren Hängen, insbesondere unterhalb von Schnee-



Phot. H. Poser, 31. Juli 1931.

Fig. 20. Steinpanzer auf sehr flachem Hang in Wollaston-Vorland. — Blick nach NO auf den Granitsattel (ca. 450 m).

feldern befindlichen Runsen verdanken ihre Anlage ausschliesslich der hier mehr oder weniger linear ablaufenden Schmelzwässer.

Die Wirkung der Runsen ist wegen ihrer Engständigkeit flächenartig. Die Abspülung arbeitet nicht allein in ihnen selbst, sondern auch an den sie trennenden Rücken und Graten. Da aber das in den Runsen gesammelte Wasser in die Tiefe erodiert und dadurch die Abtragungsvorgänge an den Runsenhängen anregt, ist die Gesamtwirkung der Runsen weit grösser als die der gewöhnlich flächenhaften Abspülung[1]).

[1]) L. Waibel: Gebirgsbau und Oberflächengestalt der Karrasberge in Südwestafrika. Mitt. aus d. Dtsch. Schutzgeb., B. 33, S. 30. Berlin 1925.

Die letzte, mehr flächenhafte Abspülung arbeitet vorwiegend selektiv. Sie entführt den steilen wie flachen Schutthängen das Feinmaterial, was zu einer relativen Anreicherung der Blöcke und Steine an diesen Stellen führt. Auf steileren Hängen werden Blockhalden, auf flacheren Steinpanzer zurückgelassen (Fig. 20). Was die Bildung der Steinpanzer angeht, so sind noch zwei weitere Kräfte zu berücksichtigen, nämlich der Wind, der wie die Abspülung die Feinerde fortführt, und das Auffrieren von Steinen, das eine absolute Verstärkung der Steinpanzer von unten her bewerkstelligt. Die herrschende Kraft wird jedoch auch hier das Schmelzwasser sein; so sind z. B. die groben Sandsteinblöcke in Fig. 20 nicht durch Auffrieren an die Oberfläche gelangt, da nämlich dicht unter dieser ein Kalkgestein ansteht. Die Sandsteinblöcke sind hier also Reste einer früheren, mächtigen Schuttdecke. Und auch der Wind wird der Abspülung an Wirkung nachstehen, da er in einer nur sehr kurzen Jahresspanne, in der der Boden nicht vom Schnee bedeckt oder von Schmelzwasser durchfeuchtet ist, trockene Bodenverhältnisse findet, die ihm eine nachhaltige Arbeit ermöglichen.

Die stärkste und längstdauernde Wirkung hat die Flächenabspülung unterhalb von Schneefeldern, wo ohnehin der Boden besonders reich an Feinerde und gewöhnlich stark mit Wasser übersättigt ist, so dass alles vom Schneefleck kommende Schmelzwasser, abgesehen von dem, das durch Verdunstung verloren geht, oberflächlich abspülen kann.

Für Vorgänge und Ausmass der Flächenabspülung, insbesondere auf flachen Hängen, wo der Abfluss des Wassers langsamer, mehr rieselnd erfolgt als in den Tälern und Runsen, wird ganz im Gegensatz zur Tal- und Runsenbildung der Frostboden mit seiner geringen Tiefenlage ein überaus bedeutungsvoller Faktor, indem er eine Tiefenversickerung des Schmelzwassers, die durch die Flachheit der Hänge an sich begünstigt würde, gänzlich unterbindet und damit die Sättigung des Auftaubodens fördert. Ganz besonders bedeutungsvoll ist er in dieser Hinsicht zu Beginn der Schneeschmelze, da dann die Tiefenlage des Frostbodens ebenfalls sehr minimal ist.

Die Bedeutung des Schmelzwassers als morphologische Kraft sowohl in Form des flächenhaften als auch in Form des linearen Abflusses ist nach meinen Eindrücken in Westspitzbergen und in Ostgrönland überaus gross und noch viel zu wenig gewürdigt, indem man immer wieder und wieder die ja auch wirklich auffallende und für die arktischen Gebiete besonders charakteristische Solifluktion betonte[1]). Meines Erachtens ist das Schmelzwasser, trotz der minimalen Nieder-

[1]) Siehe auch H. MORTENSEN: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen usw. Hermann Wagner-Gedächtnisschr. Pet. Mitt. Erg.-Heft Nr. 209, S. 150 ff. 1930, wo die Abspülung gleichfalls kräftig betont wird.

schläge, aber gerade wegen der Aufspeicherung und plötzlichen Auswirkung der ihnen innewohnenden Kraft das Hauptagens in der Landformung in den heute nicht ständig vereisten arktischen Gebieten.

