

# DEUTSCHE GRÖNLAND-EXPEDITION ALFRED WEGENER

AUSGEFÜHRT UNTER DER LEITUNG VON  
PROF. DR. ALFRED WEGENER† UND PROF. DR. KURT WEGENER  
1929 UND 1930/1931

---

## WISSENSCHAFTLICHE ERGEBNISSE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE DER  
NOTGEMEINSCHAFT DER DEUTSCHEN WISSENSCHAFT VON

DR. KURT WEGENER

Professor an der Universität Graz

Unter Mitwirkung des Redaktions-Ausschusses  
der Grönland-Kommission

DR. DEFANT

Professor

DR. v. DRYGALSKI

Geh. Regierungsrat,  
Professor

DR. KOHLSCHÜTTER

Wirkl. Geh. Admiralitätsrat,  
Professor

BAND VII



---

VERLAG VON F. A. BROCKHAUS / LEIPZIG 1940

WISSENSCHAFTLICHE ERGEBNISSE DER  
DEUTSCHEN GRÖNLAND-EXPEDITION  
ALFRED WEGENER 1929 UND 1930/1931

HERAUSGEgeben IM AUFRATGE DER NOTGEMEINSCHAFT  
DER DEUTSCHEN WISSENSCHAFT VON

KURT WEGENER

---

BAND VII

ZUSAMMENFASSUNG  
DER WISSENSCHAFTLICHEN  
ERGEBNISSE

von

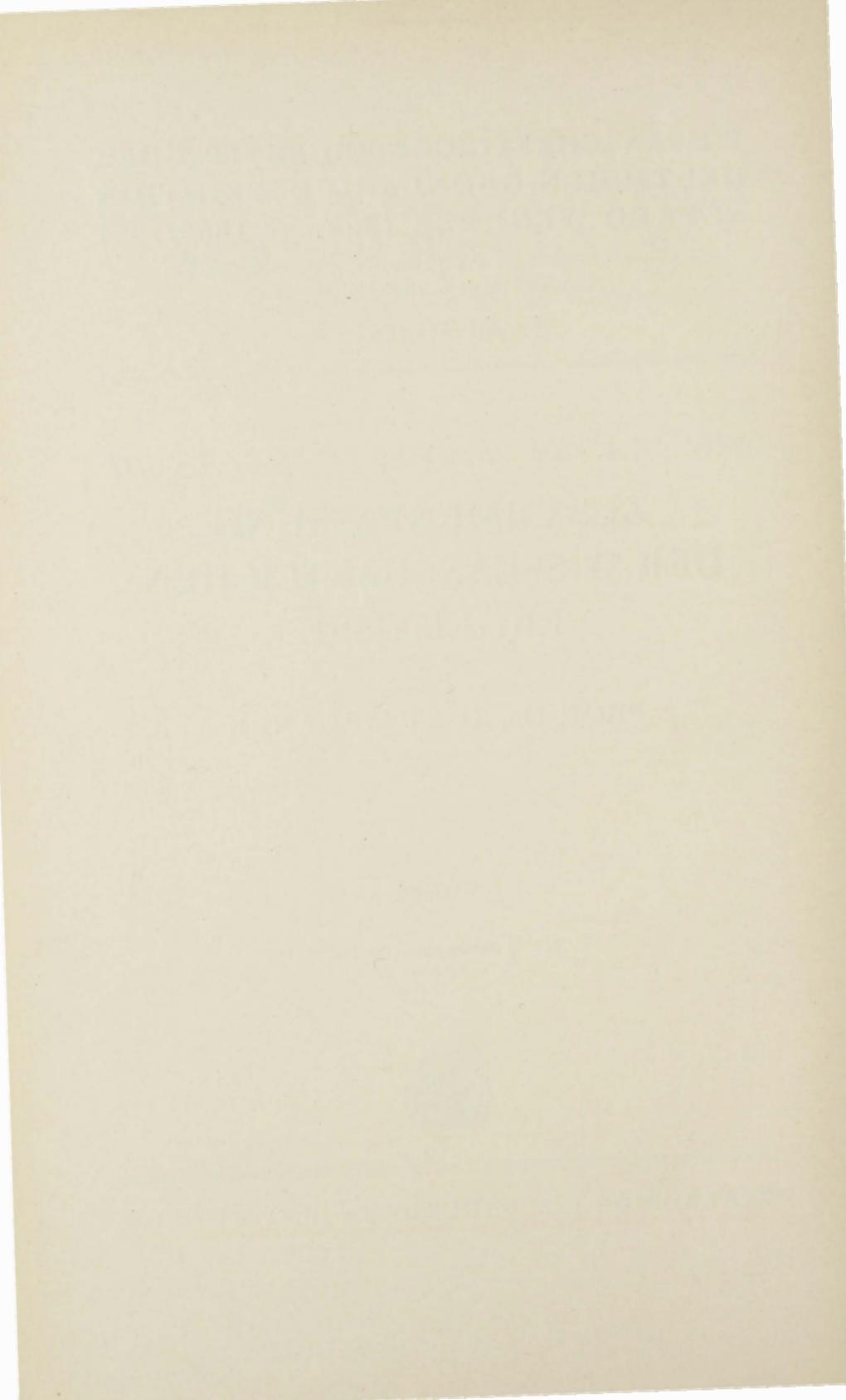
PROF. DR. KURT WEGENER

Mit 50 Abbildungen, Tabellen  
und Karten



---

VERLAG VON F. A. BROCKHAUS / LEIPZIG 1940



---

---

---

## I N H A L T.

	Seite
<b>Kurt Wegener, Zusammenfassung der wissenschaftlichen Ergebnisse.</b>	
Einleitung . . . . .	1
I. Die meteorologischen Ergebnisse . . . . .	2
A. Statistische Meteorologie . . . . .	4
1. Der Inlandeiswind . . . . .	4
2. Die Temperatur . . . . .	6
3. Der Luftdruck . . . . .	11
4. Die Strahlung . . . . .	16
5. Die Feuchte . . . . .	18
6. Die Wolken . . . . .	20
B. Ergänzungen zur Frage von Temperatur und Luftdruck . . . . .	20
C. Die „glaziale Antizyklone“ . . . . .	27
D. Das Wetter . . . . .	31
E. Die Aussichten eines Luftverkehrs über Grönland . . . . .	35
II. Das Inlandeis . . . . .	36
A. Der Zuwachs des Eises . . . . .	36
B. Das Spalten- oder Randgebiet . . . . .	40
C. Die Dichte des Firms . . . . .	41
D. Die Temperatur des Eises . . . . .	44
E. Die Eisdicke nach seismischen Beobachtungen . . . . .	50
1. Die Grundlagen . . . . .	50
2. Die Wirkung der Anisotropie auf die seismischen Wellen . . . . .	55
3. Die Aufeinanderfolge der Messungen . . . . .	57
4. Die Laufzeitkurven . . . . .	58
5. Die gemessenen Eisdicken . . . . .	64
6. Die Korrektur für Temperatur und Dichte zugleich . . . . .	70
F. Die Beobachtungen der Gletscherfronten im Bezirk Umanak . . . . .	72
Berichtigungen zu den bereits erschienenen Bänden nach Angaben der Verfasser	73

---

---



---

---

## Zusammenfassung der wissenschaftlichen Ergebnisse.

Von Kurt Wegener.

