

*Continuation*  
2. Glaciers.  
"Gripa-Höhle".  
p. 71.  
Note: gives <sup>air</sup> temperatures observed in the glacier cave.

DANMARK-EKSPEDITIONEN TIL GRØNLANDS  
NORDØSTKYST 1906—1908 · BIND VI · NR. 1  
SÆRTRYK AF · MEDDELELSER OM GRØNLAND · XLVI

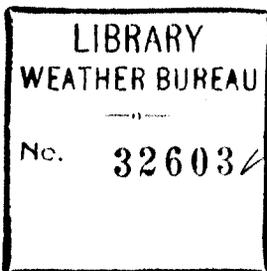
# DIE GLACIOLOGISCHEN BEOBACHTUNGEN

DER DANMARK-EXPEDITION

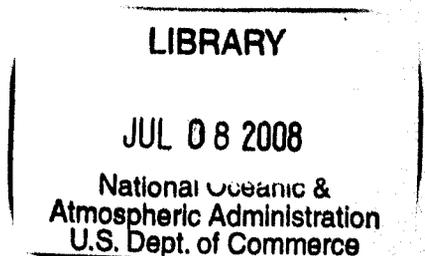
VON

I. P. KOCH UND A. WEGENER

*RAREBOOK*  
*Q*  
*115*  
*.D36*  
*1906-1908*  
*Bd. 6, nr. 1*



KØBENHAVN  
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI  
1911



# **National Oceanic and Atmospheric Administration**

## **International Polar Year (IPY) 2007-2008**

### **ERRATA NOTICE**

One or more conditions of the original document may affect the quality of the image, such as:

Discolored pages

Faded or light ink

Binding intrudes into the text

This has been a co-operative project between the NOAA Central Library and the Climate Database Modernization Program, National Climate Data Center (NCDC). To view the original document contact the NOAA Central Library in Silver Spring, MD at (301) 713-2607 x124 or [Library.Reference@noaa.gov](mailto:Library.Reference@noaa.gov).

HOV Services  
12200 Kiln Court  
Beltsville, MD 20704-1387  
February 25, 2008

DANMARK-EKSPEDITIONEN TIL GRØNLANDS  
NORDØSTKYST 1906—1908 · BIND VI · NR. 1

SÆRTRYK AF «MEDDELELSER OM GRØNLAND» XLVI

145423  
agu

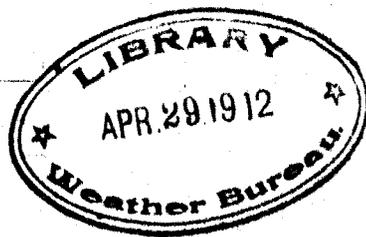
64

# DIE GLACIOLOGISCHEN BEOBACHTUNGEN

DER DANMARK-EXPEDITION

VON

I. P. KOCH UND A. WEGENER



KØBENHAVN

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI

1911

C/kb  
1187



# INHALT

	Seite
Einleitung .....	5
Kapitel I. Das schwimmende Inlandeis der Jökelbugt .....	7
II. Der Gletscher zwischen Lamberts-Land und Hovgaards-Ø .....	17
— III. Das Inlandeis auf dem Lande westlich der Station .....	20
<i>Sledge</i> 1. Die Schlittenreise vom Sælsø zum Dronning-Louises-Land (Märzreise) ..	22
2. Die Schlittenreise vom Annekssø nach Ymers-Nunatak (Maireise) ..	30
3. Die „Morænelandskab“ nordwestlich des Annekssø .....	43
— IV. Das Inlandeis von Kronprins-Christians-Land .....	49
— V. Lokale Gletscher und Firngebiete .....	52
— VI. Die Schneewehengletscher auf Germania-Land .....	56
— VII. Die Gnipa-Höhle .....	64



## EINLEITUNG

---

Das Gebiet, dessen Vergletscherung im folgenden beschrieben werden soll, ist hauptsächlich die nähere Umgebung der Winterstation der Danmark-Expedition, auf  $76\frac{3}{4}^{\circ}$  nördlicher Breite an der Ostküste Grönlands, erstreckt sich aber auch auf die nördlich und südlich davon gelegenen Küstenstriche, soweit diese bereist wurden, nämlich von etwa  $75^{\circ}$  bis  $83\frac{1}{2}^{\circ}$  Breite.

Während weiter im Süden, am Franz-Joseph-Fjord und Scoresby-Sund, ein ziemlich breites, vom Inlandeise freigelassenes Küstengebirge mit recht bedeutenden Erhebungen über dem Meere vorhanden ist, wird der eisfreie Küstenstreifen nach Norden immer niedriger und zugleich schmaler. Die Erhebungen in der Nähe der Winterstation liegen sämtlich unterhalb 1000 M, und das Inlandeis tritt bereits im Südwesten und Westen vom Danmarks-Havn (im Innern der Dove-Bugt) in Gestalt von zwei mächtigen Gletschern, dem Soranerbræ und dem Brede-Bræ (vergl. die Karte 1:500 000) auf das Meer hinaus. Nördlich vom Winterquartier wird das eisfreie Vorland noch schmaler, und in der Gegend von Lamberts-Land ist überhaupt kein zusammenhängender Streifen mehr vorhanden, sondern nur noch einzelne Landkomplexe, die durch breite Eisströme von einander getrennt sind. Weiter nördlich treffen wir freilich wieder ein zusammenhängendes eisfreies Gebiet zwischen etwa  $79\frac{1}{2}^{\circ}$  und  $80\frac{3}{4}^{\circ}$  Breite, gebildet durch ein fjordreiches höheres Küstengebirge, welches dem Inlandeise hier den Weg versperrt und gleichzeitig den an seinem Ostabhänge gelegenen Sedimenten Schutz vor der Abrasion durch das Eis gewährt; aber noch höher im Norden, wo der Gebirgscharakter sich völlig verliert, verschwindet auch die Küstenlinie wieder fast ganz unter dem Eise.

Mit Hinblick auf die geringe Niederschlagsmenge muss man also die Eisbedeckung im Nordosten Grönlands als sehr stark bezeichnen. Im Gegensatz hierzu scheint das wieder stark gebirgige Peary-Land fast ganz frei von Inlandeis zu sein, soweit sich dies aus den Reisen von PEARY und denen der Danmark-Expedition beurteilen lässt.

Diese starke Eisbedeckung nördlich vom Winterquartier der Danmark-Expedition hat hier, begünstigt durch lokale Faktoren, auf der Strecke zwischen  $78^\circ$  und  $79\frac{1}{2}^\circ$  Breite Verhältnisse geschaffen, wie sie bisher nur aus der Antarktis bekannt waren; denn das Inlandeis schiebt sich hier in zusammenhängender Masse über die Meeresoberfläche fort, ohne in Eisberge zu zerfallen. Diese Erscheinung wird im folgenden eingehender zu schildern sein. Im übrigen bot das auf dem Lande liegende Inlandeis westlich der Station Gelegenheit, die Erscheinungsformen der „Randzone“ kennen zu lernen, die hier in sehr prägnanter Weise ausgebildet ist.

Natürlich ist auch das gegenwärtig vom Inlandeise verschonte Küstengebiet nicht ganz frei von Vergletscherung. Es finden sich hier noch eine Reihe von meist kleinen Lokalglutschern und selbständigen Firngeländen, die nicht in Zusammenhang mit dem Inlandeise stehen. Eine besonders typische Erscheinungsform stellen die Schneewehengletscher dar, welche in der näheren Umgebung der Winterstation, auf Germania-Land, in grosser Zahl gefunden wurden; sie geben Anlass zur Ausbildung von interessanten Eishöhlen, von denen namentlich eine, die Gnipa-Höhle, im folgenden eingehend beschrieben werden soll.

## KAPITEL I.

### Das schwimmende Inlandeis der Jökelbugt.

Die jüngsten Südpolarexpeditionen haben an verschiedenen Stellen der Antarktis schwimmendes Inlandeis gefunden, das in wechselnden Erscheinungsformen zur Beobachtung gelangte, und dessen Entstehungsbedingungen auch von den Beobachtern in verschiedener Weise aufgefasst worden sind. Das Barriere-Eis bei Victoria-Land ist nach SCOTT'S Beschreibung<sup>1)</sup> eine gewaltige schwimmende Tafel aus Inlandeis, welche sich auf der Oberfläche des Wassers mit einer Geschwindigkeit von  $\frac{1}{2}$  Km jährlich fortschiebt. An der Ostseite der „Westantarktis“ hat NORDENSKIÖLD eine Eismasse gefunden, die dem Barriere-Eis sehr ähnlich ist, von welcher NORDENSKIÖLD aber glaubt, sie habe sich auf dem Meere durch Niederschlag gebildet<sup>2)</sup>. v. DRYGALSKI fand am Gaussberg gleichfalls schwimmendes Inlandeis, nämlich das sog. „Westeis“, welches er für einen absterbenden, völlig bewegungslosen Rest des Inlandeises hält<sup>3)</sup>. Aus nordpolaren Gebieten waren ähnliche Erscheinungen bisher nicht beobachtet worden, und dies dürfte dem folgenden Bericht noch ein erhöhtes Interesse verleihen.

Fast die ganze zwischen 78° und 79° Breite gelegene Jökelbugt (vergl. die Karte 1 : 1000000, südliches Blatt) ist mit einer zusammenhängenden Inlandeismasse bedeckt, die zum grossen Teil auf dem Wasser schwimmt. Das Eis strömt südlich von Lamberts-Land in einem etwa 40 Km breiten Gletscher auf die Bucht hinaus und stösst hier gegen die quer vorgelagerte Schnauder-Ø. Ein kleinerer Teil wendet sich von hier nach Norden und endet kurz vor der östlichsten

<sup>1)</sup> R. F. SCOTT, *The Voyage of the Discovery*, London 1905.

<sup>2)</sup> O. NORDENSKIÖLD, „Antarktis“, zwei Jahre in Schnee und Eis am Südpol. Berlin 1904.

<sup>3)</sup> E. v. DRYGALSKI, *Zum Continent des eisigen Südens*, Berlin 1904, und: *Das Schelfeis der Antarktis am Gaussberg*, Sitz. Ber. d. K. B. Ak. d. Wiss. 1910, No. 9, sowie *Zeitschrift f. Gletscherkunde* I, S. 62, — Siehe auch die Zusammenstellung von E. PHILIPPI: *Über die Landeisbeobachtungen der letzten fünf Südpolarexpeditionen*, = *Zeitschr. f. Gletscherkunde* II, S. 1, 1907, und v. DRYGALSKI: *Die Vereisung von Meeresräumen, ihre Möglichkeiten, Entwicklung und Wirkung*, = *Verhdlg. d. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, 93. Jahresvers., 4.—7. Sept. 1910, Basel 1910.

Spitze von Lamberts-Land, etwa 5 Km südlich von Brönlunds-Grav. Die Hauptmasse aber nimmt den breiteren und offeneren Weg nach Süden in der Richtung auf die Pariseröer, wo ein Teil in der Lücke östlich des sogen. „Nordre-Depots“ sogar noch weiter nach Süden dringt und beinahe die Südküste der Jökelbugt erreicht. Nur der Südwestwinkel dieser Bucht ist frei vom Inlandeise; einige der Gletscher, welche hier zum Meere hinabsteigen, kalben, und man trifft hier Eisberge und Kalbeisstücke, welche offenbar meist an Ort und Stelle abschmelzen, und nur sehr selten hinausgelangen können.

Diese Jökelbugt ist auf der Danmark-Expedition 9 mal mit Schlitten vollständig passiert worden, und zwar jedesmal auf einer neuen Route, so dass die Eisverhältnisse hier nach den Umständen



Fig. 1. Schraubung am Rande des schwimmenden Inlandeises am Nordre-Depot. Im Hintergrunde die Seitenmoräne. Jökelbugten, Mai 1907; Wegener phot.

sehr gut bekannt geworden sind. Schon im Herbst 1906, bei der Auslegung des „Nordre Depots“ fuhr man auf der Strecke zwischen Hagens-Ø und der Depot-Insel über die südlichste Zunge dieses Inlandeises. Dies Eis war zwar dicker als das Meereis, und oberflächlich gewellt, aber man erkannte damals

noch nicht die Natur desselben; denn diese äusserste Zunge ist so ausgeflacht, dass man nicht leicht auf den Gedanken kommt, es mit Inlandeis zu tun zu haben. Auch bei der im Frühjahr 1907 folgenden Hauptschlittenreise erkannte man die wahre Natur des Eises erst, als man bei der Weiterreise vom Nordre-Depot aus nach Norden einen sehr erheblichen Anstieg auf dem Eise zu überwinden hatte. Bei der Rückreise, als der alles deckende Neuschnee bereits stark zusammengeschmolzen war, konnte man sehen, dass das Inlandeis sich im Norden von dieser Insel nach Osten zu vorbeischiebt, wobei eine Seitenmoräne etwa 500 M weit mitgeschleppt wird, dass es aber sogleich nach dem Freiwerden von der Insel nach rechts umbiegt und sich nach Süden wendet, hier die erwähnte, nach Süden immer flacher werdende Zunge bildend.

Auf der weiteren Reise nach Norden über dieses Eis kamen wir bald an grosse Spalten, deren Beschaffenheit auch die letzten Zweifel heben musste. Einer solcher Spalte folgten wir etwa 50 Km weit,



Fig. 2. Zeltlager auf dem schwimmenden Inlandeise. Spalte im Vordergrund. Im Hintergrunde Land. Jökulbugten, April 1907: Wegener phot.

ihre wahre Länge dürfte aber erheblich grösser gewesen sein; ihre Tiefe war ziemlich konstant und betrug nach einer primitiven, mit Hilfe der ca. 6 M langen Hundepeitsche ausgeführten Schätzung etwa 25 M. An manchen Stellen löste sie sich in ein System kleinerer Spalten auf, welche sich weiterhin wieder zu einer grösseren vereinigen. An den Spaltenwänden konnte man eine deutliche horizontale Schichtung erkennen. Die Richtung dieser Spalte war SSW—NNE. Im Herbst 1907 wurde nördlich des Nordre-Depots eine andere, nach ENE gerichtete Spalte von noch grösseren Dimensionen gefunden, deren Tiefe auf 35 M, und deren Breite auf 200 M geschätzt wurde. Eine

dritte sehr lange Spalte wurde bei der Rückreise von der Hauptschlittenexpedition im Frühjahr 1907 etwa 12 Km südlich von Brönlunds-Grav gefunden. Sie hatte die Richtung WSW—ENE. Der Boden aller dieser Spalten war eben und meist mit Schnee bedeckt; einmal konnten wir jedoch im Grunde schwach salziges Wasser konstatieren. Der Boden wird also offenbar durch die Meeres-

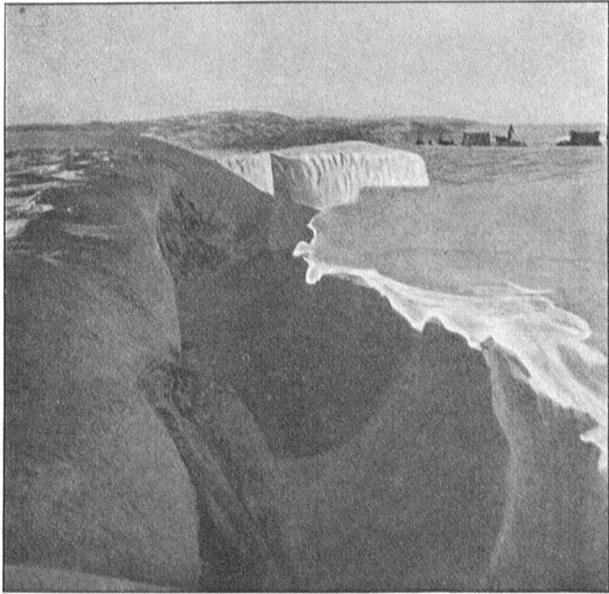


Fig. 3. Spalte im schwimmenden Inlandeis. Jökelbugten, April 1907; Wegener phot.

oberfläche gebildet. Ausser den genannten Spalten wurden aber noch zahlreiche andere getroffen. Offenbar ist die ganze Eistafel der Jökelbugt stark mit Spalten durchsetzt, die zwar im Frühjahr zum grossen Teil mit Schnee ausgefüllt, aber z. B. im Herbst 1907 bei der Entsatz-Schlittenreise für MYLIUS-ERICHSEN dem Fortkommen ausserordentlich hinderlich waren. Die Richtung ist überall sehr variierend, wenngleich die beiden Richtungen: mit der Eisbewegung und senkrecht dazu (Längs- und Querspalten) wenigstens bei den grössten Spalten bevorzugt zu sein scheinen.

Es kann nach unseren Beobachtungen nicht daran gezweifelt werden, dass wenigstens ein grosser Teil dieses Eises der Jökelbugt frei auf dem Wasser schwimmt, ohne den Grund zu berühren. Aller-

dings lässt sich das Gesamt-Areal des schwimmenden Eises gegen das dem Grunde aufsitzende nicht schärfer abgrenzen; dazu reichen die Beobachtungen bei dem offenbar häufigen Wechsel dieser Verhältnisse nicht aus. Dagegen lässt sich an einzelnen Punkten mit Sicherheit angeben, dass das Eis auf dem Boden steht, während an anderen Punkten ebenso sicher angenommen werden muss, dass es schwimmt. Das erstere ist z. B. der Fall unmittelbar an der Westküste der Jökelbugt, da hier bei einem Übergang auf das Land keine nennenswerte Gezeitenschraubung<sup>1)</sup> gefunden wurde, und es deuten manche Anzeichen darauf hin, dass dieser ganze westlichste Teil noch dem freilich unter Wasser gelegenen Boden aufruht. Im Gegensatz hierzu

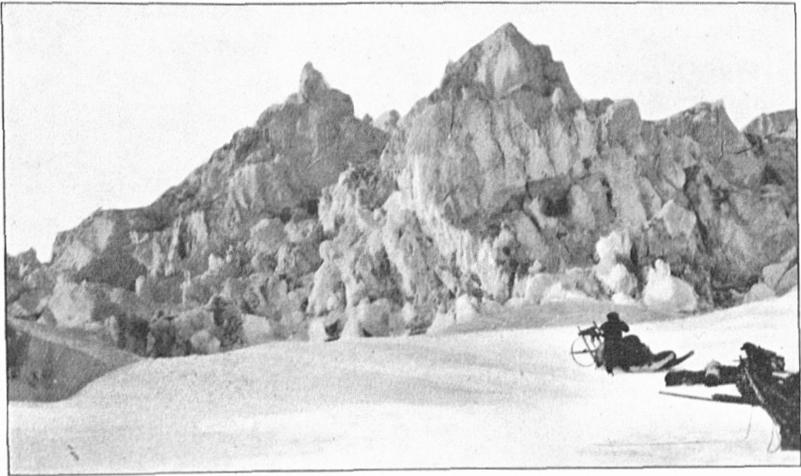


Fig. 4. Schraubwall im schwimmenden Inlandeise. Jökelbugten, Juni 1907; Koch phot.

wurde längs der Südküste von Lamberts-Land eine starke Gezeitenschraubung gefunden, welche beweist, dass das Inlandeis hier mit den Gezeiten gehoben und gesenkt wird. Nicht allzu weit hiervon liegt aber der später zu besprechende Eisbuckel, bei dem das Eis also wiederum fest auf einer Klippe aufsitzt. Am Nordre-Depot scheint

<sup>1)</sup> Zur Erläuterung der Gezeitenschraubung möge die beifolgende Abbildung 5 dienen.

Die Gezeitenspalte und die Schraubung wird dadurch erzeugt, dass der mit dem Lande unmittelbar in Berührung stehende Teil der Meereises fest auf dem Grunde steht, während dasselbe in grösserer Entfernung vom Lande schwimmt. Die Gezeiten heben und senken die schwimmende Eisdecke, während der „Eisfuss“ längs der Küste festliegt; infolgedessen bildet sich die „Gezeitenspalte“ aus.

Das Gefrieren des Wassers in dieser Spalte in Verbindung mit den unvermeidlichen horizontalen Verschiebungen der schwimmenden Eisdecke erzeugt wiederum die „Gezeitenschraubung“.

Auf diese Weise bilden Eisfuss, Gezeitenspalte und Gezeitenschraubung ein nicht misszuverstehendes Kennzeichen für den Übergang zwischen dem schwimmenden und dem auf dem Grunde festsitzenden Eis.

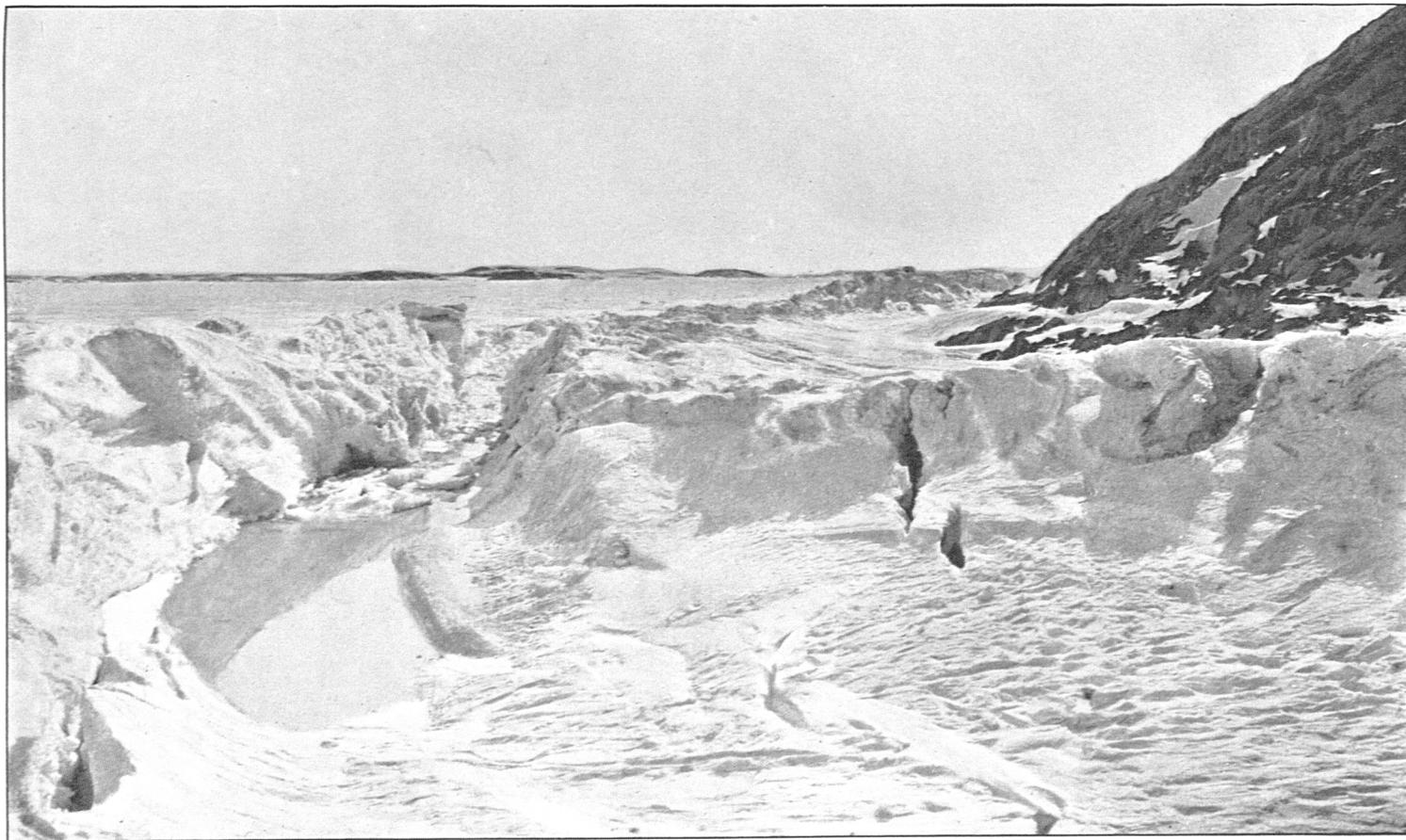


Fig. 5. Eisfuss, Gezeitenspalte und Gezeitenschraubung des Meereises. März 1907; Wegener phot.

das Inlandeis gleichfalls zu schwimmen, da sich hier zwischen Meereis und Inlandeis keine Gezeitenschraubung findet. Dagegen wurde am Westrande der von hier nach Süden gehenden Zunge beim Übertritt auf das Meereis eine solche Gezeitenschraubung konstatiert, hier muss das Inlandeis also wieder dem Boden aufliegen. Diese Verhältnisse wechseln offenbar sehr häufig, und darauf dürfte auch wohl der grosse Spaltenreichtum zurückzuführen sein.

Den äusseren Rand dieser Inlandeismasse haben wir nur im Norden bei Lamberts-Land und im Süden in Gestalt der schon erwähnten sich ausflachenden Zunge nördlich von Hagens-Ø kennen gelernt. Auch bei Lamberts-Land flacht sich das Eis allmählich aus, ohne zu kalben, und man muss sehr Acht geben, wenn man unterwegs nicht die Grenze zwischen Meereis und Inlandeis verpassen will; auf der Rückreise von Brönlunds-Grav nach Süden fuhr man zuerst auf Meereis, nach 4 Km aber kam man an eine sehr unbedeutende Spalte, wie man schon früher mehrere passiert hatte; auf der anderen Seite dieser Spalte stieg das Eis aber allmählich an, und gleichzeitig zeigten sich die für Inlandeis charakteristischen Schmelzknollen und vertikalen Löcher im Eise; nach weiteren 8 Km kam man an die bereits früher erwähnte grosse Spalte, welche alle Zweifel an der Natur dieses Eises beseitigte.

Von besonderem Interesse ist die Frage, wie dieses teilweise schwimmende Inlandeis der Jökelbugt nach Osten zu begrenzt ist. Während westlich der Schnauder-Ø, zwischen dieser und den Pariser-öer, und in den Sunden zwischen den letzteren überall Inlandeis gefunden wurde, traf man Meereis an der Ostküste der Schnauder-Ø, am Ostrande der südlicheren Inseln und in den südlicher gelegenen Sunden gegenüber den Björneskær und Hagens-Ø. Ebenso zeigte BISTRUPS Rückreise im Frühjahr 1907, dass westlich der geraden Verbindungslinie zwischen Ile-de-France und Norske-Ø eine ganz ebene, im Sommer anscheinend nicht aufbrechende Meereisdecke lag. Hieraus muss mit Notwendigkeit geschlossen werden, dass das Inlandeis auf seiner ganzen östlichen Front überall wie an den beiden von uns untersuchten Stellen in flachen Zungen endigt und nirgends kalbt. Hiermit steht auch durchaus in Übereinstimmung, dass keine der auf dem vorgelagerten Meereise reisenden Schlittenpartien Kalbeis oder Eisberge gesehen hat.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese ganze Eismasse auf der Meeresoberfläche noch eine fortschreitende Bewegung besitzt. Dies bezeugt z. B. die oben erwähnte Moräne, die vom Nordre-Depot nach Osten hinausgetragen wird. Noch auf der südlichsten Zunge des Inlandeises, zwischen Hagens-Ø und dem Nordre-Depot, wurden einzelne Lehmklösse im Eise gefunden, „im ganzen nur einige wenige

Kubikmeter“, welche möglicherweise die Fortsetzung der genannten Moräne bilden. Auf eine solche fortschreitende Bewegung deuten auch die gewaltigen Zerklüftungen hin, die sich an solchen Stellen befinden, wo sich die Bewegungsrichtung des Eises stark ändert, wie z. B. am Südeinde der Schnauder-Ø (Fig. 6), oder östlich des Nordre-Depots. Wir hörten an ersterer Stelle ein fortgesetztes Knistern im Eise, das nicht dem gewohnten Geräusch bei der Hebung und Senkung der Eisdecke durch die Gezeiten gleich, sondern von genau derselben Art war, wie wir es später auf dem Inlandeise im Westen der Station vernahmen. Den deutlichsten Beweis für eine Bewegung liefern aber die Eiskuppeln, d. h. isolierte Erhebungen des Untergrundes, die vom Eise lediglich vermöge seiner horizontalen Be-



Fig. 6. Zerklüftung am Südeinde der Schnauder-Ø. Mai 1907; Wegener phot.

wegung noch überquollen werden, so dass sich hier eine heulenförmige Erhebung der Eisoberfläche zeigt, die stark mit Spalten durchsetzt ist. Wir kamen bis auf wenige Hundert Meter an eine solche Eiskuppel heran, die ca. 15 Km südlich der Ostspitze von Lamberts-Land liegt. Die Erhebung dieser Kuppel über die Umgebung betrug etwa 30 M, und sie war so voller Spalten, dass man nicht ohne Gefahr näher herangehen konnte. Wie um das Verständnis dieser Erscheinung zu erleichtern, ragte nur wenige Kilometer südlich hiervon eine ganz eisfreie, aber stark abgeschliffene Klippe ca 50—100 M über die Eisoberfläche hervor. Bei einem früheren höheren Eisstande muss diese Klippe einen ganz ähnlichen Eisbuckel über sich erzeugt haben. Ein anderer ganz entsprechender Eisbuckel liegt in dem Sunde, der die Schnauder-Ø von der kleinen ihr nördlich vorgelagerten Insel trennt. Später wird noch mehrfach von derselben Erscheinung aus nördlicheren Gegenden berichtet werden.

Diese spaltenreichen Eisbuckel dürften einen völlig einwandfreien Beweis für die fortschreitende Bewegung des Eises bilden. In der Tat ist eine solche Bewegung von vornherein ausserordentlich wahrscheinlich, wenn man den gewaltigen Gletscher betrachtet, der südlich von Lamberts-Land auf die Bucht hinabfließt und hier also fortwährend einen neuen Nachschub von Eis liefert. Offenbar wird die Eismasse der Jökelbugt nach aussen hin immer flacher und stellt dieselbe Erscheinung dar wie eine Gletscherzunge, bei welcher nach aussen hin die Abschmelzung immer mehr überwiegt.

Die Ursache dieser fortschreitenden Abflachung ist leicht ein-

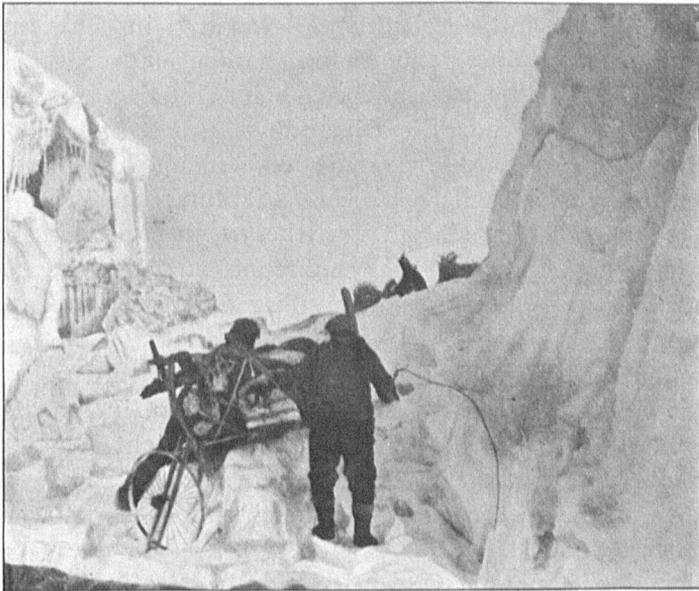


Fig. 7. Schraubung im schwimmenden Inlandeise. Jökelbugten, Juni 1907; Koch phot.

zusehen. Eine Inlandeismasse, die dauernd ohne Bewegung auf dem Meere schwimmt, muss offenbar nach und nach zu derjenigen Dicke herabschmelzen, welche bei den vorhandenen klimatischen Verhältnissen als stationär (abgesehen von der stets unvermeidlichen Jahres-schwingung) gelten kann. Dass dies eine viel geringere Dicke ist als die des Inlandeises, sehen wir an dem Meereise, dessen Dicke ja eben das Produkt dieser klimatischen Verhältnisse ist. Erst wenn das Inlandeis sich bis auf die Dicke des Meereises ausgeflacht hat, kann der Zustand stationär werden.

Es liegt auf der Hand, dass bei der Abschmelzung diejenige von oben (durch die Luft bzw. Sonnenstrahlung) und diejenige von unten (durch das Wasser) zusammenwirken. Der Betrag dieser Abschmel-

zung von unten wird natürlich von mancherlei lokalen Bedingungen, namentlich den Temperatur- und Strömungsverhältnissen des Wassers, abhängen, doch geht man wohl nicht fehl in der Annahme, dass er wenigstens an manchen Orten die Abschmelzung von oben erheblich übertrifft. Diese Verhältnisse sind namentlich deshalb von Interesse, weil auf diese Weise die unteren, Grundmoräne führenden Schichten des Eises sehr schnell aufgelöst werden müssen, so dass sich unter dem schwimmenden Inlandeis schon in verhältnismässig kurzer Zeit bedeutende Ablagerungen auf dem Meeresboden bilden können.

Möglicherweise stehen die eigentümlichen Wogen, welche die Eisoberfläche auf der Jökelbugt in manchen Partien ausgebildet hat, gleichfalls mit der fortschreitenden Bewegung in Zusammenhang. Diese Oberflächengestaltung entspricht ganz den langgezogenen flachen Wogen, die von NANSEN und anderen beim Aufstieg auf das Inlandeis gefunden worden sind. Die Höhendifferenz beträgt zwischen Berg und Tal meist ca 10 M, während die Wellenlänge von Berg zu Berg mehrere Hundert Meter beträgt. Die Richtung der Wogen variiert vielfach, jedoch scheinen sie mit Vorliebe, wenn nicht ausschliesslich, so orientiert zu sein, dass sie senkrecht zur Bewegungsrichtung streichen. Es sind folgende Notizen über derartige Wogen gemacht worden:

Zwischen Hagens-Ø und dem Nordre-Depot wurden Wogen getroffen, die sich durch geringe Höhe auszeichneten, indem die Höhendifferenz bei ihnen nur 2—3 M betrug. Vielleicht hängt dies mit der hier offenbar nur geringen Dicke des Eises zusammen. Die Streichrichtung dieser Wogen war anscheinend N—S, was jedoch als unsicher bezeichnet ist.

Südlich der Schnauder-Ø wurden Wogen getroffen, deren Höhendifferenz meist nur 3—5 M betrug, bisweilen aber auf 10—15 M stieg, während die Wellenlängen zwischen 300 und 1500 M variierten. Die Streichrichtung war hier nicht konstant, als mittlere Richtung wäre etwa NW—SE zu bezeichnen.

An der Westseite der Schnauder-Ø und der kleinen Insel im Norden davon wurden Wogen von 200—300 M Wellenlänge und einer Höhendifferenz von 10—15 M gefunden, deren Streichrichtung SzE—NzW war.

Südlich von Lamberts-Land, also nördlich des eben genannten Gebietes, wurden sehr grosse Wogen getroffen, von denen aber nur die Streichrichtung NW—SE notiert wurde.

In allen diesen Fällen scheint die Streichrichtung der Wogen senkrecht zur Bewegungsrichtung des Eises zu liegen (wenngleich sich über die letztere an manchen Stellen nur Mutmassungen aufstellen lassen), was — soweit bekannt — auch für die älteren Beobachtungen von

dem auf dem Lande liegenden Inlandeise zutrifft. Diese Eigentümlichkeit legt die Annahme nahe, dass es sich hier jedenfalls um eine Erscheinung handelt, die unmittelbar durch die fortschreitende Bewegung des Eises erzeugt wird. Die regelmässige Wiederholung der Wogen lässt insbesondere die Vermutung nicht ganz unberechtigt erscheinen, dass es sich hier um ein Erzeugnis der Jahresperiode, sei es der Dickenschwankung oder der jährlichen Periode der Bewegung handelt. Sollte sich diese Vermutung bestätigen, so könnte man aus der Wellenlänge dieser Wogen eine ungefähre Vorstellung von dem Betrag der jährlichen Bewegung erhalten.

Für die Frage, ob und wieweit dies schwimmende Inlandeis noch



Fig. 8. Schmelzhöcker auf dem schwimmenden Inlandeise. Jökulbugten, April 1907; Wegener phot.

an Ort und Stelle einen Zuwachs durch Niederschlag erhält, sind namentlich die Beobachtungen von Wichtigkeit, die im Frühjahr 1907 bei der Hauptschlittenreise in Bezug auf die Schneebedeckung dieses Gebietes gemacht wurden. Die Niederschlagsbeobachtungen am Winterhafen lehrten nämlich, dass  $\frac{4}{5}$  des Jahresniederschlags im Winter fällt, so dass die Schneebedeckung im Frühjahr durchaus massgebend für die Gesamtniederschlagsverhältnisse ist. Auch in der Jökulbugt zeigte sich das allgemeine Gesetz bestätigt, dass sich längs der Küste auf dem Meere ein Abräumungsgebiet infolge der hier eintretenden Verdichtung der Stromlinien bei NW-Wind ausbildet<sup>1)</sup>. Hier kann sich nicht nur kein Treibschnee ansammeln, sondern auch der bei Windstille gefallene Schnee wird durch den nächsten stärkeren

<sup>1)</sup> Vergl. das Kapitel „Niederschlag“ in: Meteorologische Terminbeobachtungen am Danmarks-Havn, Danmark-Exp. etc. II No. 4.