D. Einige arktische Bodenformen.

1. Strukturboden.

Strukturböden sind auch in Ostgrönland eine häufige Erscheinung, doch habe ich sie längst nicht so oft und auch nicht in derselben Mannigfaltigkeit der Formen gesehen wie in Spitzbergen, was allerdings auf Zufall beruhen könnte. Im wesentlichen waren Steinnetzwerk, auf ebenen Flächen, und Streifenboden, auf geneigten Flächen, vertreten. Auch Erdinseln in Blockmassen kamen in Wollaston-Vorland vor, konnten jedoch nicht genauer untersucht werden. Im folgenden seien nur einige besser bekannt gewordene Vorkommen wiedergegeben.

a. Steinnetzwerk. In Wollaston-Vorland fand sich in 850 m Höhe auf einem Basaltzuge (Cardiocerasberg) ein grösseres Feld von Steinnetzwerk auf ebener Fläche. Das Feld war frei von Vegetation. Die einzelnen Strukturgebilde waren 5—6-eckig; verschieden gross, hatten sie Durchmesser bis 150 cm und schlossen sich zu einem Netz eng zusammen (Fig. 21).

Die Steinrahmen, selten mehr als 20 cm breit, bestanden bis aus kopfgrossen kantigen und kantengerundeten Basaltsteinen und erhoben sich nur wenig über die von ihnen umfassten erdigen Felder. Plattige Steine, vornehmlich kleinere, waren in den Rahmen sehr häufig kantengestellt. Das Steinnetzwerk war ein schwebendes, d. h. die Steinrahmen drangen nur mehrere Zentimeter bis einige Dezimeter tief in den Boden ein, ohne in der Tiefe mit einer mehr oder weniger ausgeprägten Steinsohle in Verbindung zu stehen[1]).

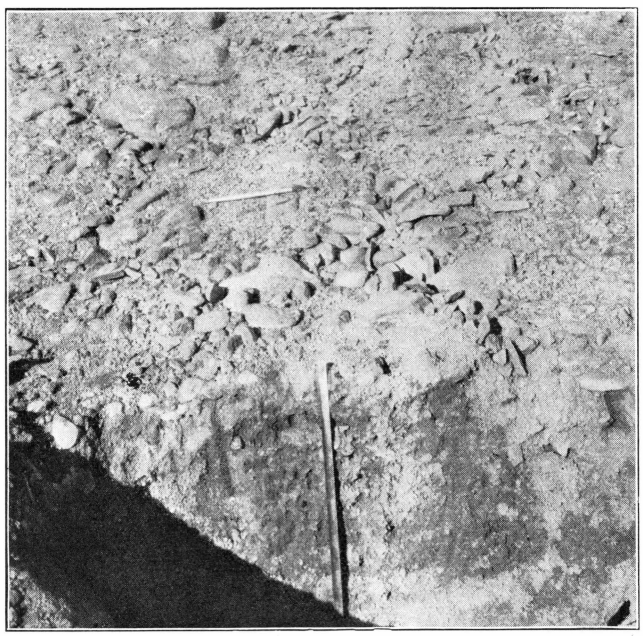
Das Feinmaterial der Felder war oberflächlich trocken und krümelig.

Gegen den Rand des genannten Feldes hin waren die Strukturformen weniger schön ausgeprägt, die Steinrahmen schmaler und weniger steinreich. Unmittelbar an dieses Feld schloss sich ein kleineres Feld von Spaltennetzboden an, dessen Spaltenpolygone ebenfalls Durchmesser bis 150 cm hatten. Die Spalten selbst klafften 1 bis 2 cm auseinander und waren teilweise mit Basaltsteinchen besetzt.

Im Steinnetzwerk nahm ich eine Grabung vor (Fig. 21 Vordergrund, hierher das zweite Bodentemperaturprofil von S. 27), die etwas

[1]) Im Gegensatz zum »schwebenden Steinnetzwerk« steht das »sohlenständige Steinnetzwerk«, dessen Rahmen sich in einiger Tiefe mit einer Steinsohle verbindet. Siehe H. Poser: Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rdschau 22, 1931, S. 218.