### Einleitung.

In der folgenden Zusammenfassung sollen die meteorologischen Beobachtungen an erster Stelle besprochen werden. Ihr von äußeren Umständen bedingtes Ziel war, die Rolle aufzuklären, die Grönland für das Wetter in Deutschland spielt, die „glaziale Antizyklone“ zu untersuchen und Unterlagen zu schaffen für die Beurteilung der Frage, ob der Weg von Deutschland über Island und Grönland nach Nordamerika für einen eventuellen späteren Luftverkehr günstig erscheint. Im Anschluß an die Diskussion der meteorologischen Beobachtungen sollen dann die Ergebnisse dargelegt werden, die über das grönländische Inlandeis erhalten wurden, und die wohl das Hauptproblem für meinen Bruder Alfred waren.

Die sehr speziellen anthropologischen, ethnographischen und zoologischen Ergebnisse, die von Hermann B. Peters auf der Expedition erhalten und von ihm in Gemeinschaft mit Wolfgang Abel, Heinrich Kranz, K. Th. Preuß, Kurt Heinze und M. Gundel in Band VI und zum Teil in Band I bearbeitet wurden, werden in dieser Zusammenfassung nicht besprochen; ebensowenig die Geschichte der Expedition, die mit allen überhaupt möglichen Kontrollen durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft) und den Redaktionsausschuß im 1. Bande die aktenmäßigen Unterlagen liefert für denjenigen, der sich für die Geschichte der für den Führer so verhängnisvollen Expedition interessiert. Ebenso wird in der Zusammenfassung verzichtet auf die Darstellung der technischen Erfahrungen (Motorschlitten: Diplomingenieur Schif; Transportproblem, Konstruktion des Win-

terhauses: Ingenieur Herdemerten), die die Expedition auf dem grönländischen Inlandeis gesammelt hat und die ebenfalls im 1. Band besprochen wurden. Desgleichen wird auf die Darstellung der wenigen geodätischen Ergebnisse verzichtet.

Die Zusammenfassung soll nur kurz sein. Seit der Rückkehr der Expedition sind acht Jahre vergangen, in denen nicht nur ein großer Teil der benutzten Instrumente, sondern gelegentlich sogar die Problemstellung veraltete.

## I. Die meteorologischen Ergebnisse.

Während alle früheren Expeditionen, die in das Innere Grönlands vorgedrungen sind, dieses Gebiet nur im Sommer kennengelernt und in steter Sorge um eine glückliche Rückkehr hastig durcheilten, als wenn sie sich in einem verbotenen Land befänden, sah der Plan Alfred Wegeners zwei



Abb. 1. Lage der Stationen im grönlandischen Profil auf  $71^{\circ}$  Breite.

ständige Stationen auf ein Jahr in  $71^{\circ}$  Nordbreite auf dem Inlandeis selbst, eine im Westen in rund 1000 m Höhe und die zweite etwa in der Mitte Grönlands in rund 3000 m Höhe, vor. Eine dritte Station sollte auf derselben geographischen Breite tief im Scoresbysund liegen und dieses Profil durch eine dänische Station am Ausgang des Scoresbysunds und eine weitere dänische Station im Westen in Umanak, beide im Meeressniveau, ergänzt werden.

Alfred Wegener war der Ansicht, daß dieses Programm sich auch dann schon lohnen würde, wenn es nur gelang, ein Jahr hindurch die Bodenbeobachtungen über Temperatur, Wind, Feuchtigkeit und Luftdruck auf dem Inlandeis durchzuführen. Alle weiteren Beobachtungen, über den Wind in größeren Höhen und eventuell auch Temperatur und Feuchtigkeit in größeren Höhen (Drachenaufstiege), gingen bereits über das Mindestprogramm der Expedition hinaus. Die Einzelbeobachtungen über das meteorologische Profil sind in Band IV (zwei Halbbände) niedergelegt.

Die Expedition hat nicht nur dieses Mindestprogramm durchgeführt, sondern darüber hinaus sind an den drei Stationen der Expedition eine namhafte Zahl von Höhenwindmessungen ausgeführt worden, an der Weststation 21, in Eismitte 37, an der Oststation 122; an der Weststation und in Eismitte ferner im Sommer eine freilich nur kleine Zahl (4 bzw. 17) von niedrigen

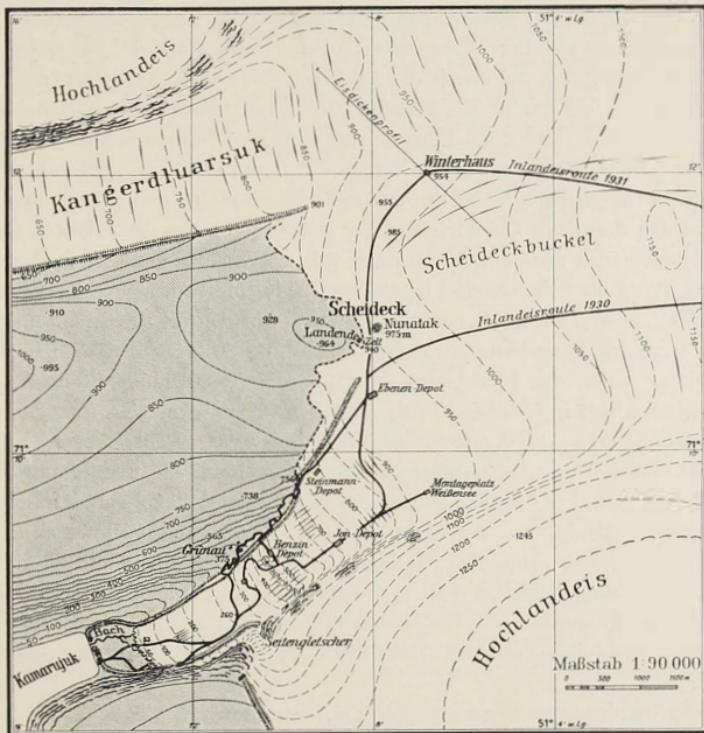


Abb. 2. Umanakbucht mit der Aufstiegsroute auf das Inlandeis nach der Vermessung von Weiken.

Drachen- bzw. Ballonaufstiegen, an der Oststation dagegen eine sehr stattliche Zahl (142) zum Teil hoher Drachenaufstiege, die wir der Erfahrung verdanken, die Kopp in Lindenberg gesammelt hatte. Die Meteorologen der drei Expeditionsstationen waren Holzapfel, Georgi und Kopp. Letzterer wurde von dem Segelflieger Ernsting unterstützt.

Dazu kam noch eine weitere meteorologische Hilfsstation in Kamarujuk, die im Sommer 1931 von Loewe besorgt wurde.

