

Der polare Permafrost und die Auftauschicht in Svalbard

Von Gerhard Stäblein, Marburg*

Zusammenfassung: 21 Mio km² der Erde gehören heute zum Permafrostbereich. Der Entwicklung der Auftauschicht über dem Permafrost kommt für alle morphodynamische Prozesse der eisfreien Polarländer entscheidende Bedeutung zu. Entlang von Meßprofilen in Svalbard wird der Zusammenhang zwischen Entwicklung der Auftauschicht und Frostmusterformen untersucht. Die lokalen Standortunterschiede durch Vegetationsbedeckung und Mikrorelief bedingen eine stärkere Schwankung der Auftautiefen (30–80 cm) als die überregionalen Unterschiede zwischen W-Spitzbergen und SE-Svalbard, trotz unterschiedlicher Klimabedingungen. Die Frostfront bildet ein „basales Auftaurelief“ im Boden, das das kleingliedrige Oberflächenrelief der Frostmusterformen meist verstärkt und gleichsinnig abbildet, und auch am Ende der sommerlichen Auftauperiode nicht ganz ausgeglichen ist.

Summary: Today 21 million km² of the earth belong to the zone of permafrost. The development of the thawing layer above the permafrost has a decisive importance for all morphodynamic processes of the polar lands without ice cover. Along some measurement profiles in Svalbard the correlation is studied between the development of the thawing layer and the frost patterns. The local differences of position caused by vegetation cover and microrelief imply a greater oscillation of thawing depths (30–80 cm) than the regional differences between W-Spitsbergen and SE-Svalbard in spite of their different conditions of climate. The frost front constitutes a „basal thawing relief“ in the ground, which reinforces and copies congenially the small thawing period.

1. Verbreitung des Permafrosts

Auf der Erde gibt es heute *Permafrost*, Dauerfrostboden, d. h. während des ganzen Jahres andauernd gefrorenen Untergrund, in einem Gebiet von 21 Mio qkm (SHUMSKIY u. a. 1964); das sind 14 % der Festlandsfläche der Erde.

Auf den Kontinenten der Nordhemisphäre ist die polare Grenze des Dauerfrostbodens deutlich ausgebildet. Die Grenze einschließlich der Gebiete mit diskontinuierlichem Permafrost reicht weiter äquatorwärts im Bereich der kontinentalen Ostseitenklimate; in Sibirien südlicher als 50° Breite, also weiter südlich als Frankfurt am Main. 47 % der UdSSR gehören zum Permafrostbereich (EMBLETON und KING 1968, 459).

Der Permafrost ist charakteristisch für die Tundrenzone und die Frostschutzzone, und umfaßt darüber hinaus weite Bereiche der borealen Nadel- und Birkenwaldzone. Azonales Auftreten von Permafrost wurde zum Teil in Hochgebirgen festgestellt, z. B. von BARSCH (1969) in den Alpen.

