

# Untersuchung der Auftauschicht über Dauerfrost in Spitzbergen

VON GERHARD STÄBLEIN, Würzburg

Mit 8 Abbildungen

**Zusammenfassung.** Entlang von zwei Meßprofilen in W- und SE-Spitzbergen wurde die Entwicklung der Auftauschicht in Korrelation zu Frostmusterformen und Standortbedingungen gemessen. Die Ergebnisse werden mit bisherigen Beobachtungen aus Spitzbergen verglichen.

Die Auftautiefen für Standorte geringer Höhe ü. NN sind mit Werten von rd. 30—80 cm in W- und SE-Spitzbergen nur wenig unterschiedlich. Die lokalen Standortunterschiede durch Vegetationsbedeckung und Frostmuster bedingen eine stärkere Schwankung der Auftautiefe als die überregionalen Unterschiede. Es entsteht dadurch ein „basales Auftaurelief“, das das kleingliedrige Oberflächenrelief der Frostmusterformen verstärkt und gleichsinnig abbildet, und auch am Ende der sommerlichen Auftauperiode nicht ganz ausgeglichen ist.

**Summary.** Along two profiles in W- and SE-Spitsbergen the development of the thawing layer was measured in correlation to frost patterns and environment conditions. The results were compared to the previous observations in Spitsbergen.

The thawing depths at positions in low heights above sea level are not very different from each other, with values from about 30 to 80 centimeters in W- and SE-Spitsbergen. An oscillation of the thawing depth stronger than between the different regions, is implied by the environment differences caused by vegetation cover and frost patterns. Through that proceeds a "basal thawing relief", which reinforces and copies congenially the small superficial relief features of frost patterns and is not levelled even at the end of the summer thawing period.

## 1. Problemstellung

Die Eigenständigkeit der Dynamik der Formgebung im Kleinen und Großen in der Frostschutt- und Tundrenzzone (i. S. BÜDEL 1960) des Polargebietes hat im wesentlichen in der Existenz des Dauerfrostes im Untergrund und der periodischen Ausbildung einer sommerlichen Auftauschicht ihre Ursache.

Die Mächtigkeit, die Entwicklung und die zeitliche 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 (1962, S. 345, 1968, S. 4, 1969) entdeckt und eingehend beschrieben hat. Diese kryogene Verwitterungsschicht im obersten Abschnitt des dauernd gefrorenen Untergrundes bereitet das anstehende Gestein so auf, daß die Flüsse allein durch Auftauen ihres Untergrundes abtransportieren und sich dadurch tieferlegen können. Es ist also die Entwicklung der sommerlichen Auftauschicht unter den Flüssen und in den Tälern zwar nicht die Ursache, so doch der auslösende Faktor der „exzessiven Talbildung“ (BÜDEL 1948) im Polargebiet.

Mehr noch ist die Auftauschicht selbst für die Denudation, für die weitflächige Abtragung der Hänge, entscheidend (WIRTHMANN 1964, S. 12). Die Solifluktion und Kryotur-bation werden entscheidend beeinflusst und erhalten dadurch ihre maximale basale Begrenzung (SEMMELE 1969, S. 42, 48). 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. Es erscheint demnach sinnvoll und notwendig, die Entwicklung der Auftauschicht und die Auftautiefe exakt zu untersuchen.

## 2. Beobachtungen zur Auftautiefe in Spitzbergen

Zu diesem Problem liegen bereits verschiedene Beobachtungen und Messungen vor. Zu verschiedenen Zeitpunkten, an verschiedensten Stellen und in unterschiedlicher Höhe wurden in West-Spitzbergen im Zusammenhang mit der Beschreibung und Untersuchung der

Frostmusterböden die jeweils anzutreffende Auftauschicht gemessen (MIETHE 1912, S. 243; MEINARDUS 1912, S. 258; POSER 1933, S. 115; TROLL 1944, S. 616; FURRER 1959, S. 288). Die Beobachtungen für Juli und August im Bereich des Kongs-Fjord (Abb. 1) liegen in der Größenordnung von 12 bis über 100 cm Auftautiefen. Für SE-Spitzbergen wurden Auftauwerte von 20—67 cm angegeben (BÜDEL 1959, S. 302).



Abb. 1. Übersichtskarte von Spitzbergen mit Lage der besprochenen Lokalitäten. 1 = Blomstrand-Halbinsel am Kongs-Fjord; 2 = Stauerland mit Hohenstaufen, Stauerbachtal und Talavera-Vorland; 3 = Bucht zwischen Kap Lee und Rosenbergtal; 4 = Aksel-Öya zwischen Bellsund und Van-Mijen-Fjord.

BÜDEL (1962, S. 353, 1967, Fig. 11) ist im Zusammenhang mit dem komplexen Prozeß der thermisch-hydrologischen Geophysik der kryoturbaten Frostmusterböden auch der Entwicklung der Auftauschicht nachgegangen. Er hat dabei ein Schema der Phasen des sommerlichen Auftaubodens mit Bodenaustrocknung im Hochsommer und Dehydratation im Frühwinter erstellt (Abb. 2), das entsprechend den angeführten Prüffeldern auf dem Hohenstaufen (408 m NN) und im oberen Stauerbachtal (170 m NN) im Stauerland (südwestliche Barents-Öya, Abb. 1 und 5) für höhere Lagen SE-Spitzbergens gilt.