über 60 cm tief führte, ohne den Frostboden zu erreichen. Der Bau der aufgegrabenen Strukturform, weniger gut in der Aufnahme Fig. 21 erkennbar, geht aus der schematischen Fig. 22 besser hervor. Die Steinrahmen dringen etwa bis 12 cm tief in den Boden ein. Unter ihnen folgt eine Partie brauner feuchter, fast steinfreier Feinerde (b in Fig. 22), die sich an eine steinreiche Partie (a) anschliesst. Die Letztere macht den Hauptteil des gesamten Erdkerns aus, spitzt sich nach unten zu und



Phot. G. Seidenfaden, 7. August 1931.

Fig. 21. Schwebendes Steinnetzwerk in Wollaston-Vorland in 850 m Höhe. Im Vordergrund eine zur Hälfte aufgegrabene Strukturform. Das Massband, an die senkrechte Grabenwand gelehnt, zeigt 65 cm.

geht in ein Gemisch von Feinerde und grösseren und kleinen Steinen über (c).

Einen offenbar sehr jungen Steinnetzboden fand ich ebenfalls in Wollaston-Vorland auf einem schwach geneigten, wüstenhaft aussehenden Hang, der mit einem sehr lückenhaften Steinpanzer bedeckt war. Der Boden, ein Gemisch von heller, trockener Feinerde und Steinen, war oberflächlich sehr hart getrocknet und auf weiter Fläche von unzähligen, sich zu Polygonen verbindenden Rissen durchsetzt. Die Risse, wegen ihrer scharfen Ränder ganz sicher frische Trockenrisse, waren selten mehr als ein Zentimeter breit und fast durchweg mit kantengestellten kleinen Gesteinsscherben besetzt, so dass sie das Bild eines Steinnetzwerkes darboten. Die einzelnen Formen desselben hatten 20

bis 30 cm Durchmesser. Im Boden selbst war sonst noch keinerlei sichtbare Sortierung in Grob- und Feinmaterial erfolgt.

b. Streifenboden. Streifenboden habe ich in Ostgrönland nur an wenig geneigten Hängen unterhalb von Schneeleisten gesehen. Der Aufstieg zu dem erstbeschriebenen Steinnetzwerk in Wollaston-Vorland führte uns über ein Streifenbodenfeld, in dem die schnurgeraden, parallel laufenden Steinstreifen die zwischen ihnen liegenden, etwa 1 m breiten Feinerdestreifen um einige Zentimeter wallartig überragten. Die Stein-

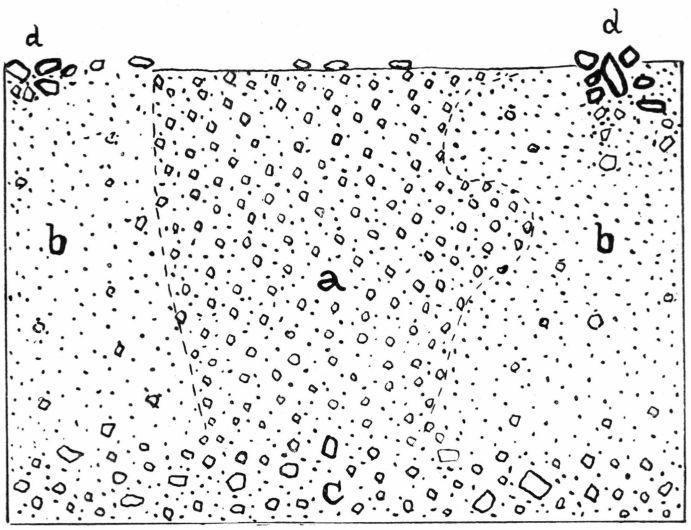


Fig. 22. Vertikalschnitt durch eine vieleckige Strukturform. — a = ein Gemisch von vielen kantigen bis nussgrossen Steinchen und brauner, feuchter und backiger Feinerde. — b = braune, feuchte und backige Feinerde mit wenigen Steinchen. — c = ein Gemisch wie b, aber auch mit grossen Steinen. — d = Steinrahmen. — Vergl. Fig. 21.

streifen waren fest gepackt und gut begehbar; oberflächlich trocken, führten sie aber unter der obersten Steinlage rieselndes Wasser. Die Erdstreifen waren ein wenig gewölbt, völlig aufgeweicht und unbegehbar. Die Sortierung des Bodenmaterials schien, wenigstens nach dem Aussehen der Oberfläche zu urteilen, sehr weit gediehen.