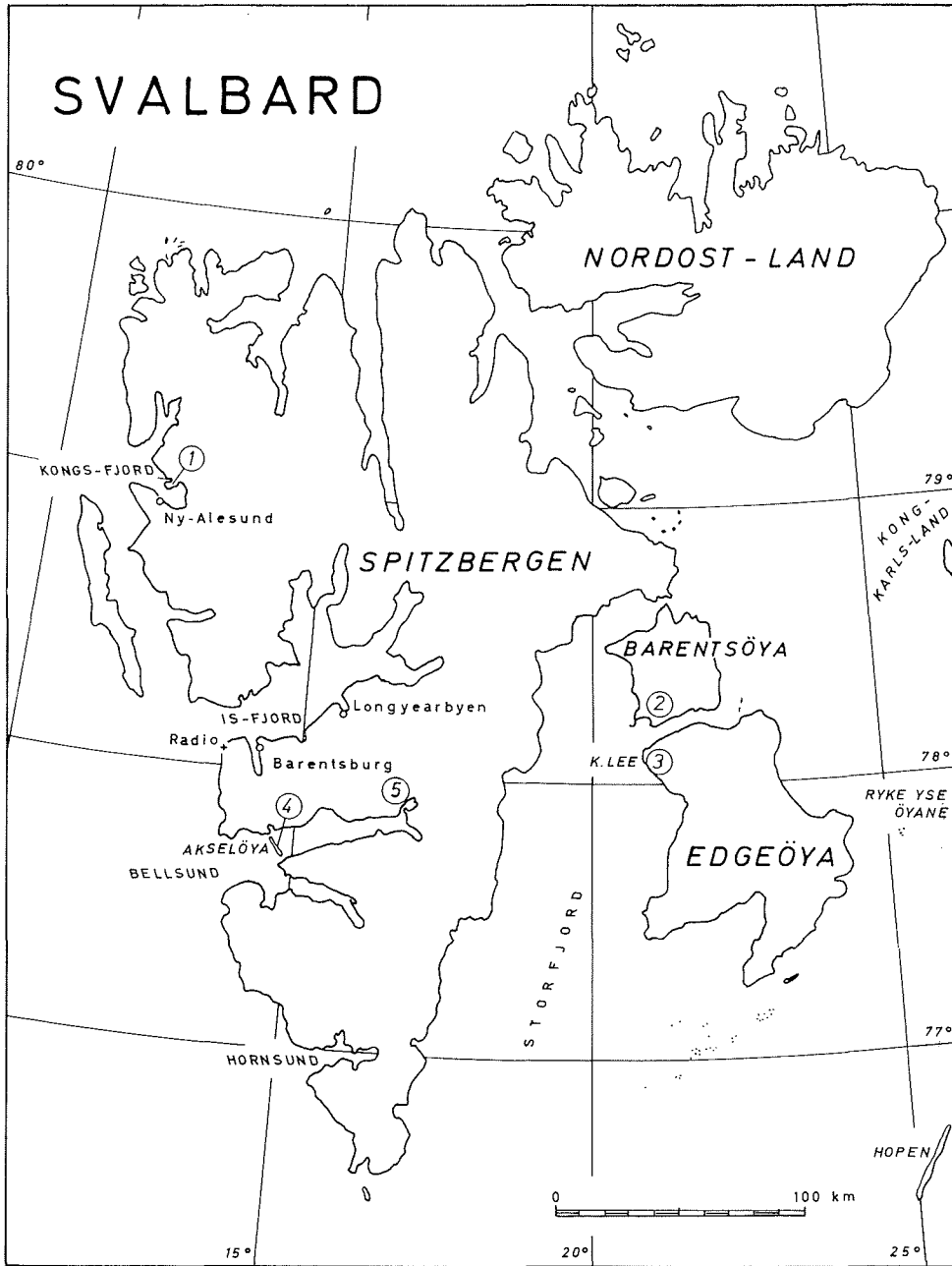
Svalbard, die norwegische Inselgruppe bei 77 bis 80° N (Abb. 1) auf halbem Weg zwischen europäischem Nordkap und Nordpol, rund 1000 km südlich des Pols, gehört zum kontinuierlichen Permafrostbereich. Alle wichtigen morphodynamischen Prozesse, die hier die Geomorphologie in der Frostschutz- und Tundrenzone prägen, sind vom Permafrost des Untergrundes beeinflusst.

2. Bedeutung der Auftauschicht über Permafrost

Die Eigenständigkeit der Morphodynamik der eisfreien Polargebiete hat im wesentlichen in der Existenz des Dauerfrostes im Untergrund und in der periodischen Ausbildung einer sommerlichen *Auftauschicht* ihre Ursache (vgl. BÜDEL 1960). Die Mächtigkeit, die Entwicklung und die Dauer der Auftauschicht an der Oberfläche ist für die Abtragung, für deren Ausmaß und zeitlichen Ablauf, entscheidend.

Für die Erosion, die fluviatile, linienhafte Abtragung, ist der Schrittmacher die „Eisrinde“, die BÜDEL (1969) beschrieben hat. Es handelt sich dabei um eine kryogene Verwitterungsschicht im obersten Abschnitt des dauernd gefrorenen Untergrundes. Sie

*) Prof. Dr. Gerhard Stäblein, 355 Marburg/Lahn, Renthof 6, Geographisches Institut der Universität Marburg/Lahn.



G. S. 71

Abb. 1: Übersichtskarte von Svalbard mit Lage der besprochenen Lokalitäten. 1 = Blomstrand-Halbinsel am Kongs-Fjord; 2 = Stauerland mit Hohenstauen, Stauerbachtal und Talaveravorland; 3 = Bucht zwischen Kap Lee und Rosenbergtal; 4 = Aksel-Öya zwischen Bellsund und Van-Mijen-Fjord; 5 = Sveagruva an der Braganza-Bucht.

Fig. 1: Map of Svalbard with the position of the discussed localities. 1 = Blomstrand-Peninsula at Kongs-Fjord; 2 = Stauerland with the mountain Hohenstauen, Stauerbach-Valley and Talavera-Foreland; 3 = Bay between Kap Lee and Rosenberg-Valley; 4 = Aksel-Öya between Bellsund and Van-Mijen-Fjord; 5 = Sveagruva at Braganza Bay.

bereitet das anstehende Gestein durch eingelagerte Eiskomplexe und deren durch thermische Variationen bedingte Volumenschwankungen derart auf, daß die Flüsse allein durch Auftauen ihres Untergrundes abtransportieren und sich dadurch tieferlegen können. Die Entwicklung der sommerlichen Auftauschicht unter den Flüssen und in den Tälern ist der auslösende Faktor, der von BÜDEL (1948) „exzessiv“ genannten Talbildung im Polargebiet.

Mehr noch ist die Auftauschicht selbst für die Denudation, für die weitflächige Abtragung der Hänge, entscheidend. Die Solifluktion und Kryoturbation werden entscheidend beeinflußt und erhalten dadurch ihre maximale basale Begrenzung. Taut ein Hang nur wenig tief auf, kann auch nur wenig abgetragen werden; denn es wird weitflächig nur aufgetautes Material durch die Denudation abgetragen, abgesehen von dem Frostschutt der Steinschlagwände. Dieser Betrag maximaler, möglicher Abtragung wird besonders bei größeren Auftautiefen nicht immer realisiert (vgl. SEMMEL 1969, 42). Es gilt jedoch allgemein der Grundsatz, daß die Entwicklung der Auftauschicht der Abtragung vorausgeht.