Die Auftauschicht beginnt sich dementsprechend nach Schmelzen der Schneedecke bereits Ende Mai zu bilden und wird erst im Oktober durch den von der Oberfläche eindringenden Winterfrost von oben und das Ansteigen der Frostfront von unten völlig verdrängt. Daß die Auftauzone auch von unten her im Herbst wieder gefriert, hat schon POSER (1933, S. 113) aus der Horizontgliederung der Auftauschicht in einen oberen stärker kryoturbat beanspruchten und einen unteren schwächer kryoturbaten Teil in aufgegebenen Profilen am Kongs-Fjord gefolgert.

Für tiefere Lagen SE-Spitzbergens hat FURRER (1969, S. 35) an zwei Stationen auf dem Talavera-Vorland im Stauerland (südwestliche Barents-Öya, Abb. 1) 1967 bei der Messung des Temperaturgangs im Dauerfrost des Untergrundes auch die Entwicklung der sommerlichen Auftautiefe registriert. An der vegetationsfreien Station (25 m NN, 250 m von der Küste, SE-Exposition) wurden bereits im Juli 65 cm Auftautiefe beobachtet, die

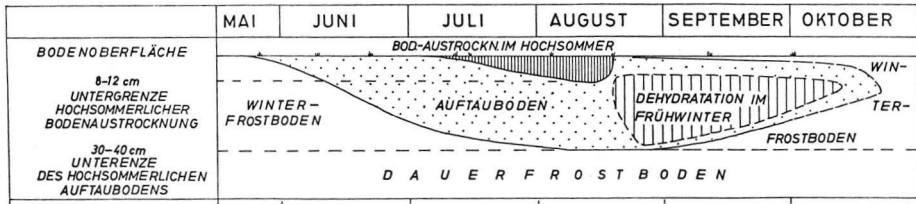


Abb. 2. Phasen des sommerlichen Auftaubodens für höhere Lagen in SE-Spitzbergen nach BÜDEL (1960, S. 353, 1967, Fig. 11).

im August mit über 70 cm ihr Maximum erreicht. Die Station im vegetationsbedeckten Eiskeilnetz (15 m NN, 350 m von der Küste) ist weniger rasch aufgetaut (10 cm im Juli) und erreichte erst Anfang September mit 27 cm die maximale Auftautiefe. Ein Vergleich mit der von mir gemessenen Lufttemperaturkurve der Tagesmittelwerte an der Wetterstation „Würzburger Hütte“, die 2 bzw. 3 km entfernt auf einem Küstenplateau des Talavera-Vorlandes (78° 12'N/21° 02'E, 16 m NN) liegt, zeigt nur in langfristigen Tendenzen eine Übereinstimmung zwischen Lufttemperatur und Auftautiefe (Abb. 3).

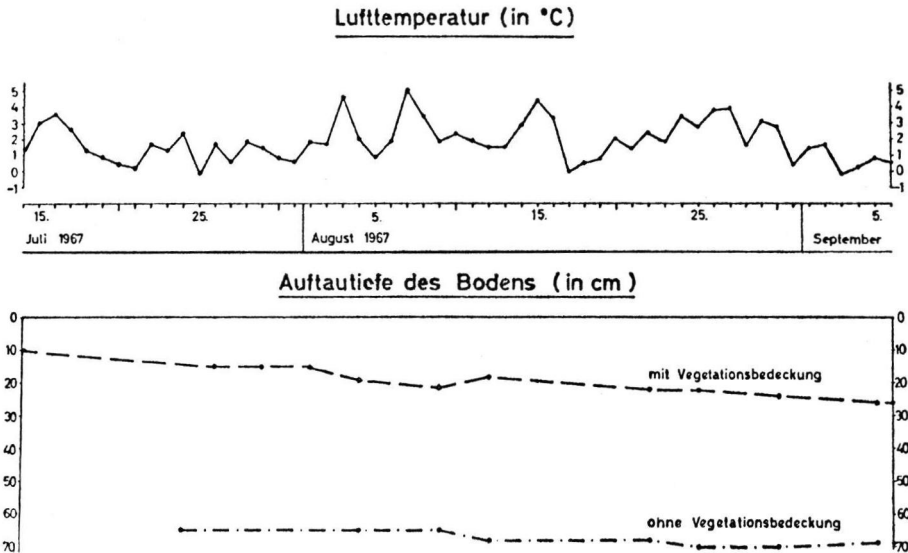


Abb. 3. Verlauf der Kurve der Tagesmitteltemperatur und der Auftautiefe auf der Talavera in SE-Spitzbergen im Polarsommer 1967 (Auftaummessungen FURRER 1969, S. 35; Temperaturmessung STÄBLEIN).