Am gleichen Berghange, aber wesentlich tiefer, war ebenfalls unterhalb einer Schneeleiste eine Streifung des 10 bis 12° geneigten Schutthanges nur erst andeutungsweise erkennbar.

Da es mir an einer guten Aufnahme aus Ostgrönland fehlt, schalte ich hier ein Bild von den Färöer ein, wo ich prinzipiell denselben Streifenboden beobachtete (Fig. 23), nur mit der Abweichung, dass die auch hier völlig geraden und parallelen Steinstreifen enger liegen. Die Bodenform ist überaus häufig an den dortigen Basalthängen, doch fast aus-

schliesslich auf solche Hangpartien beschränkt, wo der Anteil des Feinmaterials am Hangschutt schon sehr gross ist. Die Steinstreifen bestehen vorwiegend aus kleineren Basaltbrocken bis Faustgrösse, mitunter auch Kopfgrösse, und setzen sich 10 bis 12 cm tief in den Boden fort. Die Erdstreifen, 20 bis 25 cm breit, enthalten ein rötliches toniges Material.

c. Zur Erklärung der Strukturform. Zu den sortierenden Vorgängen, die zur Anlage und Fortbildung der Strukturformen ganz all-



Phot. H. Poser, 24. Juni 1931.

Fig. 23. Streifenboden auf 16 bis 18° geneigtem Hange. — Färöer, südwestlich von Thorshavn.

gemein führen, habe ich mich erst kürzlich sehr eingehend geäussert, so dass hier nur das Allerwichtigste wiederholt sei[1]). Den Sortierungsprozess erblicke ich in der Aufwärtsbewegung steinigen Materials in den feinerdigen Feldern oder Streifen zur Oberfläche und der hier dann folgenden Seitwärtsbewegung der Steine in Richtung auf den Steinrahmen oder den Steinstreifen, wo das steinige Material festgelegt wird und dem Aufbau der Steinrahmen oder Steinstreifen dient. Der Vorgang läuft sich tot, sobald im Boden oberhalb der Auftautiefe kein Steinmaterial mehr zur Aufwärtsbeförderung vorhanden ist. Die dann vorliegenden Strukturformen sind Endformen oder, wegen der die wasser-

[1]) Genaueres und auch die einschlägige Literatur bei H. POSER: Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rundschau 22, S. 218 ff. 1931.

durchrieselten Steinrahmen aufzehrenden mechanischen Verwitterung, Zerfallsformen.

Die Aufwärtsbewegung der Steine erfolgt durch Auffrieren derselben[1]); die Seitwärtsbewegung auf der gewöhnlich etwas gewölbten Oberfläche der Erdfelder durch Frostschub und auch durch Abgleiten der Steine auf feuchter oder nasser Unterlage. Die Struktur der Steinrahmen oder Steinstreifen, die häufige Kantenstellung der Steine in ihnen, geht auf den seitlich auf sie einwirkenden Expansionsdruck beim Gefrieren der erdigen Felder zurück.

Mit diesen Darlegungen ist die Fortbildung der Strukturformen skizziert, nicht ihre Erstanlage. Diese kann bei äusserlich sich gleichenden Strukturgebilden gänzlich verschiedene Ursachen haben[2]). Bei dem zweiten beschriebenen Steinnetzwerk ist es sicher, dass die Ansammlung von Gesteinsscherben in polygonalen Trockenrissen erfolgte; bei dem ersten Steinnetzwerk (Fig. 21) kann man dieses auf Grund des unmittelbar benachbarten Spaltennetzfeldes nur vermuten. Dieses Steinnetzwerk kann auch gänzlich anderer Entstehung sein; genaueres lässt sich aus dem Tatsachenbefund nicht erschliessen.