## A. Statistische Meteorologie<sup>1</sup>.

### I. Der Inlandeiswind.

Die Windbeobachtungen an den Profilstationen zeigen den schon seit langem bekannten „Schwerewind“ als den charakteristischen Wind des Inlandeises, der überall vom Inlandeis abfließt. Eine Kugel, die wir in einer Flüssigkeit auf schräger Ebene hinabrollen lassen, folgt der Schwere. Die Beschleunigung, die ihr durch die Schwere erteilt wird, hängt von dem Gewicht ab, das sie relativ zur umgebenden Flüssigkeit besitzt, und von dem Gefälle der Gleitfläche; die Endgeschwindigkeit außerdem von der Reibung. Die vom Inlandeis abgekühlte bodennahe Luft ist schwerer (dichter) als die neben ihr in gleicher Höhe in der freien Atmosphäre vorhandene, und sie gleitet aus denselben Gründen auf der schrägen Fläche des Inlandeises abwärts, aus denen unsere Kugel abwärts rollte. Wir können also unbedenklich diesen Wind als Schwerewind bezeichnen. Wir finden den gleichen Wind in Spitzbergen, und sogar als nächtlichen Wind auf den tropischen Inseln (mit einer Geschwindigkeit von etwa 2 m/sec.), wenn diese durch nächtliche Ausstrahlung gegen das Firmament erkalten. Die Geschwindigkeit dieses Abflußwindes liegt in Grönland in der Regel zwischen 4 und 8 m/sec. Auf der Expeditionsroute von Weststation bis Eismitte weht er aus Südost bis Ost-südost. Infolge der Ablenkung beschleunigung durch die Erddrehung wird der Schwerewind um ungefähr einen halben rechten Winkel von der Gefällerichtung abgelenkt. Der Schwerewind ist im Sommer und Winter an klares Wetter gebunden, röhrt also offenbar daher, daß der Firschild Grönlands sich in Strahlungsgleichgewicht mit dem kalten Firmament zu setzen sucht, also durch Ausstrahlung erkaltet und nun die ihm aufliegende Luftsicht durch Wärmeleitung abkühlt. Bei bedecktem Himmel erlischt der Schwerewind.

Ein interessantes Ergebnis über den Schwerewind wird uns durch die Eismittestation geliefert. Obgleich diese nämlich in der Mitte des grönländischen Inlandeises liegt, zeigt sie einen ausgesprochenen Charakterwind aus östlicher bis südöstlicher Richtung. Nun steigt zwar das Gelände bei Eismitte

<sup>1</sup> Loewe hat 1938 im „Handbuch der Klimatologie“, Bd. II, Teil K, Abschnitt III, das Klima des grönländischen Inlandeises hauptsächlich auf Grund der Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener eingehend besprochen. — Zur Ergänzung diente ihm außer den sommerlichen Durchquerungs-expeditionen die mit der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener gleichzeitige Expedition von Watkins, dessen „Eismitte-Station“ in 2500 m Höhe einige hundert Kilometer südlich der deutschen Station lag, und wo Courtauld als einzelner überwinterete. Die Darstellung in unserer Zusammenfassung ist nicht klimatologisch, d. h. biologisch, sondern bemüht sich, die physikalischen Gesetze zu erkennen.

noch weiter nach Osten langsam an, aber es scheint aus den Beobachtungen der Eismittestation hervorzugehen, daß superponiert über dem Schwerewind eine allgemeine schwache Ostströmung vorhanden ist, die wohl aus der Ablenkung (Erddrehung) der aus dem Polarbecken nach Süden abfließenden kalten Luftmassen herrührt.

Der Inlandeiswind oder Schwerewind bläst statistisch mit größerer Regelmäßigkeit als der Passat oder Monsun. Er wird, meteorologisch ausgedrückt, seltener als diese in Richtung und Stärke gestört. Die Mittelwerte für die Monate werden daher hier genügen.

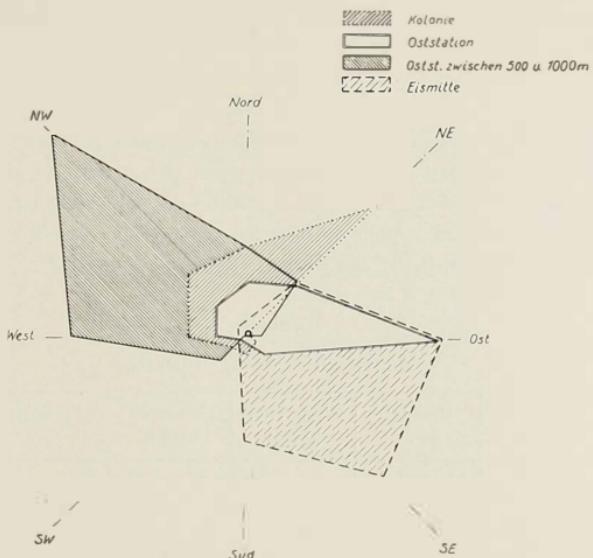


Abb. 3. Wind in Prozenten der Hauptrichtungen (N, NE, E, SE usw.) in Eismitte, Scobysund (Kolonie), Oststation (Boden) und 500—1000 m Höhe Oststation nach Kopp.

Tabelle 1.  
Monatsmittel des Windes:

	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	
Weststation	4,6 (3,6 1931)	6,4	7,8	8,8	6,2	<b>8,9</b>	6,4	5,5	5,1	+2	4,1	+1	
Eismitte ..	3,6	4,9	4,4	+1	<b>6,1</b>	+7	+0	5,7	5,3	4,2	3,9	+2	(+6) (Mittel)

An der Weststation sind, dem stärkeren Höhengefälle des Eises entsprechend, die Geschwindigkeiten etwas höher als in Eismitte. Die Verstärkung des Abflusses im Dezember in Eismitte bedingt verstärkten Abstieg der aus der Höhe nachsteigenden Luft.

Das beigelegte Bild der Windverhältnisse an der Oststation ist von Kopp entworfen; es zeigt den Schwerewind in einiger Höhe über der Oststation; an den seltenen Tagen, an denen Oststation und Scoresbysund Bodenwind haben, ist dieser Seewind. Im allgemeinen herrscht an diesen Stationen Windstille.

Die Höhenwindmessungen zeigen kein klares Bild. In Eismitte scheint (verhältnismäßig deutlich) der Nordost zu überwiegen, an der Ost- und Weststation westliche Winde (fraglich). Der Höhenwind ist fast stets Gradientwind; er scheint den Schwerewind statistisch kaum zu beeinflussen, kann aber von Fall zu Fall Geschwindigkeit und Richtung desselben ändern. Von der umfangreichen Literatur über den Schwerewind seien nur die zwei meines Wissens letzten Arbeiten zitiert<sup>1</sup>.