HERZ und ANDREAS (1966) haben im Polarsommer 1964 auf der Blomstrand-Halbinsel am Kongs-Fjord die Auftauschicht entlang von Profilen bis zu 160 m Länge im von Grundmoränen bedeckten Gletschervorfeld in ihrer Entwicklung verfolgt (Abb. 4). Es ergaben sich hier Auftautiefen bis maximal fast 150 cm, die im August erreicht wurden. Mit der Lufttemperaturkurve korreliert annähernd die Kurve der Auftaugeschwindigkeit. Es wurden bis rd. 4 cm pro Tag mittlere Auftaugeschwindigkeit Ende Juli und Anfang August beobachtet für einzelne Standorte bis 7 cm pro Tag. Aus dem Vergleich der Meßwerte für die verschiedenen Standorte erweisen sich Höhenlage, Relief und Exposition als entscheidende Faktoren für den Auftaubeginn und damit die Auftaugeschwindigkeit. Daneben bringen unterschiedliche Feuchtigkeit, Materialzusammensetzung und Mikrorelief des Bodens erhebliche Modifikationen der mittleren Auftauwerte.

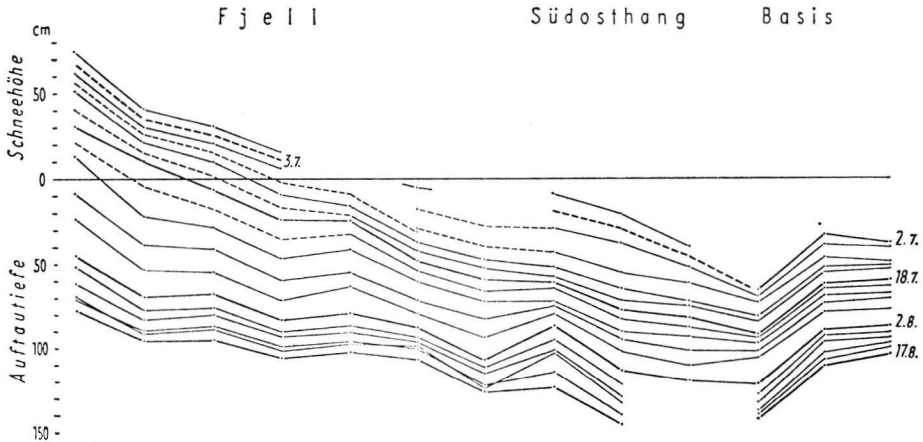


Abb. 4. Die Entwicklung der Auftautiefen verschiedener Standorte auf der Blomstrand-Halbinsel am Kongsfjord im Polarsommer 1964 nach HERZ und ANDREAS (1966, S. 265).

### 3. Lage der Meßprofile und Untersuchungsmethoden

Dem Zusammenhang zwischen Auftautiefen und Frostmusterformen dienten Untersuchungen entlang von Meßprofilen, die ich 1967 während der „Stauerland-Expedition“ unter Leitung von Prof. BÜDEL an Kap Lee ( $78^{\circ} 05'N/20^{\circ} 50'E$ ) auf Edge-Oya in SE-Spitzbergen und 1968 während der „Bellsund-Expedition“ unter Leitung von Dr. GLASER (STÄBLEIN 1969) auf Aksel-Oya ( $77^{\circ} 43'N/14^{\circ} 45'E$ ) in W-Spitzbergen durchgeführt habe (Abb. 1).

Von der Küste aus aufsteigend wurden jeweils rd. 500 m lange Profile über verschieden hohe Terrassen mit verschiedenen Frostmusterformen eingemessen. Mit einem Eisen-Bohrstock (Modell Pürckhauer) mit Bohrkernrille wurden die Profile im Juli und gegen Ende des Polarsommers abgebohrt. Dabei wurde darauf geachtet, daß alle unterschiedlichen Frostmusterformen mit zahlreichen mindestens jeweils 10 Bohrpunkten erfaßt wurden. In der Zwischenzeit wurden einzelne Zwischenmessungen vorgenommen. Für die jeweils gleichen Frostmusterformen bzw. deren Teile konnte so für jeden Standort ein Mittelwert der Auftautiefe mit zugehöriger Streuung berechnet werden, der weitgehend von zufälligen Singularitäten frei ist und die lokale Entwicklung der Auftauschicht formspezifisch wiedergibt. Indem der Bohrstock nicht nur bis zum Widerstand der Gefronnisfront, sondern noch einige cm in die Frostsicht selbst eingeschlagen und eine Probe davon in der Kernrille entnommen wurde, konnten Meßfehler, von Steinen in der Auftauschicht verursacht, ausgeschlossen werden. Die Art der gefrorenen Teile der Profilproben zeigten deutliche Unterschiede, die Abschätzungen darüber erlaubten, ob die maximale Auftautiefe erreicht ist und über episodisches Tiefergreifen der Auftauschicht (BÜDEL 1969, S. 29), d. h. die Variation der Auftauma-xima von Jahr zu Jahr. Da es uns auf die Standortmittelwerte ankam, wurden die Nachmessungen zwar profilgetreu nicht aber punktgetreu durchgeführt, denn durch die Bohrlöcher und die eindringende Bodenluft würden lokale Verfälschungen der Meßwerte auftreten.

### 4. Zusammenhang von Auftautiefen und Frostmusterformen

#### 4.1 Meßprofil Kap Lee

Das Meßprofil bei Kap Lee ist WNW exponiert und reicht über Strandwallserien und marine Terrassen (Abb. 5), die Spuren der holozänen isostatischen Hebung des Spitzbergischen Archipels (BÜDEL 1968, GLASER 1968, STÄBLEIN 1969). Diese sind aus marinen Lockersedimenten aus Kiesen und Sanden mit Muschelschill aufgebaut. Der Untergrund und die überragenden Steilhänge bestehen aus Trias-Sandstein und Basalt (ORVIN 1940, S. 30, 38), die auch im Buchtbereich selbst an verschiedenen Stellen zutage treten.