Es erscheint daher notwendig für die Geomorphologie der Polarländer die Auftauschicht, die „aktive Schicht“ über dem Permafrost eingehend zu untersuchen.

Während der von Prof. BÜDEL geleiteten bzw. veranlaßten „Stauferland-Expedition 1967“ in SE-Svalbard und der „Bellsund-Expedition 1968“ in W-Spitzbergen habe ich eingehende vergleichende Untersuchungen der Auftauschicht über Permafrost vorgenommen (STÄBLEIN 1970).

BRYAN (1946) sprach statt von der Auftauschicht vom „Mollisol“ über dem „Pergelisol“. Die Dauerfrostschicht, der Pergelisol oder Permafrost, ist in Svalbard einige 100 m mächtig. In den Bergwerksstollen von Sveagruva an der Braganza Bay (Nr. 5 in Abb. 1) wird bei 320 m unter Tag die Untergrenze des Dauerfrostbodens erreicht (WERENSKJÖLD 1953). Die starke Ausbildung der Eisrinde am Top des Pergelisol ist in Svalbard durch das *episodische Tiefergreifen* der Auftauschicht um 20—60 cm (BÜDEL 1962, 346) während der postglazialen Wärmezeit (8500 bis 5000 vor heute) mitbedingt. Datierbare Pollen und Humusreste in dieser Schicht beweisen dies (SEMMEL 1968, 1970).

Für die postglaziale Wärmezeit wird eine Erwärmung um 2—3° C angenommen (SCHWARZBACH 1961, 179). Das würde bedeuten, daß die Jahresmitteltemperatur in W-Spitzbergen etwa —5/—6° C betrug gegenüber —8° C heute. Also weit weniger als für die Erhaltung von Dauerfrost mit —2° C angegeben wird (WOLDSTEDT 1961, I, 60). Der Permafrost bestünde demnach in Svalbard ohne Unterbrechung bis ins Pleistozän zurück. Datierungen von Eiskomplexen aus der Dauerfrostschicht stehen noch aus.

Nach den Untersuchungen von BÜDEL (1962, 353) an Frostmusterböden in Lagen von 170—410 m NN auf Barents-Oya in SE-Svalbard kann man ein *Schema der Entwicklungs-Phasen* des sommerlichen Auftaubodens mit Bodenaustrocknung im Hochsommer und Dehydratation im Frühwinter erstellen. Die Auftauschicht beginnt sich nach Schmelzen der Schneedecke frühestens Ende Mai zu bilden und wird spätestens im Oktober durch den von der Oberfläche eindringenden Winterfrost von oben und das Ansteigen der Frostfront von unten völlig verdrängt.

3. Auftautiefen in Svalbard

Bisher wurden zu verschiedenen Zeitpunkten, an verschiedensten Stellen und in unterschiedlicher Höhe vor allem an der Westküste Spitzbergens im Zusammenhang mit der Beschreibung und Untersuchung der Frostmusterböden die jeweils momentane Auftautiefe gemessen. Hinweise dazu finden sich bei MIETHE (1912), MEINARDUS (1912), POSER (1933), TROLL (1944) und FURRER (1959). Die Beobachtungen für Juli und

August im Bereich des Kongs-Fjord liegen in der Größenordnung 12 bis über 100 cm Auftautiefe. Nur HERZ und ANDREAS (1966) haben 1964 auf der Blomstrandhalbinsel (Nr. 1 in Abb. 1) die Entwicklung der Auftauschicht eingehender untersucht. Im von Grundmoränen bedeckten Gletschervorfeld wurden hier Auftautiefen bis maximal fast 150 cm gemessen, die im August erreicht wurden.

Für SE-Svalbard wurden in höheren Lagen über 150 m NN im Stauerland auf Barents-Oya (Nr. 2 in Abb. 1) 20—67 cm Auftauwerte beobachtet (vgl. BÜDEL 1962). In tieferen Lagen des Stauerlands auf der Talavera wurden an einer vegetationsfreien Station (25 m NN, 250 m von der Küste, SE-Exposition) bereits im Juli 65 cm Auftautiefe gemessen, die im August mit über 70 cm ihr Maximum erreichte. Die Station im vegetationsbedeckten Eiskeilnetz (15 m NN, 350 m von der Küste) ist mit 10 cm Auftautiefe im Juli weniger rasch aufgetaut, und erreichte erst Anfang September mit 27 cm die maximale Auftautiefe (vgl. FURRER 1969). Ein Vergleich mit der von mir gemessenen Lufttemperaturkurve der Tagesmittelwerte an der Wetterstation „Würzburger Hütte“ (78° 12' N / 21° 02' E, 16 m NN), die 2 bzw. 3 km entfernt liegt, zeigt nur in langfristigen Tendenzen eine Übereinstimmung zwischen Lufttemperatur und Entwicklung der Auftauschicht (STÄBLEIN 1970).