Wind wieder fortgeschafft, so dass selbst im Frühjahr, zur Zeit der grössten Schneebedeckung, die blanke Eisoberfläche zu Tage liegt. Diese Eisoberfläche zeigte dann die für die „Randzone“ charakteristischen Schmelzhöcker (Fig. 8), welche später bei der Besprechung des auf dem Lande liegenden Inlandeises eingehender beschrieben werden sollen. Mit zunehmender Entfernung von der Küste nahm die Schneebedeckung immer mehr zu und erreichte bei grösserer Annäherung an die Inselkette eine den normalen Jahresniederschlag sicherlich erheblich überschreitende Höhe. Auf der Luvseite der Inseln hatten sich — wieder ganz entsprechend dem im Danmarks-Havn gewonnenen Schema — excessiv mächtige Schneeablagerungen gebildet, offenbar weil die Stromlinien der Luft hier auseinandertreten, und die langsamer bewegte Luft nicht mehr soviel Treibschnee führen kann wie früher. Im Frühjahr 1908 wurde so an der Westseite der Schnauder-Ø eine Schneehöhe von ca 10—20 M konstatiert. Auf dieser mächtigen Neuschneedecke, die im Frühjahr 1907 den grössten Teil des schwimmenden Inlandeises bedeckte, wurde während der Reise noch eine eigentümliche Erscheinung beobachtet, indem alle Augenblicke unter der Last des Schlittens eine grössere Schneescholle mit einem merkwürdigen seufzerähnlichen Laut sich senkte, was bei dem darauf gehenden Menschen das momentane Gefühl erzeugte, als versinke er in eine Spalte, während bei den Hunden charakteristischerweise jedesmal eine Art Panik ausbrach. Offenbar war der Schnee in den tieferen Schichten bereits stark zusammengesunken, während die oberste Kruste, die widerstandsfähig war, stehen geblieben war, so dass sich unter ihr flache, aber ausgedehnte Hohlräume gebildet hatten.

Auch an der Nordküste von Norske-Ø scheint noch ein anderes kleineres Areal Inlandeis zu liegen, welches mit der übrigen Inlandeismasse wohl nicht in Zusammenhang steht (vergl. die Karte 1:1000000).

## KAPITEL II.

### Der Gletscher zwischen Lamberts-Land und Hovgaards-Ø.

Auch auf der Nordseite von Lamberts-Land schiebt sich durch den Nioghalvfjerds-Fjord ein grosser Eisstrom ins Meer, dessen Breite (ca. 30 Km) nur wenig geringer ist als die seines südlichen Nachbars. Dieser Gletscher wird aber schon vor Erreichung der Aussenküste durch Abzweigung eines Seitenarmes nach Norden in den Dijnphna-

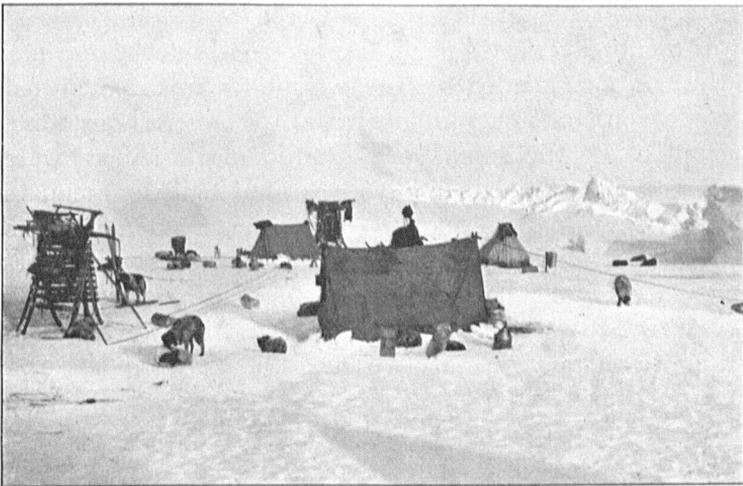


Fig. 9. Lager neben der Schraubung nördlich von Lamberts-Land.  
April 1907; Wegener phot.

Sund in seiner Produktivität beeinträchtigt. Gleichwohl ist die Tatsache überraschend, dass weder der Hauptgletscher noch der Nebenarm kalbt, dass vielmehr beide Teile auch hier in flachen Zungen endigen. Hierdurch gewinnen die Verhältnisse viel Ähnlichkeit mit denen in der Jökelbugt.

Die Grenze des unebenen Treibeises zieht sich vor dieser Bucht ungefähr in gerader Linie von Norske-Ø nach der Südost-Ecke von

Hovgaards-Ø. Westlich dieser Linie liegt zunächst eine ebene, anscheinend nicht aufbrechende Meereisdecke. Der Übergang von hier zum Inlandeise war wegen der sehr starken Schneebedeckung im Frühjahr 1907 nicht mit Sicherheit zu ermitteln, doch spricht vieles dafür, dass eine grosse Schraubung (Fig. 9), die von Brönlunds-Grav ungefähr über die halbe Bucht hinüber nach Norden reicht, diese Grenze repräsentiert. Von Norden her zieht sich eine entsprechende Schraubung nach Süden, aber ohne die erstgenannte zu erreichen. An dieser Grenzlinie liegen mehrere kleine Schären, und zwar einige ziemlich dicht westlich der südlichen, einige andere ein paar Kilometer östlich der nördlichen Schraubung. Das Eis beginnt westlich dieser Linie eine schwach wogenförmige Oberfläche anzunehmen. Nur an einer einzigen Stelle westlich der nördlichen Schraubung lag die blanke Eisoberfläche zu Tage und zeigte hier wie früher die Schmelzknollen. Sonst war dieser Zungenrand des Gletschers überall von tiefem Schnee bedeckt. Auf diesem Gebiet wurden auch mehrere grosse Steine gefunden, die ganz isoliert auf der Eisoberfläche lagen und aus der Entfernung für Seehunde gehalten wurden. Offenbar sind sie als die Ausläufer irgend einer Moräne von sehr sporadischer Struktur aufzufassen.

Etwas weiter aufwärts, nach Westen zu, bildet der Gletcher ein grosses System von Querspalten aus, welche für unsere Schlitten weder eine Passage von unten herauf noch von oben herab gestatteten. Die Spalten hatten die Richtung Nord—Süd, einige kleinere waren aber in Ost—West orientiert. Als wir von Nordwesten kommend hier den Weg durch diese Spalten versperrt fanden, schätzten wir ihre Tiefe zu 15—20 M, ihre Breite meist zu 30 M. Der Boden war hier wieder gefrorenes Meerwasser, wie bei einer Spalte festgestellt werden konnte. Wir hatten den Eindruck, als hätten wir hier diejenige Partie des Gletschers vor uns, wo das Eis den Boden verliert und zu schwimmen beginnt, indessen konnten unzweideutige Wahrnehmungen hierüber nicht gemacht werden. Die Seiten dieser Spalten zeigten fast immer eine Niveaudifferenz; meist — wenn auch nicht stets — war die Ostseite niedriger, oft bis 5 M. Als wir am Westrande dieser Spalten entlang nach Süden fuhren, kamen wir auch hier wieder über ein lokal begrenztes Abräumungsgebiet, wo die blanke Eisoberfläche in Gestalt von Schmelzhöckern zu Tage lag. Bevor wir jedoch Lamberts-Land erreichten, mussten wir etwa 10 Km vor demselben noch eine eigentümliche, parallel dem Lande verlaufende Schraubung passieren, die uns deswegen zu denken gab, weil ihre Landseite sehr erheblich niedriger lag als diejenige, auf der wir gekommen waren. Leider sind unsere Beobachtungen aus dieser Gegend zu unvollständig, um eine abschliessende Erklärung hierfür

geben zu können. Vermutlich handelt es sich um eine Diskontinuität in der Bewegung des Eisstromes, bei welcher der schneller bewegte (landfernere) Teil im Laufe des Winters auch stärker angeschwollen war als der relativ unbewegte Teil am Lande.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass MYLIUS-ERICHSEN mit seinen Begleitern bei ihrem verhängnisvollen Abstieg vom Inlandeise in das soeben geschilderte Spaltensystem hineingeraten und auf diese Weise verhindert worden sind, das so nahe gelegene Depot auf Lamberts-Land zu erreichen.

Auch der in den Dijnphna-Sund mündende Arm dieses Gletschers kalbt nicht, obwohl das Fjordeis vor ihm im Sommer wohl gänzlich verschwinden dürfte, er endigt vielmehr ebenfalls in einer flachen Zunge. Beim Übergang vom Meereise auf diese Zunge hatten wir eine unbedeutende Schraubung zu passieren. Dieselbe dürfte vielleicht als Gezeitenschraubung, vielleicht aber auch nur als ein Produkt des winterlichen Vorstosses der Gletscherzunge aufzufassen sein. Letztere scheint, wenigstens in ihrem vordersten Teile, zu schwimmen, jedenfalls steht sie nicht in festem Zusammenhang mit dem Ufer von Hovgaards-Ø, sondern ist durch einen kanalartigen Streifen Meerwassers, dessen Eisdecke damals stark zertrümmert und geschraubt war, vom Ufer getrennt.

Beim Herauffahren auf die Zunge zeigte sich, dass die Eisoberfläche sehr schnell bis etwa 10 M Höhe anstieg und die bekannten Schmelzhöcker aufwies. Weiter südlich war sie jedoch mit ebenem Schnee bedeckt und erreichte bald 15—20 M Höhe über dem Meere. Am südlichen Ausgange des Sundes liegen nahe der Küste von Hovgaards-Ø mehrere der oben besprochenen spaltenreichen Eisbuckel. Daneben befindet sich auch hier eine einzelne, das Eis überragende Klippe, deren Durchmesser kaum mehr als 100 M betragen dürfte.

Unter dem Eise scheint ein Höhenrücken die SW-Ecke der Hovgaards-Ø mit dem nördlichsten Punkt von Lamberts-Land zu verbinden. Wir kamen etwa auf der Mitte dieser Strecke schräg über eine mit kleinen Spalten durchsetzte Aufwölbung des Eises, die sich nach beiden Seiten weit in der Richtung Nordost—Südwest erstreckte. Nahe östlich von ihr beginnt dann das oben erwähnte grosse Spaltensystem.

### KAPITEL III.

#### Das Inlandeis auf dem Lande westlich der Station.

Etwa 150 Km westlich der Winterstation liegt ein 1500—2000 M hohes Gebirge (Dronning-Louises-Land, vergl. Karte 1:500000) welches ganz vom Inlandeis umgeben ist. Das Eis strömt an seiner Nordseite vorbei und teilt sich hier in zwei Arme, von denen der kleinere

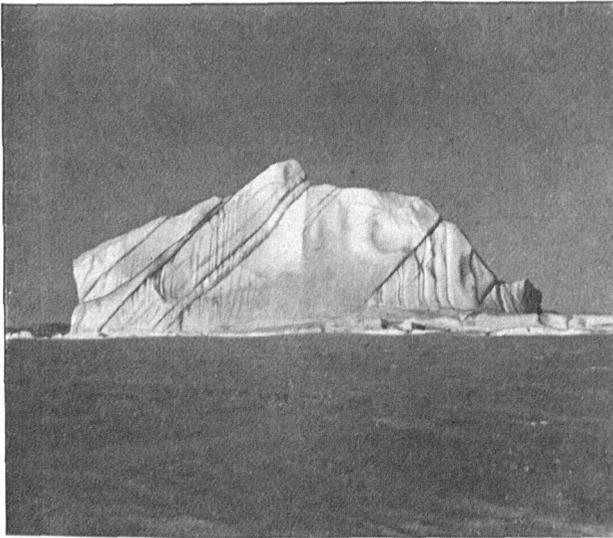


Fig. 10. Eisberg — 36 M hoch — in der Stormbugt, vom Brede-Bræ stammend. Juni 1907; Wegener phot.

sich nach Norden wendet und in der Jökelbugt endigt, während der Hauptstrom, Storströmmen, nach Süden fließt und nach Vereinigung mit dem Bistrup-Bræ, der das Gebirge von Süden her umströmt, in der Dove-Bugt als Brede-Bræ aufs Meer hinaustritt. Dieser Brede-Bræ endigt mit einer bis zu 30 M hohen Steilwand und ist sehr produktiv;

der Fjord vor ihm sowie der Sund zwischen Edwards-Ø und Carl-Hegers-Ø war so mit Eisbergen gefüllt, dass man kaum mit dem Schlitten zwischen ihnen hindurchgelangen konnte. Ein Teil dieser Eisberge gelangt durch die zahlreichen Sunde hindurch in die Dove-Bugt hinaus, von wo einzelne nördlich um Store-Koldewey herum zum Meere hinaustreiben. Fig. 10 zeigt einen solchen Eisberg, der

in der Stormbugt festgekommen war; seine Höhe wurde zu 36 M gemessen. Der grösste Teil der vom Brede-Bræ stammenden Eisberge

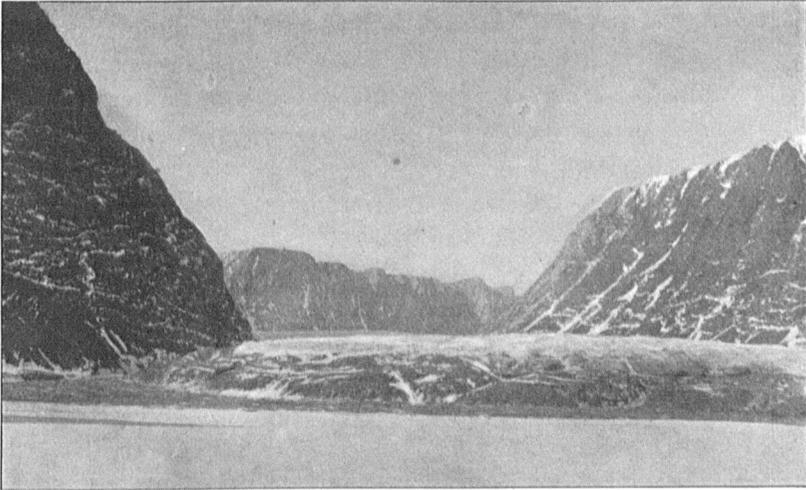


Fig. 11. Gletscher-Stirn in Ardencaple-Inlet. Mai 1908; Jarner phot.

wandert indessen nach Süden zwischen Haystack und dem Südennde von Store-Koldewey hindurch; an letzterem Punkte stehen die Eis-

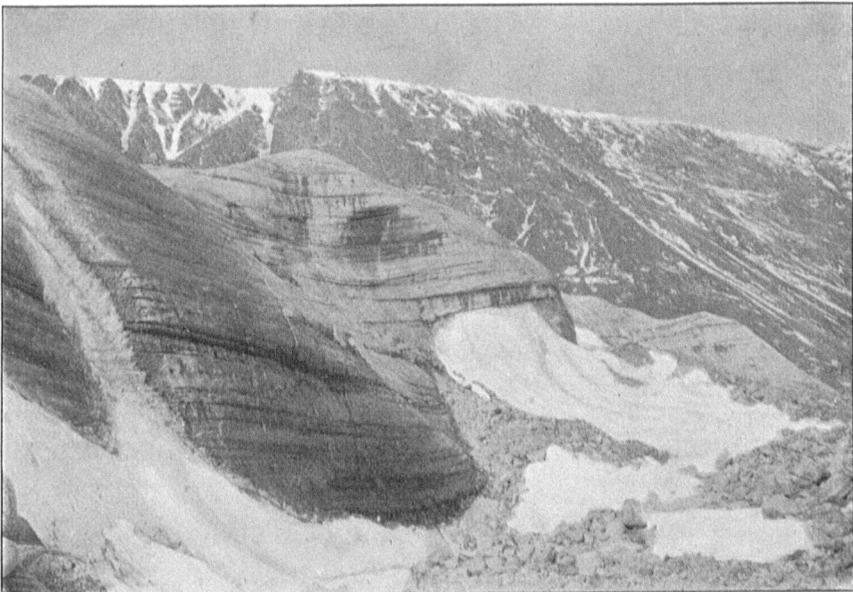


Fig. 12. Gletscher-Stirn in Ardencaple-Inlet. Mai 1908; Jarner phot.

berge fast ebenso dicht gedrängt auf dem Grund, wie unmittelbar vor dem Brede-Bræ.

Ein anderer produktiver Gletscher ist der Soranerbræ westlich

von Teufelkap; seine Steilwand ist nur einige Meter hoch, er produziert in folgedessen nur Kalbeis. Die übrigen kleinen Gletscher, die weiter südlich im Bessels-Fjord und Ardencaple-Inlet bis zum Meer herabreichen, sind für die Eisbergproduktion ganz ohne Bedeutung.

Das Inlandeis wurde auf der Danmark-Expedition namentlich auf zwei Schlittenreisen im Frühjahr 1908 näher untersucht. Die eine derselben, die im März 1908 ausgeführt wurde, benutzte den Sælsø als Reiseroute und überquerte von dessen innerstem Ende aus den ca 40 Km breiten Eisstrom, Storstrømmen, bis zum Dronning-Louises-Land. Die andere, die im Mai 1908 ausgeführt wurde, gelangte auf dem Annekssø bis zum Rande des Eises und überquerte dies bis zum Ymers-Nunatak, der dem Dronning-Louises-Land im Norden vorgelagert ist. Das bereiste Gebiet zeigte fast überall eine äusserst geringe Schneebedeckung und bot beinahe alle Erscheinungen der typischen Randzone, wie sie bereits wiederholt aus West-Grönland<sup>1)</sup> beschrieben worden sind. Im folgenden sollen die auf den beiden Reisen gemachten Beobachtungen getrennt besprochen werden.

### 1. Die Schlittenreise vom Sælsø zum Dronning-Louises-Land (Märzreise).

Am westlichen Ende des Sælsø zweigt sich ein kleiner Gletscher vom Inlandeis ab und mündet kalbend im See (Fig. 13). Auf unserer

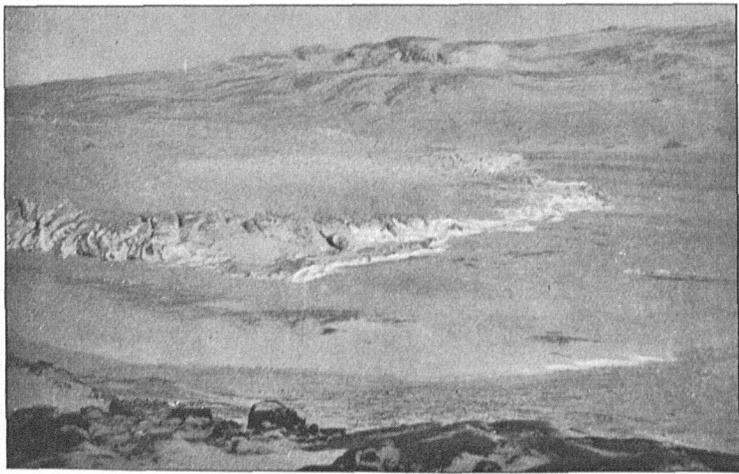


Fig. 13. Sælsø-Gletscher. März 1908; Wegener phot.

Reise hatten wir schon im mittleren Teil des Sees einige kleine, stark abgeschmolzene Reste von Kalbeis gefunden, die offenbar Überbleibsel

<sup>1)</sup> z. B. VON JENSEN in Meddel. om Grönl. I, pag. 17; GARDE in Meddel. om Grönl. XVI; NORDENSKJÖLD, PEARY, NANSEN, DE QUERVAIN u. a.

der Produktion dieses Gletschers vom Sommer 1906 darstellten. Am westlichen Ende des Sees fanden wir weitere 5 Stücke Kalbeis von frischerem Aussehen, die sich offenbar erst im Sommer 1907 vom Gletscher abgelöst hatten. Nach Schätzung hatte der über dem Wasser befindliche Teil dieser Kalbeisstücke durchschnittlich eine Grundfläche von 15 Quadratmeter bei einer Höhe von 2 M, wonach man sich ein ungefähres Bild von der Produktivität machen kann.

Die Front des Gletschers war offenbar im Lauf des Winters erheblich vorgerückt, denn sie hatte die ca 2 M mächtige Eisdecke des Sees<sup>1)</sup> in grossen Falten vor sich hergeschoben. Etwa 200 M vor der Front lag eine Stirnmoräne im See, die sich z. T. über die Oberfläche desselben erhob und einen vom südwestlichen Ende des Sees halbkreisförmig in diesen hineinweisenden Wall darstellte.

Am nordöstlichen Seitenrand des Gletschers, der eine ca 20 M hohe (nicht kalbende) Steilwand darstellt, erschien das Eis auf einer längeren Strecke, aus der Entfernung gesehen, vollständig schwarz. Beim

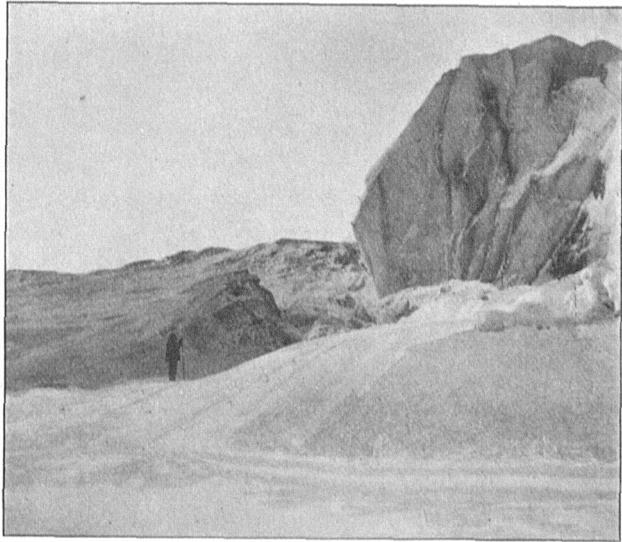


Fig. 14. Eisdecke des Sælsø, vom Vorrücken des Gletschers gefaltet. März 1908; Wegener phot.

Herantreten konnte man erkennen, dass es durch und durch mit Lehmteilchen und selbst grösseren Steinen durchsetzt war, und dass das Eis selber überall sehr arm an Luftblasen und deshalb durchsichtig war, wodurch das dunkle Aussehen noch verstärkt wurde. Sogar auf der Oberfläche des Eises lagen hier noch einige grössere Steine, die herausgeschmolzen waren, und die ganze Oberfläche war mit einer dünnen Lehmschicht bedeckt. Es handelte sich hier offenbar um die vom Eise eingeschlossene Grundmoräne, die durch vertikale Bewegungskomponenten an dieser Stelle bis zur Oberfläche des Eises hinaufgeführt wurde.

<sup>1)</sup> 2 Messungen, welche TROLLE allerdings im östlichen Teil des Sees ausführte, ergaben 2.12 resp. 1.76 M Dicke.

Dieser Gletscher bot den Reisenden einen Aufstieg auf das Inlandeis, welches sonst, soweit man sehen konnte, mit einer schwer bestiegbaren Steilwand von ca 15—20 M Höhe gegen das Land endigte. Auch an dieser Steilwand war noch eine ähnliche lokal begrenzte schwarze Stelle sichtbar, in welcher die Grundmoräne bis zur Oberfläche des Eises anstieg.

Der Gletscher selbst war von zahlreichen Spalten durchsetzt. In dem Masse aber, wie wir uns der Oberfläche des eigentlichen Inlandeises näherten, wurden die Spalten immer geringfügiger und verschwanden schliesslich ganz. Genau auf der Mittellinie des Gletschers war eine grabenartige, meist mit Schnee gefüllte Rinne erkennbar,

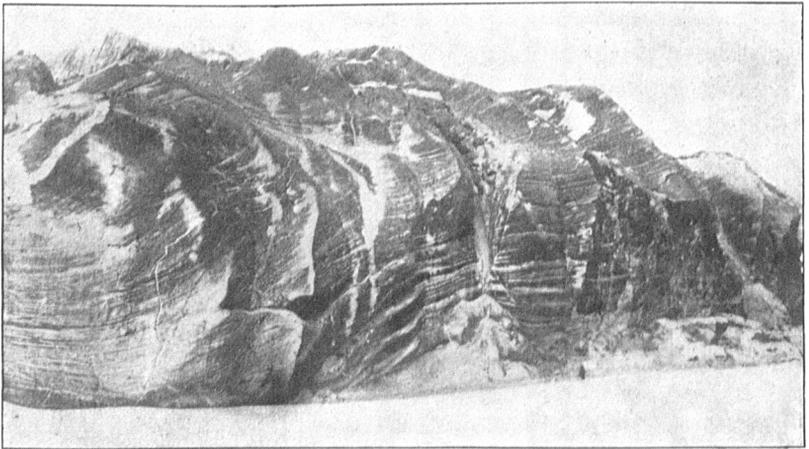


Fig. 15. Schwarzer Rand des Inlandeises nahe des Sælsö. März 1908; Lindhard phot.

welche vermutlich im Sommer das Bett eines Oberflächenbaches bildet.

Sowohl am Ostrand des Gletschers, wie an dem südwestlich des letzteren liegenden Steilrand des Inlandeises liess sich ein System von niedrigen, parallel dem Eisrande auf der Oberfläche verlaufenden Kämmen von durchsichtigerem, blasenfreiem Eise erkennen, die uns veranlassten, die Eisoberfläche mit einem Krokodilrücken zu vergleichen. Dieselbe Erscheinung wurde später auch am Eisrande bei Dronning-Louises-Land wiedergefunden, während sie auf der Zwischenstrecke fehlt. Diese Kämmen sind anscheinend identisch mit den „Ogiven“ der Alpengletscher<sup>1)</sup> und stellen die Blaubänderstruktur dar. Die Erhebung der Kämmen über ihre Umgebung betrug selten mehr als  $\frac{1}{2}$  M.

<sup>1)</sup> Vergl. HESS, die Gletscher, Braunschweig 1904, pg. 169.

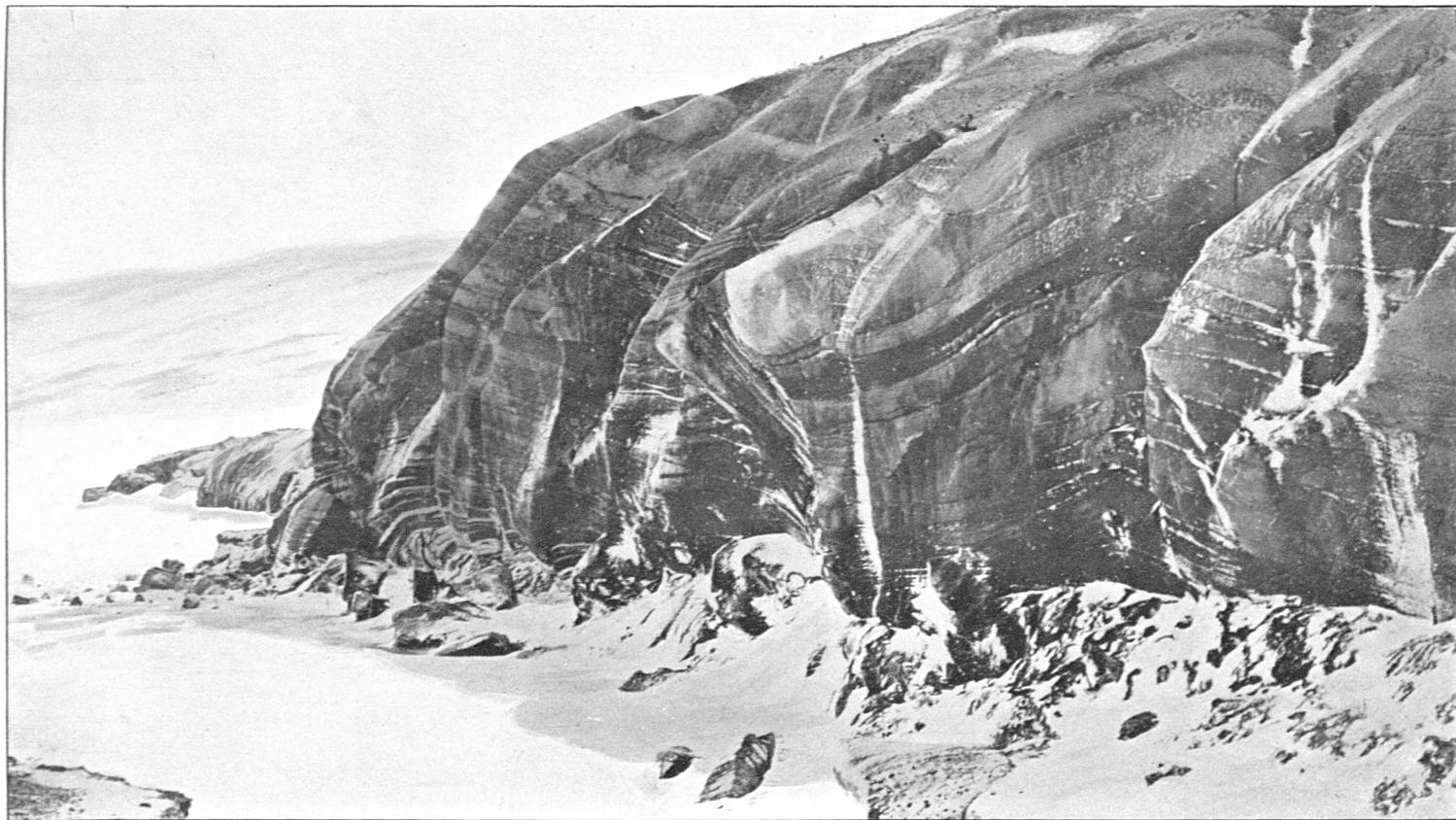


Fig. 16. Schwarzer Rand des Inlandeises beim Austritt auf den Sælsø. März 1908; Wegener phot.

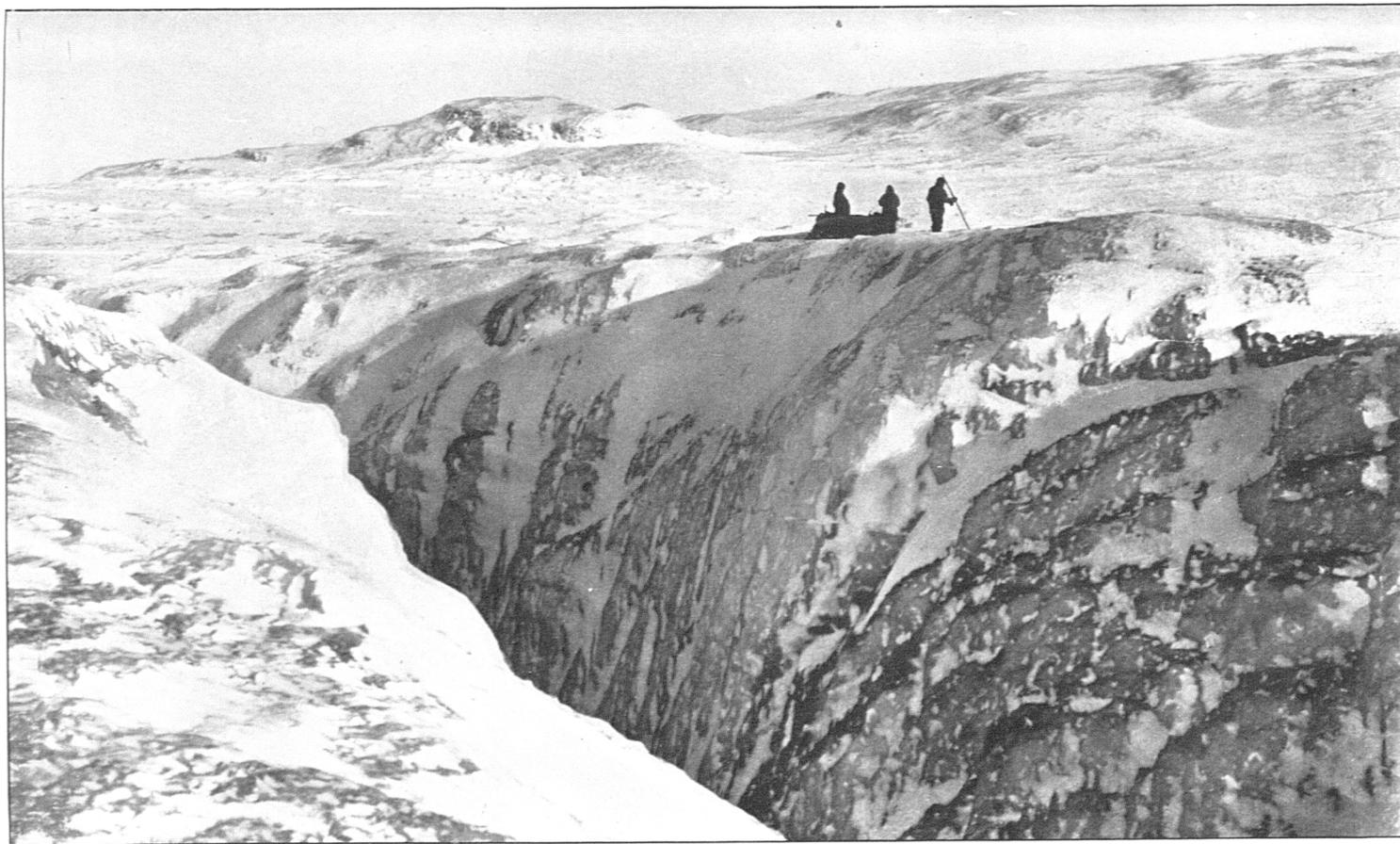


Fig. 17. Spalte im Inlandeise in der Nähe des Sælsø-Gletschers. März 1908; Wegener phot.

An unseren Zeltplätzen auf der Oberfläche dieses ca 40 Km breiten Eisstromes zwischen Dronning-Louises-Land und dem Sælsö konnten wir fast immer, wenn wir darauf Acht gaben, ein leises Knistern hören, das aus dem Eise zu kommen schien und wohl auf fortgesetzte Bildung kleiner Spalten zurückzuführen ist.

Die Eisoberfläche war auf der ganzen von uns bereisten Strecke, und soweit wir sie nach rechts und links überschauen konnten, überall mit den schon früher erwähnten Schmelzhöckern bedeckt, welche allmählig von Osten nach Westen an Grösse zunahmen, während gleichzeitig die Schneebedeckung in derselben Richtung



Fig. 18. Die ersten Schmelzhöcker auf dem Inlandeise. März 1908; Wegener phot.

abnahm. Der Höhenunterschied zwischen Berg und Tal wuchs successive von  $\frac{1}{2}$  M im östlichen auf 3—4 M im westlichen Teil (Mittelwerte).

Für die Entstehung dieser Schmelzhöcker scheinen zwei sich entgegenwirkende Faktoren massgebend zu sein: die Abschmelzung durch Sonnenstrahlung und durch warme Luft. Da nämlich die Sonnenstrahlung durch Wasser stark absorbiert, von trockenem Eise aber grösstenteils reflektiert wird, so muss sie besonders stark in den schon vorhandenen Vertiefungen wirken, in denen sich Schmelzwasser ansammelt. Es würde hieraus also eine allgemeine Tendenz zur Verstärkung schon vorhandener Unebenheiten der Eisoberfläche resultieren. Wenn dieser Faktor allein wirksam wäre, so müsste offenbar die Eisoberfläche im Laufe der Zeit in einen Wald von Eis-

nadeln und -Türmen zerfallen, wie KOCH es übrigens auf den isländischen Gletschern im Jahre 1904 in der Tat nicht selten beobachten konnte. Diesem Prozess wirkt aber offenbar die Schmelzung durch



Fig. 19. Zeltlager auf dem Inlandeise. Im Hintergrunde „Wogen“. März 1908; Wegener phot.

warme Luft entgegen, denn diese wirkt naturgemäss am stärksten auf die Erhöhungen der Eisoberfläche. Die Schmelzhöcker würden hiernach einen Kompromiss, eine Art Gleichgewichtsgestalt zwischen diesen beiden Faktoren darstellen.



Fig. 20. Kämmе und Täler auf dem Inlandeise. März 1908; Wegener phot.

Im östlichen Teil schienen diese Schmelzknollen jeder Regelmässigkeit zu entbehren. Im mittleren und westlichen Teil aber zogen sie sich in kurze, von E nach W gerichtete Kämmе aus, die bis-

weilen in packender Weise einem plötzlich erstarrten wogenden Meer gleichen. Es ergab sich kein bestimmter Anhalt dafür, ob diese Bevorzugung der E—W-Richtung durch die Bewegungsrichtung des Eises (hier N—S), durch die vorherrschende Windrichtung (gleichfalls annähernd N—S) oder durch die Orientierung zur grössten Höhe der Sonne oder endlich durch Kombinationen dieser Einflüsse bedingt ist. Das Profil der Wogen zeigte einen steileren schneefreien Abhang nach N und einen sanfteren mit Schnee bedeckten nach S.