Die dargestellten Streifenböden aus Ostgrönland und von den Färöer sind prinzipiell gleicher Enstehung. Der schnurgerade Verlauf der Steinstreifen, ihre Führung von abrieselndem Wasser und ihre Lage unterhalb von Schneeflecken deutet auf die Erstanlage der Steinstreifen durch Abspülung hin. Das mehr oder weniger linear ablaufende Niederschlags- oder Schmelzwasser schafft in dem ursprünglich inhomogenen Bodenmaterial Rinnen, in welchen es durch Ausspülung des Feinmaterials zur relativen Anreicherung der Steine kommt. Zwischen den Rillen erhält sich anfangs gemischtes Bodenmaterial, von dessen Oberfläche Steine, auch auffrierende Steine in die Rillen wandern und diese zu Steinstreifen verstärken.

Mit dem allgemein bekannten Solifluktionsstreifenboden, der durch hangabwärtige Verzerrung von Steinellipsen oder Steinkreisen entsteht, hat dieser Streifenboden nichts zu tun. Er ist erstmalig genauer von W. Salomon aus den Alpen beschrieben und erklärt worden[3]). Sein Vorkommen in Gebieten ohne Dauerfrostboden (Alpen, Island[4]), Färöer) zeigt an, dass er keineswegs eine typisch arktische Erscheinung darstellt (Färöer: Mitteltemperaturen: Jahr 6,5° C., kältester Monat 3,2°. Mittleres Minimum —9° C. nach W. Köppen[5])).

[1]) A. Hamberg: Zur Kenntnis der Vorgänge usw. Geol. Fören. Förhandlg. 37, S. 606 ff. 1915.

[2]) Siehe H. Poser: Beiträge usw. a. a. O., S. 226 ff.

[3]) W. Salomon: Arktische Bodenformen in den Alpen. Sitzber. Heidelberger Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl. 1929, 5. Abhandl., S. 14.

[4]) H. Poser: Beiträge usw. a. a. O., S. 202 f. und 226 f.

[5]) W. Köppen: Grundriss der Klimakunde, 2. Aufl. Berlin und Leipzig 1931, S. 347.

2. Spaltenboden, Pflasterboden.

a. Spaltenboden. Eine besondere Bodenform fand ich in der Tundra von Wollaston-Vorland auf einem 5 bis 8° gleichmässig geneigten Hange. Es handelte sich um eine Grossfelderung des Tundrabodens, bewirkt durch ein Netz meist sich rechtwinklig schneidender Rillen von 20, 30, 40 und auch 100 m Länge. Ein Teil der Rillen lief hangparallel, ein anderer senkrecht dazu horizontal. Im ganzen schnurgerade, zeigten die Rillen im kleinen einen Zickzackverlauf und glichen so Bodenrissen oder -sprüngen. Die Rillen waren einige Zentimeter, selten einige Dezimeter tief, klafften oben 20 bis 25 cm weit auseinander und waren, im Gegensatz zu den von ihnen eingefassten Feldern, wenig oder gar nicht bewachsen.

Dieselbe Felderung sah ich in der Tundra im Dusén-Fjord und im Hochstetter-Vorland wieder. Hier in Hochstetter-Vorland fand sich die Bodenform in annähernd ebenem und ziemlich vegetationsfreien Gelände. An verschiedenen Stellen waren hier die Rillen beiderseits von 1 bis 2 dm hohen, oberflächlich rundlichen Bodenwellen begleitet, die mit den Rillen und ihrem Verlauf in engstem Zusammenhang standen.

Von ablaufendem Schmelzwasser sind die Rillen nicht geschaffen, da sich hieraus die horizontal laufenden Rillen nicht erklären liessen. Die Felderung ist dagegen jenen von K. GRIPP aus Spitzbergen und B. N. GORODKOV aus Westsibirien beschriebenen Erscheinungen sehr ähnlich[1]), so dass ich mit diesen Forschern in den Bodenrillen oder -sprüngen Frostspalten, im vorliegenden Falle ältere, jetzt teilweise zugeschlemmte Frostspalten sehen möchte. Die Ursache für ihre Bildung ist in der Kontraktion des Bodens bei erheblicher Abkühlung zu erblicken.

b. Pflasterboden. In Wollaston-Vorland war in oberen Talstrecken der die Talsohle bildende Schutt sehr oft zu ebener Fläche ausgeglättet. Grössere kantige und kantengerundete Steine lagen dicht bei dicht aneinander und bildeten mit ihren Oberseiten auf einer dem Talgefälle entsprechend geneigten Fläche ein geschlossenes Steinpflaster, einen Pflasterboden (Fig. 24). Das Schuttmaterial war im allgemeinen von Schmelzwasser stark durchnässt.