4. Auftauschicht und Frostmusterformen

4.1 Untersuchungsmethode

Die Untersuchungen entlang von Meßprofilen dienten dazu, den Zusammenhang von Auftautiefen und Frostmusterformen zu erfassen. Von der Küste aus aufsteigend, wurden jeweils rund 500 m lange Profile mit einem Eisenbohrstock (Modell Pürckhauer) mit Bohrkernrille abgebohrt im Juli und gegen Ende des Polarsommers. Der Bohrstock wurde nicht nur bis zum Widerstand der Gefronnisfront, sondern bis in die Frostsicht selbst eingeschlagen. Dabei wurden alle Teile von Frostmusterformen mit mindestens 10 Bohrpunkten erfaßt. Für jeden Standort konnte so ein Mittelwert der Auftautiefe und deren Veränderung bestimmt werden, der weitgehend von zufälligen Singularitäten frei ist und die lokale Entwicklung der Auftauschicht formspezifisch wiedergibt.

4.2 Meßprofil Kap Lee

Das Meßprofil bei Kap Lee (78° 05' N / 20° 50' E) (Nr. 3 in Abb. 1) ist WNW exponiert und reicht über Strandwallserien und marine Terrassen, die Spuren der holozänen isostatischen Hebung von Svalbard. Diese sind aus marinen Lockersedimenten, aus Kiesen und Sanden mit Muschelschill aufgebaut. Der Untergrund und die überragenden Steilhänge bestehen aus Trias-Sandstein und Basalt, die auch im Buchtbereich selbst an verschiedenen Stellen zutage treten (Abb. 2).

Die jüngeren Strandwälle sind noch weitgehend vegetationsfrei. Landeinwärts befinden sich Eiskeilfelder von 3—4 m Kantenlänge. Auf den Eiskeilwülsten beginnt die Vegetationsbedeckung, ein feuchtes Tundrenpolster. Wo dann die Vegetation fast geschlossen ist, mischen sich Polygone von 1—2 m Durchmesser in das Eiskeilnetz. Strandwälle sind in diesem Abschnitt nicht mehr einzeln zu unterscheiden, sondern schließen sich zu einer Terrasse zusammen. Deutlich wird der Anstieg zu einer höheren marinen Terrasse durch das Auftreten von Moosgirlanden. Es schließen sich Schutzzungen an, die in Schuttstreifen übergehen und auf ebeneren Stellen zu Moosstreifen werden.

Die Standortmittelwerte der Auftautiefen im Juli und Anfang September zeigen eine deutliche Differenzierung. Die maximale sommerliche Auftautiefe wird unmittelbar am Strand mit 76 cm erreicht, wie auch sonst die vegetationsfreien Stellen mit 68—73 cm tiefer auftauen als die vegetationsbedeckten Stellen, die Werte von 51—60 cm aufweisen. Die Rahmen der Polygone und Eiskeilfelder tauen deutlich weniger tief auf als die

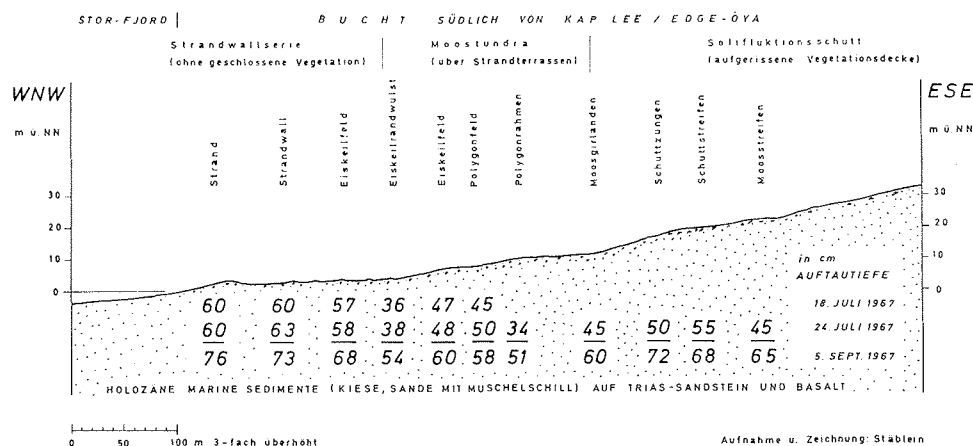


Abb. 2: Auftaumesprofil südlich von Kap Lee ($78^{\circ} 05' N / 20^{\circ} 50' E$), nordwestliche Edge-Öya mit Auftaummittelwerten für die verschiedenen Formbereiche im Polarsommer 1968
Fig. 2: Profile of the measured thawing depths in the South of Kap Lee ($78^{\circ} 05' N / 20^{\circ} 50' E$), northwestern Edge-Öya, with mean values of thawing depths for the different form elements during the polar summer 1967

Zwischenfelder. Dieser Gegensatz ist jedoch bei den Meßreihen im Juli noch wesentlich deutlicher als am Ende des Sommers erkennbar. Zwischenmessungen haben gezeigt, daß dieser Ausgleich dadurch zustande kommt, daß die Stellen mit raschem Auftau im Frühsommer sich auch rascher auf die dem sommerlichen Wärmehaushalt und dessen Tiefenwirkung angepaßte Auftautiefe einstellen und dann den August über praktisch gleichbleibende Auftautiefen haben.