Nur wenige Kilometer vom Ostrande des Inlandeises entfernt

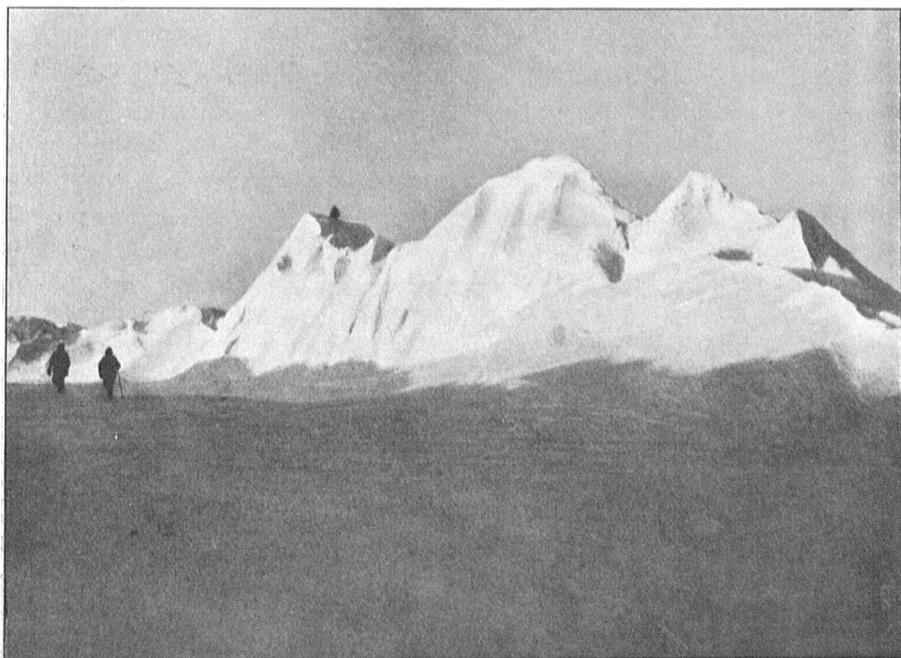


Fig. 21. 15 M hoher Kamm. März 1908; Wegener phot.

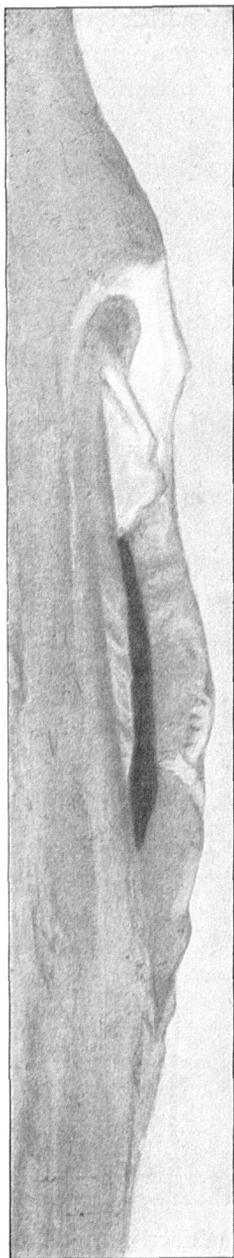
trafen wir ein lokal begrenztes System von höheren parallel verlaufenden Kämmen, die nur wenige 100 M lang waren und nach WNW wiesen, jedoch mit einer nach N konvexen Biegung (Fig. 20 und 21). Diese Kämmen waren wohl bis 15 M hoch, und die zwischen ihnen liegenden Täler waren durch gefrorene Schmelzwasserlachen ausgefüllt. Unsere Auffassung von ihrer Entstehung sei durch folgende beim Rückweg hier an Ort und Stelle niedergeschriebene Tagebuchnotiz wiedergegeben: „Wir durchquerten die Zone (der hohen Kämmen) sehr nahe an ihrem südlichen Ende. Die Kämmen sind hier mehr niedergeschmolzen. Die Höhe wird daher bald sehr gering, sie verschwinden kurz südlich von unserem Kurs. Nördlich davon (beim Hinweg lag unsere Route etwas nördlicher) machen die Kämmen einen

mehr frischen Eindruck. Wahrscheinlich werden sie noch weiter nördlich in ein frisches Spaltensystem übergehen“.

Mitten auf unserem Marsche nach dem Dronning-Louises-Land stiessen wir auf ein eigentümliches Gebilde, das wohl nur durch die Annahme zu erklären ist, dass hier im Sommer eine starke Quelle die Schmelzwässer an die Oberfläche des Eises befördert (Fig. 22). Auf einer etwa 3 M hohen Erhebung der Eisoberfläche befand sich ein teilweise eingestürzter Krater, dessen oberster Rand etwa 10 M über dem allgemeinen Niveau lag. Die Nordostseite war am besten erhalten und stellte eine nach innen überhängende Eisgrotte dar. In der Mitte lagen die Reste der eingestürzten Decke. Der Boden des Kraters aber, der aus spiegelblankem Schmelzwassereis bestand, zeigte bereits wieder eine konische, von den Seiten nach der Mitte zu ansteigende Erhebung. Wir gewannen den Eindruck, als ob die jetzt eingestürzte Kraterdecke nichts anderes sei als der Kraterboden des Vorjahres, der infolge der allgemeinen Abschmelzung scheinbar in die Höhe gewachsen war. Sollte dies zutreffen, so würde daraus folgen, dass die jährliche Abschmelzung ca 4 M beträgt. An der Westseite zeigte der Kraterrand einen Einschnitt, der offenbar den Abfluss darstellte.

In der Nähe des Westrandes des Inlandeises trafen wir auch noch andere Oberflächenerscheinungen, namentlich einen kleinen, tief eingeschnittenen See, sowie das gefrorene Bett eines Oberflächenbaches (Fig. 26). Auch am Dronning-LouisesLand, bei Kap Bellevue, bestand der Rand des Eises aus einer fast senkrechten Mauer, deren Höhe auf 25 M geschätzt wurde, und die jedenfalls überall erheblich höher war als diejenige am Ostrande. Wir gingen  $1\frac{1}{2}$  Stunden oben auf dieser Steilwand entlang, bis wir eine Schneewehe fanden, die einen Abstieg auf das Land ermöglichte (Fig. 23). In einer Einbuchtung des Landes lag zwischen Land und Eis ein kleiner zu dieser Jahreszeit gefrorener

Fig. 22. „Krater“ auf der Oberfläche des Inlandeises. März 1908; Lindhard phot.



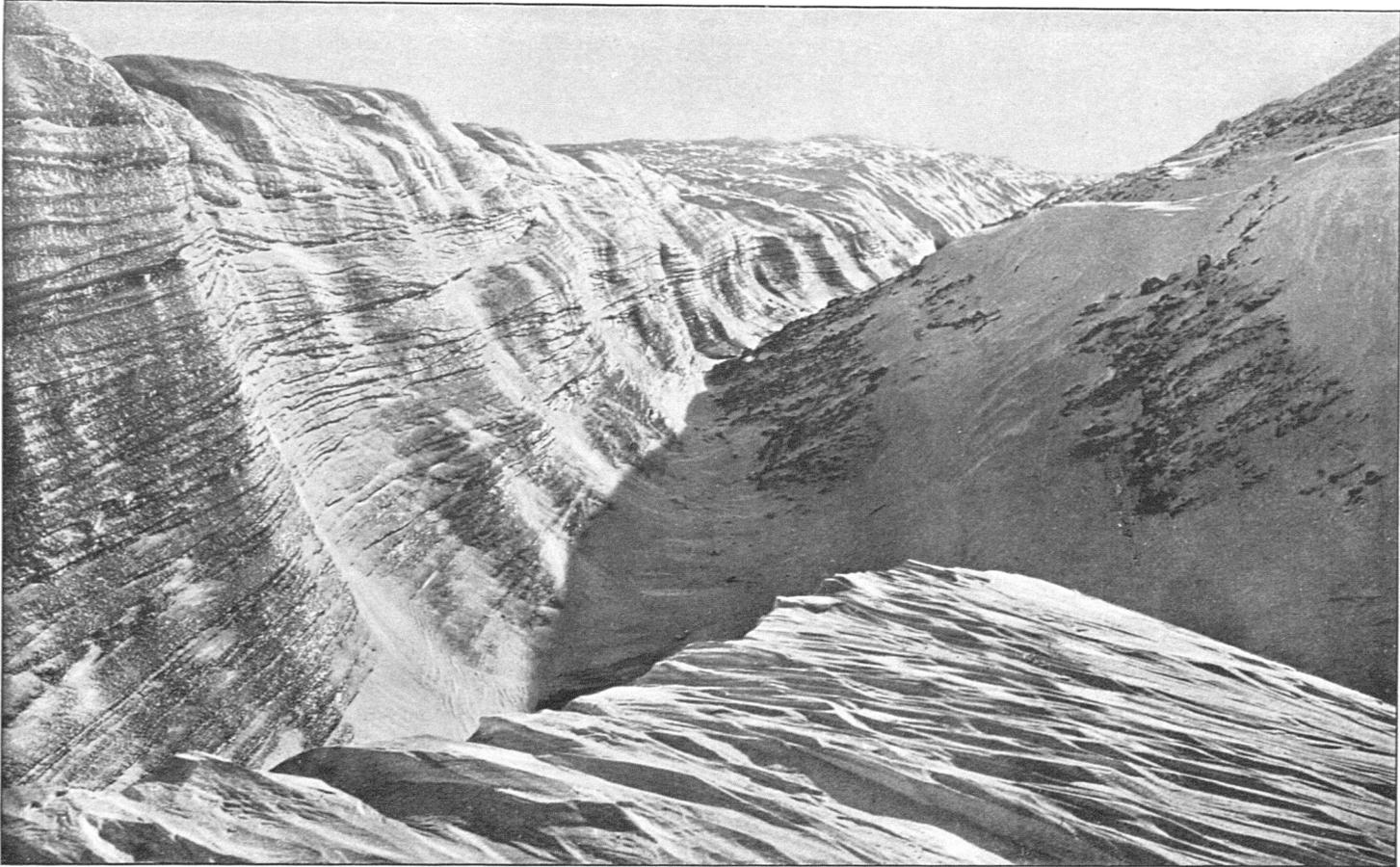


Fig. 23. Rand des Inlandeises am Dronning-Louises-Land bei Kap Bellevue. Das Eis ist ganz frei von Grundmoräne und besteht aus sehr dünnen, fortwährend auskeilenden Schichten. Im Vordergrund die Schneewehe, die den Abstieg zum Lande ermöglichte.  
März 1908; Wegener phot.

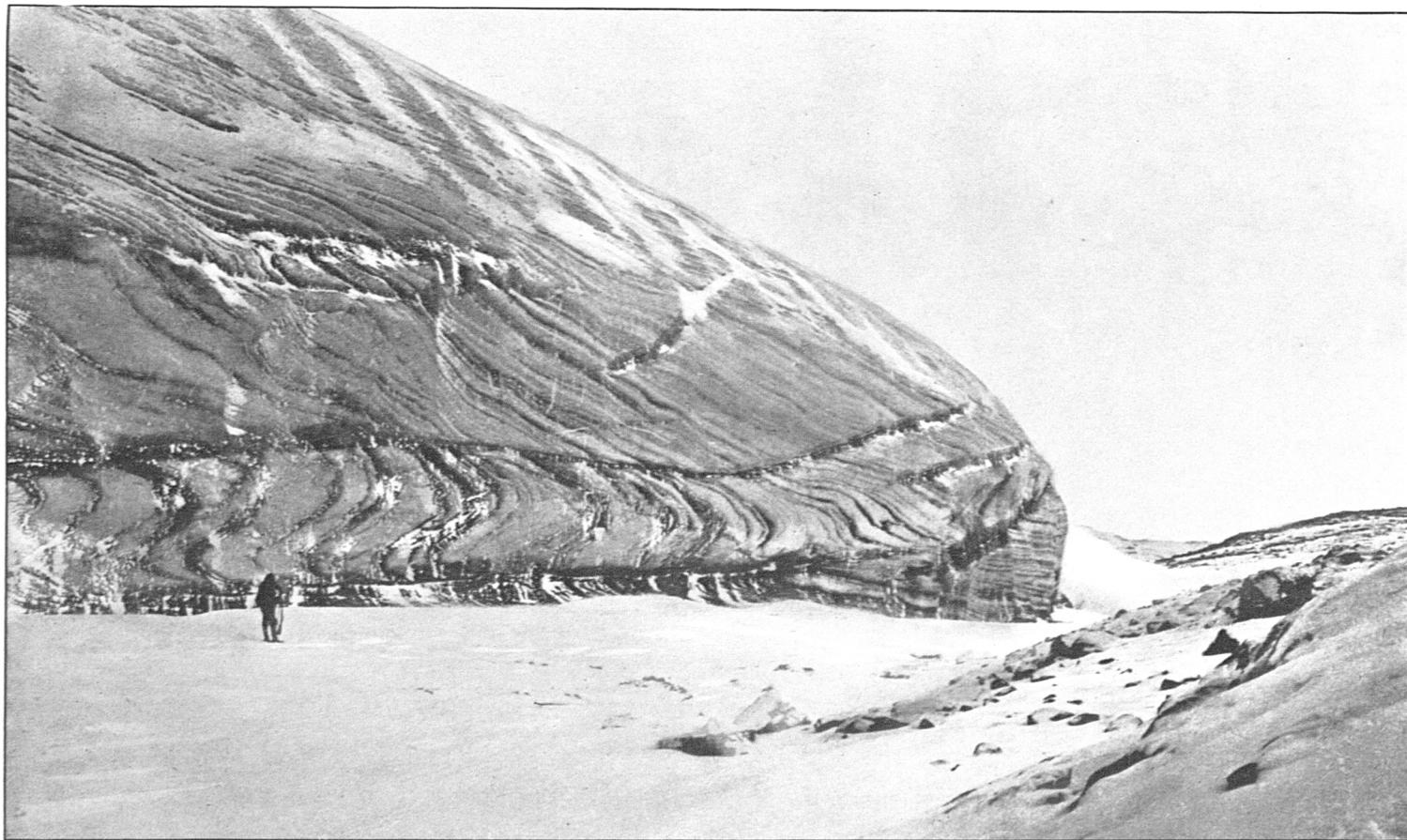


Fig. 24. Rand des Inlandeises bei Kap Bellevue. Gebogene Schichtung und Scherungsflächen. Die dunklen Schichten bestehen nicht aus Grundmoräne, sondern nur aus blasenfreiem, durchsichtigem Eis. Rechts hinten die Abstiegs-Schneewehe. März 1908; Wegener phot.

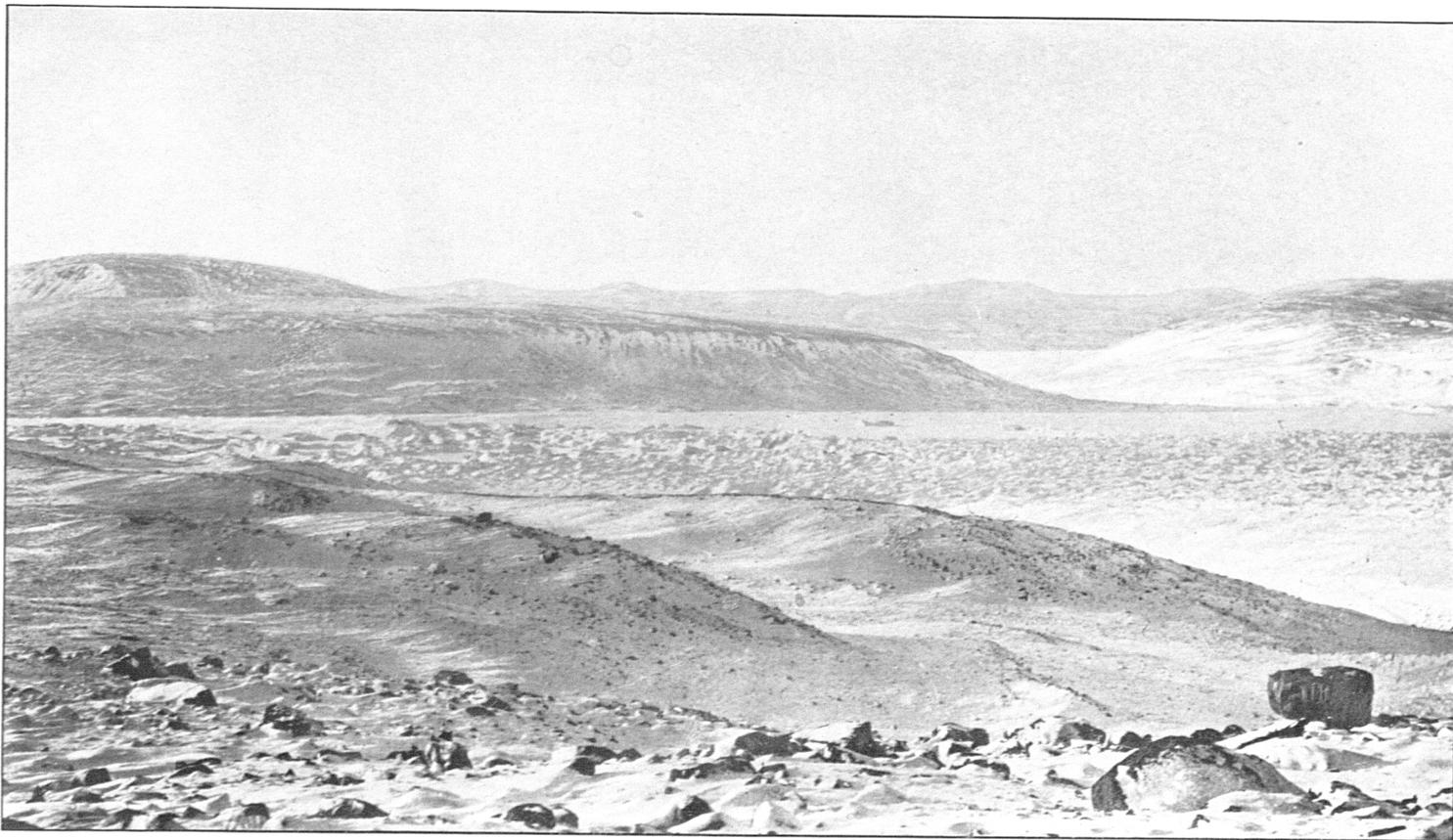


Fig. 25. Randsee mit Eisbergen auf Dronning-Louises-Land westlich Kap Bellevue. März 1908: Wegener phot.

Randsee. Der Eisrand, soweit wir ihn sehen konnten, zeigte nirgends die später zu beschreibenden Schichten von Grundmoräne, das Eis war vielmehr überall vollständig rein.



Fig. 26. Das Bett eines Oberflächenbaches. März 1908; Wegener phot.

Der von uns betretene Teil des Dronning-Louises-Landes bildet eine nach N vorspringende Halbinsel. An ihrer der Eisbewegung entgegen gerichteten N-Seite war die Eiswand ganz vertikal, und vor ihrem Fuss lagen einige abgesprengte Eistrümmer (Fig. 24). Im Nord-

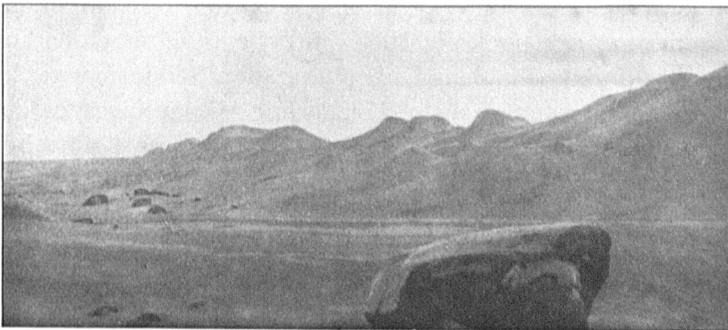


Fig. 27. Sporadische Moräne auf dem Inlandeise. März 1908; Lindhard phot.

westen von dieser Halbinsel strömt das Inlandeis in einen grösseren See hinab, den es dicht mit Eisbergen anfüllt (Fig. 25). Auch jenseits des Sees war ein grosser Gletscher, von NW herabsteigend, zu sehen, der offenbar in den fast verdeckten nordwestlichen Teil des Sees mündet.

Etwa eine Meile östlich von Dronning-Louises-Land lag auf dem Eise eine sehr sporadische Moräne, die genau von Norden nach Süden gerichtet war (Fig. 27). Spätere Beobachtungen machen es sehr wahrscheinlich, dass dieselbe identisch ist mit derjenigen Moräne, die von dem noch zu besprechenden Ymers-Nunatak zunächst mit südöstlicher Richtung entspringt und dort zugleich eine Senkung im Eise darstellt, die den zahlreichen Randseen am Nunatak bei hohem Wasserstande Abfluss gewährt. Auch hier im Süden stellte die Moräne noch eine Talsenkung von 10—15 M Tiefe dar, doch war hier ein ganzes System solcher parallelen Täler vorhanden, die alle von N nach S wiesen und also zu den oben beschriebenen kleineren Schmelzwällen und Wogen senkrecht verliefen. Die Moräne war über mehrere dieser Täler zerstreut, in einer Gesamtbreite von ca 200—300 M, und bestand hauptsächlich nur aus einzelnen grossen Blöcken mit unverletzten Bruchkanten, die ausserordentlich zerstreut auf der Eisoberfläche lagen. Gekritztes Geschiebe war nur wenig vorhanden.

Auf der Rückreise wurde mitten auf dem Inlandeise eine Beobachtung über das Korn des die Oberfläche bildenden Eises gemacht. Beim Hineinwerfen eines Eisstückes in heisses Wasser konnte man deutlich erkennen, dass die Körner ca  $\frac{1}{2}$  Cm Durchmesser besaßen.

Aus den Nivellements, die an den verschiedenen Stationen auf dem Eise ausgeführt wurden, ergab sich die auf den ersten Blick überraschende Tatsache, dass die Oberfläche des Eises auf der ganzen Strecke von E nach W nur ausserordentlich wenig ansteigt und die Seehöhe von 300 M nicht wesentlich überschreitet.

Die Schneebedeckung war, wie schon eingangs erwähnt wurde, äusserst gering, und es unterliegt keinem Zweifel, dass nicht nur aller Schnee, sondern auch noch eine beträchtliche Eisschicht hier in jedem Sommer abschmilzt. Zahlenangaben für die Schneemenge konnten wir wegen der unregelmässigen Ablagerung des Schnees in den Vertiefungen nicht ermitteln. Doch dürfte die mittlere Schneehöhe für das bereiste Gebiet erheblich geringer sein als am Danmarks-Havn.

## 2. Die Schlittenreise vom Annekssö nach Ymers-Nunatak (Maireise).

Bei der zweiten Schlittenreise, die den Annekssö als Reiseroute benutzte, gestaltete sich der Aufstieg aufs Inlandeis erheblich leichter. Das Eis hat an dieser Stelle, gerade in dem toten Winkel zwischen dem nach N und dem nach S gehenden Strom, keine starke Bewegung und endigt wohl aus diesem Grunde nicht in einer Steilwand, sondern in einem flachen, leicht besteigbaren Schneeabhang. Die Schnee-



Fig. 28. Randzone des Inlandeises. Schmelzhöcker. Mai 1908: Koch phot.

bedeckung des Eises war auf dieser Linie zwar auscheinend etwas stärker, als weiter südlich (an einigen Punkten wurde sogar noch vorjähriger Schnee konstatiert), doch gehört auch dies Gebiet noch ganz der Randzone an. Im letzten Drittel des Weges nach Ymers-Nunatak nahm die Schneebedeckung aber bereits etwas zu, ein Zeichen dafür, dass man sich der Firngrenze des Inlandeises näherte, die vermutlich mit dem Westende des Nunataks zusammenfallen dürfte.

Kochs Schlittenreise erfolgte im Mai 1908 vom Annekssö nach Südwesten neben dem Kofoed-Hansens-Bræ entlang, den man als ausgeprägten Strom im Inlandeis etwa 70 Km weit nach dem Innern



Fig. 29. Schmelzhöcker auf dem Inlandeise. Mai 1908; Koch phot.

verfolgen kann. Der Uebergang zwischen dem gänzlich unpassierbaren Strom und dem ruhigen Eis ist recht plötzlich. Wir konnten dem Rande des starken Stroms in etwa 1 Km Abstand folgen.

Wir beabsichtigten ursprünglich, Dronning-Louises-Land dicht nördlich von dem Punkt zu erreichen, den die Märzabteilung besucht hatte. Aber schon ca 30 Km bevor wir das Land erreichten, gebot uns Storstrømmen Halt, welcher hier ebenso unpassierbar wie der Kofoed-Hansens-Bræ zu sein schien. Wir wurden auf diese Weise nach Westen in einen zwischen beiden Eisströmen gelegenen Streifen gedrängt, der an der schmalsten Stelle kaum 1 Km breit war (das Tagebuch gibt an „ein paar hundert Meter“).

Die Steigung des Eises bis zu Ymers-Nunatak ist aus den Höhenangaben der Karte zu entnehmen. Wenn man von der ersten Steigung unmittelbar am Erdboden absieht, bekommt man als Mittelwert für

die Neigung der Oberfläche bis Ymers-Nunatak ungefähr  $1:150 = ca\ 24'$ . Die Steigung ist indessen nicht gleichmässig. Das Eis hebt sich in drei grossen Terrassen, von denen die westlichste, die unmittelbar westlich von Ymers-Nunatak liegt, die bedeutendste ist und



Fig. 30. Schneegefüllte Transversalspalte in Storströmmen nahe bei Jettebrinken. Mai 1908; Koch phot.

eine Höhe von über 1500 M erreicht. Die Oberflächen der Terrassen steigen zwar im ganzen nach Westen; aber an einzelnen Stellen kann man doch eine nicht unerhebliche Neigung nach Westen antreffen, die zur Genüge beweist, dass die Eisoberfläche östlich von Ymers-Nunatak bis zu einem gewissen Grade sich dem Relief des Erdbodens anschmiegt.

Die Schmelzknollen hatten auf diesem Teil des Inlandeises ganz

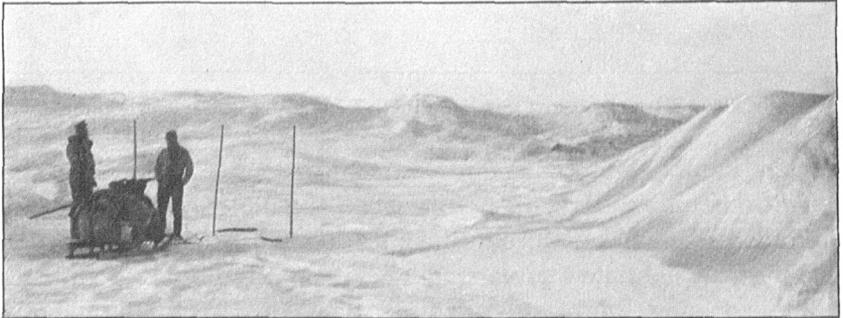


Fig. 31. Storströmmen nahe bei Jettebrinken. Im Hintergrunde schneegefüllte Transversalspalten. Mai 1908; Koch phot.

dasselbe Aussehen wie weiter im Süden. Gewöhnlich schien, wie Figur 28 zeigt, keinerlei System in ihrer gegenseitigen Stellung vorhanden zu sein; aber an solchen Stellen, wo das Eis so stark zerklüftet war oder gewesen war, dass es aus einzelnen Eisrippen mit zwischenliegenden, schneeerfüllten Senkungen bestand, gewährten die Schmelzknollen natürlich den Eindruck, als ob sie parallel zu den

Spalten in Reihen geordnet wären. Es kann wohl kein Zweifel sein, dass diese Schmelzknollen dieselbe Erscheinung bilden, welche J. A. D. JENSEN von dem Inlandeis östlich von Frederikshaabs-Isblink beschrieben hat. (Medd. om Grönland I, S. 54, sowie Tafel 1). Dass die Schmelzknollen dort im Süden (ca  $62^{\circ} 40'$ ) nahe der Davisstrasse bedeutend stärker entwickelt sind, ist nur natürlich. Die Temperatur ist dort höher und die Abschmelzung deshalb stärker; gleichzeitig ist wohl auch die Verdampfung bei der Nähe der Davisstrasse relativ geringer.

Etwa 5 Km östlich von Ymers-Nunatak trafen wir ein System

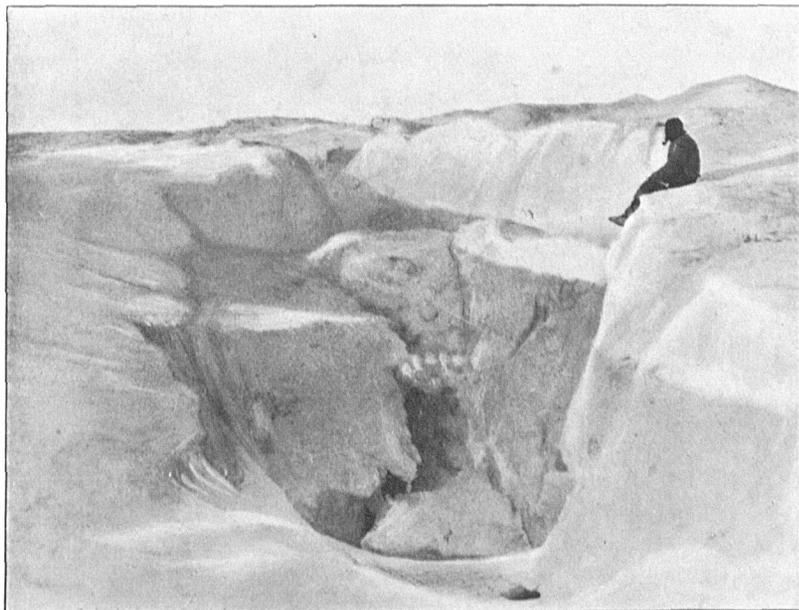


Fig. 32. Spalte im Inlandeise, teilweise mit Schnee gefüllt. Mai 1908; Koch phot.

gewaltiger Querspalten, welche durch 10—15 M hohe Eiskämme getrennt waren, die ganz das Aussehen der von der Märzabteilung gesehenen hatten. Die Kämme verliefen von West-Süd-West nach Ost-Nord-Ost; sie hatten eine schwache Krümmung, deren konvexe Seite nach West-Nord-West gerichtet war. Der Abhang der Kämme nach Ost-Süd-Ost (d. i. in der Bewegungsrichtung des Eises) bildete eine gleichmässige, fast ebene Eiswand, während die Rücken selber und ihr Abhang nach West-Nord-West mehr uneben und unregelmässig war. Die Täler zwischen den Eiskämmen waren bis zu 50 M breit, ihr Boden bestand aus festem Schnee. [Ähnliche Formen solcher Kämme sind auch auf Island bekannt; doch sind sie hier viel kleiner, wohl kaum mehr als ein paar Meter hoch.]

Der Uebergang zwischen dem ebeneren Eis und den Kämmen vollzog sich auf einer Strecke von etwa 1 Km. Zunächst bildete das Eis kleine raupenförmige Erhebungen mit geringen schneeerfüllten Senkungen dazwischen; aber nach und nach wurden die „Raupen“ höher und schärfer, und die Senkungen tiefer und breiter, bis man sich schliesslich zwischen den höchsten Kämmen befand. Die Täler, welche offenbar früher Querspalten waren, keilten nach etwa 1—2 Km Länge aus. In dem inneren Teil dieser Einschnitte, wo die Eiswände sich einander näherten, war der Schnee am Boden sehr unregel-

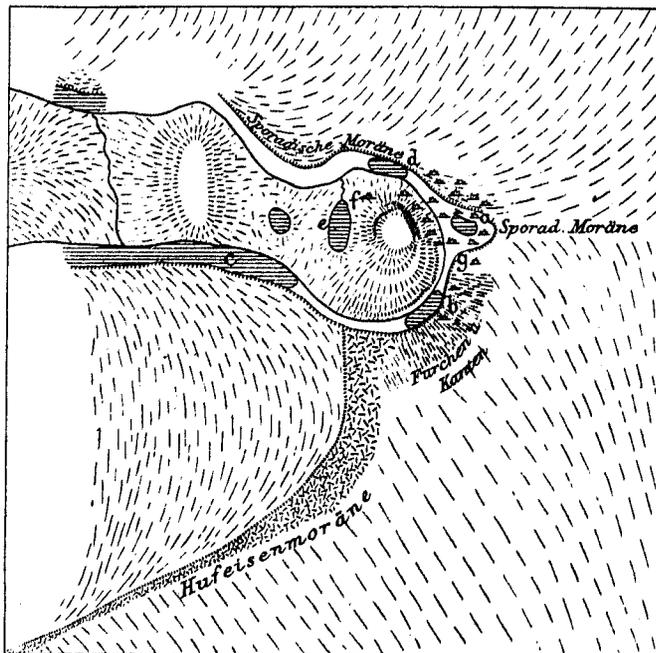


Fig. 33. Kartenskizze von der Umgebung von Jættebrinken.  
Nach einem Krokki von Koch, aufgenommen im Mai 1908.

mässig abgelagert; bisweilen gab es hier plötzliche tiefe Senkungen im Schnee, welche zeigten, dass die Spalten weit in das Eis hinein gingen.

Auch nachdem die scharfen Kämmen sich wieder verloren hatten, setzten die Einschnitte in Gestalt schwach gesenkter Schneestreifen bis unmittelbar zu Ymers-Nunatak fort. Auf den letzten Kilometern, bevor wir den Nunatak erreichten, versuchten wir mehrmals, den Schnee in diesen Streifen zu durchbrechen und nachzusehen, ob darunter eine Spalte lag; es glückte aber nicht ein einziges Mal, hier die Anwesenheit von Spalten festzustellen.

Im übrigen waren wir auf der ganzen Reise bis unmittelbar an

die hohen Kämme heran durch frische Spalten belästigt worden. Dieselben waren gewöhnlich  $1\frac{1}{2}$ —5 M breit, erreichten aber ausnahmsweise auch eine Breite von ca 30 M. Kleinere Spalten gab es ausserordentlich häufig, oft mit nur wenigen Metern Zwischenraum; sie waren gewöhnlich mit einer dünnen Schneeschicht bedeckt, welche zerbrach, wenn man sie betrat.

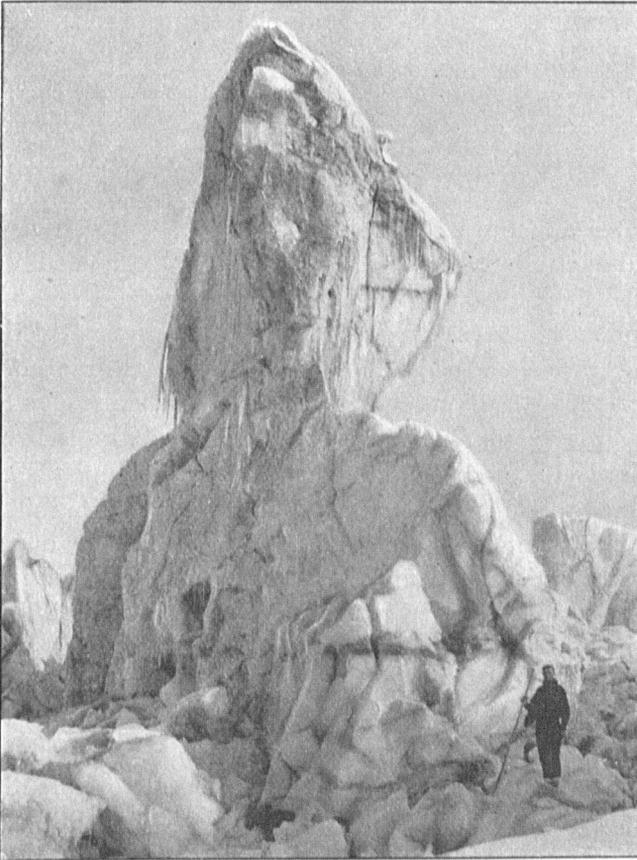


Fig. 34. Ein abgesprengter, auf Ymers-Nunatak gescheiterter Eisberg. Jættebrinken, Mai 1908; Koch phot.

Unsere Hoffnung, dass die zahlreichen Spalten uns Gelegenheit geben würden, die Struktur des Eises zu untersuchen, wurde getäuscht. Bei den offenen Spalten waren die Seitenwände überall mit einer Glasur von herabgeronnenem Schmelzwasser bedeckt (wie in Fig. 17), und bei den Spalten, die mit Schnee bedeckt waren, zeigte sich, dass die Struktur stets unter einer dicken Reifschicht verborgen war, was wohl auf die höhere Temperatur im Innern des Eises zurückzuführen ist.

Das Inlandeis endigte am Ymers-Nunatak überall mit einer Steil-

wand, an deren Fuss sich eine ganze Kette von Randseen befand (vergl. die Kartenskizze S. 34). Am tiefsten lagen die beiden Seen *a* und *b*; *c* und *d* lagen etwa 30 M über diesen, *e* weitere 10 M über diesen, also im ganzen 40 M über *a* und *b*.

Wir befanden uns am Ymers-Nunatak gerade zur Zeit der ersten Schneeschmelze. Am 18. Mai, dem ersten Tage, an dem wir Temperaturen über 0 hatten, konnte beobachtet werden, wie der die Verbindung zwischen *c* und *b* bildende Bach aufbrach. Auf letzterem See stieg das Wasser über seiner Eisdecke im Laufe einer halben Stunde um 2—4 Decimeter. Es war nicht zu bezweifeln, dass das Wasser des Baches über kurz oder lang die Kluft zwischen der Ostspitze von Ymers-Nunatak (Jättebrinken) und dem Inlandeis ganz ausfüllen und die Randseen zu einem grossen See verbinden musste, welcher unter günstigen Verhältnissen den Jättebrink ganz umgeben konnte und sich auch ostwärts über die Oberfläche des Inlandeises selbst weit hinaus erstreckte. Die Spuren eines solchen höheren Wasserstandes waren sehr deutlich. An dem mit Geröll bedeckten Bergabhang zwischen *a* und *b* waren sechs Strandlinien in einer Höhe bis zu 20—25 M (geschätzt) über dem Boden der Schlucht zu sehen; die grösste Höhe der Eiswand wurde hier auf ca 40 M geschätzt. An der Nordseite von Jättebrinken sah man noch eine einzelne Strandlinie hoch oben am Bergabhang. Die Steine am Fuss des Berges waren mit einer dünnen Lehmschicht überzogen. Eine so bedeutende Aufstauung von Wasser, wie hier anzunehmen war, musste eine Sprengung der Eismasse (Kalben) herbeiführen, wie es ja häufig in den Randseen stattfindet und auch bei dem von der Märzabteilung ca 30 Km weiter nach Südwesten angetroffenen Randseen der Fall war.