Abb. 5. Kap Lee auf Edge-Oya (im Vordergrund) mit der Bucht, in der das Meßprofil aufgenommen wurde und Blick nach NE über den Freemansund zur Barents-Oya mit dem Staufferland insbesondere dem flachen Talavera-Vorland (Luftbild des Norsk Polarinstitut Oslo von 1936).

Die jüngeren Strandwälle sind noch weitgehend vegetationsfrei, bis auf die feuchteren Standorte der Rinnen zwischen den Wällen (Abb. 6). In diesem Abschnitt befinden sich erst rd. 100 m landeinwärts Eiskeilfelder mit Rechteckflächen von 3—4 m Kantenlänge zwischen den als Aufwölbung deutlichen Eiskeilen. Am Ende des Sommers zeigten diese Eiskeilwülste eine zentrale meist wassergefüllte Ausschmelzrinne. Auf den Eiskeilwülsten beginnt landeinwärts die Vegetationsbedeckung, ein feuchtes Tundrenpolster, früher als auf den zwischenliegenden Eiskeilfeldern, die erst allmählich mit Moostundra bewachsen sind.

Wo dann die Vegetation fast geschlossen ist, mischen sich Polygone von 1—2 m  $\phi$  in die Eiskeilkaros. Dabei handelt es sich nicht eindeutig um Moosringe (= Mudpits, vgl. BÜDEL 1960, S. 74, SEMMEL 1969, S. 38). Es sind nicht nur Auffrierungen von Feinmaterial, sondern es sind auch sortierende Kryoturbationsvorgänge mit im Spiel, wie sich aus der Anreicherung von grobem Material in den Polygonrahmen zeigt. 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. Deren flachere Teile sind im Gegensatz zu den dicht bewachsenen Stufen meist vegetationsfrei. Es schließen sich Schutzzungen an, die in Schuttstreifen übergehen und auf ebeneren Stellen zu Moosstreifen werden. In diesem Abschnitt ist dem marinen Sediment des Untergrunds Solifluktionsmaterial beigemischt. Durch die Solifluktionsbewegungen ist die Vegetationsdecke zerrissen.

Die Standortmittelwerte der Auftautiefen im Juli und Anfang September zeigen eine deutliche Differenzierung (Abb. 6). 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 Polygon- und Eiskeilfelder tauen deutlich weniger tief auf als die Zwischenfelder. Darauf wird auch bei FURRER (1959, S. 278) und SEMMEL (1969, S. 38) hingewiesen. Dieser Gegensatz ist jedoch bei den Meßreihen im Juli noch wesentlich deutlicher als am Ende des Sommers erkennbar.

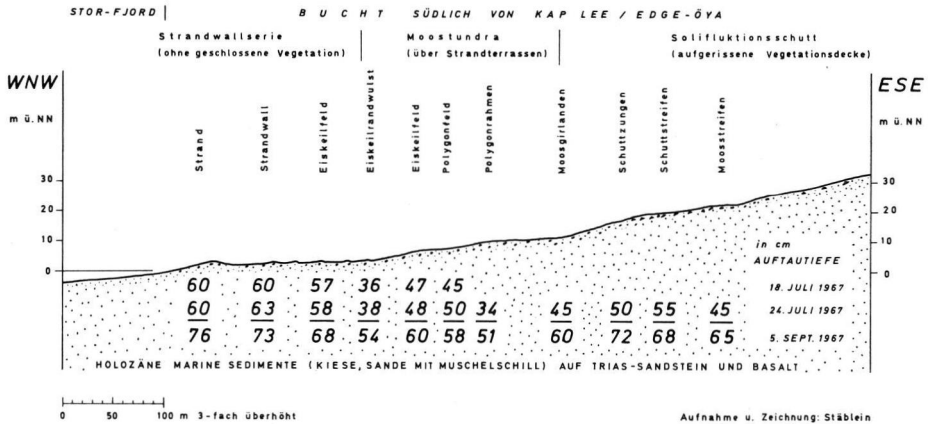


Abb. 6. Auftaumeßprofil südlich von Kap Lee, nordwestliche Edge-Öya mit Auftaumittelwerten für Formbereiche im Polarsommer 1967.

Es gilt allgemein, daß die größeren Unterschiede der Auftautiefen im Juli, die durch verschiedenen Zeitpunkt des Auftaubeginns sowie Unterschiede des Materials und der Durchfeuchtung hervorgerufen werden, durch die unterschiedlichen Auftaugeschwindigkeiten im Laufe des Sommers wieder abgebaut werden (HERZ 1966, S. 13). Die 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, was auch HERZ und ANDREAS (1966, S. 267) sowie FURRER (1969, S. 34) festgestellt haben.