Die mittlere Auftautiefe über diese Formenreihe betrug 49,6 cm im Juli, wobei die Werte von 34 bis 63 cm schwankten, und 64,1 cm Anfang September bei Schwankungen der Werte von 51 bis 76 cm. Für den Beobachtungszeitraum (14. Juli bis 6. September 1967) wurde an der rund 15 km entfernten Wetterstation „Würzburger Hütte“ eine mittlere Tagesmitteltemperatur von $1,9^{\circ} C$ bei einer mittleren täglichen Temperaturschwankung von $2,7^{\circ} C$ gemessen.

4.3 Meßprofil Aksel-Öya

Das Meßprofil Aksel-Öya ($77^{\circ} 43' N / 14^{\circ} 45' E$) (Nr. 4 in Abb. 1) reicht quer über die schmale glazial asymmetrisch überschiffene Felseninsel, die den Van-Mijen-Fjord vom Bellsund trennt und bis maximal 60 m aufragt. Es ist der Bereich der steil aufgerichteten Schichten des Permo-Karbon, die zu kahlen Schichtrippen verwittert sind. Östlich legen sich Schichten der Trias an, über die drei Stufen von isostatischen holozänen marinen Terrassen hinwegreifen (Abb. 3).

Über den vegetationslosen rezenten Strand mit schwach ausgebildetem Strandwall erhebt sich, markant abgesetzt, eine völlig mit Moostundra bedeckte 4 m hohe Terrasse, die nur zum kleineren Teil Moosringe aufweist. Vor dem steilen Anstieg zur nächsten Terrasse haben sich breite Solifluktionsschuttdecken ausgebildet. Am flacheren oberen Teil des Terrassenanstiegs setzen Moosstreifen ein. Auf der rund 200 m breiten ebenen Terrassenfläche in 22 m Höhe befindet sich ein großes Eiskeilnetz mit Felder von 3—5 m Durchmesser. Die Eiskeile laufen in die flache Wanne eines Sees aus, der randlich von einem mächtigen in ihn hineinragenden Schneefleck gespeist wird.

Über hochragendem Anstehenden im Untergrund hat sich auf ebenen Stellen vor dem Anstieg der Schichtrippen ein Feld von Frostschuttbeulen gebildet. Geringmächtige Soli-

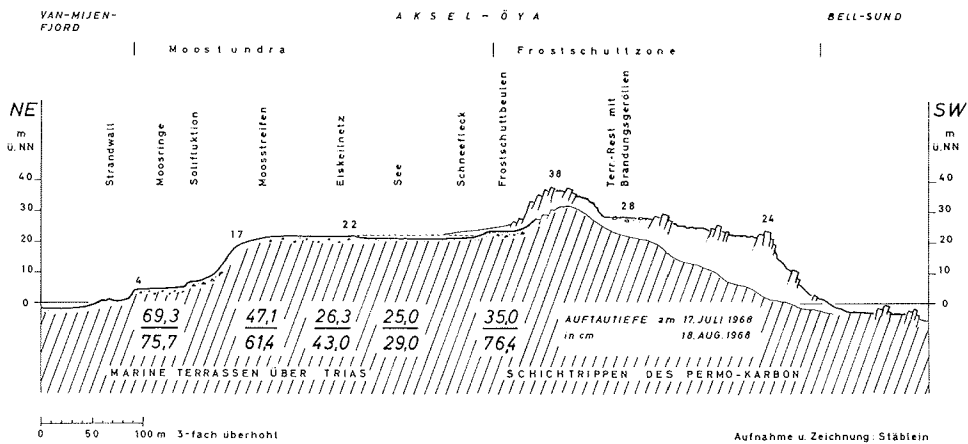


Abb. 3: Auftaumeßprofil auf Aksel-Öya ($77^{\circ} 43' N/14^{\circ} 45' E$) im Bellsund/W-Spitzbergen mit Auftaumittelwerten für die verschiedenen Formbereiche im Polarsommer 1968
Fig. 3: Profile of the measured thawing depths at Aksel-Öya ($77^{\circ} 43' N/14^{\circ} 45' E$) in the Bellsund/W-Spitzbergen with mean values of thawing depths for the different form elements during the polar summer 1968

fluktionsdecken aus grobem Frostschutt ziehen sich zwischen den angewitterten Rippen des Anstehenden zum Paß eines glazial ausgeschürften Rillentälchens, das quer über die Insel führt und steil zu den Klippenreihen der W-Küste abfällt.