## 2. Die Temperatur.

Als Auszug sind in Tabelle 2 die Monatsmittelwerte der Temperatur im grönländischen Profil gegeben und daneben steht (Abb. 4) eine graphische Darstellung der Linien gleicher Monatsmittel der Temperatur für die Koordinaten Profil und Zeit. Auch sei hier die graphische Darstellung der Temperaturmittel (Abb. 5, S. 8) aus dem 2. Halbband wiederholt.

Tabelle 2.  
Monatsmittel der Temperatur.

	Umanak 25 m	Weststation 954 m	Eismitte 3030 m	Oststation +0 m	Scoresbysund 17 m
1930					
August.....	+ 7,7	- 0,4	-17,4	-	+ 3,9
September.....	+ 4,4	- 3,5	-21,6	-	+ 0,4
Oktober.....	- 2,8	-13,1	-34,7	-10,8	- 6,8
November.....	- 6,2	-17,9	-43,2	-18,7	-13,1
Dezember.....	- 8,7	-19,4	-38,5	-15,0	-10,2
1931					
Januar.....	- 7,0	-16,3	-40,5	-24,7	-17,3
Februar.....	-14,2	-24,0	-47,9	-25,8	-17,7
März.....	-18,2	-22,8	-40,3	-23,2	-18,7
April.....	-10,8	-16,0	-31,0	-12,3	- 8,0
Mai.....	- 0,4	- 4,6	-20,3	-11,4	- 5,1
Juni.....	+ 6,4	+ 0,8	-15,6	-	- 2,1
Juli.....	+10,0	+ 2,7	-11,2	-	- 5,6
Jahr.....	- 3,3	-11,2	-30,2	(-17,7)	- 8,4

<sup>1</sup> A. Defant: Der Abfluß schwerer Luftmassen auf geneigtem Boden nebst einigen Bemerkungen zu der Theorie stationärer Luftströme. Sitz. Ber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. 1933, XVIII—XX, S. 624; und K. Wegener: Der Schwerewind. Ann. d. Hydrographie u. Marit. Met. Juli 1934, S. 285.

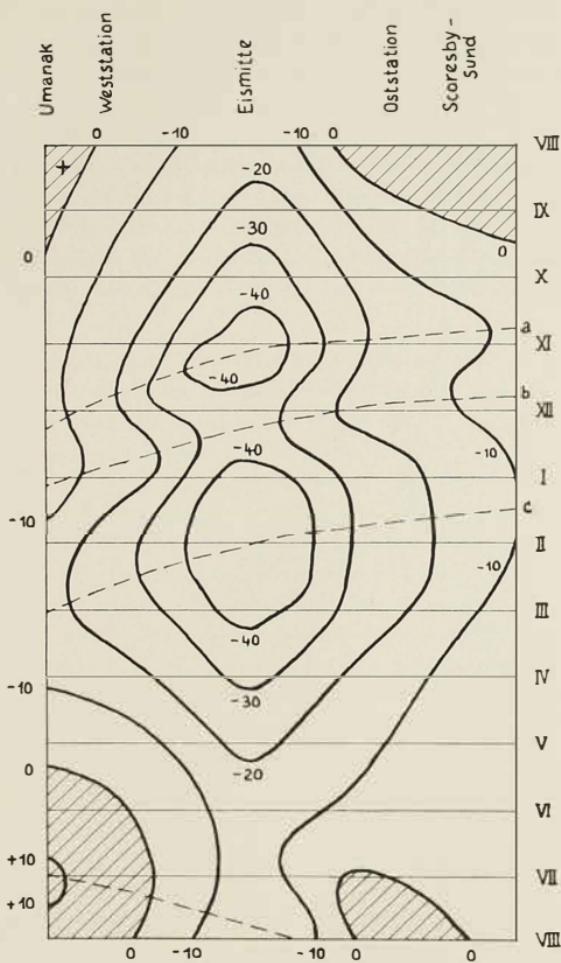
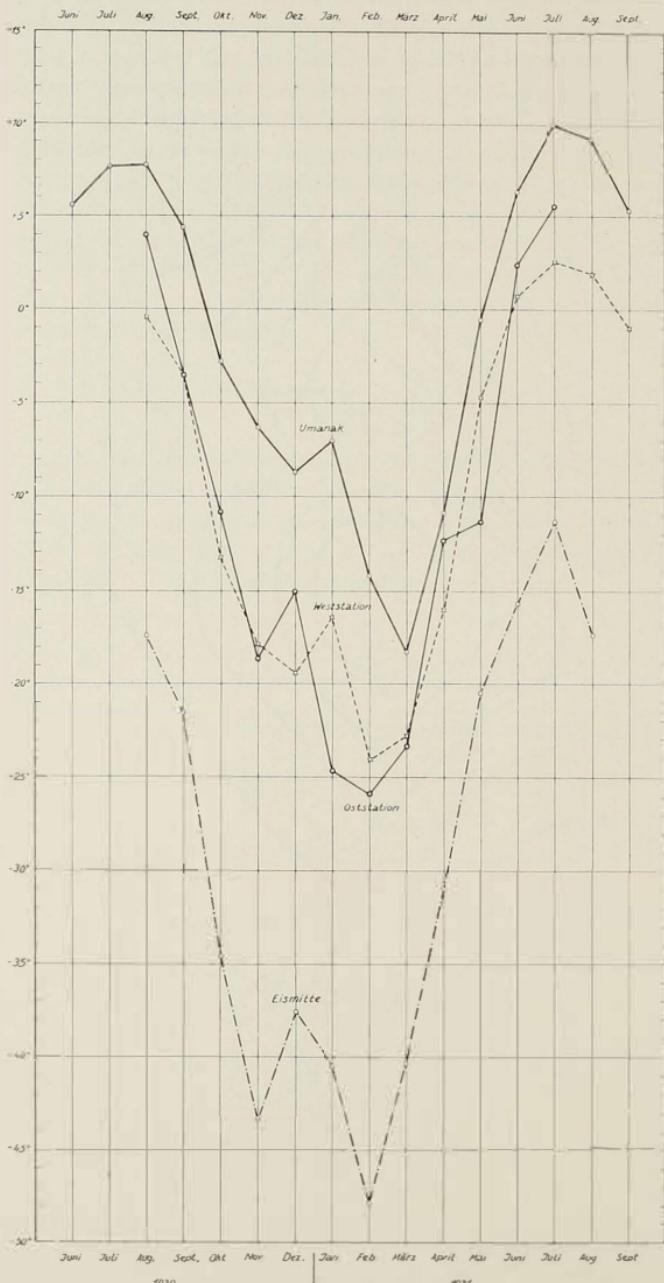


Abb. 4. Linien gleicher Temperatur für die Koordinaten:  
Profil und Zeit.

- a) Zeit des herbstlichen Minimums.
- b) Zeit des herbstlichen Maximums.
- c) Zeit des winterlichen Minimums.