Die grosse Ausbuchtung, in welcher der See *a* liegt, war durch eine solche Sprengung geschaffen, deren Spuren noch deutlich erkennbar waren. Die Trümmer dieses abgesprengten Stückes lagen in Gestalt von gewaltigen Eisblöcken, von denen die grössten bis ca 20 M hoch waren, teils am Fusse vor der Eiswand, teils oben auf der Oberfläche des Eises (Fig. 35) oder in entsprechender Höhe auf dem gegenüberliegenden Abhange des Nunataks. So wurde z. B. an dem in der Kartenskizze mit *f* bezeichneten Punkte, der 45 M über *a* liegt, ein 6 M hoher Eisblock gefunden.

Da die Grundmoräne bei Jättebrinken einen sehr bedeutenden Teil der ganzen Eismassen erfüllt, ist es nicht unwahrscheinlich, dass das Gewicht der untersten Eisschichten grösser als das des Wassers ist. Dies könnte die Erklärung dafür geben, dass nicht die ganze Eismasse in der Ausbuchtung bei *a* fortgeschwemmt war, sondern die untersten Schichten grösstenteils am Boden des Sees liegen ge-

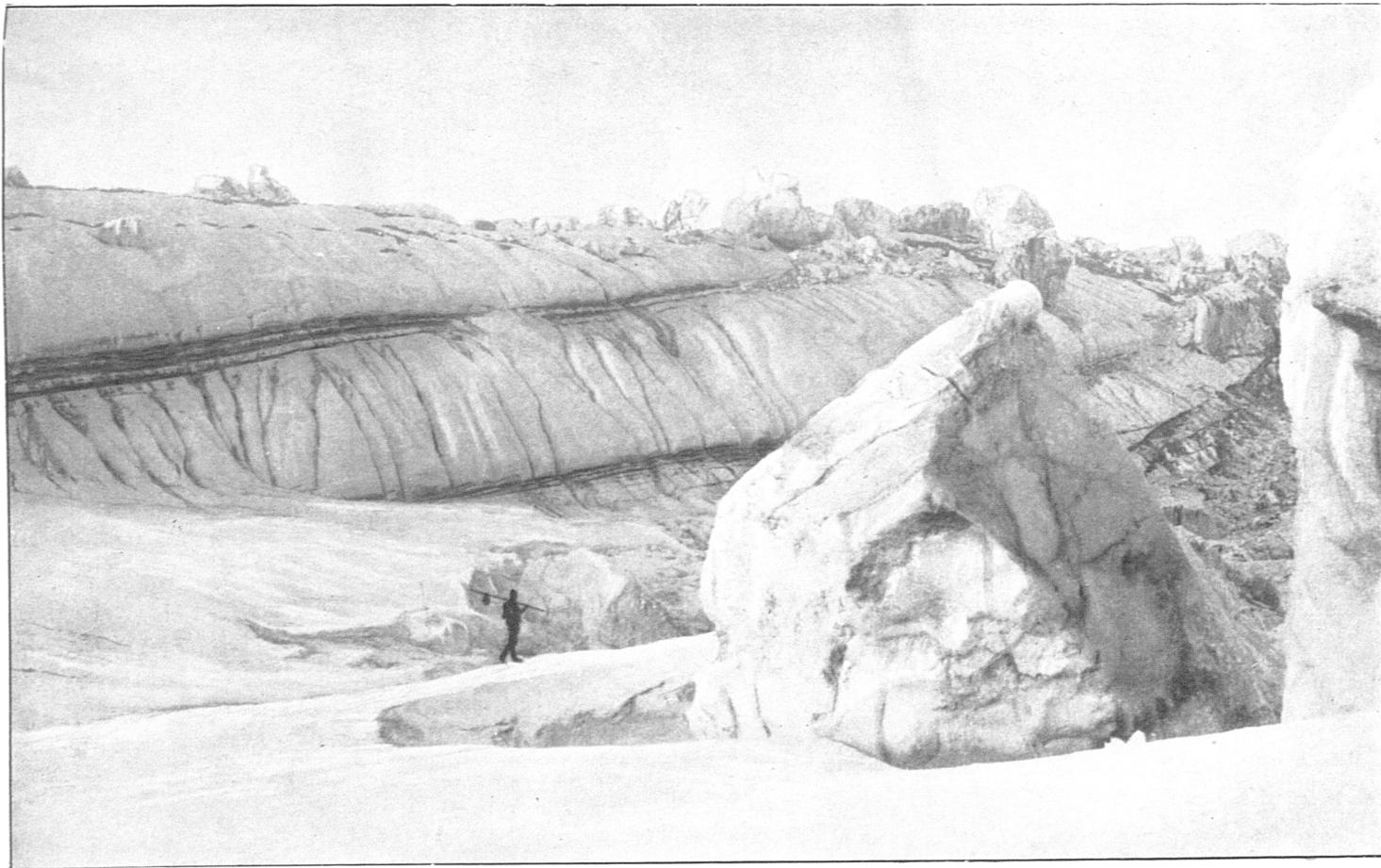


Fig. 35. Rand des Inlandeises gegenüber Jættebrinken zwischen *a* und *d* (siehe Kartenskizze), bis oben hinauf mit Eistrümmern bedeckt. Moränenstreifen ganz oben links. Mai 1908; Koch phot.

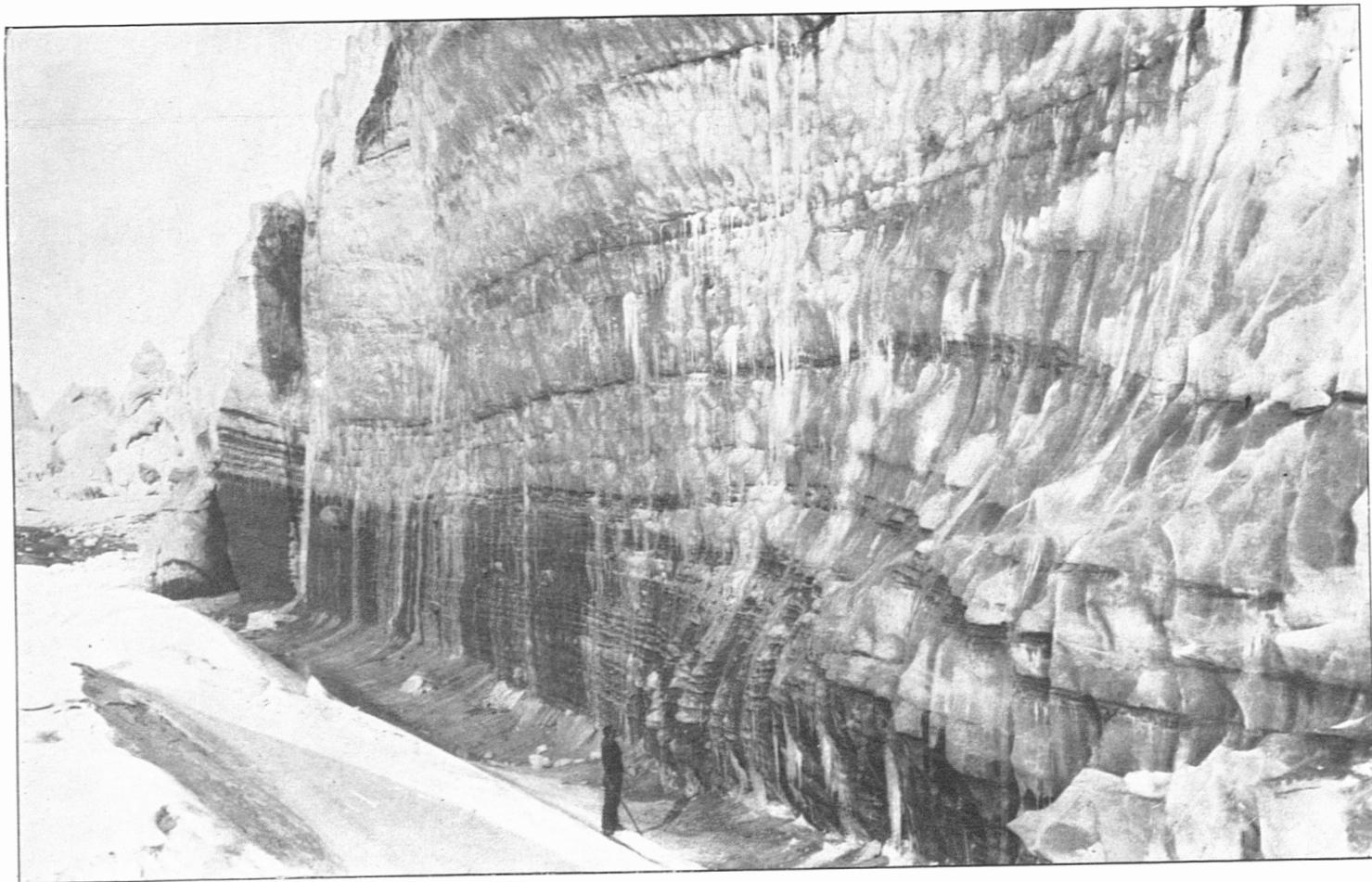


Fig. 36. Rand des Inlandeises gegenüber Jættebrinken bei *g* (siehe Kartenskizze). Mai 1908; Koch phot.

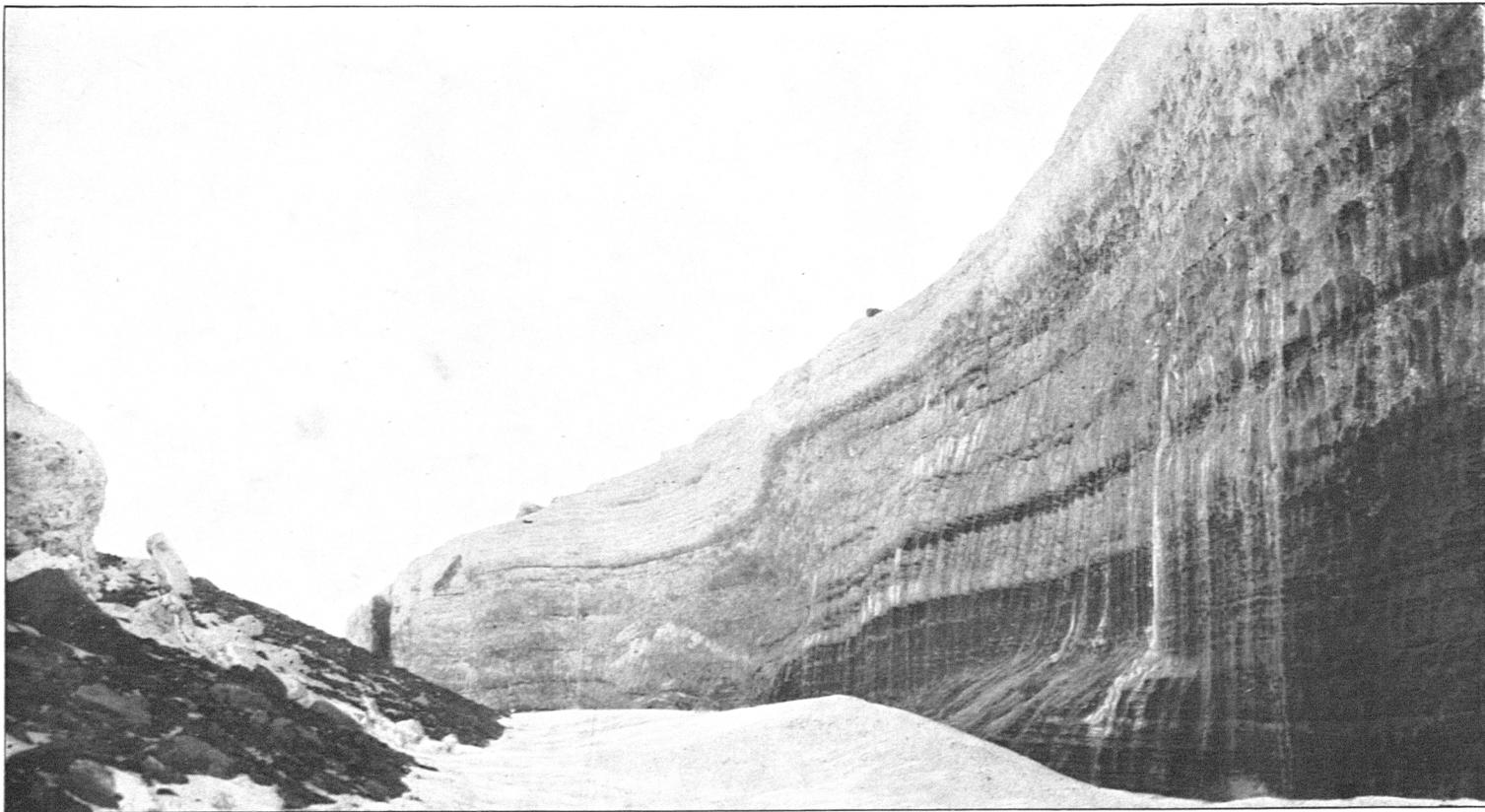


Fig. 37. Rand des Inlandeises gegenüber Jættebrinken zwischen *g* und *b* (siehe Kartenskizze). Mai 1908: Koch phot.

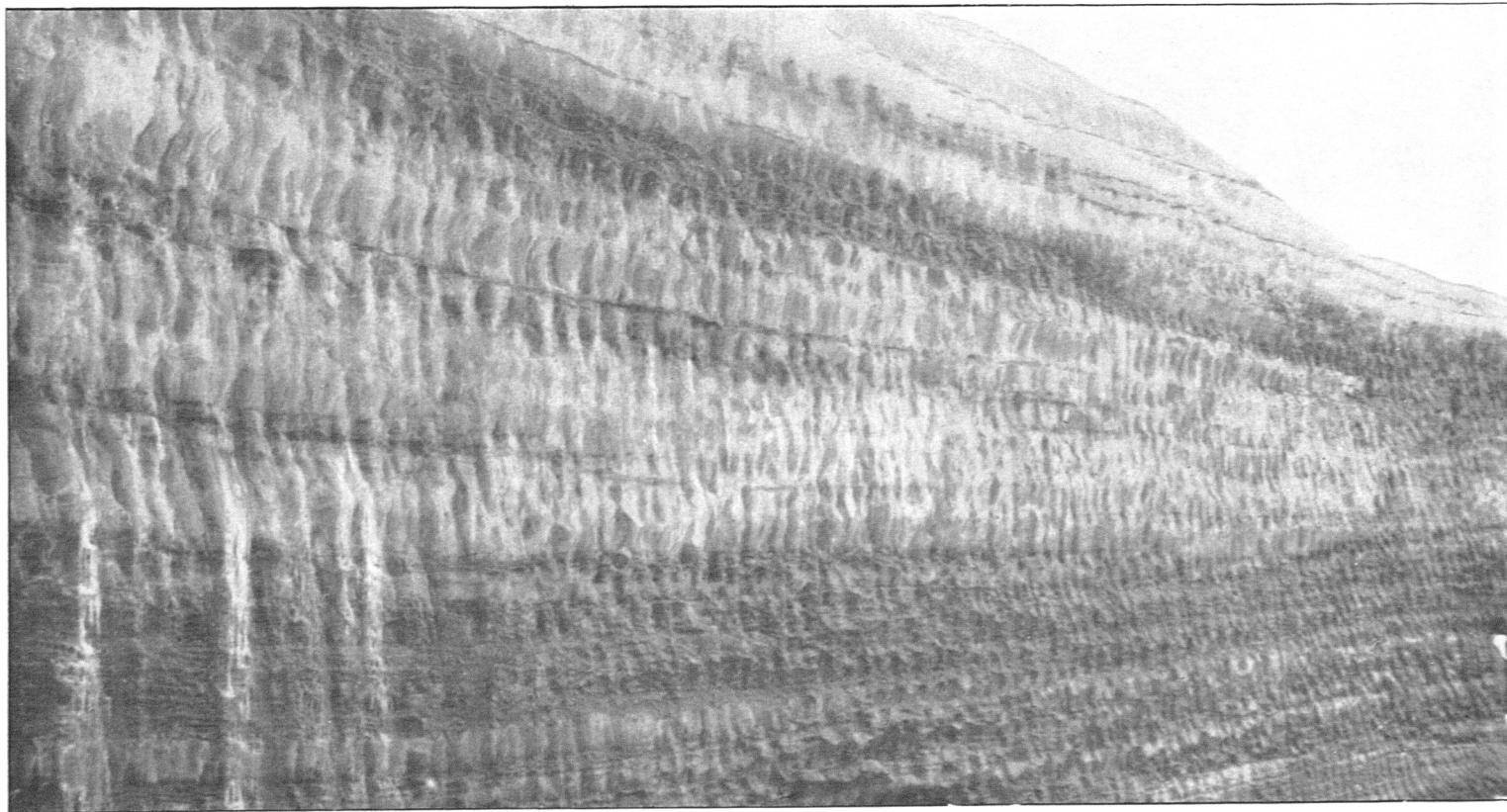


Fig. 38. Die 40 M hohe Steilwand des Inlandeises gegenüber Jættebrinken zwischen *g* und *b* (siehe Kartenskizze). Polygonale Felderung.  
Mai 1908; Koch phot.

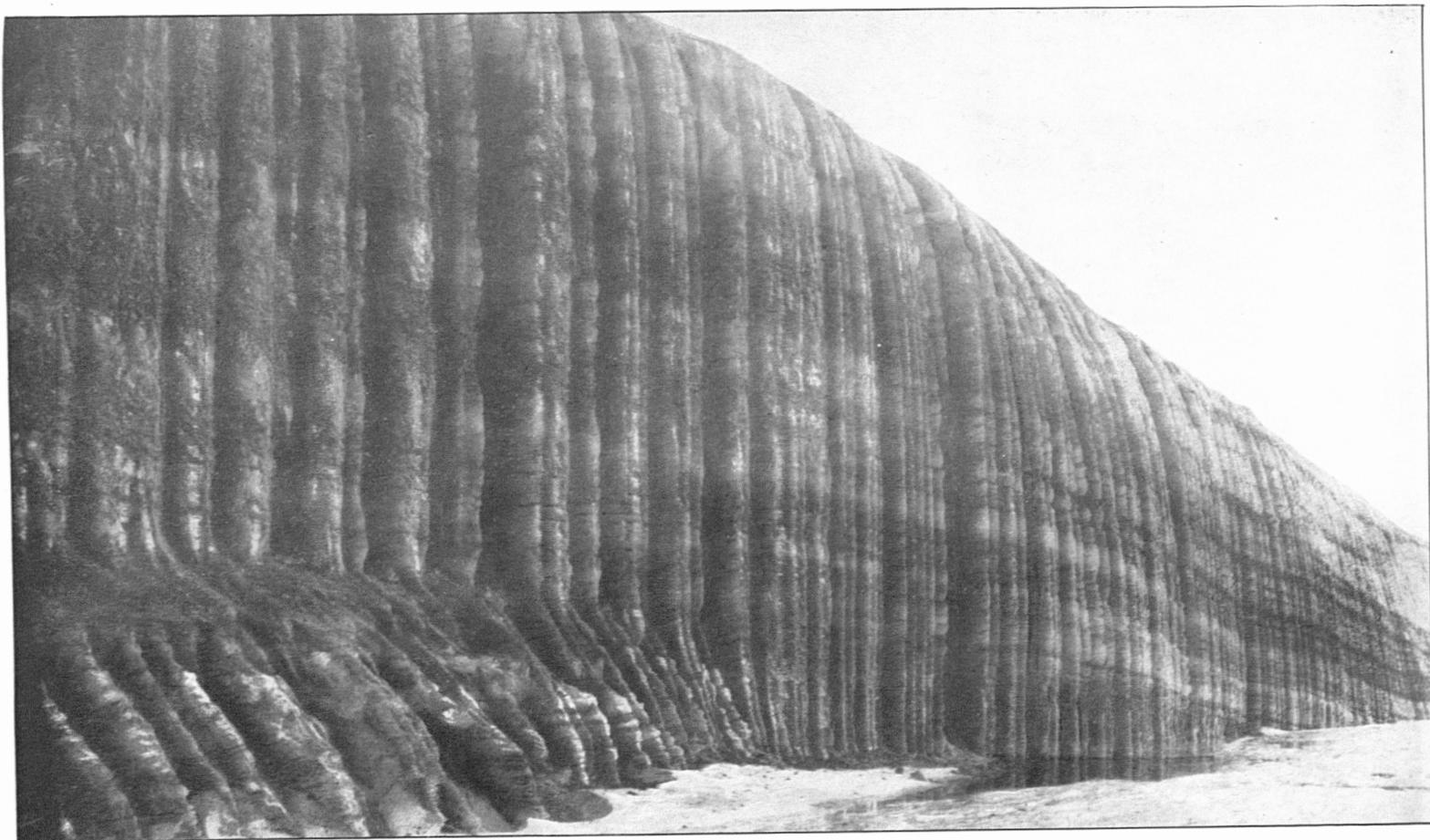


Fig. 39. Rand des Inlandeises gegenüber Jættebrinken bei *b* (siehe Kartenskizze). Wirkung des horizontalen Druckes. Mai 1908; Koch phot.

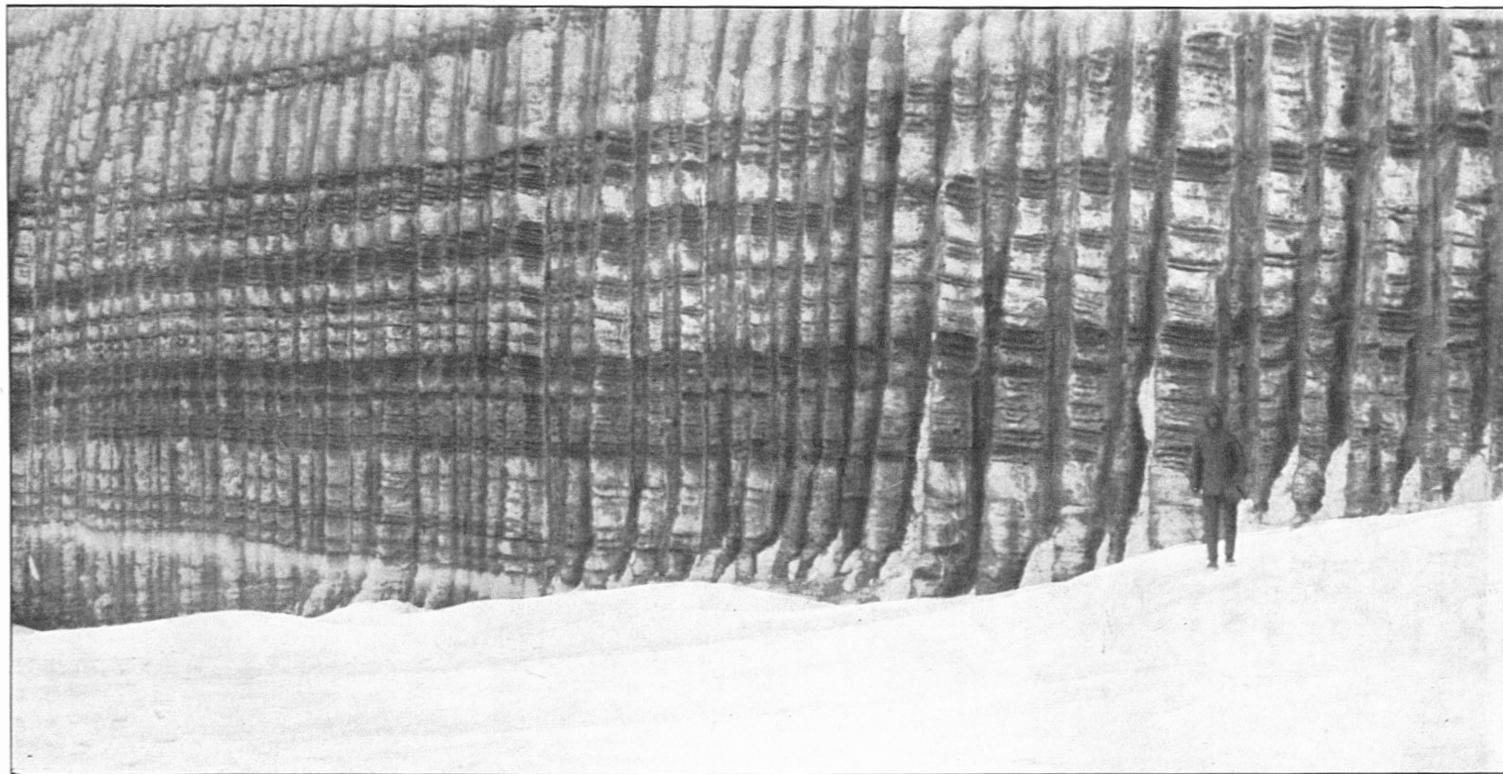


Fig. 40. Rand des Inlandeises gegenüber Jættebrinken bei *b* (siehe Kartenskizze). Wirkung des horizontalen Druckes. Mai 1908; Koch phot.



Fig. 41. Rand des Inlandeises gegenüber Jættebrinken zwischen *b* und „Hufeisenmoräne“ (siehe Kartenskizze). Mai 1908; Koch phot.



Fig. 42. Die Grundmoräne im Inlandeise bei *g* (siehe Kartenskizze). Jættebrinken, Mai 1908; Koch phot.

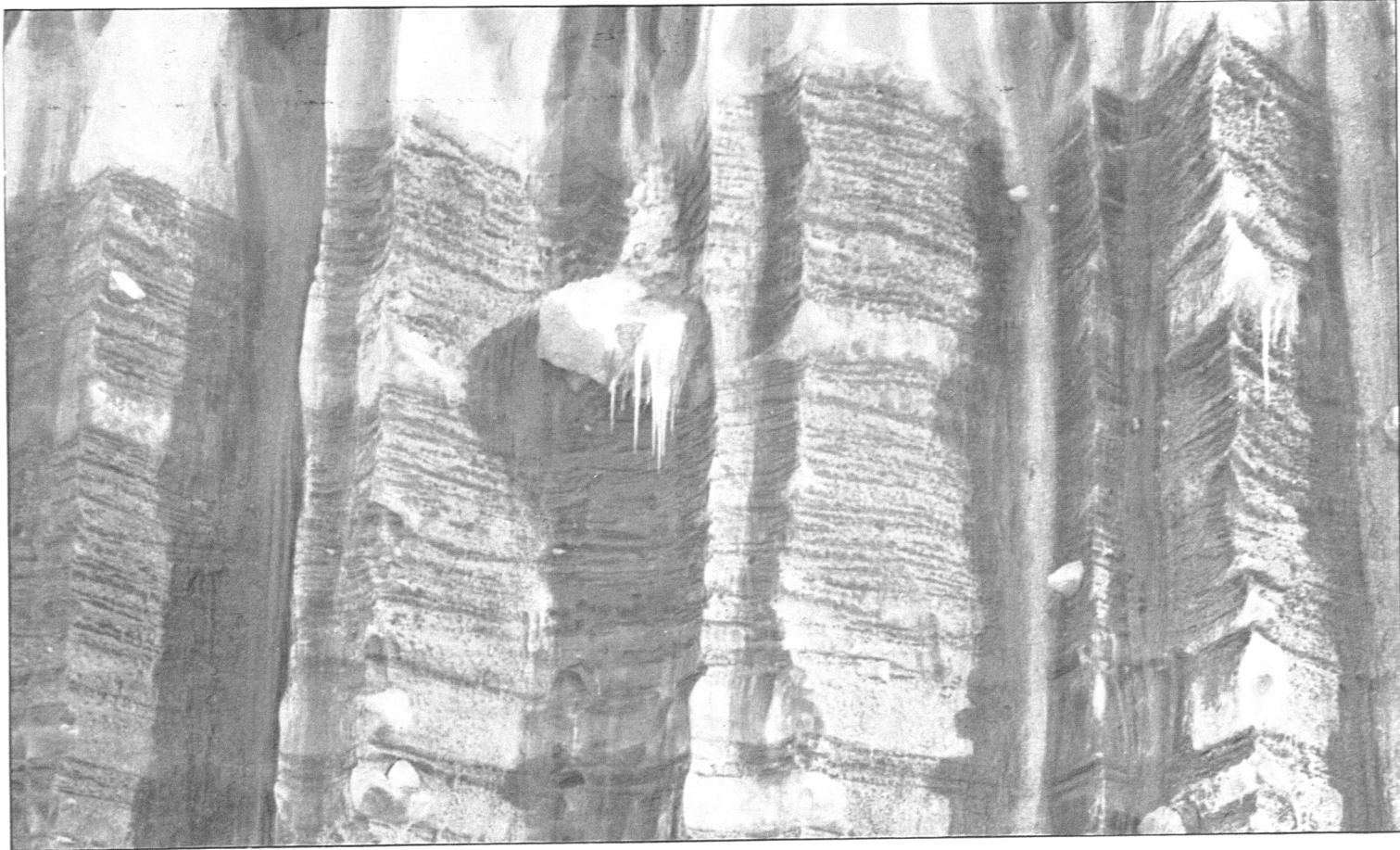


Fig. 43. Die Grundmoräne im Inlandeise zwischen *g* und *b* (siehe Kartenskizze) aus der Nähe gesehen. Furchen und Kanten, durch horizontalen Druck hervorgebracht. Jættebrinken, Mai 1908; Kochi phot.

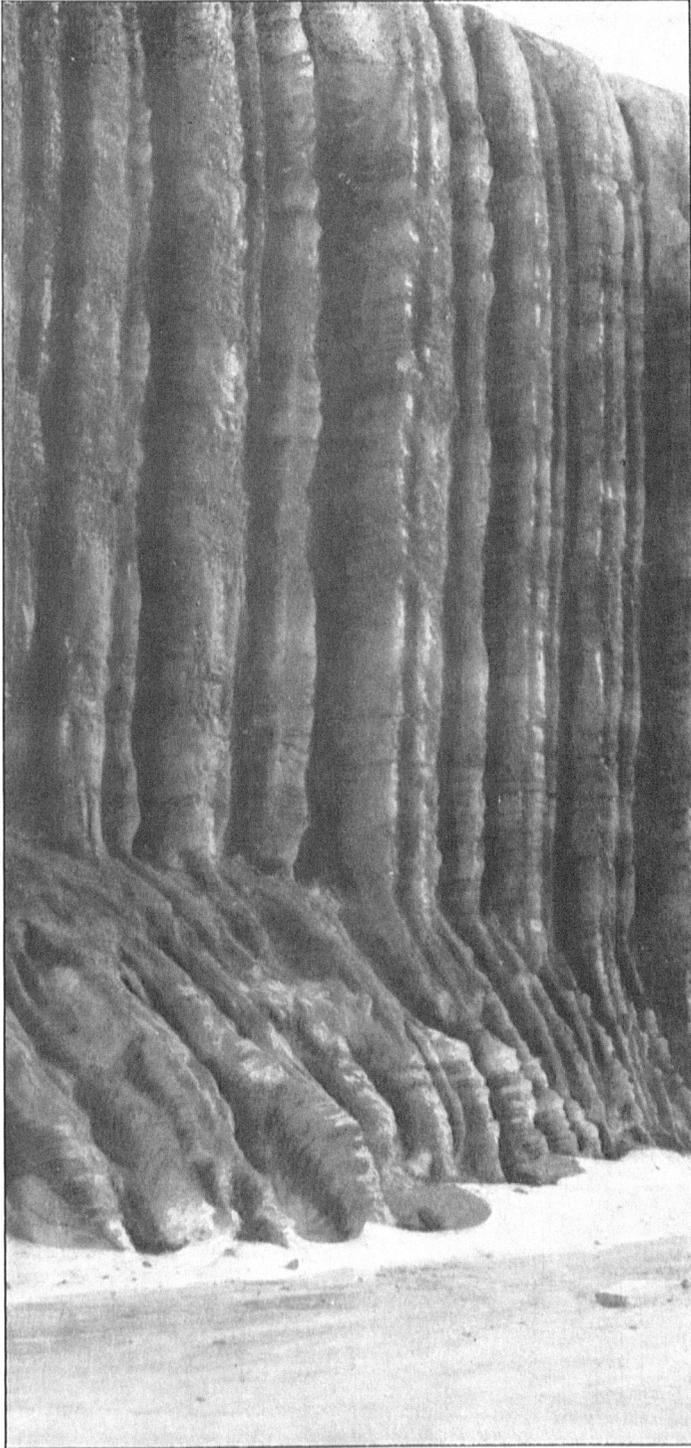


Fig. 44. Das Aussehen der Furchen und Kanten bei *b* (siehe Kartenskizze). Jættebrinken, Mai 1908; Koch phot.

blieben waren. Grosse Stücke dieser Schichten waren allerdings gleichfalls förtgeschwemmt, wodurch in dem Eisboden selbst tiefe Senkungen mit vertikalen, zerrissenen Eiswänden gebildet waren.

Sowohl bei *a* wie bei *b* waren Senkungen im Inlandeis vorhanden, durch welche der See bei höchstem Wasserstand Abfluss erhalten konnte. Auf der Oberfläche des Eises befanden sich südöstlich von Jættebrinken drei beträchtliche Seen, deren grösster, welcher auf der Karte 1:500000 angedeutet ist, zu etwa 5 Km Länge veranschlagt wurde. Da indessen der Randsee bei *a* im Mai 1908 mindestens 30 M unter der Oberfläche der nächstliegenden Partie des Inlandeises lag, muss es also auch unter dem Eise noch einen Abfluss geben, dessen Länge dann wahrscheinlich 70—80 Km erreicht<sup>1)</sup>.

Im Winter muss ein solcher Kanal leicht durch den Treibschnee geschlossen werden können, und es ist wohl denkbar, dass mitunter mehrere Jahre vergehen können, bis er sich wieder öffnet; die erwähnten 6 Strandlinien sprechen jedenfalls für stark variierende Verhältnisse in dieser Hinsicht.

Schliesslich ist noch ein Beispiel einer, wie es scheint, in diesen Gebieten nicht ungewöhnlichen Erscheinung zu erwähnen, nämlich der Eislawinen, die durch Frostsprengung herbeigeführt werden. Während wir den Abstieg über die schräge Eiswand nördlich von Jættebrinken rekognoszierten, wurde plötzlich einer der Eisblöcke gesprengt, die auf dem Inlandeise dicht neben dem Abhange standen. Die Sprengung fand nur ca 100 M von uns entfernt statt; wir hörten sie nicht nur, sondern sahen auch die Trümmer über die Eiswand herabstürzen, wo sie eine mehrere Meter breite und 1—2 Dezimeter dicke Schicht von wässrigem Schnee bildeten. Der Eisblock, dessen Volumen nach sehr flüchtiger Schätzung zu 50—100 Kubikmeter veranschlagt wurde, war mit einem Schlage vollständig in seine einzelnen Körner aufgelöst und bildete nun einen sehr wasserhaltigen Brei, der es uns ermöglichte, auf dem im übrigen recht steilen und glatten Eisabhange einigermaßen festen Fuss zu fassen. Die Sprengung erfolgte um 4 Uhr nachmittags; an dem betreffenden Tage (17. Mai) herrschte kräftige Sonnenstrahlung; die Lufttemperatur betrug  $\div 2^{\circ}\text{C}$ , während sie an den beiden vorangehenden Tagen zwischen  $\div 10^{\circ}$  und  $\div 20^{\circ}\text{C}$  gelegen hatte.

Von grösstem Interesse aber waren die sehr merkwürdigen und auffallenden Formen, welche die steile Eiswand bei Ymers-Nunatak in der Umgebung von Jættebrinken zeigte, sowie die Beobachtungen über die darin enthaltene Grundmoräne, welche im folgenden beschrieben werden sollen.

<sup>1)</sup> KONNERUP erwähnt in Medd. om Grönl. I einen Abfluss unter dem Eise von den Randseen bei Jensens-Nunatakker. Die Länge desselben muss dort je nach den Umständen zwischen 40 und 70 Km betragen.

Auf der Nordseite von Jættebrinken ist die Schlucht zwischen Bergabhang und Eiswand 200 bis 300 M breit. Die Wand ist hier steil, doch nicht vertikal (vergl. Fig. 35 und 48). Die oberste Partie der Wand schien mit einer Schale bedeckt zu sein, welche die Struktur verbarg; indessen hatte sich ein breiter horizontaler Schmutzstreifen durch die deckende Schale hindurch freigeschmolzen, und zahlreiche Schmelzwasserläufe hatten die Schale bis herab zum nächsten Schmutzstreifen gefurcht. Von hier abwärts lag die Struktur einige Meter breit zu Tage, bis das Eis am Grunde der Schlucht von einer Schneewehe verdeckt wurde.