Auch bei diesem Meßprofil korrelieren die Standortmittelwerte der Auftautiefen für den 17. Juli und den 18. August 1968 mit den verschiedenen Frostmusterformen. Am Strand wurde die Untergrenze der Auftauschicht mit dem 1 m langen Bohrstock bereits im Juli nicht mehr erreicht.

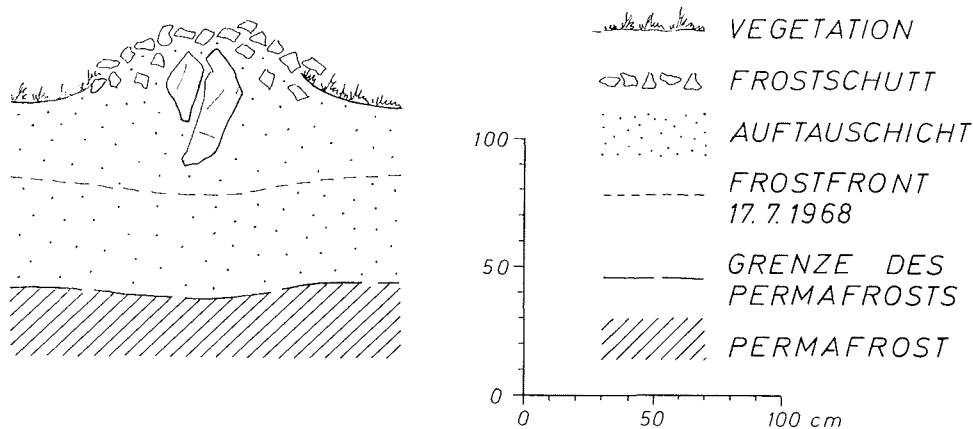
Die 4-m-Terrasse hatte mit 69,3 cm durchschnittliche Auftautiefe bereits im Juli einen relativ hohen Wert, der bis zur zweiten Augusthälfte nur noch bis 75,7 cm stieg. Dieser Wert wird bei den Frostschuttbeulen im obersten Teil des Meßprofils mit 76,4 cm im August noch übertroffen, dagegen war hier der Juliwert nur 35,0 cm. In diesem vegetationsarmen Schuttbereich, der erst spät schneefrei geworden ist und damit der Auftau-prozeß erst spät einsetzen konnte, ergibt sich die höchste Auftaugeschwindigkeit mit 1,3 cm pro Tag. Die niedrigsten Auftauwerte wurden unter dem See mit Mittelwerten von 25,0 cm im Juli und 29,0 cm im August bei einer Wassertiefe von 39—50 cm gemessen. 57,1 cm ist der Mittelwert der sommerlichen Auftautiefe über das gesamte Meßprofil; 40,5 cm ist der entsprechende Zwischenwert für Mitte Juli. Die Tagesmitteltemperatur lag für die Wetterstation Isfjord Radio (Abb. 1), mit der wir unser Meßprofil vergleichen können, bei durchschnittlich $5-3^{\circ} C$ im entsprechenden Beobachtungszeitraum.

Auch bei diesem Meßprofil sind die Rahmen der Frostmusterformen weniger tief aufgetaut als die meist vegetationsärmeren Kernbereiche (Abb. 4). Die Unterschiede der Auftautiefen zwischen Rahmen und Kern, die im Juli bis 22 cm betragen, verringern sich im August auf nur noch 3—6 cm. Diese Feststellung eines „basalen Auftaureliefs“, mit Ausnahme der Frostschuttbeulen gleichsinnig mit dem Mikrorelief, steht im Gegensatz zu den Beobachtungen von HERZ und ANDREAS (1966) im moränenbedeckten Gletschervorfeld auf der Blomstrand-Halbinsel am Kongs-Fjord. Sie stellten eine Reliefumkehr in der Auftaufront im Verhältnis zu den Formen des Mesoreliefs fest. Dies läßt sich aus der zeitweiligen Verzögerung des Auftauens in feuchteren, schneereicheren Wan-nen gegenüber den früher schneefreien Kuppen erklären. Im Laufe des Sommers werden diese Unterschiede aber wieder weitgehend ausgeglichen.

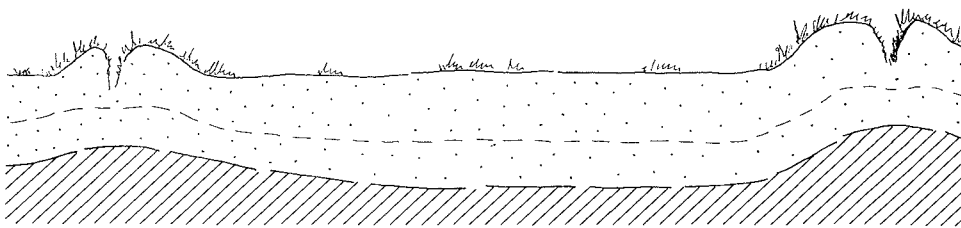
4.4 Bilanz der Auftautiefe

Außerhalb des Meßprofils wurden auf einem 36 m hohen Terrassenrest von Aksel-Öya bei extrem feuchten Standortbedingungen in einem Thufurfeld unter Vegetationsbedeckung