Versucht man die Standorte mit unterschiedlichen Kleinformen (Frostmuster bzw. Strandwälle) nach der unterschiedlichen Auftautiefe vergleichend zu ordnen, so kommt man zu folgender Rangordnung von der größten zur geringsten Auftautiefe: rezenter Strand, fossile Strandwälle, Schutzzungen, Schuttstreifen, Eiskeilfelder, Moosstreifen und Moosgirlanden, Polygonfelder, Eiskeilrandwülste, Polygonrahmen. Die mittlere Auftautiefe über diese Formenreihe betrug 49,6 cm in der zweiten Julihälfte, wobei die Werte von 34 bis 63 cm schwankten, und 64,1 cm Anfang September bei absoluten Schwankungen von 51 bis 76 cm. Für den Beobachtungszeitraum (14. 7. bis 6. 9. 1967) wurde an der rd. 15 km entfernten Wetterstation „Würzburger Hütte“ eine mittlere Tagesmitteltemperatur von 1,9° C bei einer mittleren täglichen Temperaturschwankung von 2,7° C gemessen.

#### 4.2 Meßprofil Aksel-Öya

Das Meßprofil Aksel-Öya reicht quer über die schmale glazial asymmetrisch über-schliffene Felseninsel, die den Van-Mijen-Fjord vom Bellsund trennt und bis maximal 60 m aufragt (Abb. 7). Es ist der Bereich der steil aufgerichteten Schichten des Permo-Karbon (ORVIN 1940, S. 48), die zu kahlen Schichtrippen verwittert sind. Östlich legen sich Schichten der Trias an, über die drei Stufen von isostatischen holozänen marinen Terrassen hinweggreifen (STÄBLEIN 1969a, S. 129).

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 (Abb. 8). Vor dem steilen Anstieg zur nächsten Terrasse haben sich breite Solifluktionsloben ausgebildet. Aus dem dichten Bewuchs



ragen nur die groben kantigen Sandsteinblöcke, die dem Triasschichtausbiß am Terrassenhang entstammen.

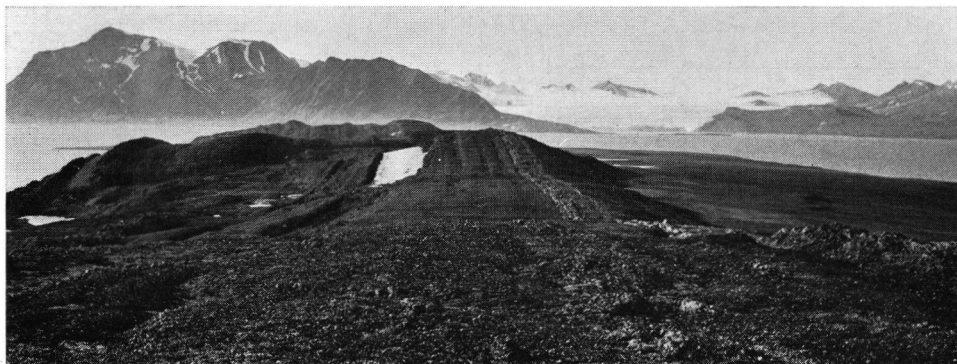


Abb. 7. Aksel-Oya im Bellsund / W-Spitzbergen, Blick nach NNW über die Schichtrippen und marinen Terrassen des Meßprofils zum Fridtjov-Breen (Foto STÄBLEIN 18. 8. 68).

Am flacheren oberen Teil des Terrassenanstiegs setzen Moosstreifen ein. Auf der rd. 200 m breiten ebenen Terrassenfläche in 22 m Höhe befindet sich ein großes Eiskeilfeld mit Karos von 3—5 m  $\phi$ . Die Eiskeile laufen in die flache Wanne eines Sees aus, der randlich von einem mächtigen in ihn hineinragenden Schneefleck gespeist wird. Dieser Schneefleck ist auch bis zum Ende des Sommers nur um 10 m zurückgeschmolzen.

Über hochragendem Anstehenden im Untergrund hat sich auf ebenen Stellen vor dem Anstieg der Schichtrippen ein Feld von Frostschuttbeulen gebildet. Es sind nur wenig sortierte kryoturbar aufgetriebene vegetationsarme Hügel aus grobem Sandsteinschutt durchschnittlich 30 cm hoch und 80 cm  $\phi$ . Geringmächtige Solifluktsdecken 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. Der westliche Abfall des schmal eingekerbten Rillentälchens blieb bis zum Ende des Sommers z. T. von Schnee erfüllt.

Auch bei diesem Meßprofil zeigen die Standortmittelwerte der Auftautiefen für den 17. Juli und den 18. August 1968 deutliche Unterschiede, die mit den verschiedenen Frostmusterformen korrelieren (Abb. 8). Am Strand wurde die Untergrenze der Auftauschicht mit dem 1 m langen Bohrstock bereits im Juli nicht mehr erreicht wohl durch die Nähe des vom Golfstrom beeinflussten, früher erwärmten Meerwassers an der West-Küste Spitzbergens. Dies ist erstaunlich, denn am 12. 7. 1968 reichte das geschlossene Fjordeis noch bis wenige km östlich von Aksel-Oya und bis zum 26. 7. 1968 war noch dichtes Treibeis im Van-Mijen-Fjord.

Die 4-m-Terrasse hatte mit 69,3 cm durchschnittliche Auftautiefe bereits im Juli einen relativ hohen Wert, der bis zur zweiten Augushälfte 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 Auftauprozeß 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.