Am Punkte *a* der Kartenskizze war die Schlucht stark verbreitert infolge der hier stattgefundenen Sprengung der Eismassen; dagegen verengerte sie sich zwischen *g* und *b* so stark, dass ihr Boden kaum mehr als 30 M breit war, und gleichzeitig stieg die Felswand ziemlich steil an, so dass die Eiswand hier nur kurze Zeit am Tage der direkten Sonnenstrahlung ausgesetzt sein konnte (Fig. 49).

Die Photographien 36, 37, 38, 39, 40 und 41 geben ein fast vollständiges Bild der Eiswand zwischen *g* und *b*; Fig. 42, 43 und 44 sind Detailbilder, erhalten bei *g*, mitten zwischen *g* und *b*, und bei *b*.

Besonders charakteristisch für diese Eiswand ist 1) ihr Mangel an Spalten, 2) ihre Furchung und 3) ihre deutlichen Grundmoränenschichten.

Es wurde schon oben erwähnt, dass wir auf dem Gebiet zwischen den hohen Kämmen und Ymers-Nunatak — also auf einem Streifen von ca 2 Kilometer Breite — trotz verschiedener Versuche, den Schnee in den schneeerfüllten Senkungen zu durchbrechen, nicht imstande gewesen waren, die Anwesenheit von Spalten festzustellen. Auch die soeben besprochene Eiswand nördlich von Jættebrinken hatte sich als völlig spaltenfrei erwiesen, und überhaupt wurde hier auf einer zusammenhängenden Strecke von ca 8 Km am östlichen Rande von Ymers-Nunatak nicht eine einzige offene Gletscherspalte gesehen (Die auf den Figuren 36, 37 und 42 sichtbare Spalte ist keine Gletscherspalte in gewöhnlichem Sinne; sie bildet die äusserste Grenze der Sprengung).

Dieser Umstand, dass alle Spalten trotz der in naher Nachbarschaft herrschenden starken Bewegung geschlossen sind, deutet darauf hin, dass an der Spitze des Nunataks eine Zusammenpressung des Eises stattfindet — was ganz natürlich ist, da hier die Eismassen zusammentreffen die auf den beiden Seiten des Nunataks herabströmen.

In diesem Zusammenpressen dürfte wohl auch die Erklärung für die Furchung der Eiswand zu suchen sein. Bei Punkt *g* der Kartenskizze — Fig. 36 und 42 — sind diese Furchen noch nicht zu

erkennen; zwischen *g* und *b* — Fig. 37 und 43 — treten sie allmählich auf; die stärkste Ausbildung erreichen sie bei *b* — Fig. 39, 40 und 44 — und verlieren sich darauf wieder zwischen *b* und *c* — Fig. 41 — Der Abstand von Kante zu Kante kann zu ca 1 M (geschätzt) angeschlagen werden. In der Nähe von Punkt *g* erscheint der Kanten-



Fig. 45. Durch den Randsee gesprengter Rand des Inlandeises nahe bei *a* (siehe Kartenskizze S. 34). Im Hintergrund rechts die „Hufeisenmoräne“ zwischen Jættebrinken und dem kleinen Nunatak. Im Hintergrunde links Furchen und Kanten an der Oberfläche des Eises zwischen *g* und *b*. Mai 1908; Koch phot.

winkel stumpf — Fig. 43 —, während er bei *b* spitz wird — Fig. 39, 40 und 44.

Unser erster, /unmittelbarer Eindruck war der, dass diese vertikale Furchung auf die Wirkung des Schmelzwassers zurückzuführen sei; doch ist dies offenbar unrichtig. Die übrigens sehr verschiedenartige Wirkung des Wassers auf die Eiswand ist u. a. deutlich auf Fig. 35 und 42 zu sehen; aber es ist schwer denkbar, dass Wasser auf dem Wege der Erosion im Eise so regelmässige und scharfe Kanten und Furchen hervorbringen könnte; und dass wir es

nicht etwa mit Eiszapfenbildungen (siehe hierüber weiter unten bei der Beschreibung der Eishöhlen) zu tun haben, sieht man klar aus dem Umstande, dass die vorspringenden Kanten gleichfalls Grundmoräneschichten enthalten. Wenn unsere Vermutung, dass die Kanten auf Druck zurückzuführen sind, richtig ist, müssten entsprechende Kanten und Furchen auch an der Oberfläche des Eises im rechten Winkel zur Richtung der Eiswand auftreten. Eine derartige Streifung der Oberfläche kann man in der Tat deutlich auf Fig. 45 erkennen. (Siehe auch Fig. 46 links).

Während die grösste Höhe der Eiswand zwischen Punkt *g* und *b* ungefähr 40 M (geschätzt) beträgt, ist sie bei *b* kaum grösser als 20 M; von hier nach Punkt *c* und weiter westwärts wird die Höhe über dem Boden der Schlucht noch geringer, und erreicht vielleicht nicht einmal mehr 10 M. Allerdings steigt der Boden der Schlucht selber, wie schon erwähnt, von *b* nach *c* um etwa 30 M (barometrisch gemessen). An der Stelle, wo die „Hufeisenmoräne“ gegen Jættebrinken ausläuft, ist die Schlucht wohl zum Teil durch herabgestürzten Moränenschutt aufgefüllt, bildet aber auch hier noch eine scharfe Scheide zwischen Eiswand und Felsen.

Die Schichten im Eise steigen von *d* nach *a* (Fig. 35) und fallen langsam von *g* nach *b*. Diesen Fall kann man auf Fig. 39 erkennen, wo an einer Stelle unmittelbar am Fuss der Eiswand ein kleiner Tümpel mit offenem Wasser zu sehen ist. Im ganzen verlaufen die Schichten parallel; bei *b* (ganz rechts in Fig. 39) scheint indessen eine Störung einzutreten, und der Parallelismus wird hier in den obersten Schichten durchbrochen. Die Schichtung im Eise kann man bis ganz hinauf zu den höchsten Partien desselben wahrnehmen; aber in dem obersten, nicht mehr vertikalen Teil der Eiswand — siehe Fig. 41 — scheint die Beschaffenheit des Eises eine andere zu sein als weiter unten; man bekommt hier, ebenso wie auf der Nordseite von Jættebrinken, ganz unmittelbar den Eindruck, als wäre der oberste, schräge Teil der Wand mit einer Schale von besonderer Natur bedeckt. Dagegen scheint an dem vertikalen Teil der Eiswand die innere Struktur überall zu Tage zu treten; nur ganz ausnahmsweise wird sie auch hier durch einen Eispanzer verdeckt, der mit der Struktur nichts zu schaffen hat (siehe Fig. 36 und 42 links oben).

Die durch v. DRYGALSKI an der Westküste Grönlands beobachtete „polygonale Felderung“<sup>1)</sup> kommt ausserordentlich häufig und sehr stark ausgeprägt vor, namentlich in dem vertikalen Teil der Eiswand (Fig. 38). v. DRYGALSKI meint, dass dieselbe der Wirkung des Wassers auf das Gletschereis entstammt, und dies stimmt vollkommen

<sup>1)</sup> E. v. DRYGALSKI, Grönland-Expedition d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Berlin 1897, Bd. I, S. 491.



Fig. 46. Die „Hufeisenmoräne“ zwischen dem kleinen Nunatak und Jættebrinken. Mai 1908; Koch phot.

mit den Verhältnissen bei Ymers-Nunatak überein. Die Felderung kommt nicht nur an dem geschichteten Eise, sondern auch an der Schale fremden Eises vor, welches hier und da die Schichtung bedeckt (Fig. 36 und 42).

Die Grundmoräne reicht zwischen Punkt *a* und *g* (Fig. 36, 37 und 42) kaum höher als 6—8 M im Eise hinauf, ist aber dafür sehr dicht. Sie streckt sich zwar als zusammenhängende Eis- und Schmutzschicht die ganze Wand entlang; aber die Schmutzschichten gliedern sich in eine grosse Zahl oft kaum 1 Cm dicker Horizonte, die zwar parallel sind, aber doch häufig auskeilen und über einander greifen (Fig. 43)<sup>1)</sup>, genau wie man es in den glacialen Kiesgruben sieht.

<sup>1)</sup> Vergl. v. DRYGALSKI, a. a. o. S. 198 („Schichtung im Eise“).

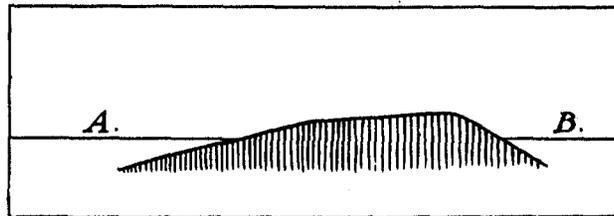


Fig. 47. Profil der „Hufeisenmoräne“.

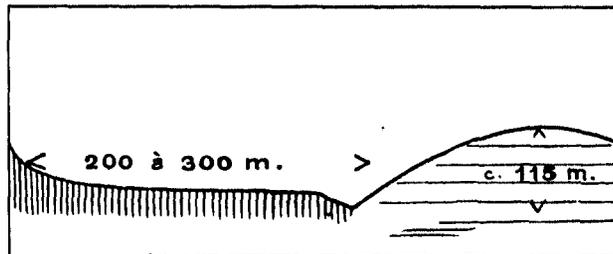


Fig. 48. Profil nördlich von Jättebrinken.

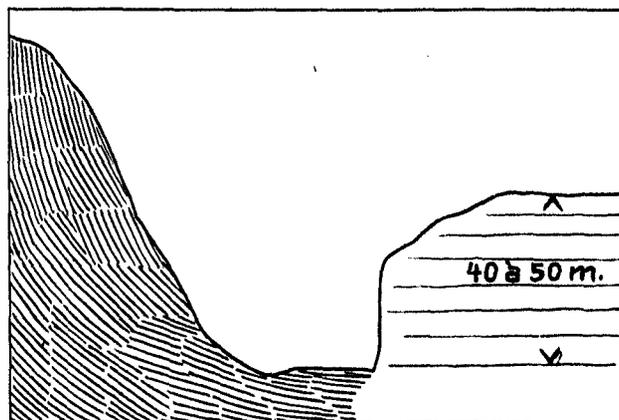


Fig. 49. Profil östlich von Jättebrinken.

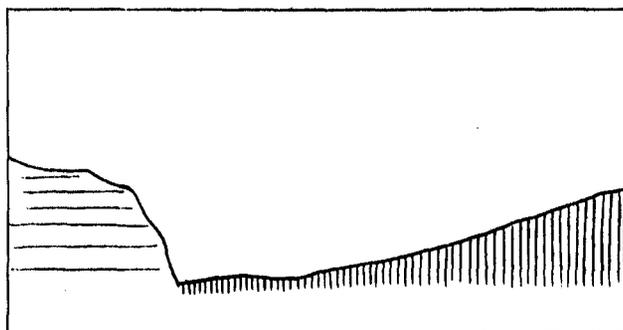


Fig. 50. Profil am Sælsø.

Da die Schichten nach Süden fallen und bei Punkt *b* teilweise schon unter dem Niveau des Sees verschwinden, sollte man erwarten, dass die Grundmoräne hier weniger hoch im Eise zu sehen wäre; dies ist aber keineswegs der Fall. Während gleichzeitig die vertikalen Kanten schärfer werden und weiter vorspringen, werden auch die Eisschichten in der Grundmoräne dicker, so dass die Schmutzschichten gehoben werden und auf diese Weise deutlich von einander getrennt als einzelne, wohl definierte dunkle Schichten zu liegen kommen (Fig. 40).

Längs der Nordseite von Jættebrinken ist eine ganz kleine Seitenmoräne auf der Oberfläche dicht über dem Eisabhang vorhanden; man kann sie auf Fig. 35 erkennen. Nur auf einer kurzen Strecke, nordöstlich des Sees *e* hat sie den Charakter eines zusammenhängenden Moränenwalles; sonst liegt ihr Material so zerstreut herum, dass sie das Eis nicht gegen die Abschmelzung zu schützen vermag. Das zerstreute Moränenmaterial lässt sich vom Randsee bei Punkt *a* in südöstlicher Richtung über das Eis hinaus noch weiter verfolgen und zieht sich die früher erwähnte Senkung entlang, in welcher die Oberflächenseen liegen. Dies ist offenbar dieselbe Moräne, welche von der Märzabteilung ca 25 Km weiter nach Südosten, 6—8 Km östlich Kap Bellevue, getroffen wurde.

Zwischen *b* und *c* endigt eine weitere Moräne, welche deswegen besonders merkwürdig ist, weil sie senkrecht zur allgemeinen Bewegungsrichtung verläuft (Fig. 33 und 46). Sie führt in einem hufeisenförmigen Bogen nach einem kleinen, im Südwesten gelegenen Nunatak hinüber und bildet einen zusammenhängenden Wall, dessen Breite zu etwa 200 M geschätzt wurde, während die Höhe 5—10 M betrug. Ihr Querschnitt hatte die in Fig. 47 dargestellte Form, wobei *A* die konvexe, *B* die konkave Seite des „Hufeisens“ ist.

Derartige Moränen sind, soweit bekannt, zum ersten Male von KORNERUP erwähnt<sup>1)</sup>. Später wurden sie von KOCH mehrfach auch auf Island am Südrande des Vatnajökull gefunden, wo sie an gewissen Stellen Seitentäler vollständig vom Haupttal absperren, während sie an anderen Orten Formen annehmen, welche sich den aus Grundmoräne gebildeten Mittelmoränen nähern<sup>2)</sup>.

Schliesslich sei hier noch auf die umstehenden Profile des Eisrandes hingewiesen, die an Ort und Stelle, allerdings nur nach Augenmass, entworfen wurden. Des Vergleichs halber ist auch das Profil am Ostrand des Inlandeises beim Sælsö abgebildet.

<sup>1)</sup> Moræner ved Dalagers-Nunatakker: Medd. om Grönl. Bd. I.

<sup>2)</sup> Namentlich sei auf die beiden Blätter 97 NV und 87 NA der vom Dänischen Generalstab vermessenen Karte von Island (1:50000) hingewiesen, auf denen solche Moränen zu erkennen sind.



Fig. 51. Moränenlandschaft am Rande des Inlandeises. Mai 1908; Koch phot.

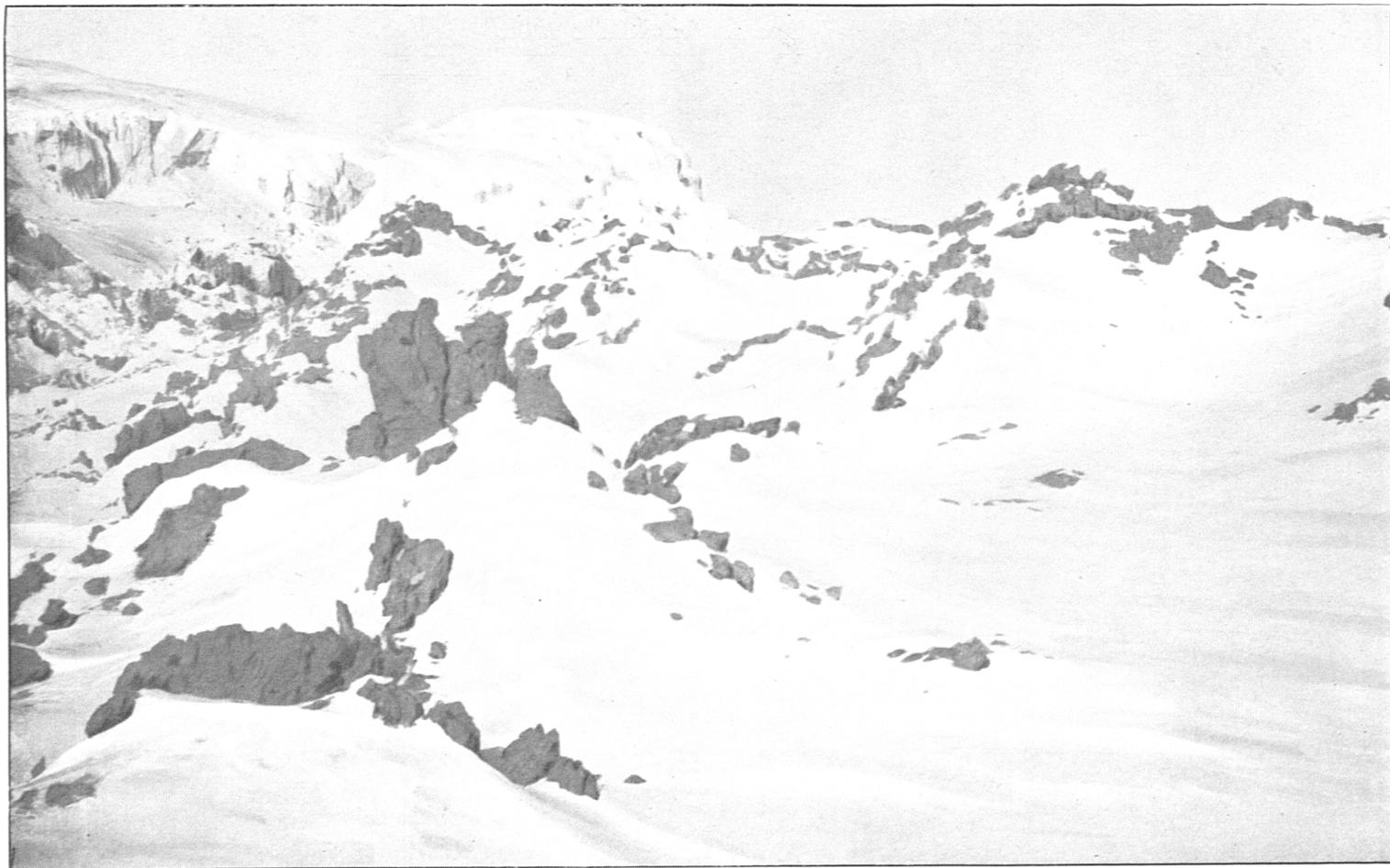


Fig. 52. An der Grenze zwischen Kofoed-Hansens-Bræ und der Moränenlandschaft. Mai 1908; Koch phot.



Fig. 53. Moränenlandschaft am Rande des Inlandeises. Mai 1908; Koch phot.

### 3. Die „Moränenlandschaft“ nordwestlich des Annekssö.

Die Höhe des Annekssö über dem Meere beträgt etwa 40 M. Vom Nordwest-Ende des Sees fällt das Terrain gleichmässig nach Westen zu bis zum Rande des Inlandeises, dessen Seehöhe ca 10 M beträgt, der sich aber schon wenige Kilometer weiter nördlich bis zum Meeresspiegel

herabsenkt. Kofoed-Hansens-Bræ verbirgt also unter seinen Eismassen einen grossen Fjord, der sich von der Jökelbugt aus etwa 60 Km weit nach Süden erstreckt.

Vom Annekssö führt ein recht bedeutender Abfluss nach Nordwesten zum Eisrande, wo er umbiegt und am Eise entlang nach Nordost fliesst, um zusammen mit den Zuläufen von der Randschlucht südwärts mehrere kleine Randseen zu bilden und schliesslich unter dem Inlandeise zu verschwinden.

Nördlich des Annekssö hat die Randschlucht in den ersten 15 Km nicht die gewöhnliche Schluchtform, sondern besteht nur in einer 5 Km breiten Senkung, die langsam nach Osten ansteigt. Diese Senkung, deren Kontur auf der Karte 1:500000 angedeutet ist, bietet also kein nennenswertes Hindernis für eine Ausbreitung des Eises bis zu ihrer östlichen Grenze. Ihr Boden ist mit Moränenschutt erfüllt, welcher ein bröckeliges Sediment aus kalkhaltigem Sandstein, wechsellagernd mit bedeutenden Kohlenablagerungen, bedeckt. Obwohl also das Eis in früheren Zeiten die

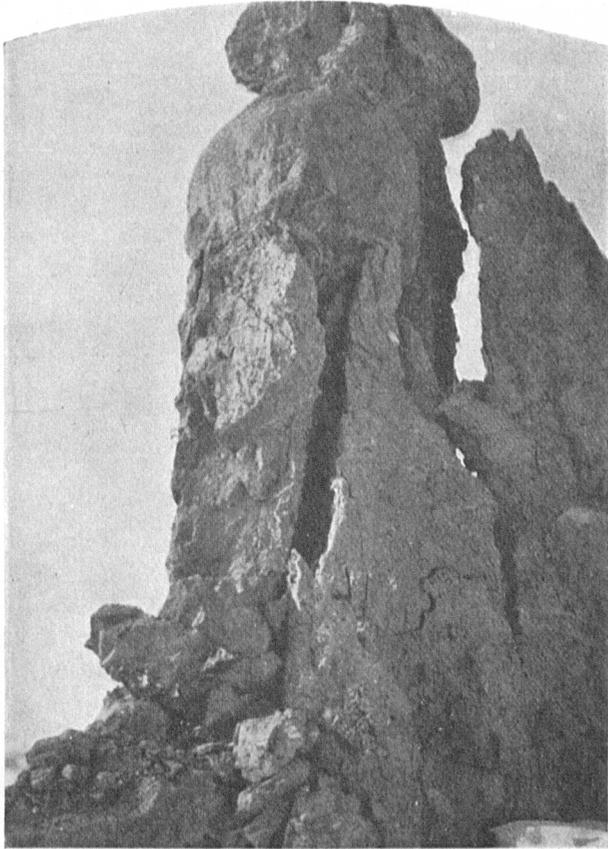


Fig. 54. Einzelner Turm aus der Moränenlandschaft.  
Mai 1908; Koch phot.

Senkung ganz ausgefüllt hat, war es hier doch nicht imstande, dieses wenig widerstandsfähige Sediment fortzuerodieren, während es östlich von der Senkung und teilweise auch westlich vom Kofoed-Hansens-Bræ, wo das Terrain sich wieder bis auf mehrere Hundert Meter Seehöhe hebt, jede Spur von Sediment entfernt und die bekannte moutonnierte Gneislandschaft gebildet hat.

Die „Moränenlandschaft“ hatte in dem südlichen Teil der erwähnten Senkung einen höchst eigentümlichen Charakter, der von den Photographien (Fig. 51—54) gut wiedergegeben wird.

Durch den Frühjahrsschnee nur teilweise verhüllt zeigten sich hier zahllose Türme und Pyramiden bis zu 10 M Höhe, die bei näherer Untersuchung aus Lehm bestanden, aber noch einen Kern aus Eis besaßen. In der umstehenden Abbildung (Fig. 54) sieht man einen solchen einzelnen Turm, in dessen oberer Partie ein grosser Stein zu erkennen ist, dem wahrscheinlich die Erhaltung dieses Turmes zuzuschreiben ist. Ansammlungen grösserer Steine wurden überhaupt recht oft im obersten Teil der Türme bemerkt.

Die Türme ruhten auf einer Unterlage, die dicht am Eisrande schwach gewellt war, aber schon wenige Hundert Meter vom Eisrande entfernt den Charakter eines ganz flachen, horizontalen Plateaus annahm, dessen Oberfläche aus feinem geschichtetem Sand und Lehm bestand. Auch gröberes Geschiebe kam vor, aber dann stets als oberste Schicht in einer kleinen Erhöhung. Unterhalb der verhältnismässig unbedeutenden obersten Schicht aus eigentlichen Erdarten stiess man auf Gletschereis, welches mit Material der Grundmoräne in der gewöhnlichen, geschichteten Weise durchsetzt war. Dies Eisplateau war von Schluchten durchschnitten, die zum Teil den Charakter alter Gletscherspalten hatten, zum anderen Teil von Wasserläufen ausgegraben waren. Diese Spalten und Bachbetten waren 2—4 M tief und gaben damit offenbar die Dicke der Eismassen selber an, welche indessen in dem südwestlichen Teil der Moränenlandschaft beträchtlich grössere Mächtigkeit erreichten.

Man könnte versucht sein zu glauben, dass die herausgeschmolzene Schicht von Lehm und Sand bald eine solche Dicke erreichen müsste, dass sie das Eis gegen weitere Abschmelzung schützte; dies scheint jedoch nicht ganz zuzutreffen. An einem sonnigen Tag im Mai, bei einer Lufttemperatur von  $+4^{\circ}$ , wurde der trockene Sand an der Oberfläche so warm, dass es eine Annehmlichkeit war, barfuss darauf zu gehen; aber am Nachmittage wurde er mehr und mehr von Feuchtigkeit durchtränkt, und nur der Platz, der vom Zelt bedeckt gewesen war, blieb trocken. Die Sonnenwärme ist also schon im Monat Mai im Stande, die deckenden Sand- und Lehmschichten zu durchdringen und eine Abschmelzung des obersten Teiles des Eises



Fig. 55. Zersplitterte Eiswand an der Moränenlandschaft. Im Vordergrund Lehmhügel. Mai 1908; Koch. phot.



Fig. 56. Rand des Inlandeises an der Moränenlandschaft, stark zersplittert und mit Schmutz durchsetzt. Man beachte, dass, trotz der Zersplitterung die Schichtung erhalten ist, besonders im obersten Teil. Höhe der Eiswand ca 35 M. Mai 1908; Koch phot.



Fig. 57. Rand des Inlandeises an der Moränenlandschaft. Talus, durch Eislawinen gebildet. Starke Zersplitterung des Eises. Scherungsflächen. Höhe der Eiswand ca 40 M. Mai 1908; Koch phot.

zu bewirken. Der grösste Teil der hierdurch erzeugten Feuchtigkeit verbleibt natürlich an Ort und Stelle und gefriert wieder in der Nacht; aber etwas verdampft auch von den obersten Erdschichten, und ein geringer Teil sikkert fort an den Rändern der Schluchten, deren Abhänge dadurch mit einer Eisglasur oder einem Vorhang von Eiszapfen bekleidet werden.

In der wärmsten Jahreszeit muss dieser Teil der Moränenlandschaft einen unpassierbaren Morast bilden.

Der Umstand, dass an mehreren der Türme in ihrem obersten Teil grosse Steine beobachtet wurden, sowie dass das gröbere Gestein stets auf Erhöhungen angesammelt war, zeigt uns einen der Faktoren, die zur Entstehung der Landschaftsformen mitwirken. Das leichte und trockene Material wird ja stets der Forträumung durch den Wind ausgesetzt sein, wodurch die Eisoberfläche teilweise freigelegt wird, so dass die Abschmelzung fortschreiten kann; das schwere Material muss dagegen liegen bleiben und eine schützende Decke bilden.

Im östlichen Teil der Moränenlandschaft war die Abschmelzung fast vollendet. Die Oberfläche war hier stark coupiert und voll tiefer Löcher; nur an einer einzigen Stelle wurde ein 10—20 M hoher Eishügel mit abgerundeten Formen beobachtet; er war durch grosse Steine und eine dicke Lehmschicht geschützt.

Der nördliche Teil der Moränenlandschaft lag sehr tief und zeigte deutliche Spuren davon, dass er unter Wasser gewesen war, nachdem

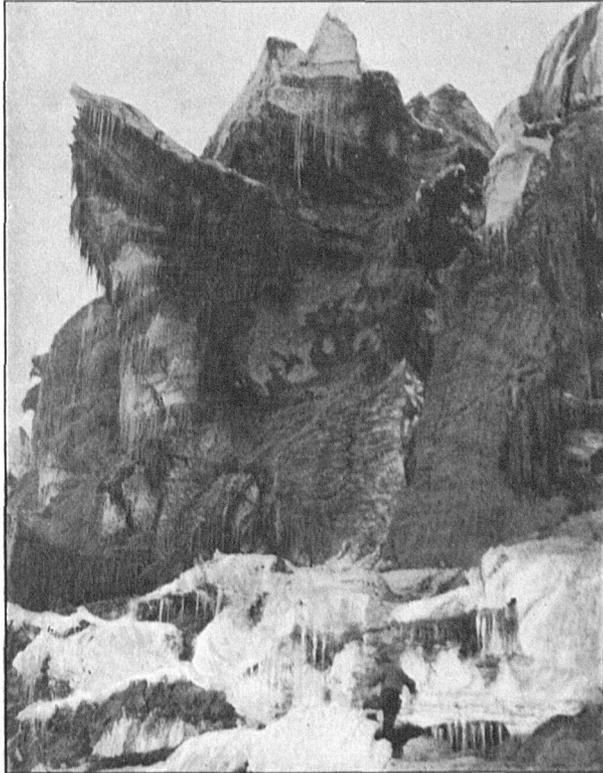


Fig. 58. Zersplitterter Rand des Inlandeises an der Moränenlandschaft. Im Vordergrund der Talus. Mai 1908; Koch phot.

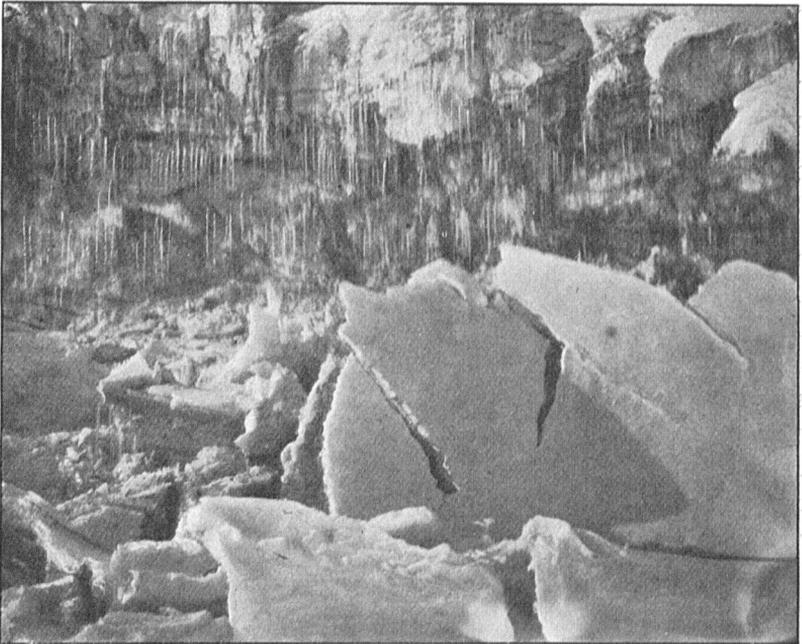


Fig. 59. Zertrümmerung der Eisdecke eines Randsees neben der Moränenlandschaft, eine Folge der Bewegung des Inlandeises. Mai 1908; Koch phot.



Fig. 60. Zersplitterter Rand des Inlandeises an der Moränenlandschaft. Mai 1908; Koch phot.

das Eis fortgeschmolzen war. Das Material war hier stark gerollt und geglättet.

Von glacialgeologischem Interesse war auch die Beobachtung, dass über dies ganze Gebiet verstreut, ja sogar noch auf den Spitzen der höchsten Lehmtürme und- Pyramiden, sich Muschelschalen fanden. Vermutlich stehen diese Muschelfunde auch mit den an so überaus zahlreichen Stellen konstatierten Strandverschiebungen im Zusammenhang, die in der Bearbeitung der geologischen Resultate der Expedition eingehend behandelt werden.

Im südlichen Teil der Moränenlandschaft gab es einen ganz allmählichen Übergang zwischen dem „toten“ Eis und dem eigentlichen Inlandeis; aber vom Abfluss des Annekssö ab nach Norden war die Grenze zwischen ihnen scharf. Das Inlandeis begann hier mit einer vertikalen Wand, die 30—40 M hoch war, und deren Fuss fast überall von einem mächtigen Talus verdeckt wurde, der durch herabgestürzte Eismassen gebildet war. Eislawinen waren hier, jedenfalls zu einer gewissen Jahreszeit, sehr häufig; am 8. Mai hörten wir 2 solche Lawinen aus einem Umkreise von 500 M um unser Zelt.

Die vertikale Eiswand, die durch die Eislawinen freigelegt wird und als ein Längsschnitt längs des Gletscherrandes aufgefasst werden kann, zeigt gewisse Eigentümlichkeiten, welche Interesse beanspruchen dürfen, namentlich wenn man sie mit den früher besprochenen Verhältnissen am Ymers-Nunatak vergleicht, wo das Eis spaltenfrei und offenbar im wesentlichen in Ruhe und einem starken horizontalen Druck ausgesetzt war. Im Gegensatz hierzu ist nämlich Kofoed-Hansens-Bræ in solchem Grade von klaffenden Transversalspalten durchsetzt, dass er vollständig unpassierbar ist, so dass man hier eher von horizontalem Zuge als von horizontalem Druck sprechen kann; und in Übereinstimmung hiermit hat die Eiswand an der Moränenlandschaft einen ganz anderen Charakter. Die Wand ist hier zertrümmert und von unzähligen kleinen Rissen durchkreuzt, die namentlich im obersten Teil des Eises alle möglichen Richtungen aufweisen, während sie in den unteren Partien vorzugsweise der Schichtung zu folgen scheinen (Fig. 57). Dass die Schichtung trotz dieser durchgreifenden Zertrümmerung des Eises dennoch selbst im obersten Teil ihren kontinuierlichen Character bewahren kann, zeigt Fig. 56.

Im nördlichen Teil der Moränenlandschaft verschwindet die Steilwand, und der Eisrand zeigt hier die wohlbekannte abgerundete, freilich überall stark zertrümmerte Oberfläche (Fig. 60).

Das verschiedene Verhalten der Eiswand bei Kap Bellevue, Jættebrinken, der Moränenlandschaft und dem Sælsö scheint gewisse Fingerzeige für das Verständnis der Mechanik des Inlandeises zu

geben. Für den Versuch einer Diskussion derselben dürften jedoch die vorliegenden Beobachtungen noch zu unvollständig sein; namentlich besitzen wir gar keine Aufschlüsse über die Temperatur und über die Strömungsgeschwindigkeit des Eises.

Messungen hierüber konnten unter den unstabilen Verhältnissen der Reisen nicht ausgeführt werden; die Bewegung des Eises ist nur am Kofoed-Hansens-Bræ und am Sælsö-Gletscher durch sekundäre Wirkungen konstatiert worden (Siehe Fig. 59 und 14).

## KAPITEL IV.

### Das Inlandeis von Kronprins-Christians-Land.

Im vorangehenden Kapitel ist das Inlandeis westlich vom Germania-Land, im ersten Kapitel das nördlich davon gelegene Gebiet bis ca  $79\frac{1}{2}^{\circ}$  Breite geschildert. Von hier ab bis etwa  $80\frac{1}{2}^{\circ}$  Breite tritt das Inlandeis nicht zum Meere hinaus; denn hier stellt sich ihm ein höheres, von SW nach NE verlaufendes Gebirge entgegen, welches auf diese Weise auch die hier an der Aussenküste gelegenen Sedimente vor der Abrasion durch das Eis bewahrt hat. Die Nordostspitze dieses Gebirgszuges liegt nördlich des Ingolfs-Fjordes. Von hier ab hat das Inlandeis wieder ungehinderten Zutritt zum Meere, und endigt bereits am Nordufer der Antarctic-Bugt, sowie nördlich derselben bis zur Nordost-Runding in einer kalbenden Steilwand von 10 bezw. 15 M Höhe, in derselben Weise wie die berühmte antarktische Eismauer.

Auf dieser ganzen Küstenstrecke zwischen Antarctic-Bugt und Nakkehoved (jenseits der Nordost-Runding) liegt das unebene Treibeis unmittelbar an der Küste, ohne hier für einen Streifen von ebenem, perennierendem Eise Platz zu lassen, wie es weiter südlich der Fall ist. Im Juni 1907 wurde unmittelbar südlich der Nordost-Runding längs der Küste offenes Wasser von mindestens 30 Km Breite gefunden.

Zieht man dagegen vom Nakkehoved eine Linie zur Südostecke von Peary-Land, so sind die ganzen Meeresteile im Innern dieser Grenze mit einer nie aufbrechenden Eisdecke bedeckt, welche an der Bewegung des Treibeises nicht mehr Teil nimmt. Dieser Unterschied ist bestimmend für das Verhalten des Inlandeises beim Hinaustreten auf das Meer: während es südlich der Nordost-Runding mit einer Steilwand im Meere endigt, herrschen westlich vom Nakkehoved ähnliche Verhältnisse wie in der Jökelbugt. Das Inlandeis schiebt sich hier in zusammenhängender Masse auf das Meer hinaus und flacht sich dort aus, ohne zu kalben. Hier wurden dieselben Erscheinungen getroffen wie früher in der Jökelbugt: Wogen, Spalten,

Schraubungen und spaltendurchsetzte Aufwölbungen. Die Grenze zwischen dem Inlandeise und dem Meereise war hier wegen der starken Schneebedeckung ebenso unscharf wie in der Jökelbugt. Auf dem östlichen Teil von Kronprins-Christians-Land hat das Inlandeis geradezu den Charakter eines ausgedehnten Firns; Steilwände gibt es nur da, wo das Eis in das offene Meer hinaustritt. Dagegen ist der Übergang zum eisfreien Land ein ganz allmählicher, mit sanften Abhängen, etwa wie bei Schneewehen. Zwischen der Nordost-Runding und dem Nakkehoved, wo ein ganz schmaler, eisfreier Strand vor dem Eise liegt, bildet der Eisrand allerdings einen etwas steileren Abhang, der aber doch nirgends steiler ist, als dass man mit Hundeschlitten hinauffahren könnte.

Die Dicke dieser Eiskappe ist nur gering. Ist man über den ersten östlichen Anstieg hinweg, so sieht man meilenweit über ein ganz ebenes Schneefeld weg, welches sich ausserordentlich langsam nach Westen hebt und erst in 30—50 Km Abstand eine Höhe von einigen Hundert Metern erreicht. Weit im Westen wird die einförmige Kontur des Eises durch einzelne hohe Berge unterbrochen, welche wohl östliche Ausläufer der Alexandrine-Bjerger darstellen.