Die drei Darstellungen zeigen sehr deutlich eine Erscheinung, die stark abgeschwächt auch in anderen Ländern in der Nähe der Polarregion auftritt, nämlich das Abstoppen der Abkühlung im Spätherbst, das in Eismitte und



Abt. 5. Monatsmittel der Temperatur.

an der Oststation zu einer erheblichen Wiedererwärmung im Dezember führt, worauf die winterliche Abkühlung bis zum Februar fortschreitet. Der Gang der Temperatur an der Oststation hat beinahe mehr Ähnlichkeit mit Eismitte als der Gang an der Weststation (trotz ihrer 1000 m Höhe). Dies liegt offenbar an dem mächtigen Eisstrom, der längs der Ostküste von Grönland das Polarbecken enteist, so daß das eisbedeckte Gebiet, das an der Westküste im allgemeinen unmittelbar an der Küste endet, im Osten noch einen fast 100 km breiten Meeresstreifen mitüberdeckt: Die Nähe des offenen Meeres und die windbedingte Meeresströmung im Westen bewirkt, daß die Weststation trotz ihrer  $\sim 1000$  m Höhe auf dem Inlandeis höhere Temperaturen hat als die Oststation, die im Innern des Scoresbysundes ungefähr im Meeresniveau liegt.

Der Wiederaufstieg der Temperatur im Spätherbst bringt in Eismitte und an der Oststation eine Erhöhung der Monatsmitteltemperatur um 5 bzw.  $4^{\circ}$ : an der Weststation und in Umanak einen Monat später nur um 3 bzw.  $2^{\circ}$ . Die Verspätung dieses Vorganges an der Westküste, die von der graphischen Darstellung des Profils (Abb. 4) deutlich gezeigt wird, hängt mit der Wind- (Schwerewind) und Meeresströmung zusammen, die von der Ostküste nach Süden und um das Südkap (Kap Farewell) längs der Westküste nach Norden geht; in der Weise, daß die herbstliche Abkühlung, die mit ihren Folgeerscheinungen vom Norden her nach Süden fortschreitet, mit der Strömung längs der Ostküste schneller vorwärts kommt als gegen dieselbe an der Westküste. Die sommerliche Erwärmung, die von Süden nach Norden fortschreitet, kommt dementsprechend mit der Strömung im Westen schneller vorwärts als gegen dieselbe im Osten. Auch diese Erscheinung ist in Abb. 4 an der gestrichelten Linie links unten deutlich zu erkennen.

Physikalisch betrachtet, spielt sich der Vorgang folgendermaßen ab: Der Schwerewind ist durch die Erddrehung abgelenkt und hat im Osten eine nördliche, im Westen eine südliche Komponente. Setzt also im Herbst von Norden nach Süden fortschreitend stärkere Ausstrahlung des Bodens ein, so wird diese durch die Zufuhr kalter Luft, die den Boden abzukühlen sucht, an der Ostküste gefördert, durch die Zufuhr warmer Luft an der Westküste behindert.

Beim Fortschreiten der Erwärmung von Süden her tritt der entgegengesetzte Vorgang ein.

Der gleiche Vorgang ist für das Frühjahr und für den Herbst auch bei den Ost- und Westküsten aller großen Kontinente mit relativ kleinem Polabstand bemerkbar.

Auffällig ist das starke vertikale Temperaturgefälle  $\frac{dt}{dh}$ , das sich aus den Beobachtungen Weststation (954 m Höhe) bis Eismitte (3030 m Höhe) ergibt:

Tabelle 3.

VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	Jahr
$\frac{dt}{dh} = 0,8$	0,9	1,1	1,2	1,0	1,2	1,2	0,8	0,7	0,8	0,8	0,7	$0,95^\circ / 100 \text{ m}$
Für Umanak bis Eismitte ergibt sich:												
$\frac{dt}{dh} = 0,8$	0,7	1,0	1,2	1,0	1,1	1,1	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	$0,90^\circ / 100 \text{ m}$

Ein überadiabatisches Gefälle  $\frac{dt}{dh} > 1^\circ / 100 \text{ m}$  über 3000 m Höhenunterschied müßte stärkste vertikale Bewegungen hervorrufen. Wir vergegenwärtigen uns, daß dieses überadiabatische Gefälle in absteigender Luft auftritt, die bei einem Abstieg um 3 km sich  $\frac{1}{3}$  km horizontal bewegt und auf ihrem Weg überall genähert die Temperatur der Bodenfläche anzunehmen sucht. Das beobachtete starke Gefälle spiegelt uns also roh die strahlungsbedingte Temperatur der Bodenfläche wider, eine Temperatur, die in Grönland stärker als in irgendeinem bekannten Gebiet der Erdoberfläche mit der Höhe abnimmt. Die sommerliche Abschwächung des Gefälles führt daher, daß die Firnoberfläche zwar im Innern sich im Sommer erwärmt, soweit ihre Temperatur dabei unter dem Schmelzpunkt bleibt. Am Rande dagegen bleibt die Temperatur während des Sommers praktisch ungeändert infolge der Schmelzwärme, sobald der Schmelzpunkt erreicht ist.

Begeben wir uns in solche Höhen, wo der Schmelzpunkt nicht mehr erreicht wird (62 km Randabstand; etwa 1800 m Höhe), so befinden wir uns bis Eismitte in einem Kältegebiet, in dem die Temperatur um rund  $1^\circ$  im Jahresmittel auf je 100 m Erhebung längs der Firnoberfläche abnimmt. Für jeden Ort der Route läßt sich hiernach die Mitteltemperatur des Jahres abgerundet angeben.

Die physikalische Ursache für den sehr auffälligen herbstlichen Wiederaufstieg der Temperatur ist wohl in folgendem zu suchen:

Wenn im Herbst durch verstärkte Ausstrahlung der Firnflächen sich auch der Abfluß der kalten Luft verstärkt, kann die Luft, die zum Ersatz aus der Höhe nachsteigt, nicht schnell genug abgekühlt werden und kommt zu warm an den Beobachtungsort, bis sich ein Gleichgewichtszustand eingestellt hat.

Die Temperaturrettwerte sind, je nachdem die Terminbeobachtungen oder die Registrierungen verwendet werden, zum Teil erheblich verschieden. Aber an mehreren Stationen reichen die Beobachtungen nicht nur über ein volles Jahr, sondern noch 1 bis 2 Monate weiter. Es zeigt sich, daß im gleichen Monat in den aufeinanderfolgenden Jahren 1930 und 1931 große Unterschiede in der Temperatur auftreten, so daß wir durch das eine Jahr 1930/31 nur ungefähre Werte bekommen können, wobei es offenbar gleichgültig ist, ob wir die Terminbeobachtungen oder die Registrierungen zugrunde legen.

Für einige Küstenstationen hat Holzapfel langjährige Mittel (Bd. IV/2, S. 184) abgeleitet, die hierher gesetzt seien:

Tabelle 4.