Außerhalb des Meßprofils wurden auf einem 36 m hohen Terrassenrest von Aksel-Oya bei extrem feuchten Standortbedingungen in einem Thufurfeld unter Vegetationsbedeckung am 20. 8. 1968 Auftautiefen von nur 10 bis 25 cm gemessen. Andererseits wurden

am 8. 8. 1968 auf der Strandvollsletta am Van-Keulen-Fjord unter vegetationsbedeckten Solifluktionsloben auf der 40-m-Terrasse in S-Exposition 85 cm Auftautiefe gemessen. Auf einer S-exponierten Solifluktionsdecke im Ulladalen ebenfalls am Van-Keulen-Fjord wurde am 9. 8. 1968 mit 130 cm die größte Auftautiefe 1968 im Bellsund-Bereich beobachtet.

Auf der 4-m-Terrasse des Meßprofils auf Aksel-Öya zeigten die vegetationsfreien Kerne der Moosringe mit 72,8 cm im Juli und 77,4 cm im August höhere Auftautiefenmittel als die allgemeinen Durchschnittswerte, die bewachsenen Moosringrahmen dagegen weichen mit 65,8 cm im Juli und 74,0 cm im August negativ ab. Zuverlässige Auftauwerte für die Solifluktionsloben mit ihren groben Blöcken waren mit unserer Meßmethode nicht zu erreichen.

Auf der vegetationsbedeckten 22-m-Terrasse zeigten besonders die feuchten Eiskeilfelder späteres und nur wenig tief reichendes Auftauen mit durchschnittlich 26,3 cm im Juli und 43,0 cm im August, verglichen mit den Moosstreifen, wo 47,1 cm im Juli und 61,4 cm im August als Durchschnittswerte gemessen wurden. Bei den Moosstreifen weichen die Mittelwerte für die vegetationsfreien Kernstreifen mit 58,0 cm im Juli und 64,4 cm im August positiv, für die Moosrahmenstreifen mit 36,3 cm im Juli und 58,4 cm im August negativ erheblich von dem Durchschnittswert ab. Dabei sind hier die Schwankungen der Einzelmessungen auch besonders hoch gewesen bis maximal 16 cm.

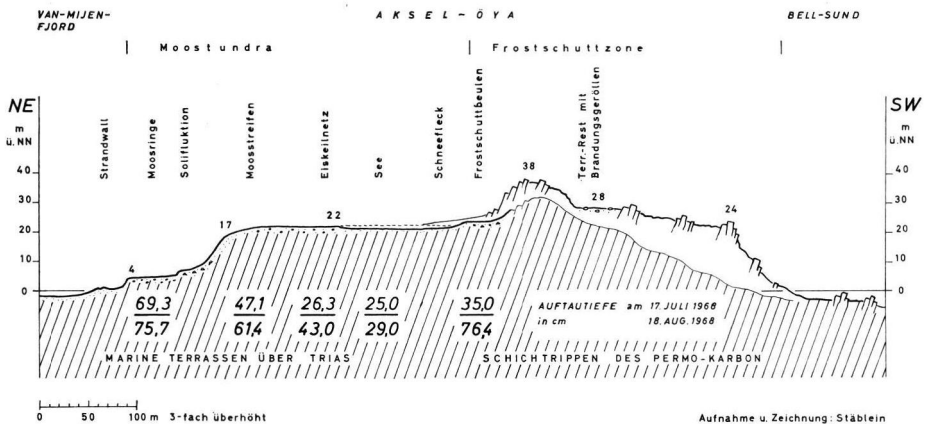


Abb. 8. Auftaumeßprofil auf Aksel-Öya im Bellsund / W-Spitzbergen mit Auftaumittelwerten für Formbereiche im Polarsommer 1968.

Die Eiskeilrahmen unterscheiden sich mit Mittelwerten von 25,4 cm im Juli und 40,5 cm im August nur weniger von ihren Zwischenfeldern mit 27,3 cm und 45,5 cm, da beide Formteile vegetationsbedeckt sind. Fast unerheblich ist der Unterschied in den Auftautiefenmittelwerten zwischen dem Kern der Frostschuttbeulen mit 35,5 cm im Juli bzw. 77,0 cm im August und deren Rahmen mit 34,5 cm im Juli bzw. 75,7 cm im August. Im anschließenden grobblockigen Frostschuttbereich kann, da unmittelbar Anstehendes vorliegt, keine Aussage über die Reichweite der Auftauschicht gemacht werden. Da selbst bei mächtigeren Frostschuttabbrüchen nie Spaltenfrost beobachtet werden konnte, ist anzunehmen, daß der meist dunkle Fels durch die sommerliche Einstrahlung sich so erwärmt, daß mindestens einige Dezimeter der Felsenpartien auftauen.

Man muß sich fragen, ob mit der Meßreihe vom 17. August bereits die gesamte Auftauschicht für den Polarsommer 1968 erfaßt wurde. Einzelne Zwischenmessungen und Nachmessungen bis zum 21. 8. 1968 haben gezeigt, daß die Auftauwerte im wesentlichen



bereits bis zum 7. 8. erreicht waren und nur auf der vegetationsbedeckten 22-m-Terrasse noch um einige cm zunahmen. Da in der zweiten Augushälfte, die aus der Auftauschicht der höheren Terrassen gespeisten Rinnsale der Insel versiegten bzw. deutlich in ihrer Wasserführung zurückgingen, ist anzunehmen, daß ein weiteres Tiefergreifen des Auftauens nicht erfolgte. Der Beginn des polaren Herbstes war deutlich spürbar durch den niedrigeren Sonnenstand und damit tägliche Temperaturschwankungen, wodurch Tagesmitteltemperaturen mit  $4^{\circ}\text{C}$ , nur noch wenig über Null, erreicht wurden. Auch überzog am 21. 8. 1968 die Höhen über rd. 250 m eine einheitliche Neuschneedecke.