Spalten, Schmelzknollen und Terrassen — die Kennzeichen der Randzone — trifft man hier nicht. Die Schneegrenze liegt am Meeresspiegel, und man befindet sich sogleich auf dem Hocheise, sobald man den äussersten Randabhang passiert hat.

Dass dies auf den ersten Anblick völlig ruhende Eis dennoch in Bewegung ist, zeigt sich nicht allein in den früher berührten Verhältnissen westlich vom Nakkehoved und bei der Eismauer südlich der Nordost-Runding mit ihrer freilich unbedeutenden Produktion kleiner Eisberge, sondern auch in dem Auftreten von Moränen. Auf dem äussersten Eisabhange an der Nordost-Runding selber traf man in 30—60 M über dem Fuss des Eises mehrere langgestreckte Haufen von lehmartiger Konsistenz, mit der Längsrichtung parallel dem Eisrande, welche Muschelschalen enthielten. Diese Moränenmassen scheinen von derselben Art zu sein, wie diejenigen, welche aus Westgrönland beschrieben sind in: SALISBURY, Salient Points concerning the Glacial Geology of North Greenland. The Journal of Geology, 1896, p. 796.

SALISBURY schreibt hier über Oberflächenmoränen, die parallel mit dem Eisrande verlaufen:

„Each one of these belts of drift is irregular, here higher, there lower, so that each belt, instead of being a continuous and even-crested ridge of drift, is really a succession of mounds“.

An der Nordost-Runding konnte man freilich nicht von „a succession of mounds“ sprechen, sondern nur von einzelnen langge-

streckten Haufen, von denen man nicht sagen konnte, dass sie Reihen bildeten.

Über die von MYLIUS-ERICHSEN auf seinem verhängnisvollen Zuge bereisten grossen Fjorde lässt sich nur wenig aussagen. Die Küsten des Danmarks-Fjordes scheinen frei von Inlandeis zu sein. Vom innersten Ende aus ist aber das Inlandeis nicht mehr weit entfernt. Die „Valdemar-Glückstadts-Land“ getaufte Halbinsel ist ebenfalls frei von Eisbedeckung, dagegen wird das Ende von Hagens-Fjord durch einen Arm des Inlandeises gebildet, der hier herabsteigt.

Dass der Danmarks-Fjord und der äussere Teil des Independence-Sundes nicht etwa mit schwimmendem Inlandeis, sondern gewöhnlichem Fjordeis erfüllt ist, kann als sicher gelten. HAGEN hat auf seinen Kartenskizzen einen Eisberg in der Mündung von Hagens-Fjord eingezeichnet, und die eskimoischen Zeltringe am Kap Peter-Henrik sowie die Fleischdepots am Kap Holbæk weisen bestimmt darauf hin, dass sich hier im Sommer etwas offenes Wasser bildet, ebenso wie die Bemerkung in BRÖNLUNDS Tagebuch, dass bei Kap Peter-Henrik ein Seehund gesehen wurde. Dagegen ist es keineswegs undenkbar, dass man weiter westlich im Peary-Kanal, wo der Academy-Gletscher und andere bedeutende Eisströme herauskommen, wieder auf schwimmendes Inlandeis stossen wird.

Peary-Land scheint nach den bisherigen Beobachtungen von PEARY und KOCH frei von einer umfangreicheren Inlandeisbedeckung zu sein, wenn sich auch an mehreren Stellen bedeutende Firnfelder vorfinden (siehe Karte 1 : 1000000, nördliches Blatt).

## KAPITEL V.

### Lokale Gletscher und Firngebiete.

Das vom Inlandeise freigelassene Vorland ist noch vielfach mit lokalen Firnen bedeckt, die nicht mit dem Inlandeise in Zusammenhang stehen. Von diesen Firnen stammen eine Reihe von kleineren Gletschern, die den Typus gewöhnlicher Gebirgsgletscher haben und nicht immer zum Meere hinabführen, sondern bisweilen schon mit gewöhnlichen Gletscherzungen auf dem Lande endigen. Hierher gehören auch die zahlreichen Schneewehengletscher, die sich vermutlich überall an der Ostküste Grönlands finden, besonders typisch aber auf dem Germania-Land in der Nähe der Winterstation auftraten und hier zu interessanten Höhlenbildungen Anlass gaben. Sie sollen später ausführlicher behandelt werden. Hier sei nur kurz zusammengestellt, was über die lokalen Firngebiete mit Ausschluss der Schneewehengletscher zu sagen ist.

Betrachtet man die Seehöhe, in welcher diese lokalen Firnkuppen auf dem Vorlande zu finden sind, so erkennt man deutlich das Gesetz, dass die Schneegrenze von der Küste nach dem Innern des Landes zu steigt. Am niedrigsten ist sie auf den die Aussenküste bildenden Inseln: Ile-de-France ist mit einem Firn bedeckt, der im nördlichen Teil bis zum Meer hinabreicht und nach Süden nur den Küstenabhang frei lässt, und dessen grösste Höhe über dem Meere 200 M beträgt. Auch auf Norske-Ø herrschen ähnliche Verhältnisse.

Auf dem nördlichsten Teil der Germania-Halbinsel liegt ein Firn, der einen kleinen Gletscher nach W in den Skærffjord hinabsendet. Die Firngrenze liegt hier vielleicht bei 300 M, auf dem südlichen Rücken 500 M, und die grösste Erhebung beträgt ca 600 M. Je mehr wir uns von hier dem Inlandeise nähern, desto höher rückt die Firngrenze hinauf: westlich des eben genannten liegt ein weiterer lokaler Firn zwischen Annekssö und Skærffjord, mit der Firngrenze bei ca 700 M. Von diesem Firn steigen mehrere Gletscher in das Tal nach E hinab, und ebenso ein solcher nach W zum Annekssö, wo er ca 30 M über dem See endigt (Fig. 61).

Ein weiterer Firn liegt noch nördlich des Skærfjordes, doch ist nichts näheres über ihn bekannt.

Endlich haben wir noch dicht vor dem Rande des Inlandeises auf dem Plateau zwischen Sælsø und Mørkefjord einen Firn, dessen Seehöhe 7—800 M beträgt. Es ist sehr charakteristisch, dass dieses Gebiet noch oberhalb der Firngrenze liegt, während das dahinterliegende Inlandeis, das, wie früher ausgeführt, nirgends oberhalb 400 M Höhe liegt, zur „Randzone“ gehört und also überall unterhalb der Firngrenze bleibt. Letztere dürfte auf dem Inlandeise erst etwa

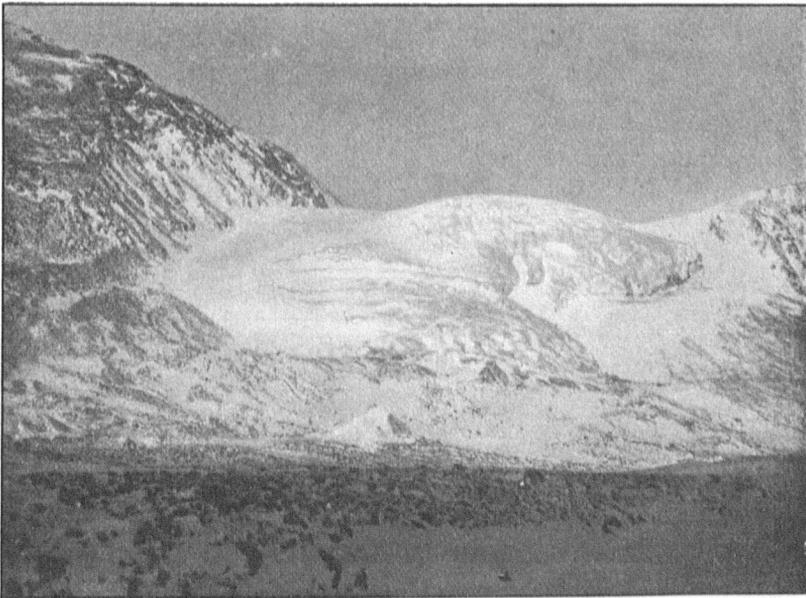


Fig. 61. Lokalgletscher am Annekssø. März 1908; Lindhard phot.

auf dem Meridian von Ymers-Nunatak in einer Seehöhe von 900—1000 M zu suchen sein.

Aus den nördlicheren Teilen der Küste, die nur mit Hundeschlitten bereist wurden, sind die Beobachtungen sehr unvollständig. Lamberts-Land ist mit einem lokalen Firn bedeckt, desgleichen Hovgaards-Ø. Bei letzterer reicht der Firn im Osten streckenweise bis zum Meere hinab, während er nach Westen 2 Gletscher in den Dijnphna-Sund entsendet. Auch Lynn-Ø muss einen kleinen Firn tragen, wenngleich ein solcher von unten nicht zu sehen war, denn an ihrer Nordwest-Ecke steigt ein Gletscher steil ins Meer hinab.

An der gegenüberliegenden Felswand sind 6 kleine, in regelmässigen Abständen angeordnete Gletscher sichtbar, von denen nur der südlichste nicht bis zum Meer hinabreicht. Dem gemeinsamen Firn-

gebiet dieser Gruppe dürfte auch der etwas grössere Gletscher entstammen, welcher an der Nordwand des von hier weiter nach Westen

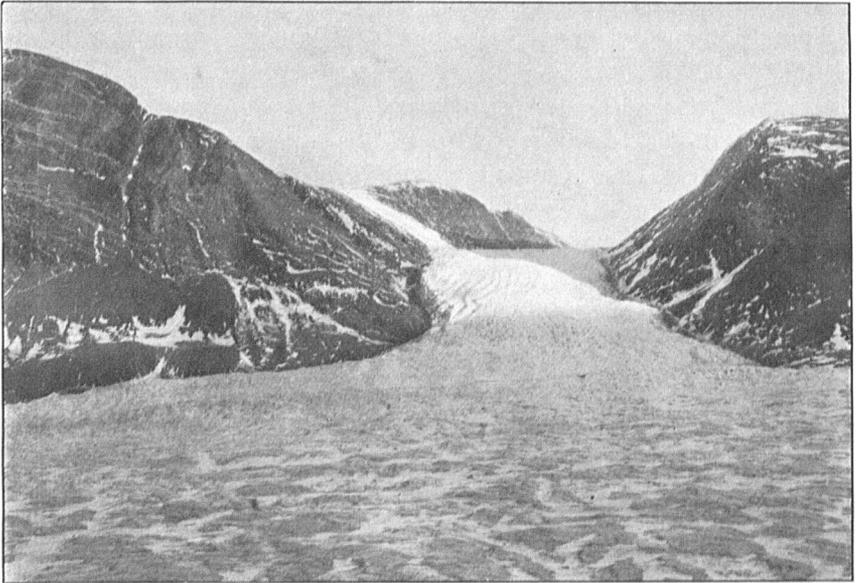


Fig. 62. Typischer Gletscher in Ardencaple-Inlet Mai 1908; Jarner phot.

ins Land hineinführenden unbekanntem Fjordarmes in schönen Eiskaskaden herabsteigt. Auch die Holms-Land benannte Halbinsel

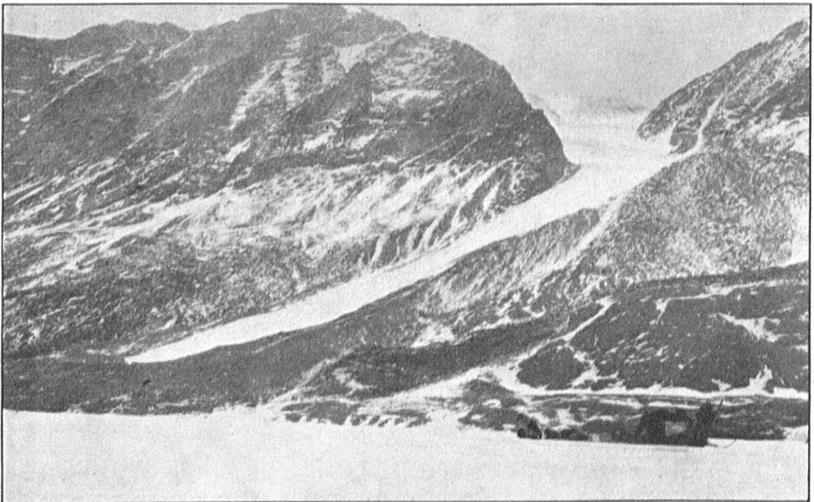


Fig. 63. Lokalgletscher in Ardencaple-Inlet. Mai 1908; Jarner phot.

ist grösstenteils von Firn bedeckt. Von hier entspringt ein nach dem Ingolfs-Fjord abfliessender Gletscher, der aber endigt, bevor er das

Meer erreicht. Ebenso steigt eine recht bedeutende Gletscherzunge zur Aussenküste herab, endigt jedoch wenige Hundert Meter bevor sie das Meer erreicht. Anscheinend stammen von demselben Firngebiete auch zwei kleine, am Mallemukfjeld kalbende Gletscher.

In der Nordwest-Ecke des Ingolfs-Fjordes liegen zwei grosse, sehr prächtige Gletscher, von denen namentlich der nördliche zahlreiche Kalbeisstücke absondert, während sein südlicher Nachbar durch ein paar sehr markante Mittelmoränen ausgezeichnet ist. Beide scheinen bereits vom Inlandeise herzukommen, das hier an dem immer schmäler werdenden Nordende des Gebirges bereits eine Passage durch dasselbe findet, um nördlich davon wieder ganz ungehindert das Küstenland zu überfluten und bis zum Meere vorzudringen.

Zu erwähnen ist noch, dass bedeutende Firnstrecken auch die Gebirge südlich vom Teufelkap und westlich von Soranerbræ decken. Grössere Strecken von Dronning-Louises-Land scheinen gleichfalls vereist zu sein.

## KAPITEL VI.

### Die Schneewehengletscher auf Germania-Land.

Wenn im September der wieder einsetzende Frost der Schneeschmelze ein Ende gemacht hat, und noch kein Neuschnee gefallen ist, sieht man auf Germania-Land in grosser Zahl vereiste Reste von Schneeanhäufungen, die der kurze Sommer nicht ganz zu beseitigen vermochte. Im Herbst 1907 gab die Durchsichtigkeit dieser Eismassen verbunden mit einem starken Schmutzgehalt denselben eine

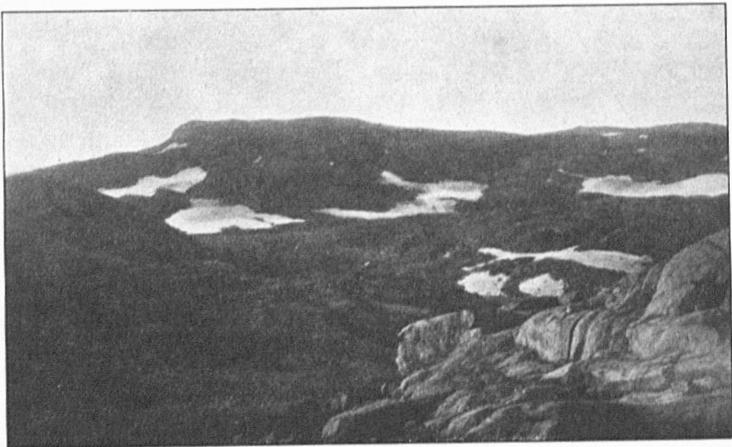


Fig. 64. Vereiste Reste von Schneeanhäufungen. September 1907;  
Wegener phot.

so dunkle Färbung, dass man sie aus der Entfernung eher für Felsen als für Eis ansprechen konnte. Ihre Oberfläche war ganz fein gewellt, aber so glatt, dass es auch bei mässiger Neigung schwer war, auf ihr festen Fuss zu fassen.

Diese Eismassen füllen im allgemeinen die schwachen Talsenkungen aus, die sich in dem stark moutonnierten Gelände von Germania-Land befinden. Doch nicht alle Senkungen sind in dieser Weise ausgefüllt, sondern nur diejenigen, welche bei dem vorherr-



Fig. 65. Kleine Höhle oberhalb der Gnipa-Höhle. August 1907; Koch phot.

schenden Nordwestwind zu Anhäufungen von Treibschnee Veranlassung geben. Wir haben es hier mit echten Schneewehengletschern zu tun, die ihre Existenz nicht dem Niederschlag in meteorologischem Sinne, sondern nur einer gewaltigen lokalen Anhäufung des bei den Stürmen mitfließenden Schnees verdanken. Die folgenden Zahlen mögen dies erläutern: Der Jahresniederschlag am Danmarks-Havn beträgt im Mittel aus den beiden Beobachtungsjahren 146 Mm<sup>1)</sup>. Auf der Oberfläche des die „Gnipa-Höhle“ bergenden Schneewehengletschers wurde im Frühjahr 1908 die Höhe der neuen Schneedecke gemessen. Da im Winterhalbjahr  $\frac{1}{5}$  des Gesamtniederschlags fällt, gibt diese eine Messung bereits ein gutes Bild des Jahresniederschlags. Der Zuwachs im Winter 1907—08 betrug hier 1552 Mm (3.61 M Schnee von der spezifischen Dichte 0.43), also mehr als das 10 fache des an der Station gemessenen normalen Niederschlags! Wie lokal diese Ablagerung von Treibschnee ist, erhellt daraus, dass nur 20 M von der Stelle entfernt, wo die 1552 Mm gemessen wurden, der winterliche Niederschlag 0 war, hier lag der Erdboden völlig schneefrei zu Tage!

Diese Verhältnisse bewirken, dass die Schneewehengletscher sich ganz unabhängig von der Seehöhe im Gelände ansiedeln. Der Begriff der Schneegrenze ist auf sie nicht anwendbar. Streng genommen schliesst ja die Kontur eines jeden derartigen Schneewehengletschers ein Gebiet ein, das oberhalb der Schneegrenze liegt, aber diese Gebiete liegen stets tiefer als ihre schneefreie Umgebung. Bei der Besprechung der lokalen Firngebiete war darauf hingewiesen, dass die Seehöhe ihrer Ränder, oder die Schneegrenze, von Osten nach Westen zunimmt, etwa von 0 bei den äussersten Inseln auf 1000 M am Dronning-Louises-Land. Auf Germania-Land liegt diese Schneegrenze etwa bei 300 bis 500 M. Die Schneewehengletscher, die hier besonders häufig sind, liegen fast alle unterhalb dieser Höhe bis zum Meere hinab an Stellen, die lediglich nach dem topographischen Relief ohne Rücksicht auf die Seehöhe ausgewählt sind. Übrigens sei in Bezug auf die Schneegrenze noch auf folgende klimatische Eigentümlichkeit aufmerksam gemacht: Für die Einstellung der Schneegrenze auf eine bestimmte Seehöhe ist offenbar die Abnahme der Temperatur mit der Höhe ein wichtiger Faktor. Nun haben aber die Drachen- und Fesselballonaufstiege am Danmarks-Havn gezeigt, dass die Temperatur bis zu einer Höhe von 2—300 M überhaupt nicht abnimmt, sondern im Gegenteil noch etwas zunimmt, und dass erst oberhalb dieser Höhe eine schwache Abnahme der Temperatur mit der Höhe einsetzt. Die Seehöhe von Germania-Land hält sich aber meist innerhalb dieser Grenze, und es ist deshalb ersichtlich,

<sup>1)</sup> Mittel aus 143.6 und 147.4 Mm. (vergl. Meteorologische Terminbeobachtungen am Danmarks-Havn, Danmark-Exp. II, No. 4, S. 341.

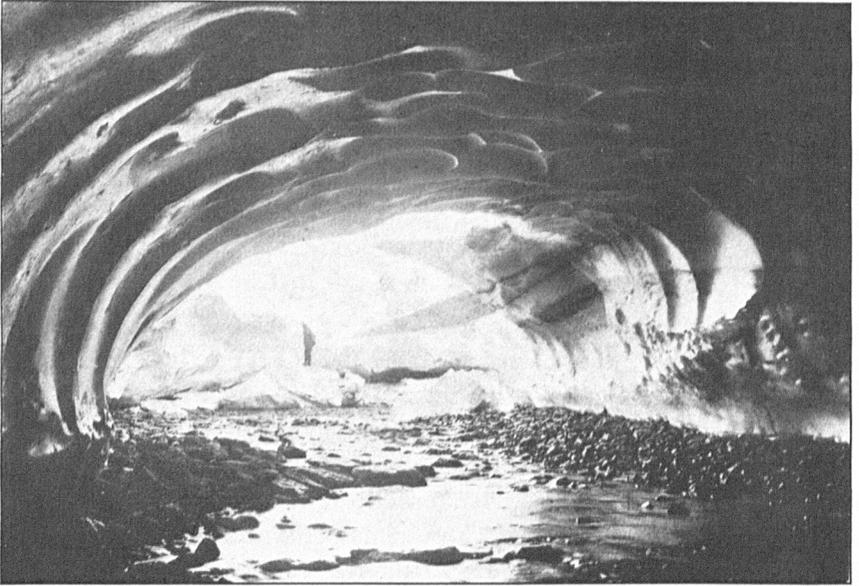


Fig. 66. Kleine Höhle oberhalb der Gnipa-Höhle. August 1907; Wegener phot.

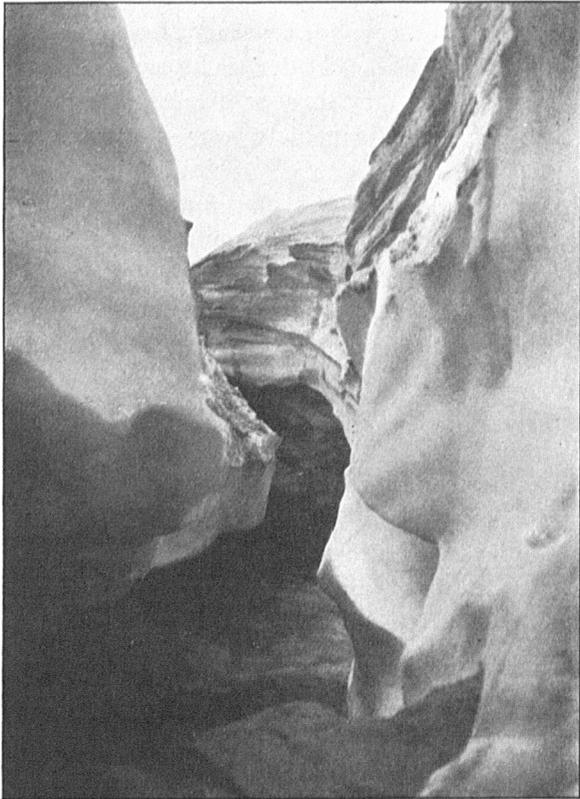


Fig. 67. Bachbett in einem Schneewehengletscher.

dass hier die Temperaturabnahme mit der Höhe nicht mehr dazu beitragen kann, die Schneegrenze auf eine bestimmte Seehöhe einzustellen. Dieser Faktor kann erst in grösseren Höhen, zwischen 500 und 1000 M, wieder in dem angegebenen Sinne wirken.

Ein zweiter Faktor, der eine Einstellung der Schneegrenze auf eine bestimmte Seehöhe begünstigen würde, könnte in dem Umstande gesucht werden, dass die Niederschlagsmenge mit grösserer Erhebung des Erdbodens wächst. Diese Zunahme ist auch für Grönland wahrscheinlich, wenn auch nicht nachgewiesen. Aber bei so geringen Höhen, wie sie auf Germania-Land vorkommen, dürfte dieser Einfluss sehr gering bleiben. Hier haben daher diese — um so zu sagen

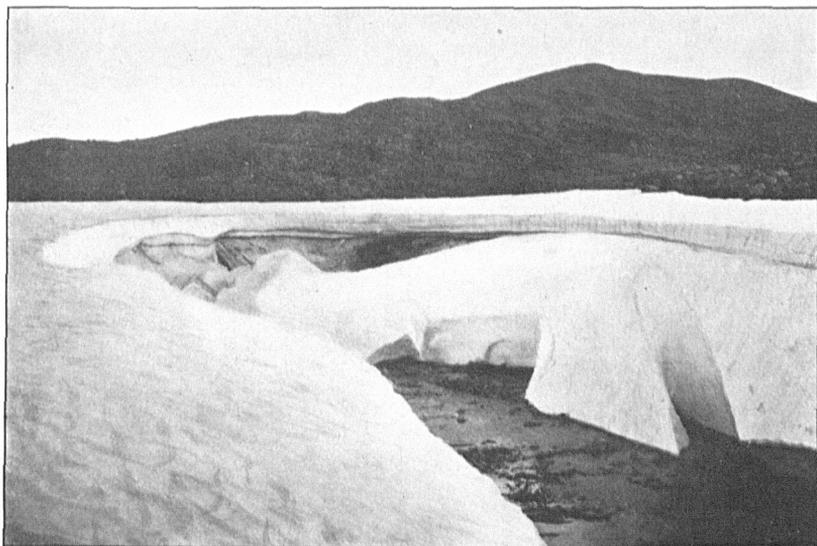


Fig. 68. Bachbett in einem Schneewehengletscher; Wegener phot.

— ordnenden Einflüsse fast ganz das Feld geräumt gegenüber der zufälligen lokalen Verteilung der Niederschläge durch den Wind.

Die Unabhängigkeit der Schneewehengletscher von der Seehöhe ist die Ursache von eigentümlichen Höhlenbildungen, wie sie — soweit bekannt — in dieser Weise bisher in anderen Gebieten der Erde nicht beobachtet sind. Es wird unter den geschilderten Verhältnissen offenbar häufig vorkommen müssen, dass eine Talsenke, die von einem Bach durchflossen wird, auf verschiedenen, ganz beliebigen Strecken von solchen Gletschern erfüllt wird, nämlich überall da, wo die lokalen Verhältnisse Anlass zur Ansammlung von Treibschnee geben. Der Bach fliesst dann von oben in den Gletscher hinein und unter demselben hindurch, ja er kann auf seinem Wege der Reihe nach eine beliebige Anzahl derartiger Schneewehengletscher passieren. Die auf

diese Weise gebildeten Höhlen unterscheiden sich sehr wesentlich von den bekannten Gletscherhöhlen, die von dem Gletschertor aus eine kleinere oder grössere Strecke weit unter dem Gletscher zu verfolgen sind. Diese letzteren Höhlen sind durch die Schmelzwässer des Gletschers selber gebildet, die sich unter ihm zu einem Bach gesammelt haben. In unserem Falle dagegen erstreckt sich die Höhle durch den ganzen Gletscher hindurch, und die ausserordentlich regelmässigen Formen derselben sind nicht mehr dem Wasser des Baches, sondern der Luftschmelzung und Verdampfung zuzuschreiben.

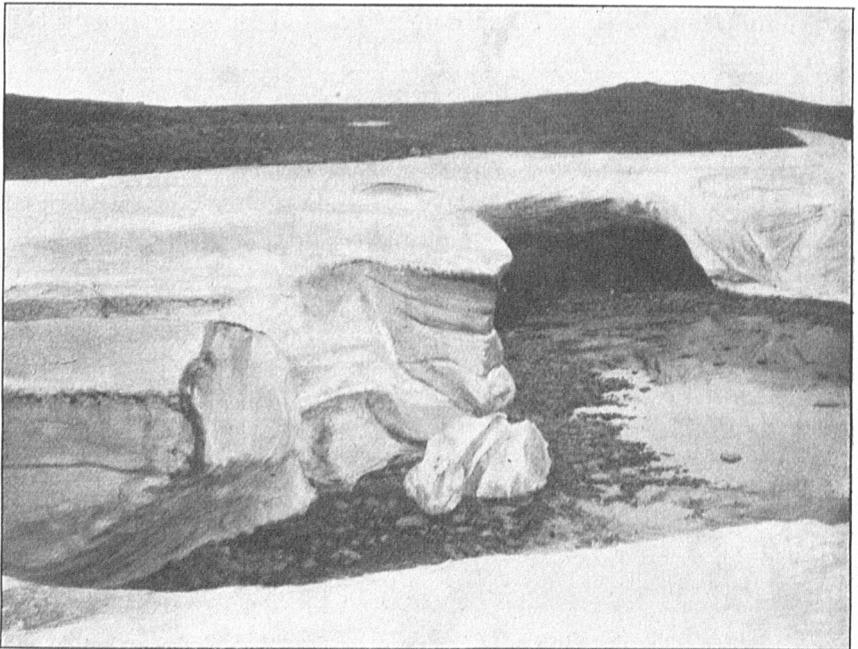


Fig. 69. Kleine Höhle oberhalb der Gnipa-Höhle. August 1907; Koch phot.

Die grösste derartige Höhle soll im folgenden Kapitel eingehend beschrieben werden. Sie lag nur etwa 1 Stunde vom Winterhafen entfernt. Dass es sich bei diesen Höhlenbildungen nicht um ein einzeltes Curiosum handelt, sondern um eine typische Erscheinung, die durch die eigentümlichen klimatischen Verhältnisse bedingt ist, geht aus der grossen Anzahl hervor, welche allein auf dem Germania-Land gefunden wurde. Ausser der genannten Gnipa-Höhle wurde etwas weiter oben an demselben Bache ein zweiter aber kleinerer Schneewehengletscher gefunden, der gleichfalls zu Höhlenbildungen kleineren Massstabes Anlass gibt.

Bei Kap Bismarck liegt unmittelbar an der Küste ein Schneewehengletscher, unter dem der Abfluss eines Sees durch eine Höhle

hindurch zum Meere hinaustritt. Eine besondere Eigentümlichkeit besteht hier darin, dass die Oberfläche dieses Sees nur etwa 1 M über



Fig. 70. Perennierende Schneewehe mit Eishöhle bei Syttenkilometernæsset. Der sehr kleine Eingang der Höhle ist ganz unten vorn in der Schneewehe zu sehen. August 1907; B. Thostrup phot.

dem Meere liegt, so dass bei Flut umgekehrt das Meerwasser in den See hinein- und also durch die Höhle hindurchfließt.

Eine dritte derartige Höhle wurde bei Gelegenheit der Messtisch-

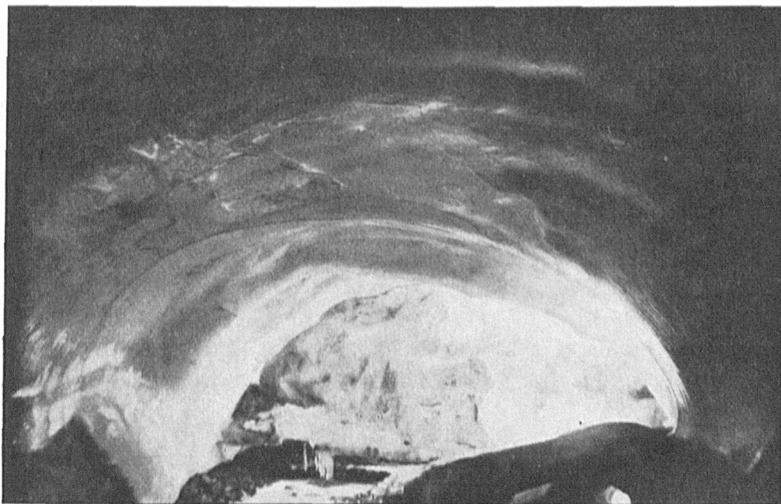


Fig. 71. Eishöhle bei Syttenkilometernæsset. August 1907; B. Thostrup phot.

arbeiten nahe der Ostküste von Germania-Land gefunden und auch photographiert (Fig. 70 und 71).

Eine 4. und 5. wurde noch weiter nördlich auf Germania-Land entdeckt; auch auf der Hvalslette östlich vom Lakseelv wurden zwei

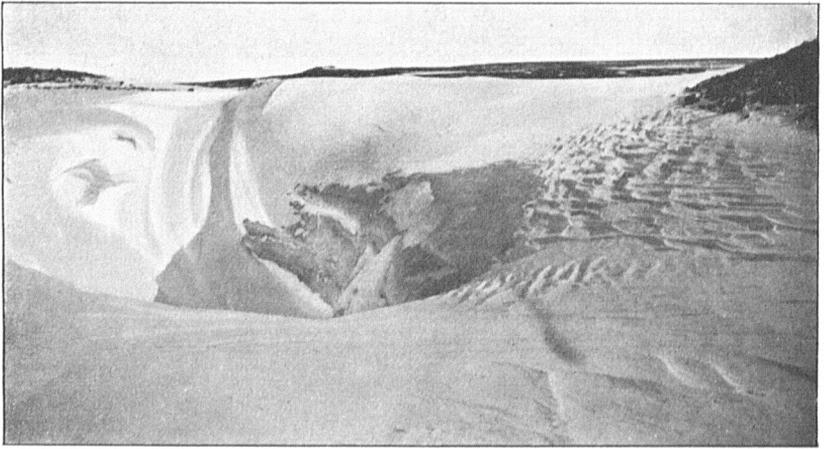


Fig. 72. Höhlentrichter auf Store-Koldewey. Mai 1907; Jarner phot.

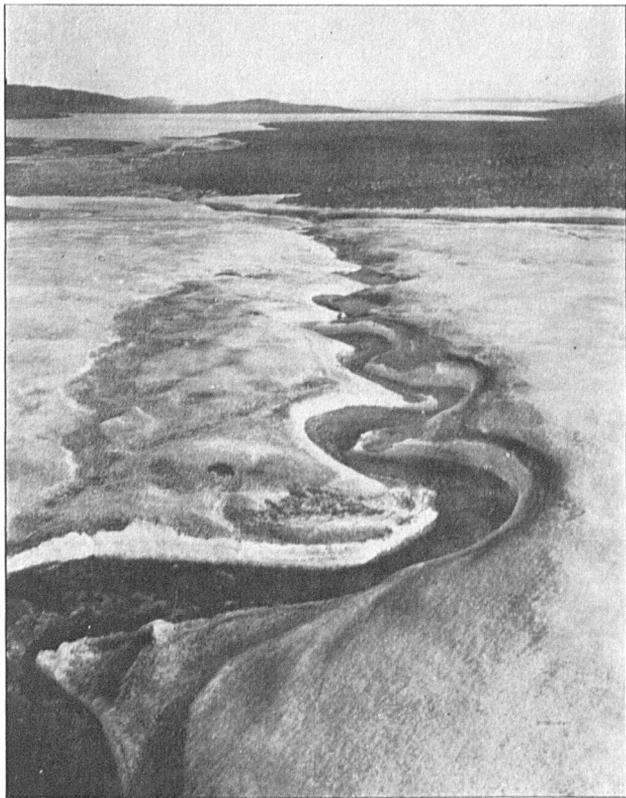


Fig. 73. Schmelzwasserbach auf dem Gnäpa-Höhlen-Gletscher.  
August 1907; Wegener phot.

freilich nur kleine Höhlen gefunden, und auch auf Store-Koldewey (Fig. 72) sowie nördlich von Kap Amélie trafen wir solche Eishöhlen.

Endlich sei erwähnt, dass auch auf Peary-Land im Mai 1907 ein „Einsturztrichter“ gesehen wurde, wie er sich am unteren Ende einer solchen Höhle zu bilden pflegt. Die Höhle selbst konnte leider nicht besucht werden. Gerade Peary-Land dürfte mit seiner geringen Inlandeisbedeckung und der daraus folgenden Möglichkeit langer Bachläufe ähnlich wie Germania-Land reich an solchen Höhlen sein, die allerdings bei einem flüchtigen Besuch des Landes meist unbemerkt bleiben. Wurde doch auch die Gnipa-Höhle erst nach mehr als einjährigem Aufenthalt der Expedition am Winterquartier entdeckt.

Schliesslich sei der Neuheit des Phänomens wegen hinzugefügt, dass I. P. Koch bereits im Jahre 1900 2 derartige Eis-Höhlen im Flemming-Inlet (nördlich von Scoresby-Sund) bemerkt, und die eine derselben, die etwa 100 M lang war, durchgangen hat.

Es sei gleich an dieser Stelle noch einer besonderen Erscheinung gedacht, die wiederholt auf der Oberfläche der Schneewehengletscher bemerkt wurde, nämlich der kleinen Schmelzwasserbäche von überraschend regelmässigem Lauf. Die nebenstehende Abbildung zeigt einen solchen Bach auf der Oberfläche des Gnipa-Höhlen-Gletschers. Die Breite des Wasserstreifens beträgt nur etwa  $\frac{1}{2}$  M. Schon dem blossen Augenscheine nach besitzt das Wasser eine sehr schnelle Bewegung, und dies mag wesentlich dazu beitragen, dem Bett eine so überraschend regelmässige Form zu geben. Eine Messung der Geschwindigkeit konnte leider nicht ausgeführt werden. An einer Stelle aber, wo ein spitzer Stein im Grunde festgefroren war, wurde das Wasser durch dies Hindernis in einem Strahl von ca 1 M Höhe in die Luft gejagt. Derartige kleine Oberflächenbäche wurden auf den meisten Schneewehengletschern getroffen, und stets waren die regelmässigen Windungen und die grosse Geschwindigkeit des Wassers auffallend.