Monat	Umanak	Kamarujuk	Weststation	Danmarkshavn
I	-17,5	-16,9	-26,6	-21,9
II	-19,1	-19,2	-28,9	-27,4
III	-17,7	-17,5	-22,5	-22,4
IV	-11,5	-8,4	-16,5	-19,5
V	-2,5	-0,6	-6,5	-7,5
VI	+ 2,5	+ 5,6	-3,5	+ 1,1
VII	+ 7,1	+ 9,5	-0,2	+ 4,4
VIII	+ 6,5	+ 8,6	-0,7	+ 2,2
IX	+ 1,6	+ 2,5	-6,5	-4,0
X	-2,8	-4,1	-13,1	-14,4
XI	-8,5	-9,4	-20,0	-20,4
XII	-12,1	-15,1	-22,8	-20,9
Jahr	- 6,2	- 5,3	-15,9	-12,5

Die stärkere Kontinentalität von Kamarujuk gegenüber Umanak ist deutlich.

### Der Luftdruck.

Die gleiche Unsicherheit infolge der zufälligen Wettereinflüsse des Beobachtungsjahres herrscht bei den Luftdruckbeobachtungen.

Die Luftdruckregistrierungen zeigen aber jedenfalls, daß im ganzen Profil der Luftdruck im Winter sein Minimum erreicht. Der Luftdruck muß um so schneller mit der Höhe abnehmen, je niedriger die Temperatur der Luftsäule ist; während er in Umanak im Meeresniveau und ebenso an der Oststation während des Jahres verhältnismäßig wenig schwankt, sehen wir an der Weststation (rund 1000 m Höhe) den Luftdruck von 680 auf fast 660 mm Hg vom September bis Dezember abnehmen, und in Eismitte um über 20 mm von 522 auf fast 500 mm! Normalerweise nehmen die Schwankungen des Luftdrucks mit der Höhe ab! Hier nehmen sie zu.

Die Monatsmittel des Luftdrucks, die für das ganze Profil in Tabelle 5 wiedergegeben sind, zeigen, daß an der Oststation in allen Beobachtungsmonaten der Luftdruck merklich höher ist als in Scoresbysund, und er ist erheblich höher als in Umanak auf gleicher Breite. Würden wir an der Ostküste Grönlands in der geographischen Breite des Profils den Luftdruck aufsuchen, der dem Luftdruck in Umanak entspricht, so würden wir bis an die Eiskante 100 km seewärts gehen müssen. Im Meeresniveau nimmt jedenfalls von der Eiskante an nach innen das ganze Jahr hindurch der Luftdruck zu.

Eine Luftdruckänderung am Boden oder eine Änderung des Luftgewichtes pro Flächeneinheit am Boden kann auf zweierlei Weise zustande kommen.

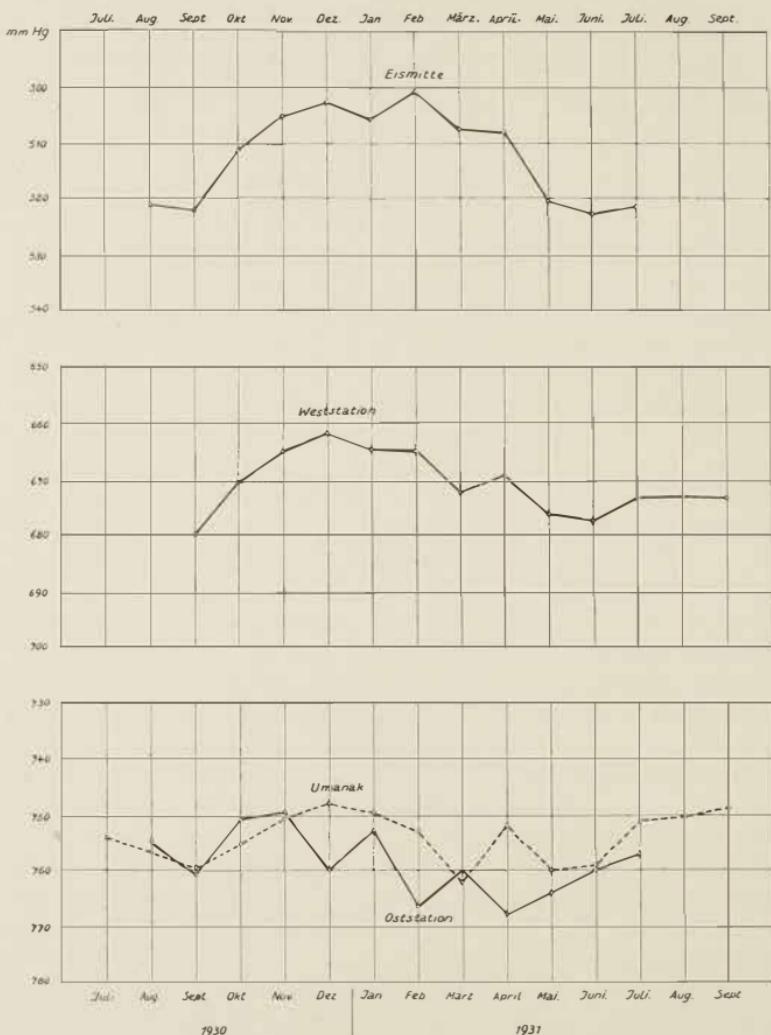


Abb. 6. Monatsmittel des Luftdrucks für Eismitte, Weststation, Oststation und Umanak.

Es kann sich zwischen Stratosphäre und Boden eine wärmere Luftmasse einschieben, die geringere Dichte besitzt, und hierdurch wird der Luftdruck am Boden abnehmen. Findet eine Einschiebung kalter (dichterer) Luftmassen

statt, so wird er steigen. Ferner aber kann durch Fliehbeschleunigung (Tiefdruck!) die Troposphäre zentrifugiert werden, die Stratosphäre sich folglich senken und so ebenfalls eine Luftdruckverminderung folgen; durch Aufstau der Troposphäre (Hochdruck!) entsprechend eine Erhöhung des Luftdruckes. Im allgemeinen sind wir nicht imstande, diese Wirkungen bei Bodenbeobachtungen zu trennen wegen der Stärke der Temperaturschwankungen in den untersten etwa 4000 m.

Tabelle 5.  
Monatsmittel des Luftdrucks.

	Umanak 25 m	Weststation 954 m	Eismitte 3030 m	Oststation 40 m	Scoresbysund 17 m
1950					
August.....	757,5	679,4	520,6	—	760,6
September.....	759,7	679,7	521,7	—	—
Oktober.....	755,4	672,5	511,1	760,1	758,1
November.....	750,5	665,8	505,4	753,9	752,4
Dezember.....	748,6	662,6	503,4	750,6	749,8
1951					
Januar.....	750,2	665,6	506,7	759,9	758,2
Februar.....	753,1	665,6	501,7	754,5	755,7
März.....	763,1	673,7	509,3	767,1	765,4
April.....	755,9	669,4	509,4	757,9	757,2
Mai.....	760,5	676,5	520,0	768,2	765,6
Juni.....	759,5	677,9	522,5	—	763,3
Juli.....	755,8	674,8	521,6	—	758,0
Jahr.....	756	672	515	(759)	(758)

Anders beim Profil, wo die Beobachtungen  $\frac{1}{3}$  der Atmosphäre umfassen (fast die halbe Masse der Troposphäre) und uns genähert über die Temperatur der Troposphäre Auskunft geben. Auch aus den Wetterflügen in Deutschland, die täglich bis 5000 m Höhe gehen, können wir einen Schluß gewinnen, ob es sich bei größeren Luftdruckänderungen am Boden um Einschieben kalter oder warmer Luftmassen oder um eine Höhenänderung der Stratosphäre handelt, weil die Temperatur von 5000 m Höhe bis zur Stratosphäre recht gleichmäßig abnimmt.