Auch die Art der im Bohrprofil geförderten Bodengefrorenis spricht dafür, daß wir mit dem Meßprofil vom 17. August bereits die gesamte sommerliche Auftauschicht 1968 gemessen haben. Während es sich nämlich im Juli um von feinen Eislamellen durchsetzte Bodenpartien der noch nicht getauten spätsommerlichen Auftauschicht handelte, waren es im August Bohrkerne mit z. T. großen Blankeiskomplexen, wie sie der Eisrinde, also dem obersten Teil des Dauerfrostbodens, entsprechen (BÜDEL 1969, S. 26). Danach ist auch eine tiefere Auftauschicht für die letzten Jahre auszuschließen.

Untersuchungen an den zahlreichen Schneeflecken im E-exponierten Lee der Schichtrippen von Aksel-Öya 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 Schneesändern, die während des Sommers nur wenig zurückweichen, werden innerhalb eines Meters die Auftautiefen erreicht, die auch in weiterer Entfernung vom Schneesand vorhanden sind. Wo ein Schneesand um viele Meter zurückgewichen ist, stellte man auch ein flacheres und weiter reichendes Abtauchen der Auftautiefen vom Schneefleck weg fest zum Klimaxwert des Standorts. Darin sind auch die Ursachen für die unterschiedlichen Angaben über den Wirkungsbereich der Schneeflecken bzgl. der Auftautiefen zu sehen, 1,5—5 m wurden bisher genannt (FURRER 1959, S. 288; FURRER 1969, S. 34).

Bei den unter dem zurückschmelzenden Schneefleck frei werdenden Stellen beginnt der sommerliche Auftauvorgang nur sukzessiv später als an den früher schneefreien Stellen (HERZ-ANDREAS 1966, S. 264). Es handelt sich hier nicht um eine standort-klimatische, thermische Auswirkung in der Schneefleckperipherie, sondern einfach um einen durch längere Schneebedeckung verzögerten Auftaubeginn.

Versuchen wir auch für das Profil von Aksel-Öya eine Rangordnung der Frostmusterformen von denen mit mächtiger zu denen mit geringerer sommerlicher Auftautiefe, so erhalten wir die Folge: Kern der Moosringe und der Frostschuttbeulen, Rahmen der Frostschuttbeulen und Moosringe, Kernstreifen und Rahmen der Moosstreifen, Zwischenfelder und Rahmen der Eiskeilnetze, Seeboden. 57,1 cm ist der Mittelwert der sommerlichen Auftautiefe über die gesamte Formenreihe; 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  $5-3^{\circ}\text{C}$  im entsprechenden Beobachtungszeitraum.

## 5. Differenzierung der Auftaugeschwindigkeit und der Auftautiefen in Spitzbergen

Vergleicht man die Auftaugeschwindigkeiten in den einzelnen Bereichen Spitzbergens, so ergeben sich folgende Werte im Mittel der jeweiligen Beobachtungsperiode bis zur maximalen Auftautiefe in cm pro Tag:

## a) W-Spitzbergen

Kongs-Fjord: Blomstrand-Halbinsel 1964 (HERZ-ANDREAS 1966, S. 265)

3,6	Fjell
2,5	SE-Hang
2,0	Basis

Bell-Sund: Aksel-Øya 1968

1,29	Frostschuttzone (23 m NN) vegetationsfrei mit Frostmusterformen	
0,45—0,52	20-m-Terrasse	} Moostundra mit Frostmusterformen
0,20	4-m-Terrasse	

## b) SE-Spitzbergen

Barents-Øya: Stauferland

0,59	höhere Lagen 1960 (Hohenstaufen 408 m NN und oberes Stauferbachtal 170 m NN) (BÜDEL 1962, S. 353)
	tiefere Lagen 1967 (Talavera) (FURRER 1969, S. 35)
0,28	15-m-Terrasse mit Moostundra und Eiskeilnetz
0,16	25-m-Terrasse, vegetationslos und ohne Frostmusterformen

Edge-Øya: Kap Lee 1967

0,43—0,52	20-m-Terrasse mit vegetationsarmen Solifluktions-Musterformen
0,24—0,38	Strandwallserie, vegetationsarm, z. T. mit Eiskeilnetz
0,19—0,40	10-m-Terrasse mit Moostundra und Frostmusterformen.

Obwohl die Temperatur in den für die Entwicklung der Auftauschicht entscheidenden Sommermonaten Juli und August unterschiedlich ist in W- und in SE-Spitzbergen, zeigen vergleichbare Standorte niederer Lagen ähnliche Werte der Auftautiefen. Dies ist wohl in erster Linie auf die gleiche Dauer der Auftauzeit von Juni bis September zurückzuführen.