Pflasterboden ist bereits wiederholt aus arktischen und alpinen Gebieten beschrieben worden[2]). Sein Vorkommen ist immer an Stellen

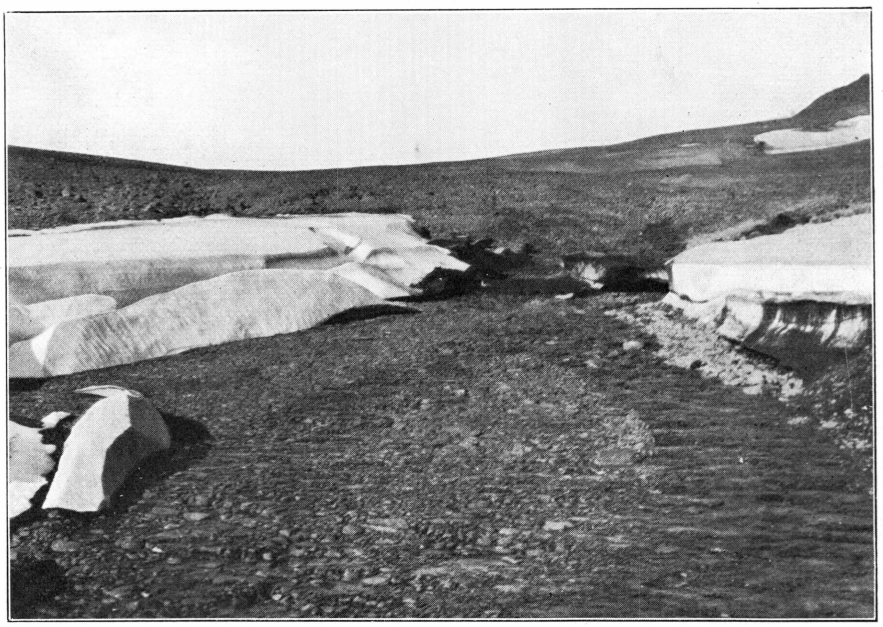
---

[1]) K. GRIPP: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. Abh. Naturwiss. Ver. Hamburg, Bd. XXII 1929, S. 162. — Hier auch ältere Literatur. — B. N. GORODKOV: Soils of the Tundra Plain of the U. S. S. R. Second international Congr. of Soil Science. Pedology 4, S. 89, Moskau-Leningrad 1930. — Die von GORODKOV beschriebenen Formen sind allerdings wesentlich kleineren Ausmasses.

[2]) Die Bezeichnung Pflasterboden hat W. SALOMON eingeführt: Arktische

geknüpft, die einen Teil des Jahres von Schnee bedeckt sind und später von Schmelzwasser stark durchtränkt werden, so unterhalb von Schneeflecken oder auf den Sohlen oberer Talstrecken.

Die Ursache für die Bildung des Pflasterbodens dürfte allgemein in dem auf bereits aufgetautem und durchtränkten Schutt lastenden



Phot. H. Poser, 8. August 1931.

Fig. 24. Pflasterboden (Schuttglättung) auf einer Talsohle in Wollaston-Vorland.

Druck von Schneemassen beruhen. Für den speziellen Fall der hier beschriebenen Pflasterböden ist dies aus der Abbildung Fig. 24 gut erkennbar. Mit Beginn der Schmelze bildet sich unter der das ganze Tal ausfüllenden Schneemasse ein kleiner Schmelzwasserlauf, über dem die Schneedecke einbricht. Der Schutt erwärmt sich schneller und untertaut die noch im Tal befindlichen Schneemassen, die, jeglicher Stütze beraubt, in grossen Stücken abbrechen, überkippen und mit ihrer Last den stark durchtränkten Schutt einebnen.

Bodenformen in den Alpen, a. a. O., S. 20 (Hier auch Literatur über die Alpen). — Literatur und Beobachtung aus arktischen Gebieten bei H. Poser: Beiträge usw., S. 230 f.