In der umstehenden Zeichnung sind für Eismitte Druck und Temperatur in Monatsmitteln eingetragen. Soll der Luftdruckfall über Eismitte im Winter aus höherer Temperatur in der Troposphäre erklärt werden, indem etwa Luftmassen höherer Temperatur sich eingeschoben hätten zwischen Eismitte und der Stratosphäre, dann müßte die Temperatur über Eismitte bis zur Stratosphäre entsprechend dem Luftdruckfall im Winter gestiegen sein.

Unter der Annahme, daß die Höhenlage der Stratosphäre bei etwa 10 km ungeändert liegt, ergibt eine leichte Rechnung mit dem Ausdehnungskoeffizienten der Gase  $1/273$ , daß die Temperatur der Troposphäre um  $\sim 8^\circ$  gestiegen sein müßte zwischen Eismitte und Stratosphäre, um den Luftdruckfall in Eismitte um 20 mm im Winter aus Temperaturänderung zu erklären; in Wirklichkeit ist in Eismitte ein Temperaturfall um  $> 30^\circ$  beobachtet. Wenn auch über Eismitte zweifellos im Winter eine Inversion liegt, die möglicherweise bis zu  $20^\circ$  betragen kann, so ist es doch nach der Zeichnung offenbar

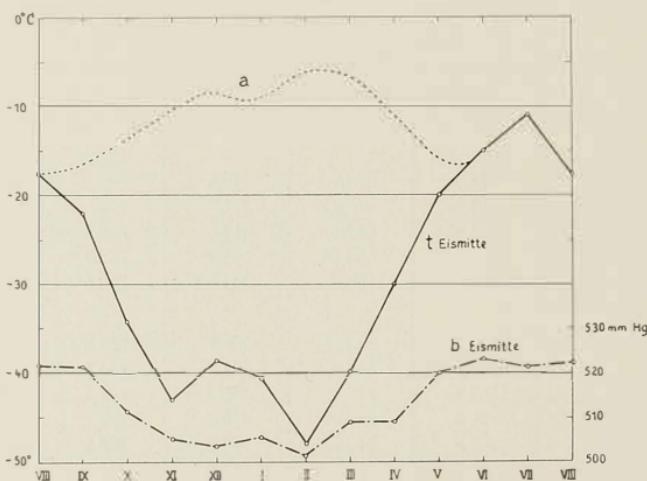


Abb. 7. Monatsmittel Eismitte, Druck  $b$  und Temperatur  $t$ ;  $a$  = Gang der Temperatur, der notwendig wäre, um die beobachtete Luftdruckänderung aus Temperaturänderung in der Troposphäre zu erklären.

ausgeschlossen, aus der Temperatur zwischen Eismitte und Stratosphäre den Luftdruckfall in Eismitte während des Winters zu erklären. Inversionen um größere Beträge als  $20^\circ$  sind zwar an anderen Orten beobachtet worden, aber immer nur, wo die Luft stagniert (im Profil etwa an der Oststation). In Eismitte, wo die kalte Luft auf schräger Ebene abfließt, sind Inversionen um  $20^\circ$  wohl der Grenzwert. Andererseits zeigen die Ballonsonde-Aufstiege von Abisko<sup>1</sup> auf  $68\frac{1}{2}^\circ$  Nordbreite, daß sich in diesen Breiten Troposphäre und Stratosphäre im Winter stark abkühlen. Eine Senkung der Stratosphäre muß also jedenfalls eingetreten sein.

Die Abweichung des Luftdrucks vom Jahresmittel (siehe Abb. 8) bestätigt dieses Bild für das ganze Profil. Wenn vom September bis November

<sup>1</sup> Meddelanden från Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt B 5 Nr. 5. Lancers de Ballons-Sondes d'Abisko de 1921 à 1929 par Bruno Rolf, Stockholm 1932.

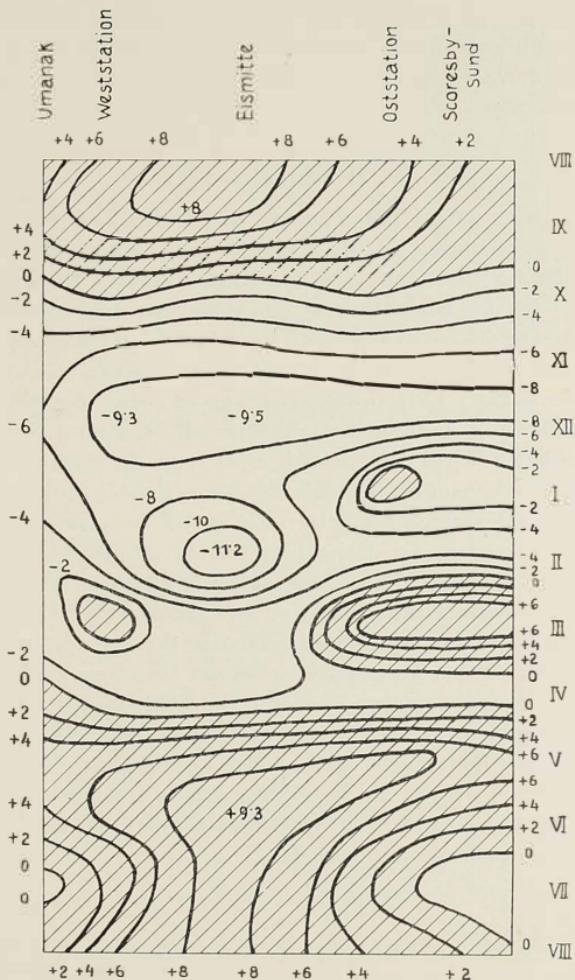


Abb. 8. Abweichung des Luftdrucks vom Jahresmittel.

Temperatur und Luftdruck im ganzen Profil zu gleicher Zeit sinken, bleibt nur die Annahme auf eine Senkung der Stratosphäre übrig. Der erneute Temperaturanstieg im Dezember dagegen (bzw. an der Westküste Januar), der mit einer weiteren Senkung des Luftdrucks verbunden ist, bestätigt die Vermutung, daß es sich hier um eine (durch genähert adiabatischen Abstieg herbeigeführte) schwache Erwärmung der Troposphäre handelt.

Die auffällige Druckerhöhung an der Ostküste im März, die nur von einer schwachen Druckerhöhung im Westen begleitet ist, ist Temperaturwirkung.