Eine entscheidende absolute Reduzierung der Auftautiefe tritt nur mit der Höhe auf. Durch eine Vegetationsdecke und ihre Feuchtigkeit wird der Auftauvorgang verzögert, so daß z. T. bis Ende der Auftauperiode die thermische Ausgleichstiefe nicht erreicht werden kann. Daß bei einem stärkeren und damit schnelleren Wärmefluß auch unter Vegetation höhere Auftautiefen erreicht werden, zeigen die Werte der 4-m-Terrasse des Meßprofils Aksel-Øya. Es zeigt sich, daß die lokalen ökologisch bedingten Unterschiede der Auftautiefen z. T. größer sind als die regionalen im Vergleich von entsprechenden Standorten in W- und SE-Spitzbergen.

In den Bereichen mit Frostmusterformen wird das kleingliedrige Oberflächenrelief verstärkt in der Topographie der Basis der Auftauschicht abgebildet. Dieses „basale Auftau-relief“ wird zwar gegen Ende des Polarsommers geringer, aber nicht völlig ausgeglichen. Diese Feststellung widerspricht nicht der Beobachtung von HERZ und ANDREAS (1966, S. 260), die in der zeitweiligen Verzögerung des Auftauens in feuchteren, schneereicheren Wannen eine Reliefumkehr in der Auftaufront im Verhältnis zu den Formen des Mesoreliefs sahen, die sich im Laufe des Sommers ausgleicht.

## Literatur

- ANDREAS, G.: Geoelektrische Sondierungen zum Nachweis der sommerlichen Auftautiefe in der Arktis (Blomstrandhalbinsel/Westspezbergen). — *Wiss. Z. TU Dresden*, **15**, 5, 93—927, Dresden 1966.
- BÜDEL, J.: Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. — *Erdk.*, **2**, 22—53, Bonn 1948.
- : Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. — *Erdk.*, **13**, 297—314, Bonn 1959.

- BÜDEL, J.: Die Frostschuttzone Südost-Spitzbergens. — Colloquium Geographicum, **6**, 1—105, Bonn 1960.
- : 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 1962.
- : Die Abtragungsvorgänge in der exzessiven Talbildungszone Südost-Spitzbergens. — Vorläufiges Manuskript für: Ergebnisse der Stauerland-Expedition 1959/60, **1**, Wiesbaden. (An alle Teilnehmer der Stauerland-Expedition 1967 im Manuskript-Abdruck verteilt.)
- : Die junge Landhebung Spitzbergens im Umkreis des Freeman-Sundes. — Würzburger Geogr. Arb., **22/I**, 1—21, Würzburg 1968.
- : Der Eistrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — Würzburger Geogr. Arb., **25**, 1—41, Würzburg 1969.
- FURRER, G.: Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. — Geogr. Helvetica, **14**, 277—309, Bern 1959.
- : Vergleichende Beobachtungen am subnivalen Formenschatz in Ostspitzbergen und in den Schweizer Alpen. — Ergebnisse der Stauerland-Expedition 1967, **9**, 1—41, Wiesbaden 1969.
- GLASER, U.: Junge Landhebung im Umkreis des Storfjord (SO-Spitzbergen). — Würzburger Geogr. Arb., **22/II**, 1—22, Würzburg 1968.
- HERZ, K.: Studien an der periglazialen Auftauschicht in Spitzbergen. — N.K.G.G. Deutsch. Akadem. d. Wiss. Berlin, **1**, 2, 12—13, Berlin 1966.
- HERZ, K. & ANDREAS, G.: Untersuchungen zur Ökologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen). — Pet. Mitt., **110**, 4, 260—272, Gotha/Leipzig 1966.
- MEINARDUS, W.: Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturböden auf Spitzbergen. — Z. Ges. Erdk. Berlin, **1912**, 250—259, Berlin 1912.
- MIETHE, A.: Über Karreebodenformen auf Spitzbergen. — Z. Ges. Erdk. Berlin, **1912**, 241—244, Berlin 1912.
- POSER, H.: Das Problem des Strukturbodens. — Geol. Rdsch., **24**, 105—121, Berlin 1933.
- ORVIN, A. K.: Outline of the Geological History of Spitsbergen. — Skrifter om Svalbard og Ishavet, **78**, 1—57, Oslo 1940.
- SEMMELE, A.: Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). — Würzburger Geogr. Arb., **26**, 1—82, Würzburg 1969.
- STÄBLEIN, G.: Bellsund-Expedition 1968. — Gipfel in der Arktis, Bericht über die Hanseatische Spitzbergenkundfahrt des Deutschen Alpenvereins 1968, hrsg. von W. SCHLÜTER, J. RUF u. a., 41—45, Bielefeld 1969.
- : Die pleistozäne Vereisung und ihre isostatischen Auswirkungen im Bereich des Bellsunds (West-Spitzbergen). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 123—130, Öhringen 1969 (1969a).
- TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. — Geol. Rdsch., **34**, 545—694, Stuttgart 1944.
- WIRTHMANN, A.: Die Landformen der Edge-Insel in Südost-Spitzbergen. — Ergebnisse der Stauerland-Expedition 1959/60, **2**, 1—53, Wiesbaden 1964.

Manusk. eingeg. 14. 3. 1970.

Anschrift des Verf.: Dr. Gerhard Stäblein, wiss. Assistent am Geographischen Institut der Universität Würzburg, 87 Würzburg, Klinikstraße 3.