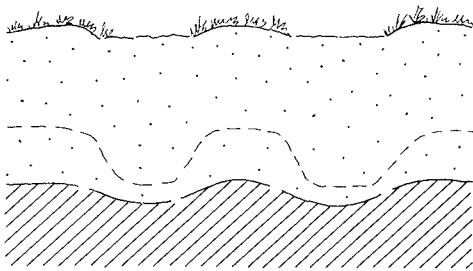
FROSTSCHUTTBEULE (25 m NN)



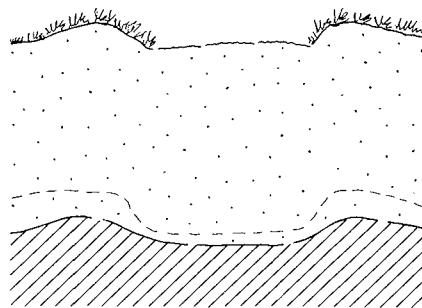
EISKEILNETZ (22 m-Terrasse)



MOOSSTREIFEN (22 m-Terr.)



MUDPIT (4m-Terr.)



Aufnahme u. Zeichnung: STÄBLEIN

Abb. 4: Frostmusterformen und die Entwicklung der Auftauschicht im Bereich des Meßprofils Aksel-Öya. Eine weitgehend konstante Lage der Frostfront wird im August erreicht. Sie entspricht der Obergrenze des Permafrosts.

Fig. 4: Frost patterns and the development of the thawing layer in the zone of the profile Aksel-Öya. An extensively constant position of the frost front is reached in August which corresponds to the upper limit of the permafrost.

am 20. August 1968 Auftautiefen von nur 10 bis 25 cm gemessen. Auf einer S-exponierten Solifluktuionsdecke im Ulladalen am Van-Keulen-Fjord wurde am 9. August 1968 mit 130 cm die größte Auftautiefe 1968 im Bellsundbereich beobachtet.

Man muß sich fragen, ob mit den Meßreihen die gesamte Auftauschicht für den Polarsommer erfaßt wurde. Einzelne Zwischenmessungen haben gezeigt, daß die Auftauwerte im wesentlichen bereits bis Anfang August erreicht waren und nur auf den vegetationsbedeckten Terrassen noch um einige cm zunahmen. Für eine hochsommerliche Konstanz der Auftaufront spricht die Eisenfreisetzung und die kryoklastische Tonanreicherung, die SEMMEL (1969, 52) in der Auftauschicht nachgewiesen hat. Nach unseren Beobachtungen ist dieser Prozeß besonders an der Basis der Auftauschicht ausgeprägt.

Die Art der gefrorenen Teile der Bohrprofilproben zeigten deutliche Unterschiede. Im Juli waren die Proben der basalen Frostschicht von feinen Eislamellen durchsetzt. Dabei handelte es sich um noch nicht aufgetaute Partien der Auftauschicht. Im August und September dagegen zeigten die Bohrkerne zum Teil große Blankeiskomplexe, wie sie für die Eisrinde, also für den obersten Teil des Permafrosts typisch sind. Dies spricht dafür, daß die maximale sommerliche Auftauschicht wirklich erfaßt wurde.

Die Anwendung statistischer Testverfahren bietet die Möglichkeit, die Grenzen der Zufälligkeit anzugeben, indem Parameter der Verteilungsfunktionen der Meßwertreihen über Testgrößen mit den Schranken wahrscheinlichkeitstheoretischer Funktionen verglichen werden. Es wurde eine Varianz-Analyse bei allen Meßreihen durchgeführt. Es ergab sich, daß die Unterschiede der Varianz der Meßreihen stochastisch nicht signifikant, also zufällig sind. Der Student-Test ergab, daß bei 95 und 99 % Sicherheitswahrscheinlichkeit, die Nullhypothese der nur zufälligen Unterschiede, nicht abgelehnt werden kann.

4.5 Entwicklung der Auftautiefen an der Peripherie von Schneeflecken

Untersuchungen an Schneeflecken haben gezeigt, daß die Größe des Bereichs reduzierter Auftautiefe vor einem Schneefleck allein von der Abschmelzgeschwindigkeit und damit dem Zurückweichen des Schneeflecks abhängig ist. Vor Schneerändern, die während des Sommers nur wenig zurückweichen, werden innerhalb eines Abstands von einem Meter die Auftautiefen erreicht, die auch in weiterer Entfernung vom Schneerand vorhanden sind. Wo ein Schneerand um viele Meter zurückgewichen ist, stellte man auch ein flacheres und weiter reichendes Abtauchen der Auftautiefen vom Schneefleck weg fest zum Klimaxwert des Standorts.