---

## KAPITEL VII.

### Die Gnipa-Höhle.

Etwa 1 Stunde nördlich des Danmarks-Havn liegt ein Schneewehengletscher, in welchen 2 Bäche an verschiedenen Stellen hineinfließen (siehe Karte der Gnipa-Höhle). Sie vereinigen sich unter dem Gletscher und setzen hier gemeinsam ihren Weg fort, auf diese Weise eine mehr als 800 M lange, in der oberen Hälfte gegabelte Höhle bildend. Über die Dimensionen der Höhle, sowie die Mäch-

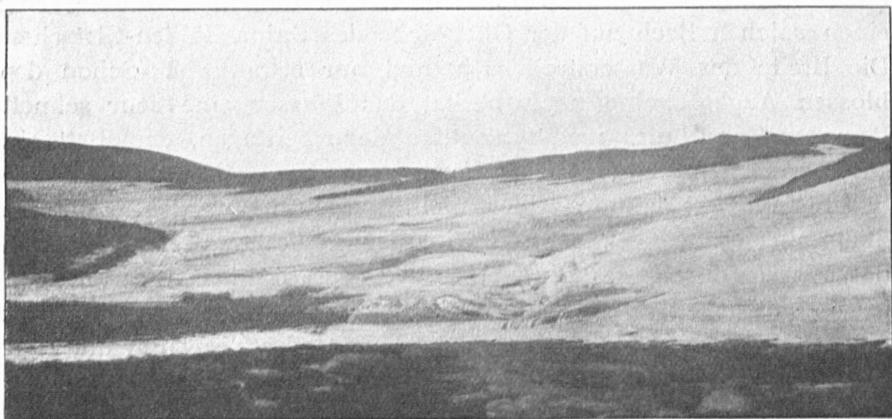


Fig. 74. Der Schneewehengletscher der Gnipa-Höhle. September 1907; B. Thostrup phot.

tigkeit des über ihr liegenden Gletschereises geben die (im Herbst 1907 aufgenommenen) Quer- und Längsschnitte Aufschluss.

Zur Zeit der Entdeckung dieser Höhle, Mitte August 1907, war der sie erfüllende Bach noch so wasserreich, dass er dem Eindringen Schwierigkeiten bereitete. Allein sein Wasserreichtum nahm mit jedem Tage ab, so dass schon bald darauf eine Expedition mit Hülfe einer Laterne auf den an der Seite des Baches frei liegenden Steinen durch die ganze Höhle hindurch unternommen werden konnte. Die Hauptarbeiten wurden hier aber erst im September und Oktober ausgeführt, nachdem der Bach völlig versiegt, und seine letzten Reste



Fig. 75. Eingang zur Gnipa-Höhle. September 1907; Lindhard phot.

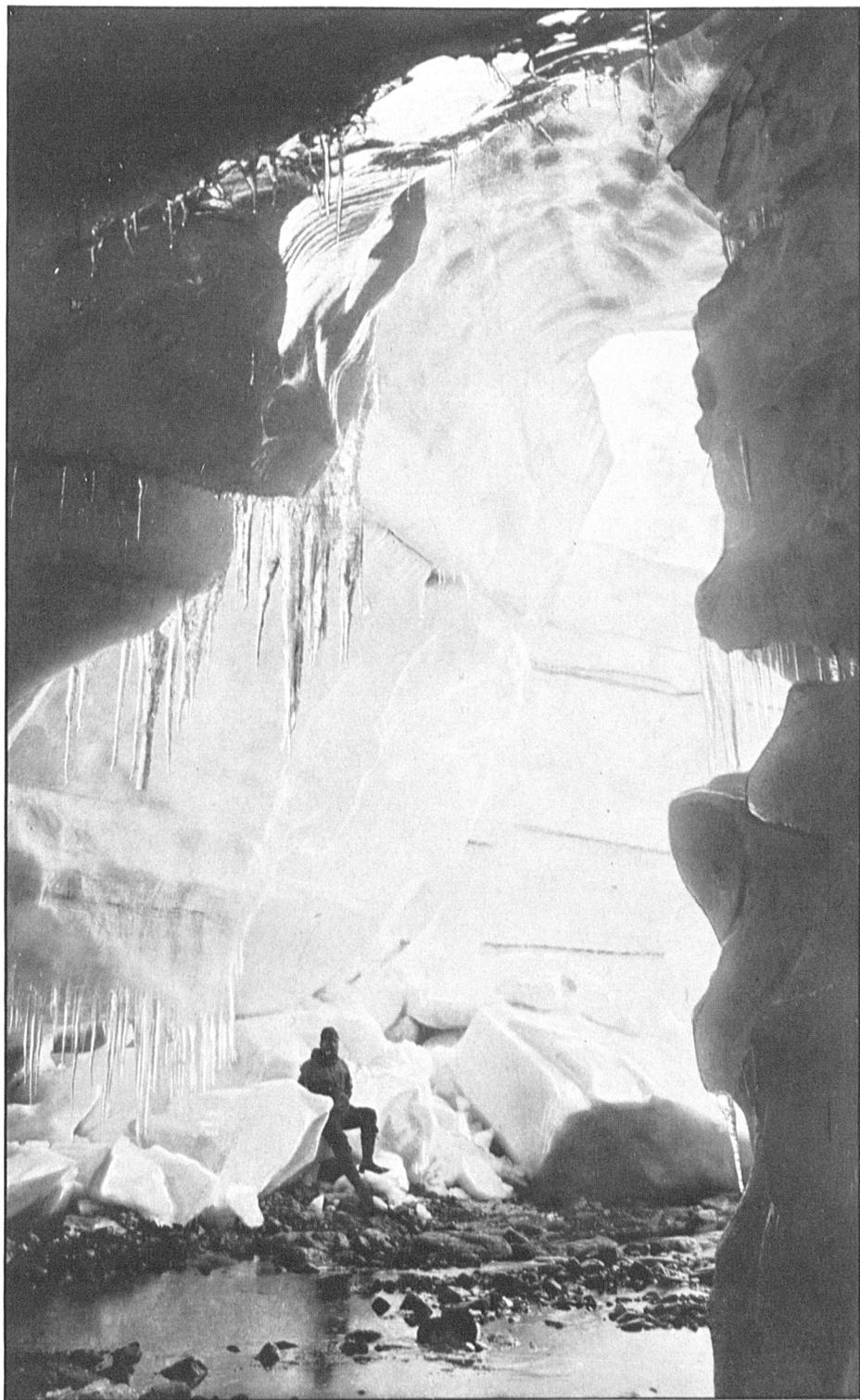


Fig. 76. Mit verzweigten Eiszapfen geschmückter Eingang zur Gnipa-Höhle.  
September 1907; Lindhard phot.

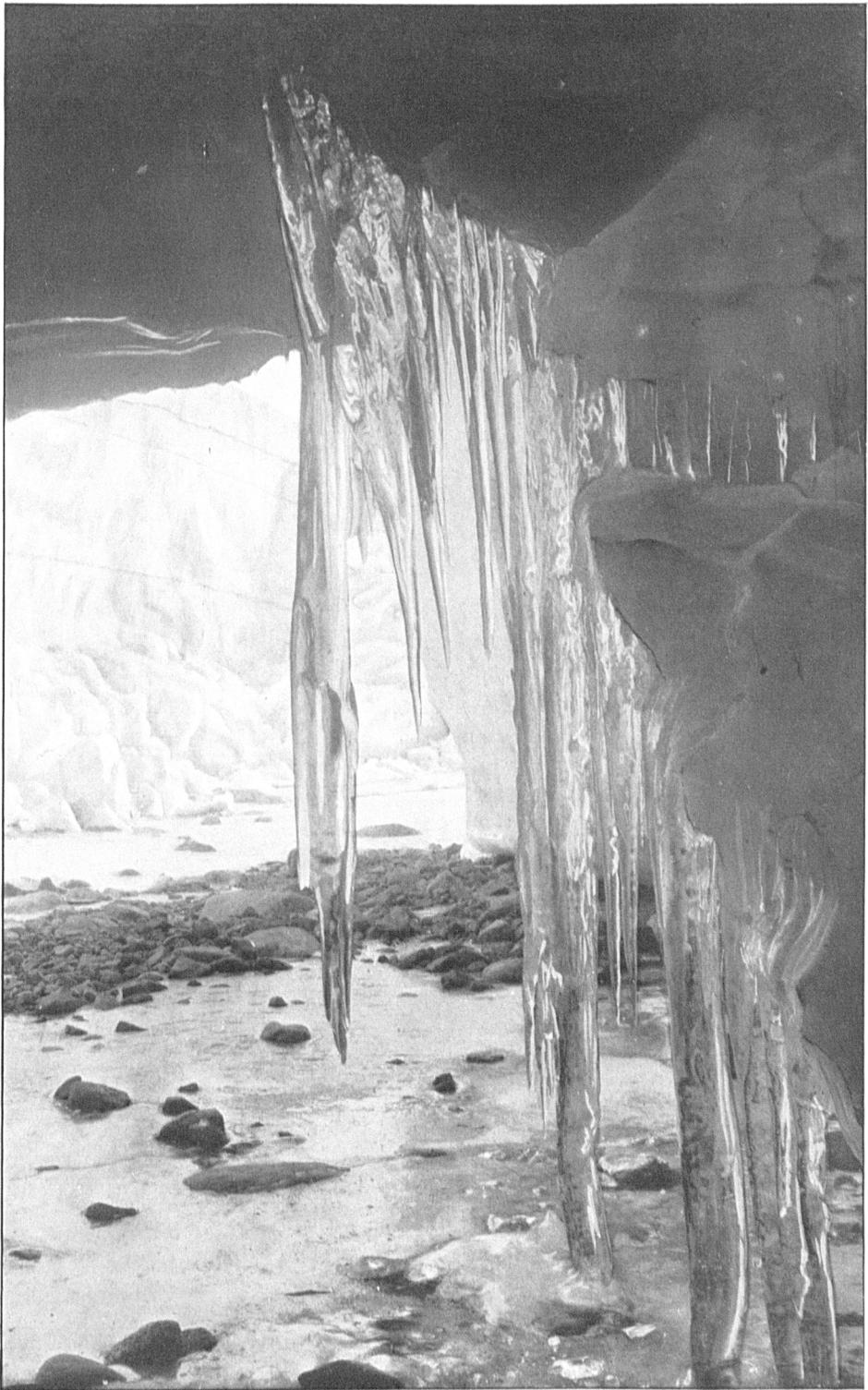


Fig. 77. Verzweigung von Eiszapfen am Eingang zur Gnipa-Höhle. September 1907; Koch phot.

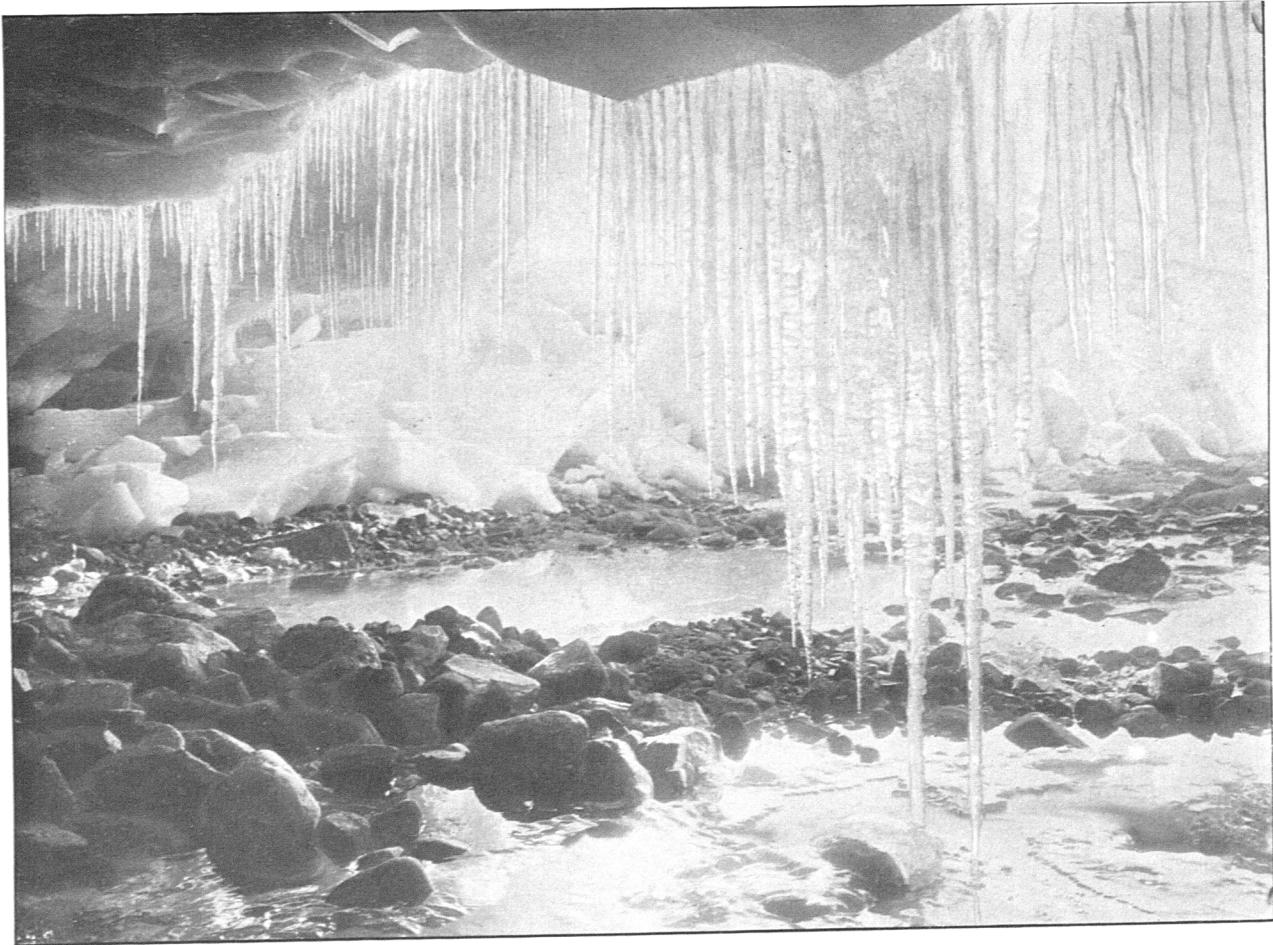


Fig. 78. Eiszapfen mit gekörnter Oberfläche am Eingang zur Gnipa-Höhle. September 1907; Koch phot.

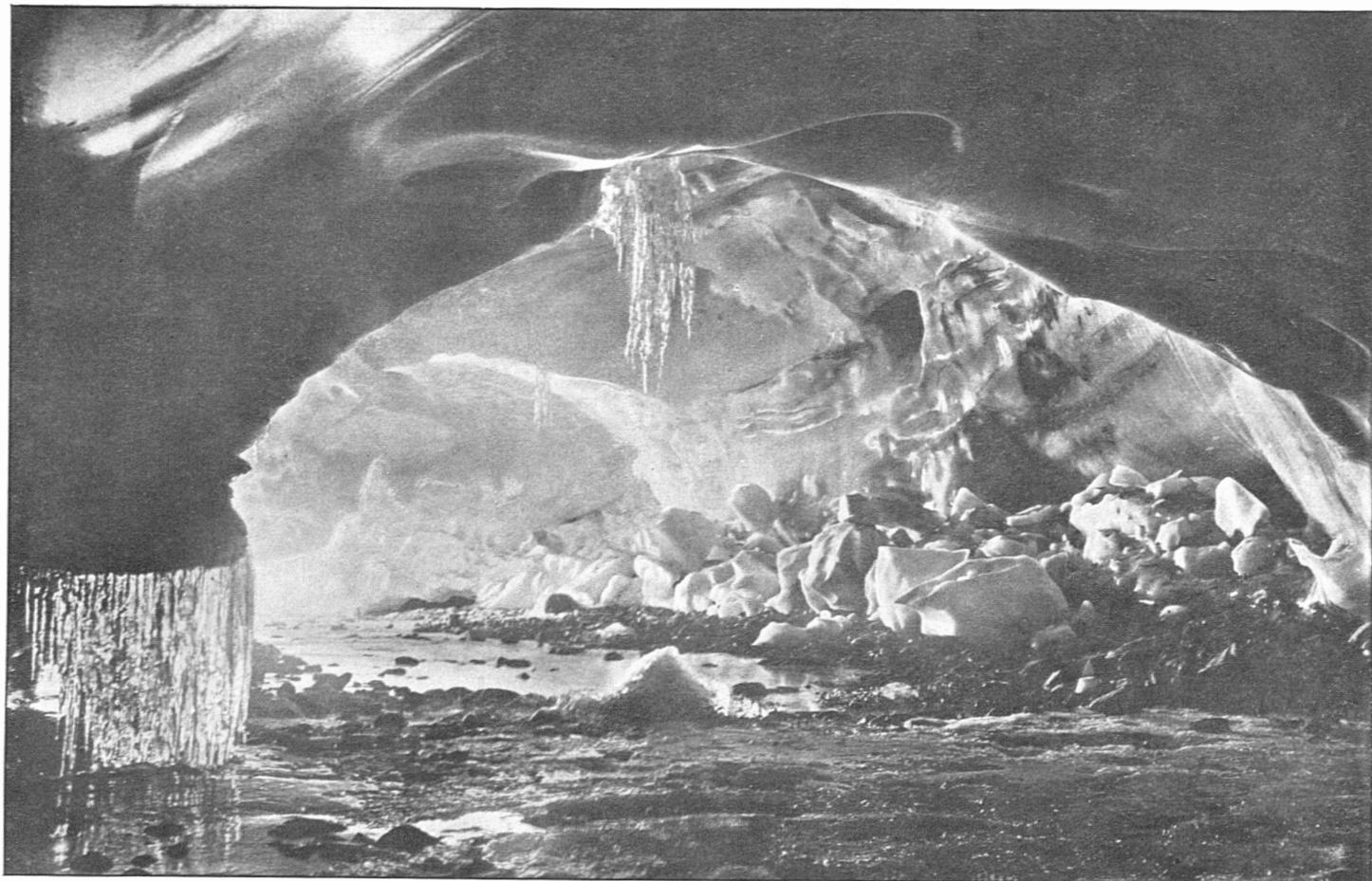


Fig. 79. Vom Innern der Gnipa-Höhle. Im Vordergrund links Eiszapfendraperien; im Mittelgrunde Eis-Stalaktit und Eis-Stalagmit. Links hinter der Zapfendraperie ist der untere Eingang der Höhle zu sehen. September 1907; Wegener phot.



Fig. 80. Vom Innern der Gnipa-Höhle. Im Vordergrund der Eis-Stalagmit (Tropfeis). September 1907, Wegener phot.

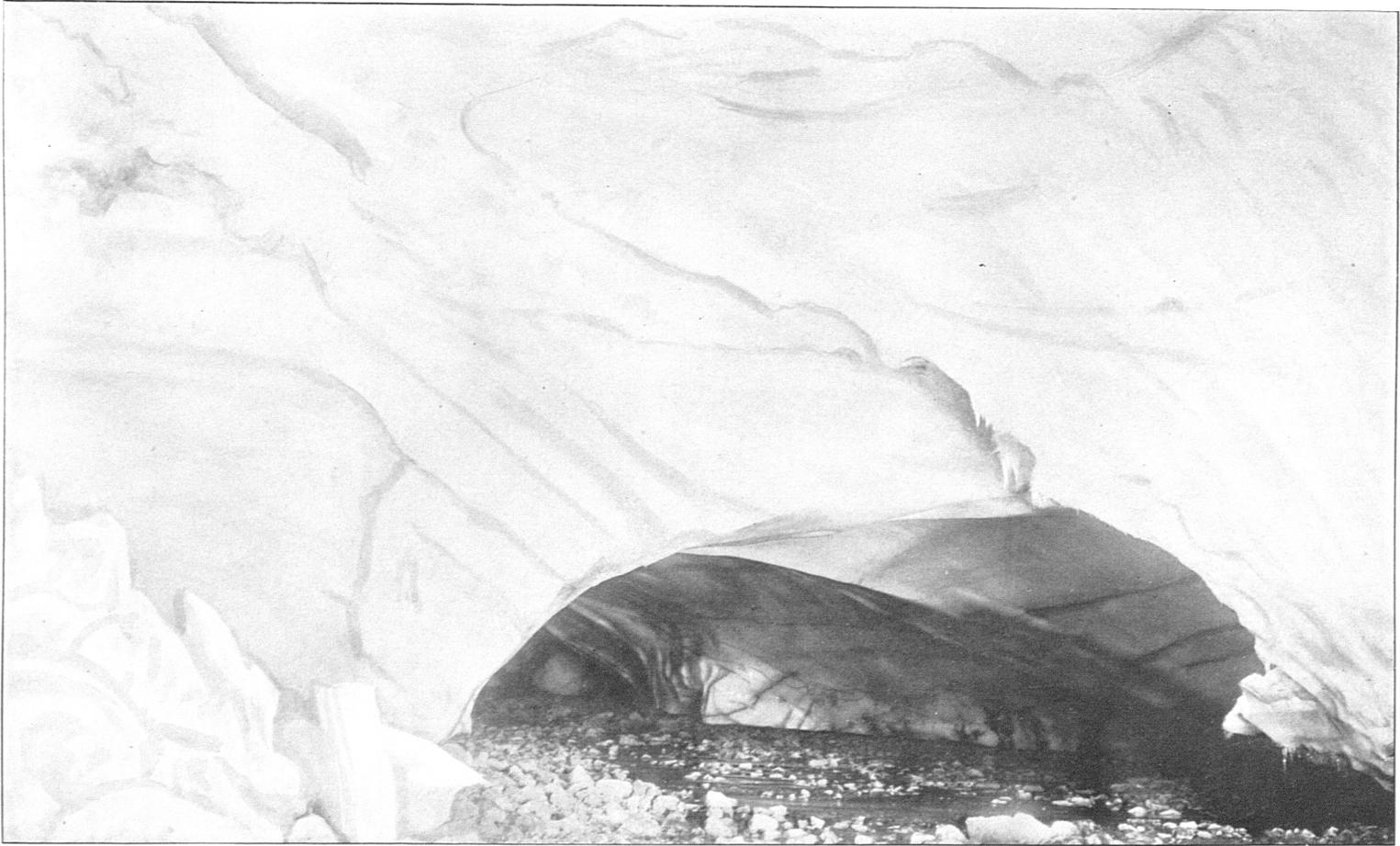


Fig. 81. Unteres Ende der Gnipa-Höhle vor Gefrieren des Baches. Erster Anfang der Eiszapfenbildung. (Vergl. Fig. 81). September 1907; Lindhard phot.

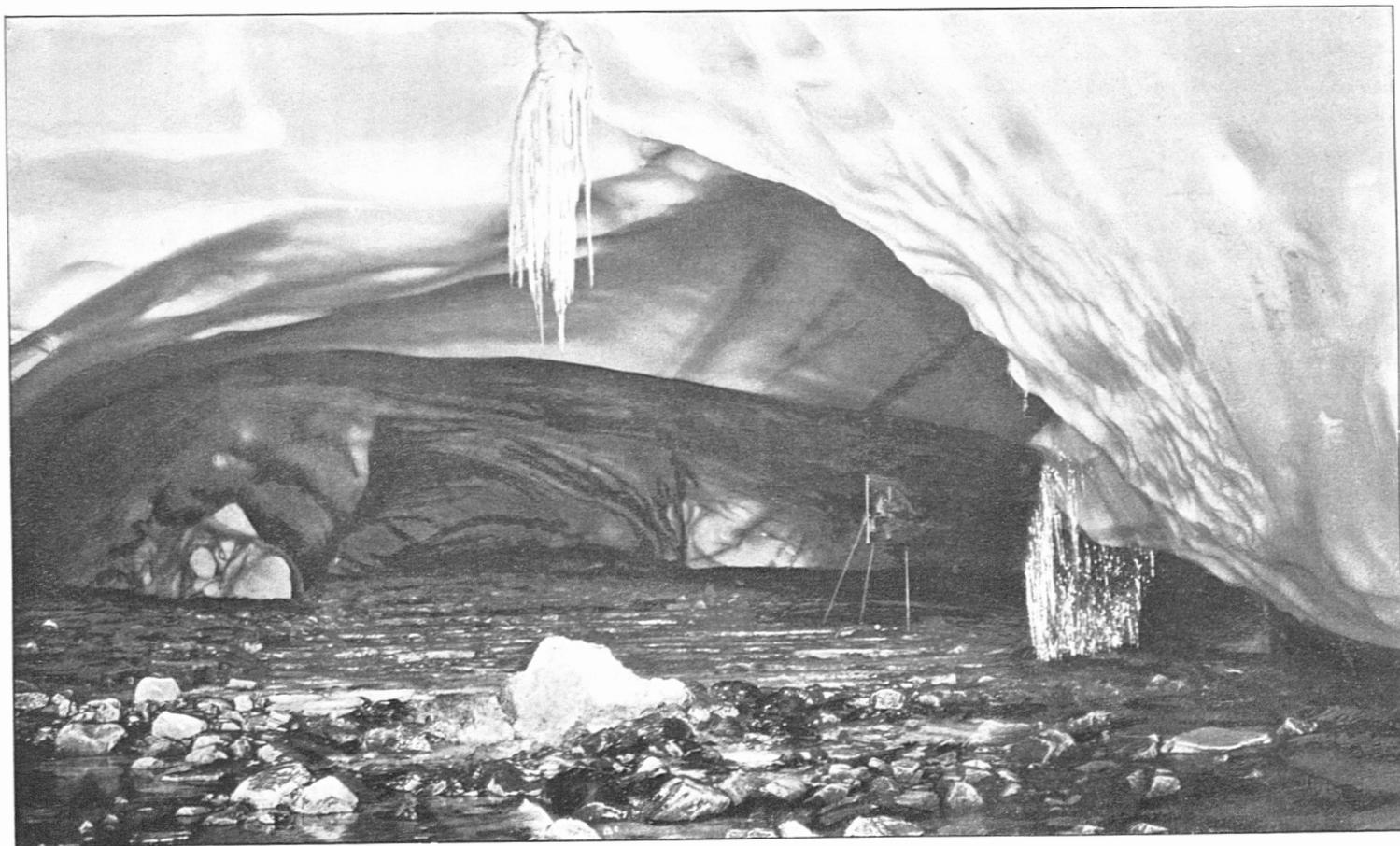


Fig. 82. Unteres Ende der Gnipa-Höhle nach Gefrieren des Baches und Ausbildung der Eiszapfen (Vergl. Fig. 81). September 1907; Wegener phot.



Fig. 83. Der regelmässige mittelste Teil der Gnipa-Höhle. Auskeilende und intermittierende Schichtung. Magnesiumaufnahme (die Lichtquelle befindet sich hinter dem Felsen links). September 1907; Wegener phot.

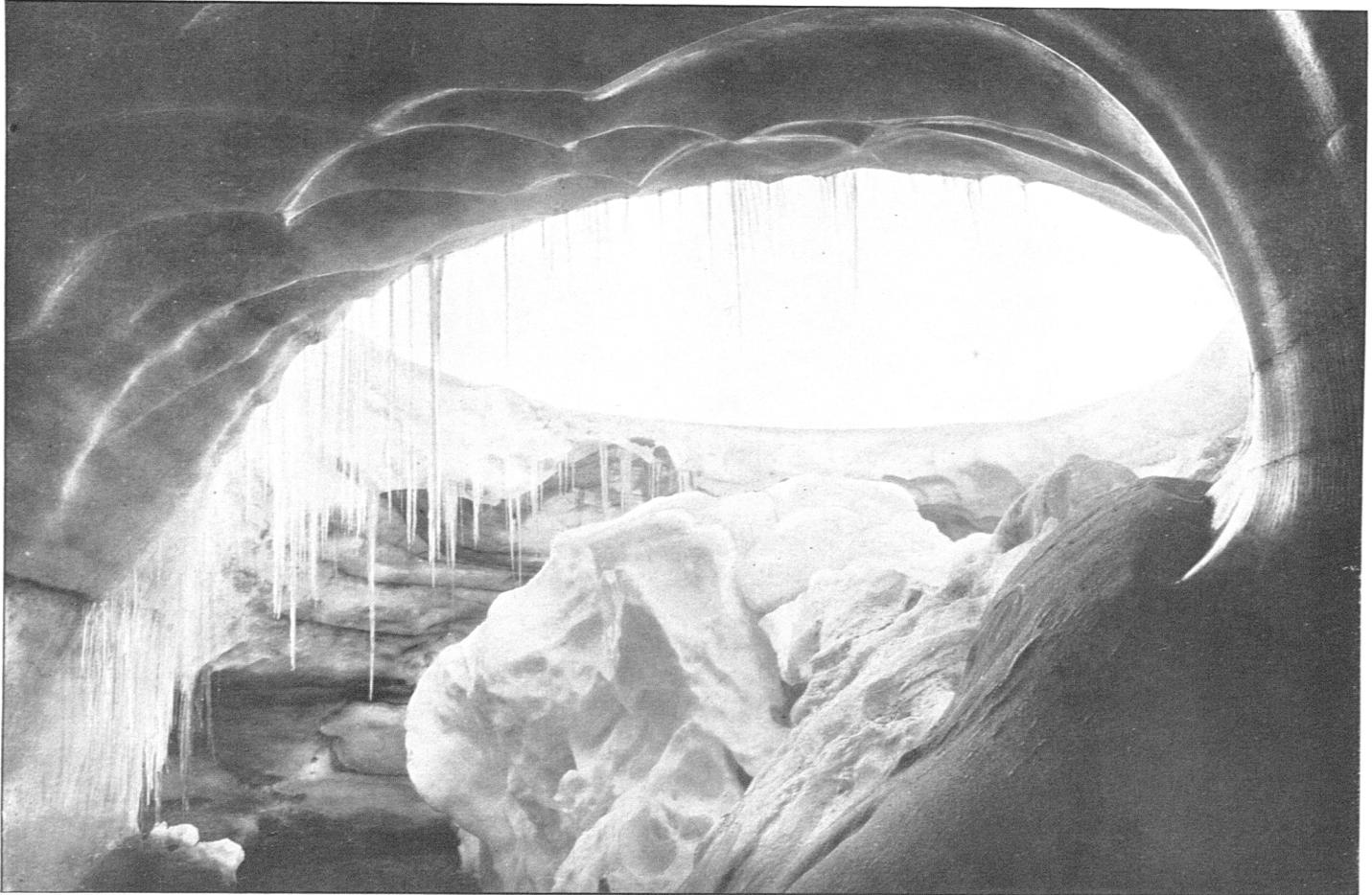


Fig. 84. Offener Kessel im westlichen Arm der Gnipa-Höhle. September 1907; Koch phot.



Fig. 85. Treibschnee im nördlichen Arm der Gnipa-Höhle. September 1907; Wegener phot.

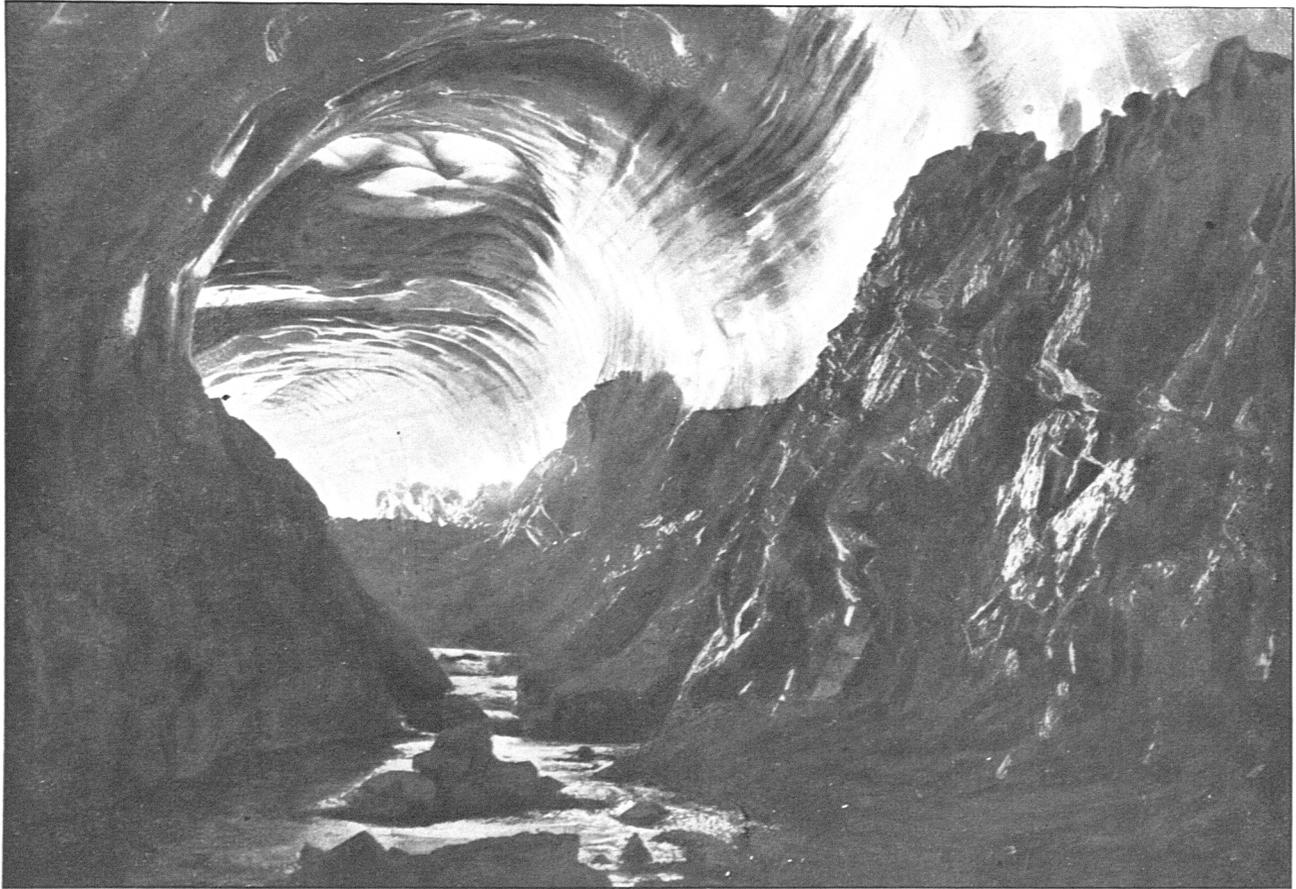


Fig. 86. Nördlicher Arm der Gnipa-Höhle. Vom Hintergrunde einströmendes Tageslicht von den Eiswänden reflektiert. Durchfallendes Tageslicht durch die sehr dünne Eisdecke ganz oben im Mittelgrunde. Felsen und Bach im Vordergrund von Magnesiumlicht beleuchtet. September 1907; Wegener phot.

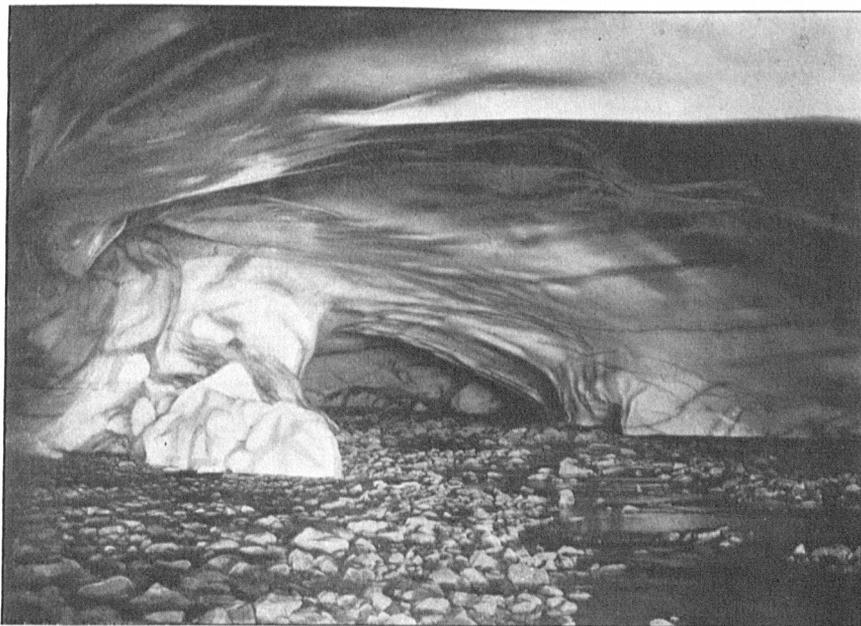


Fig. 87. Vom Innern der Gnipa-Höhle; Bach noch nicht gefroren. September 1907; Wegener phot.

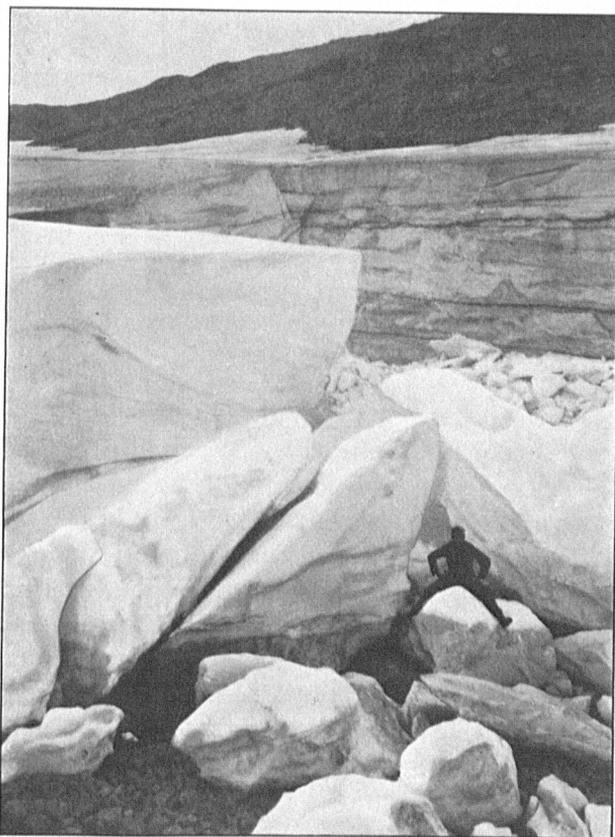


Fig. 88. Eisblöcke vor dem Eingang zur Gnipa-Höhle. September 1907; Wegener phot.

gefroren waren. Zu dieser Zeit wurde die Detailkarte der Höhle und des ganzen Gletschers aufgenommen, ferner eine Thermometeranlage zur Messung von Eistemperaturen gemacht, sowie eine grosse Zahl von Photographien und auch einige Ölgemälde hergestellt.