5. Ergebnisse

Als Ergebnisse der Untersuchungen der Auftauschicht ergaben sich unter anderem folgende 5 Punkte:

1. Obwohl die Temperatur in den für die Entwicklung der Auftauschicht entscheidenden Sommermonaten Juli und August unterschiedlich ist in W- und SE-Svalbard, zeigen vergleichbare Standorte niedrigerer Lagen ähnliche Werte der Auftautiefen. Dies ist wohl in erster Linie auf die gleiche Dauer der Auftauzeit von Juni bis September zurückzuführen.
2. Eine entscheidende absolute Reduzierung der Auftautiefe tritt mit der Höhe auf. Durch eine Vegetationsdecke und ihre Feuchtigkeit wird der Auftauvorgang verzögert, so daß zum Teil bis Ende der Auftauperiode die thermische Ausgleichstiefe nicht erreicht werden kann. Daß bei einem stärkeren Wärmefluß auch unter Vegetation höhere Auftautiefen erreicht werden, zeigen die Werte des Meßprofils Aksel-Öya.
3. Die lokalen ökologisch bedingten Unterschiede der Auftautiefen sind größer als die regionalen im Vergleich von entsprechenden Standorten in W- und SE-Svalbard.

4. In den Bereichen mit Frostmusterformen wird das kleingliedrige Oberflächenrelief verstärkt in der Topographie der Basis der Auftauschicht abgebildet. Dieses „basale Auftaurelief“ wird zwar gegen Ende des Polarsommers geringer, aber nicht völlig ausgeglichen.
5. Bei den unter zurückschmelzenden Schneeflecken frei werdenden Stellen beginnt der sommerliche Auftauvorgang nur sukzessiv später als an den früher schneefreien Stellen. Es handelt sich hier nicht um eine standortklimatische, thermische Auswirkung in der Schneefleckperipherie, sondern einfach um einen durch längere Schneebedeckung verzögerten Auftaubeginn.

Literatur:

- Barsch, D. 1969: Permafrost in der oberen subnivalen Stufe der Alpen. — *Geographica Helvetica*, 24, 10–12, Bern.
- Bryan, K. 1946: Cryopedology, the study of frozen ground and intensive frostaction with suggestions on nomenclature. — *Am. J. Sci.*, 244, 622–642.
- Büdel, J. 1948: Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. — *Erdk.*, 2, 22–53, Bonn.
- Büdel, J. 1960: Die Frostschutzzone Südost-Spitzbergens. — *Colloquium Geographicum*, 6, 1–105, Bonn.
- Büdel, J. 1962: Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel auf Grund der Stauerland-Expedition 1959/60. — *Verh. 33. Deutsch. Geogr. Tag Köln 1961*, 337–375, Wiesbaden.
- Büdel, J. 1969: Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — *Würzburger Geogr. Arb.*, 25, 1–41, Würzburg.
- Embleton, C.; King, C. A. M. 1968: *Glacial and periglacial geomorphology*. — 1–608, London.
- Furrer, G. 1959: Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. — *Geographica Helvetica*, 14, 277–309, Bern.
- Furrer, G. 1969: Vergleichende Beobachtungen am subnivalen Formenschatz in Ostspitzbergen und in den Schweizer Alpen. — *Ergebnisse der Stauerland-Expedition 1967*, 9, 1–41, Wiesbaden.
- Herz, K.; Andreas, G. 1966: Untersuchungen zur Ökologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen). — *Pet. Mitt.*, 110, 4, 260–272, Gotha/Leipzig.
- Meinardus, W. 1912: Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturböden auf Spitzbergen. — *Z. Ges. Erdk. Berlin*, 1912, 250–259, Berlin.
- Miethe, A. 1912: Über Karreebodenformen auf Spitzbergen. — *Z. Ges. Erdk. Berlin*, 1912, 241–244, Berlin.
- Poser, H. 1933: Das Problem des Strukturbodens. — *Geol. Rdsch.*, 24, 105–121, Berlin.
- Schwarzbach, M. 1961: Das Klima der Vorzeit. — 1–275, Stuttgart.
- Semmel, A. 1968: Untersuchungen an Verwitterungs- und Abtragungsvorgängen in Lappland und auf Spitzbergen. — *Geographisches Kolloquium in Würzburg* 11. 6. 1968.
- Semmel, A. 1969: Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). — *Würzburger Geogr. Arb.*, 25, 1–82, Würzburg.
- Semmel, A. 1970: Untersuchungen an periglazialen Verwitterungs- und Abtragungsvorgängen in Lappland und auf Spitzbergen. — *Verh. 37. Deutsch. Geogr. Tag Kiel 1969*, 391–394, Wiesbaden.
- Schumskiy, P. A.; Krenke, A. N.; Zotikov, I. A. 1964: Ice and its changes. — *Research in Geophysics*, 2, 425–460, Cambridge/Mass.
- Stäblein, G. 1970: Untersuchung der Auftauschicht über Dauerfrost in Spitzbergen. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 21, 47–57, Öhringen.
- Troll, C. 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — *Geol. Rdsch.*, 34, 545–694, Stuttgart.
- Werenskjöld, W. 1953: The extent of frozen ground under the sea bottom and glacier beds. — *J. Glaciol.*, 2, 197–200.
- Woldstedt, P. 1961: Das Eiszeitalter. — 1, 1–374, Stuttgart.