An der Hand der Photographien und der Karte sei hier eine Schilderung aller Erscheinungen gegeben, welche ein Besuch der Gnipa-Höhle zeigt.

Der untere Eingang ist schon aus grosser Entfernung durch einen Einsturz der Eismassen kenntlich. Dieser Einsturztrichter wurde von uns auch bereits im Herbst 1906 bemerkt, aber nicht näher

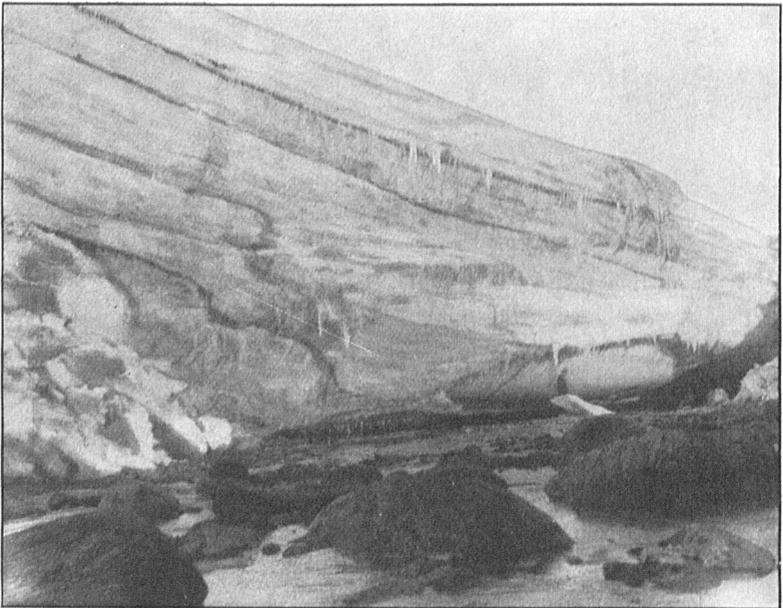


Fig. 89. Schichtung des Gnipa-Höhlen-Gletschers. September 1907; Lindhard phot.

untersucht, so dass die Höhle damals noch unentdeckt blieb. Um n die Höhle zu gelangen, muss man zunächst durch ein Gewirr von herabgestürzten Eisblöcken (Fig. 88) hindurch das Bett des Baches gewinnen, der hier eine kurze Strecke zwischen zwei senkrechten Eismauern einherströmt. Diese Schnee- oder Eiswände zeigen eine ausgesprochene Schichtung, indem dünne Schmutzschichten die sonst schneeweissen Massen horizontal durchziehen (Fig. 89). Man ist im ersten Augenblick versucht, dies als Jahresschichtung anzusprechen. Indessen lehrten uns Beobachtungen an anderen Stätten, dass man mit dieser Schlussfolgerung ausserordentlich vorsichtig sein muss. An der unserer Station nahe gelegenen Mündung des Vester-Elv, die im Herbst 1906 ganz schneefrei gewesen war, hatte sich im

Winter 1906—07 eine grössere Schneewehe gebildet, die im Sommer 1907 von dem Bache zunächst durchbrochen wurde und dann im Laufe des Sommers ganz forttaute. In dieser Schneewehe zeigte sich ebenfalls eine sehr markante Schichtung in Gestalt von Schmutzhorizonten (Fig. 90), und doch war sie vollständig das Produkt nur eines Winters! Hier war es offenbar, dass die Schichtung nur durch die verschiedenen Sturmpetoden des Winters zustande gekommen war. Es ist anzunehmen, dass auch auf dem Gnipa-Höhlen-Gletscher ähnliche falsche Jahresschichtungen entstehen, und man darf daher die dortigen Schmutzhorizonte nicht ohne weiteres als Jahresschichtungen auslegen. Auf das Verhältnis dieser Schmutzhorizonte zu der Struktur werden wir später zurückkommen.

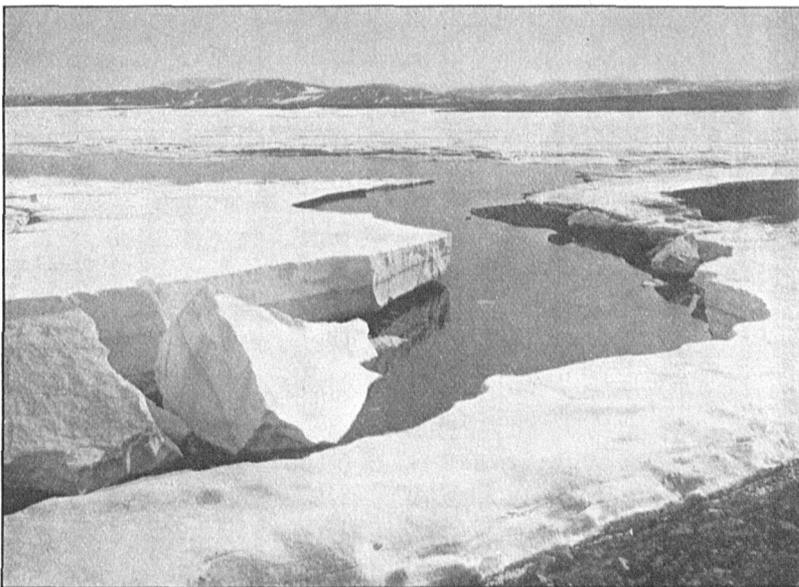


Fig. 90. Schneewehe an der Mündung des Vester-Elv. Falsche Jahresschichtung. Juli 1907; Wegener phot.

Der eigentliche Eingang der Höhle war in der Mitte so niedrig, dass man nur gebückt hindurchgelangen konnte (Fig. 75). Sobald man aber hier hindurchgeschlüpft war, gelangte man sogleich in einen ca 8 M hohen Raum, der durch den Eingang noch genug Tageslicht empfing, um alle Einzelheiten noch deutlich erkennen zu lassen (Fig. 79—82). Dieser ganze unterste Teil des Gletschers war durch den sich hier ausbreitenden Bach so unterhöhlt, dass man überall rechts und links einen Stab mehrere Meter weit unter das Eis hinunterschieben konnte, im Gegensatz zu dem mittleren und oberen Teil der Höhle, wo die Eismassen überall dem Boden fest auflagern.

Beim Einsetzen des Frostes entstanden an diesem unteren Ausgang der Höhle allerorts die prächtigsten Eiszapfenbildungen. Die vor dem Eingange befindliche, etwas überhängende Eiswand war mit ganzen Draperien von Eiszapfen in mehreren Reihen geschmückt, und der Eingang selbst war wie mit einem Vorhang fast von den Zapfen geschlossen (Fig. 75 und 91), die sich nicht selten verzweigten (Fig. 76 und 77). Im Anfang war die Oberfläche dieser Zapfen uneben und gekörnt, so dass die Zapfen undurchsichtig erschienen (Fig. 78). Nachdem aber der Frost alles Wasser hatte erstarren lassen, und die Verdampfung eine Zeitlang gewirkt hatte, verschwanden

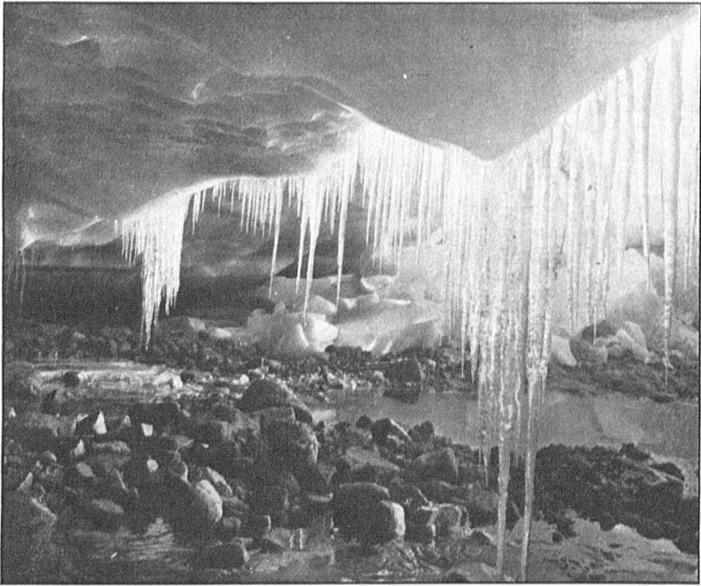


Fig. 91. Eiszapfen-Draperie beim Eingang zur Gnipa-Höhle, von innen. September 1907; Wegener phot.

diese Unebenheiten, die Zapfen wurden vollkommen glatt und durchsichtig wie Glas. Man kann diese Veränderung deutlich durch einen Vergleich der beiden Abbildungen No. 78 und No. 93 erkennen. Auch im Innern der Höhle bildeten sich vermöge der hier im untersten Teile noch vorhandenen Spalten und sonstiger Unregelmässigkeiten ganze Systeme von Eiszapfen. Auf der Abbildung Fig. 79 sieht man links in Vordergrund einen solchen Vorhang von Zapfen, die ganz bis zu dem spiegelglatt gefrorenen Bach hinabreichen. Von der Mitte der Decke hängt ein ca 2 M langer Komplex von Zapfen herab, dem man den Namen „Kronleuchter“ gab. Diesem Eis-Stalaktiten entspricht am Boden ein Stalagmit von eigentümlichem Aussehen, der ausserordentlich markant die für Tropfeis charakteristische traubenförmige Struktur erkennen lässt (Fig. 80). Ein besonderes Interesse bot

auch die fortschreitende Biegung der Eiszapfen, welche von der Decke des Einganges bis ganz zum Erdboden herabgewachsen waren (Fig. 92

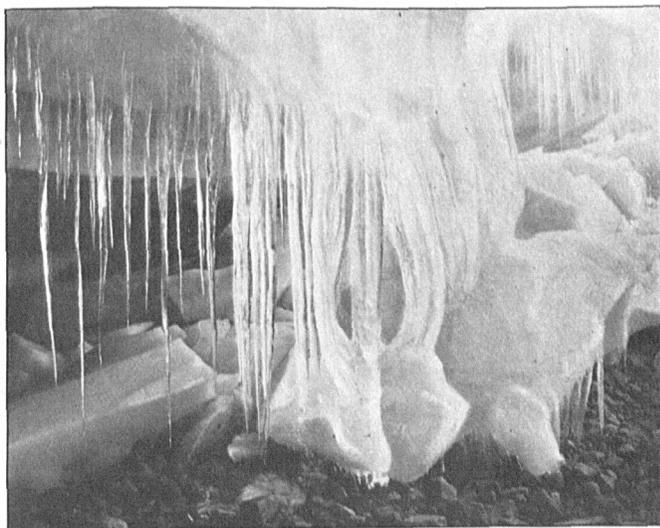


Fig. 92. Gebogene Eiszapfen beim Eingang zur Gnipa-Höhle, von aussen. September 1907; Wegener phot.

und 93). Die Ursache für diese Biegung war eine langsame, aber stetige Senkung der Decke. Der Betrag dieser Senkung wurde nach einer primitiven Methode zu 2 verschiedenen Zeiten gemessen und ergab sich übereinstimmend zu etwa  $\frac{1}{2}$  Cm pro Tag. Infolge dieser Senkung, die wohl ausserdem noch mit einer geringen Bewegung nach vorn verbunden war, bog sich diejenigen Zapfen, die unten bereits fest am Boden angewachsen waren, ohne zu brechen, ja einige legten auf diese Weise schliesslich ihr unteres Ende horizontal auf den Boden. Die Natur lieferte uns hier eine interessante Demonstration für die Plastizität des Eises. Im Laufe der Zeit trat hier bei den Eiszapfen am Eingang der Höhle noch

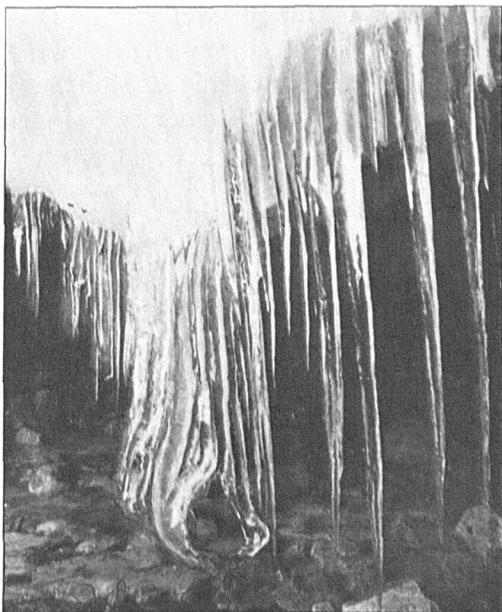


Fig. 93. Gebogene Eiszapfen beim Eingang zur Gnipa-Höhle. September 1907; Wegener. phot.

eine andere Veränderung durch die Verdunstung ein. Die Verdunstung wirkte (aus nicht ganz geklärten Ursachen) erheblich mehr am oberen Ende der Zapfen als in der Mitte. Infolgedessen wurden die Zapfen in ihrem oberen Teil — obwohl dieser anfangs der dickste gewesen war — immer mehr in dünne Lamellen verwandelt, die parallel standen und der in die Höhle ein- oder aus ihr herausströmenden Luft einen möglichst freien Durchlass gewährten. Die meisten dieser Zapfen sahen wir dann später ganz abfallen, wenn ihr oberes Ende zu dünn geworden war, um die Last zu tragen. Andere Zapfen, die dem Schneetreiben ausgesetzt waren, wurden bei den ersten Schneestürmen mit einer dicken Schneekruste bedeckt (vergl. Abbildung 97) und brachen schliesslich ab, wenn das Gewicht zu schwer wurde.

Diese Eiszapfen befanden sich nur im alleruntersten Teil der Höhle, der sehr unregelmässig gebaut war und offenbar von Jahr zu Jahr grossen Veränderungen unterlag. Noch in diesem Teil, wenngleich etwas weiter innen (nur wenig unterhalb des Querschnitts *a* der Karte) wurden im Herbst 1907 mehrere Thermometer im Eise angebracht, welche die Temperatur im Innern des Eises zu messen gestatteten. Sie waren horizontal in die Seitenwand der Höhle, etwa 1 M über dem Boden, eingelassen, und zwar der Reihe nach 3—4 Cm, 1 M und 2 M tief. Die Hoffnung, die hiermit im Herbst 1907 begonnenen Beobachtungen im Frühjahr 1908 fortsetzen zu können, schlug leider fehl, da die Höhle hier so vollkommen verschüttet war, dass es nur mit äusserst umfangreichen Arbeiten möglich gewesen wäre, sich hindurchzugraben, und es wurde auf diese Weise nur eine kurze Beobachtungsreihe vom September und Oktober 1907 erhalten. Diese Messungen sind in der folgenden Tabelle wiedergegeben. Wenngleich einer so fragmentarischen Zahlenreihe nur eine sehr geringe Bedeutung beizumessen ist, so dürfte dieselbe doch die Ansicht stützen, dass die Temperatur im Innern des Schneewehengletschers im Winter sehr erheblich unter den Gefrierpunkt sinkt, dass also der im Herbst wasserdurchtränkte Gletscher vollständig starr gefriert, was bei seiner geringen Mächtigkeit ja auch in der Tat von vornherein zu erwarten ist.

Etwas oberhalb der Thermometeranlage kommt man an ein grosses rundes Gewölbe (vergl. d. Karte), dessen Boden grösstenteils mit herabgestürzten Eismassen bedeckt ist, so dass der Bach hier gezwungen ist, einen S-förmigen Bogen zu beschreiben, während gleichzeitig ein kleinerer Arm sich abzweigt, um sich ein Stück unterhalb wieder mit dem Hauptarm zu vereinigen. Auf dieser ganzen Partie fliesst der Bach auf losem Geröll und hat die Tendenz, sich auszubreiten und die Eismassen seitlich zu unterwühlen. Bis zu diesem Punkte bietet daher die Höhle viel Ähnlichkeit mit den ge-

## Temperaturmessungen in der Gnipa-Höhle.

1907 Datum	Lufttemp. am Dan- marks-Havn (Tagesmittel)	Lufttemp. in der Höhle	Eistemperatur in der Tiefe von		
			3 Cm	100 Cm	200 Cm
22. Sept.	— 2.5		— 4.8	—4.0	—2.9
23. "	— 2.5		— 4.5	—3.9	—3.8
24. "	— 4.0		— 4.0	—3.6	—3.4
25. "	— 5.3		— 3.8	—3.6	—2.8
26. "	— 6.8		— 4.6	—3.6	—3.5
29. "	— 9.1		— 4.6	—3.6	—3.6
30. "	—10.9		— 7.0	—6.0?	—5.0
1. Okt.	—11.8		— 7.0	?	—3.9
2. "	—12.8	—10.0	— 7.3	—4.6	—4.6
4. "	—11.5	— 8.5	— 7.9	—5.0	—4.0
5. "	—10.8	— 9.9	— 7.9	—5.0	—4.0
6. "	—10.1	— 7.8	— 7.7	—5.3	—4.0
8. "	—11.4	— 8.5	— 7.4	—5.4	—4.1
9. "	—11.8	— 9.9	— 7.8	—5.5	—4.6
10. "	—13.6	—11.7	— 9.0	—5.7	—4.6
12. "	—11.5	—10.9	— 8.8	—6.4	—5.0
14. "	—16.7	—14.3	—10.0	—6.7	—5.0
15. "	—20.1	—17.6	—12.0	—6.9	—5.4?
16. "	—18.1	—12.1	—11.0	—7.0	—5.1
17. "	—17.5	—12.8	—12.2	—7.2	— 5.1
18. "	—16.7	—18.3	—12.3	—7.7	—6.0?
19. "	—15.3	—12.2	—11.2	—7.9	—5.1
20. "	—17.6	—11.4	—10.8	—8.2	—5.1
30. "	—18.2	—13.2	—12.0	—9.9	—6.6

wöhnlichen Gletschertoren. Von hier ab aufwärts ändert sich aber das Bild, denn nun tritt man in eine Röhre von überraschender Regelmässigkeit ein, deren Wände rechts und links dem Boden fest aufrufen (Fig. 83). Der Boden selber besteht nicht mehr aus Geröll, sondern aus fest anstehendem Gestein, und der Bach fliesst hier in einem vertieften Bett, so dass er nie oder doch nur bei excessiv hohem Wasserstande mit den Eiswänden in Berührung kommt. In diesen mittleren Teil der Höhle dringt keine Spur von Tageslicht mehr. Die Photographien sind hier mit Magnesiumlicht aufgenommen.

Besonders schön tritt hier die Schichtung des Eises hervor. Eine nähere Untersuchung zeigte, dass man hier zwischen Staubschichten und Schichten von Blaueis<sup>1)</sup> aus blasenarmen Eise unterscheiden muss; letztere sind es im allgemeinen, die den dunklen Streifen auf den Photographien entsprechen. Die ersteren wurden schon früher

<sup>1)</sup> Nicht mit der in der Gletscherliteratur viel besprochenen „Blaubänderung“ zu verwechseln.

als „falsche“ Jahresschichten charakterisiert, während das Blau eis anscheinend die wahren Jahresschichten darstellt. Hiernach ist nicht zu erwarten, dass die Staubschichten eine bestimmte Lage im System des Blau eis einnehmen, und in der Tat wurden sie hier an den verschiedensten Stellen, bald über und bald unter den Blau eis schichten, bald von ihnen getrennt und bald in ihnen gefunden. Indessen schien doch eine bestimmte Anordnung besonders häufig vorzukommen, nämlich diejenige, bei welcher der Staubhorizont mit der unteren Grenze des Blau eis zusammenfällt.

Die Schichtung im Eis ist durch die nebenstehende schematische Figur 94 veranschaulicht. Ausser den beiden Hauptarten des Eis, nämlich weissem, luftgefülltem Eis und klarem, blauem Eis, kam hier und da im obersten Teil des weissen Eis noch eine dünne Schicht halbklaren Eis von schmutziger, gelbbrauner Farbe vor. Während das weisse Eis nach unten meist allmählich in das Blau eis überging,

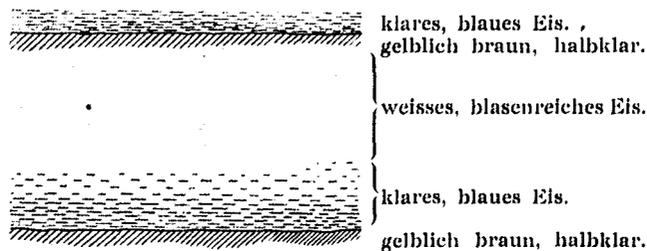


Fig. 94. Schematische Darstellung der Schichtung in den Eiswänden der Höhle.

war andererseits zwischen diesem und dem darunterliegenden weissen Eis (oder der gelbbraunen, halbklaren Schicht) eine scharfe Grenze vorhanden.

Die skizzierte Schichtung dürfte ihre Erklärung durch die folgenden Betrachtungen und Beobachtungen finden:

Im Herbst, bevor der Schneefall beginnt, besteht die Oberfläche des Firns in einer schwach gewellten, glatten Eisdecke, welche (von oben gesehen) undurchsichtig, graubraun und etwas schmutzig ist. Diese Oberfläche selber ist es, welche später im Innern des Eis die gelbbraune halbklare Schicht oberhalb des weissen Eis bildet.

Im Winter wird das Eis mit einer sehr dicken Schneeschicht bedeckt (siehe S. 57); aber im Lauf des nächsten Sommers schmilzt der Schnee von oben her fort, und das entstandene Wasser wird von dem tiefer liegenden Schnee aufgenommen, der nach und nach mit Feuchtigkeit gesättigt und zum Teil auch aufgelöst wird. Die Eisdecke des letzten Herbstes bildet indessen eine wasserdichte Schicht; weiter als bis zu dieser kann das Wasser nicht eindringen; es folgt



Fig. 95. Vereinigung des nördlichen (*r*) und des westlichen Armes (*l*) der Gnipa-Höhle. Magnesiumaufnahme. September 1907; Lundager phot.

also der Neigung derselben und sammelt sich allmählich auf ihr zu kleinen Bächen. Gegen Ende des Sommers ist der Niederschlag des letzten Jahres an der Oberfläche verwandelt in einen feuchten, grobkörnigen Schnee, der weiter unten in einen vollständigen Schneebrei übergeht. Hier und da reicht der Schneebrei sogar bis zur Oberfläche.

Wenn nun der Frost eintritt, so gefriert der oberste Teil und beschützt damit die tiefer liegenden Teile gegen weitere Schmelzung; hier sickert das Wasser längs der Eisdecke des vorangehenden Herbstes weiter bergab. Der übrige Teil des Schneebreies wird auf diese Weise allmählich von einem sehr erheblichen Teil seines Wassergehalts befreit und bildet, wenn er endlich gefriert, eine stark blasige, weissliche Eismasse. Unmittelbar über der wasserdichten Eisschicht des vorigen Jahres bleibt so, wenn die Kälte schliesslich den Abfluss sperrt, eine Schicht von Wasser und fast aufgelöstem Schneebrei übrig, und hieraus entsteht das klare Blau eis.

An der Oberfläche des Firns selber hat in einer gewissen Zeit Schmelzen und Erstarren mit einander abgewechselt; Staub und Schmutz sind über sie ausgebreitet, und wenn schliesslich die Schmelzung ganz aufhört, ist die Oberfläche umgebildet in eine halbklare, schmutzige Eiskruste — der halbklare, gelblich braune Teil des weissen Eises<sup>1)</sup>.

Hiernach ist ersichtlich, dass die Staubhorizonte oft die Tendenz zeigen werden, sich auf die untere Grenze des Blau eis einzustellen. Denn oft schmilzt ja die ganze Neuschneedecke im Sommer vollständig fort, wie es ja auf einem grossen Teil des Gletschers im Sommer 1907 geschah, so dass hier die vorjährige Eisoberfläche zu Tage lag. In diesem Falle müssen sich alle im Neuschnee enthaltenen Staubhorizonte auf diese alte Eisoberfläche niedergeschlagen haben. Auf diese Weise lässt es sich wohl erklären, dass die Staubhorizonte bisweilen trotz ihrer abweichenden Herkunft doch mit der Blau eis schichtung systematisch zusammenzuhängen scheinen.

Ein solches Blau eisband durch die ganze Höhle ohne Unterbrechung zu verfolgen ist, uns nie gelungen. Meist keilten sie aus, oder sie liefen mit anderen zusammen oder endigten gar diskordant auf anderen Schichten. Diese Diskordanzen glaubten wir durch die Annahme erklären zu können, dass die Höhle an der betreffenden

<sup>1)</sup> Die obenstehende Darstellung der Entstehung der Schichtung harmoniert gut mit der von H. CRAMMER für die Schichtung der Alpenfirne mitgeteilten (H. CRAMMER, Struktur und Bewegung des Gletschereises, Vortrag i. d. geogr. Ges. in München am 5. Nov. 1908, Erlangen 1909). — Unsere Darstellung, welche in Grönland im Herbst 1907 ohne Kenntnis von CRAMMERS Abhandlung niedergeschrieben ist, kann wohl als Stütze für seine Auffassung der Firnschichtung betrachtet werden.

Stelle einst bei niedrigerem Eisstande offen gewesen war, so dass sich die bei erneuter Schliessung daraufkommenden Schichten diskordant auflagern mussten. Eine solche Diskordanz könnte allerdings auch schon dadurch zu Stande kommen, dass die Abschmelzung in einem Sommer an der betreffenden Stelle des Firns nicht nur den Niederschlag des letzten Winters entfernt hätte, sondern auch einen kleinen oder grösseren Teil des darunter liegenden älteren Eises. Oft sah man das Blaueis auch intermittierend auftreten, gleichsam als Punktreihe anstatt als Linie (vergl. Fig. 83). Die untersten, boden-

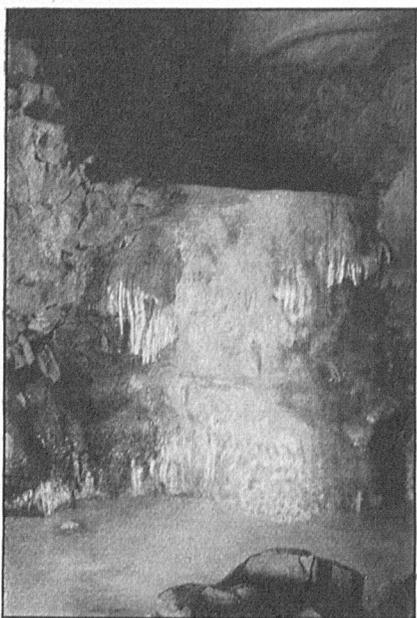


Fig. 96. Gefrorener Wasserfall in der Gnipa-Höhle. Magnesiumaufnahme. September 1907; Koch phot.

nahen Schichten folgten in sehr markanter Weise den Unebenheiten des Bodens. Die Neigung der Schichten schien durchweg diejenige des Untergrundes etwas zu übertreffen, so dass die Bänder in der Masse, wie man die Höhle von oben nach unten durchschritt, nach einander im Erdboden verschwanden.

Hat man diesen mittelsten Teil der Höhle passiert, so gelangt man noch in vollkommener Dunkelheit an die Teilung (vergl. Fig. 95). Hier laufen über den sich vereinigenden Bächen zwei unterirdische Gewölbe mit vollendeter architektonischer Schönheit zusammen, und es entsteht hier an der Vereinigungsstelle eine Halle von bedeutenden Dimensionen. Verfolgen wir zunächst den nördlichen der beiden Arme, so hat

man sofort eine starke Steigung zu überwinden, bei welcher der Bach einen etwa 2 M hohen Fall bildet. Das Getöse des Wassers machte in der geschlossenen Höhle auf die Nerven der Besucher einen sehr starken Eindruck, der durch die vollkommene Dunkelheit dieser Partie noch vermehrt wurde. Unsere Abbildung Fig. 96 zeigt den Fall in gefrorenem Zustande, ebenso wie das vorige Bild mit Hilfe von Magnesiumlicht aufgenommen. Kurz oberhalb dieses kleinen Wasserfalles sind bereits wieder Spuren von Tageslicht zu bemerken, welches vom oberen Ende der Höhle bis hierhin eindringt. Diese nun folgende oberste Partie der Höhle ist von einer ausserordentlichen Pracht, und wirkt auf den Besucher, der von unten

kommt und hier dem Tageslicht entgegensteigt, geradezu märchenhaft. Wie Fig. 86 zeigt, fließt der Bach hier am Grunde einer kleinen Felskluft, und erst oberhalb derselben schliessen sich die Eismassen in Tonnenwölbungen von packender Regelmässigkeit und Schönheit zusammen. Auch Abbildung 85 ist in diesem Teile aufgenommen, jedoch mit dem Lichte gesehen, so dass hier die prächtigen Lichtwirkungen fehlen. Diese Aufnahme wurde nach dem ersten herbstlichen Schneesturm gemacht; der Boden der Höhle war damals bis zum Wasserfall herab mit Schnee bedeckt, ein Zeichen dafür, mit welcher Gewalt der Wind die Höhle durchweht haben muss, die allerdings gerade in der Haupt-Windrichtung liegt. Schon bei gutem

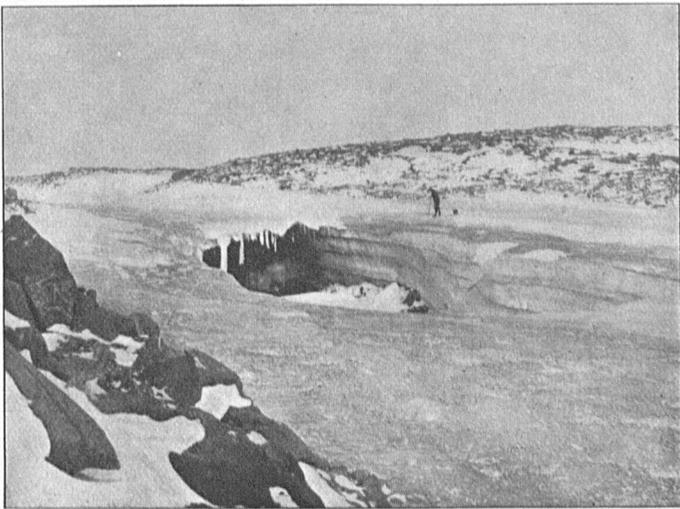


Fig. 97. Offener Kessel im nördlichen Arm der Gnipa-Höhle.  
September 1907; Wegener phot.

Wetter und mässigem Winde konnten wir im Innern der Höhle mehrmals Windgeschwindigkeiten bis zu 2 M p. Sek. mit dem Handanemometer beobachten, und es kam nicht selten vor, dass uns unsere Stearinlichter und Lampen ausgeblasen wurden. In dieser Zeit herrschte an den Höhlenwänden eine starke Verdampfung, die besonders dadurch begünstigt wurde, dass das Eis eine viel höhere Temperatur besass als die Luft. So traten einige mit Ölfarbe überzogene Stellen der Eiswand bald um mehrere Millimeter gegen ihre Umgebung hervor. Indessen dürfte diese starke Verdampfung doch auf die Zeit beschränkt sein, wo die Luft noch ungehinderten Zutritt zur Höhle hatte. Schon in der ersten Woche des November wurden sämtliche Eingänge durch einen Schneesturm vollständig verschüttet.

Das Ende dieses nördlichen Armes der Höhle wird durch einen

30—40 M langen, oben offenen Kessel gebildet (vergl. Fig. 97 und Karte), an den sich noch eine ganze Kette kleinerer ähnlicher Kessel anschliesst. In diesem Teile ist der Gletscher offenbar nicht dick genug, um die Höhle zu bergen, die letztere wächst durch den Gletscher hindurch und bildet so jene eigentümlichen Kessel, die den oben befindlichen, von der Höhle nichts ahnenden Wanderer aufs höchste überraschen. Im Winter 1907—08 wurden diese Kessel derartig mit Treibschnee ausgefüllt, dass auch nicht die geringste Spur von ihnen zurückblieb. Im vorangehenden Winter, wo die Schneemenge geringer gewesen war, blieb wenigstens noch an einigen Stellen

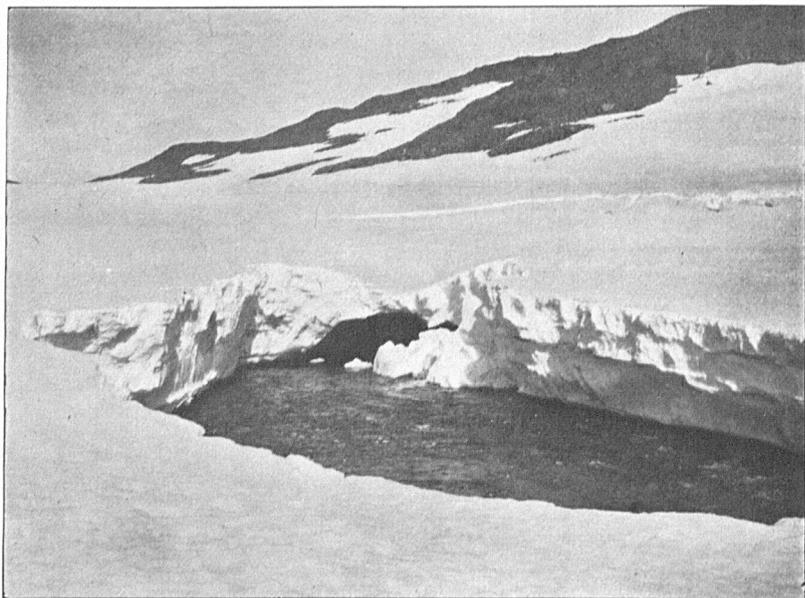


Fig. 98. Austritt des Baches aus der Gnipa-Höhle. 4. Juli 1908; Wegener phot.

ein Teil der vertikalen Seitenwände der Kessel sichtbar und bildete eine Erscheinung, die wir sahen, uns aber damals nicht deuten konnten. Im Frühjahr 1908 aber waren alle Kessel vollständig eingeebnet. Das Aussehen dieser ganzen Partie des Gletscher ändert sich offenbar bedeutend von Jahr zu Jahr. Die im Winter verschütteten Kessel werden im Sommer nicht wieder frei, vielmehr frisst sich hier der Bach erst mühsam eine neue Höhle von unten her hindurch. Im nördlichen Arm wurde im Herbst 1907 ein solcher Kessel konstatiert, der offenbar im vorangehenden Winter verschüttet worden war. Der Bach hatte in diesem einen Sommer nur vermocht, eine  $\frac{1}{2}$ —1 M hohe Höhle am Boden zu schaffen, die uns gerade noch erlaubte, in liegender Stellung hindurchzukriechen. Es dürfte eine ganze Reihe von Jahren nötig sein, um die Höhle an dieser Stelle soweit hinauf-

wachsen zu lassen, dass sie schliesslich von neuem die Decke durchbricht und auf diese Weise eine neue Auffüllung ermöglicht.

Ganz ähnliche Verhältnisse wie die hier geschilderten herrschen auch im oberen Teil des westlichen Armes der Höhle, welcher im allgemeinen durch grössere Unregelmässigkeit der Gestaltung ausgezeichnet ist. Hier trafen wir einen Kessel (beim Querschnitt *ee* der Karte), welcher offenbar im Winter 1906—07 nur unvollständig ausgefüllt worden war, so dass der Bach hier, statt den neu eingedrungenen Schnee zu unterminieren, um ihn herumfloss und einen Schneekegel in der Mitte des Kessels stehen liess. An dieser Stelle ist die Abbildung 84 aufgenommen.

Im Sommer 1908 konnte beobachtet werden, in welcher Weise der aufbrechende Bach seinen Einzug in die Höhle hielt. Er benutzte dabei zuerst die Oberfläche des Gletschers, wo er sich ein tief eingeschnittenes, stark gewundenes Bett in die Neuschneedecke hineinfloss. Dieser Zustand kann indessen nur kurze Zeit gedauert haben. Am 24. Juni hatte man noch keine Spur des Baches bemerken können. Am 26. aber hatte er bereits den Weg zur Gnipa-Höhle hinab gefunden, und nur die tief eingeschnittene Spur auf der Oberfläche zeigte, dass er zuerst hier oben geflossen war. Auf dem kleinen Gletscher oberhalb des Höhlengletschers floss er auch jetzt noch über die Oberfläche fort.

Die Wassermengen des Baches nahmen in den letzten Tagen des Juni gewaltig zu und waren, wie die Abbildung 98 zeigt, noch Anfang Juli, kurz vor der Abreise der Expedition, so mächtig, dass ein Betreten der Höhle nicht möglich war.