Die Luftmassen, die jetzt zwischen den Küstenstationen und 3000 m Höhe liegen, sind im ganzen sehr kalt und dicht, während am Boden bereits die Erwärmung durch die Sonne sich geltend macht und die Bodentemperaturen relativ entsprechend erhöht.

#### 4. Die Strahlung.

Strahlungsmessungen waren auf der Expedition zwar vorgesehen, aber die Strahlungsmessungen sind noch stark in Entwicklung begriffen, und die benutzten Registrierinstrumente konnten keine exakten Ergebnisse liefern. Nehmen wir an, daß angenähert die Temperatur der Schneeoberfläche durch das Strahlungsgleichgewicht mit dem Firmament (einschließlich Sonne) bedingt ist, und setzen wir voraus, daß die sehr staubfreie und wasserdampfarme (Temperatur!) Luft Grönlands genügend genau die Absorption der Sonnenstrahlung durch Rechnung bestimmen läßt, so können wir zunächst aus einer idealisierten Kurve der Minimaltemperaturen die effektive Strahlungstemperatur des Firmaments bei fehlender Sonne (Nacht) bestimmen. Störend wirkt bei diesem Versuch der Wiederanstieg der Temperatur zwischen November und Dezember, der sich in Eismitte und entsprechend später an der Weststation auch bei den Temperaturminima in derselben Weise wie bei den Mitteltemperaturen bemerkbar macht, an der Oststation aber fehlt. Wir müssen uns also die Kurve der Temperaturminima aus der Zeit vor dem November fortgesetzt denken und kommen dann bei der Oststation auf ein absolutes Temperaturminimum von etwa  $-43^{\circ}$ , an der Weststation von  $-45^{\circ}$  und in Eismitte von rund  $-70^{\circ}$ . Bei diesen Temperaturen wäre also bei Dunkelheit die Strahlung der Bodenfläche genähert gleich der Gegenstrahlung des Firmaments oder, wenn wir mit  $\sigma$  die Strahlungskonstante bezeichnen, mit  $T_1$  die absolute Temperatur der Schneeoberfläche und mit  $T_2$  die absolute effektive Strahlungstemperatur des Firmaments

$$\sigma \cdot T_1^4 = \sigma \cdot T_2^4$$

oder

$$\sigma \cdot T_1^4 - \sigma \cdot T_2^4 = 0.$$

Für jede von  $T_1$  verschiedene Boden- bzw. Lufttemperatur können wir also den Strahlungsaustausch mit dem Firmament von seiten der Bodenfläche hiernach errechnen, und ebenso werden wir aus der ungefähr bekannten Solarkonstante und der durchmessenen Luftmasse bei dem fast vollständigen Fehlen des Wasserdampfes und Staubes die Sonnenstrahlung für jede Sonnenhöhe errechnen können, mit größerer Genauigkeit vermutlich, als die Meßmethoden, die auf der Expedition verwendet wurden, dies zulassen.

Bemerkenswert ist die starke sommerliche Tagesschwankung der Lufttemperatur in Eismitte und bei 200 km, die zur Zeit der Sommersonnwende bei klarem Wetter  $10-13^{\circ}$  beträgt und einen relativen Maßstab liefert für die von der Firnoberfläche absorbierte Sonnenstrahlung.

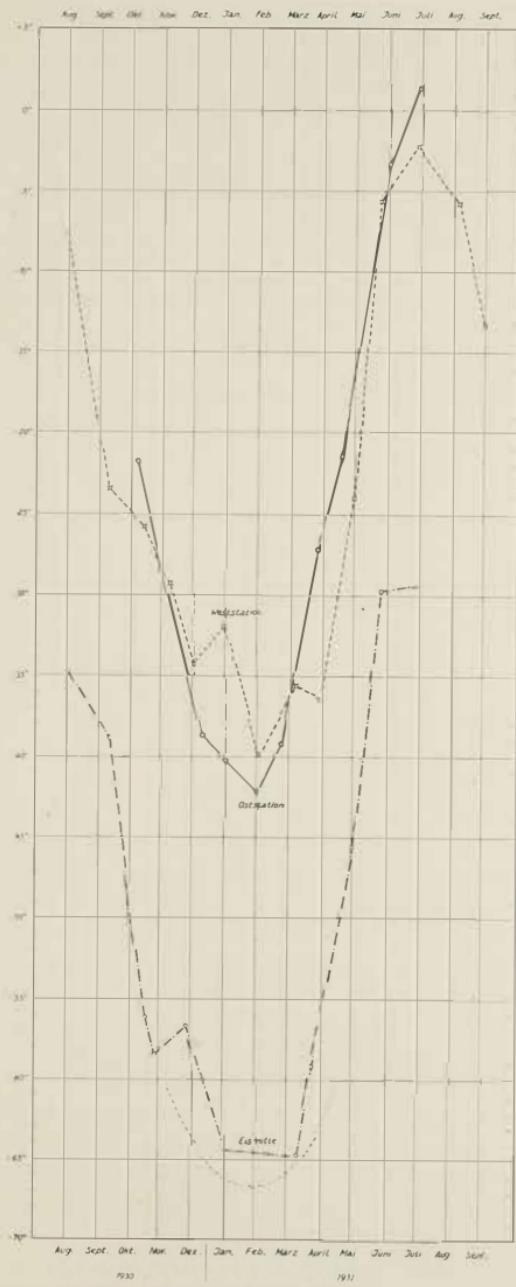


Abb. 9. Die Tiefsttemperaturen im Profil.

Es mag hier genügen, das Bild der Sonnenscheinregistrierung wiederzugeben, das Georgi in Eismitte erhielt; es zeigt, wie unregelmäßig sich von Jahr zu Jahr Sonnenschein und Wetter ändern; während im Jahre 1930 der August und September viel Sonne und gutes Wetter hatten, fing im Jahre 1931 bereits der Juli an, schlecht zu werden, und August und September wurden so schlecht, daß zu einer Zeit, zu der 1930 noch Schlittenreisen ohne Schwierigkeiten möglich waren, 1931 alle Arbeiten eingestellt werden mußten. Anfang September 1931 gelang es einer Schlittenabteilung nicht mehr, bis 38 km Randabstand zu gelangen, während in der gleichen Zeit des Vorjahres die Schlittenreisen bis Eismitte Rekordgeschwindigkeiten aufwiesen.

Sonnenschein und Strahlung von einem vereinzelten Jahr haben wesentliche Bedeutung im Klima Grönlands nur dann, wenn es sich um Entdeckung neuer physikalischer Gesetzmäßigkeiten handelt.

Tabelle 6.

## Monatssummen der Sonnenscheinstunden.

	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	
Weststation . . . .	280	236	77	5	—	—	41	152	235	359	468	446	
Eismitte . . . . .	(117)	318	242	129	11	—	—	30	199	308	400	471	305

Eingeklammert ist der Wert für 1931.

## 5. Die Feuchte.

Die Feuchtigkeit oder Feuchte wurde an allen drei Stationen mit dem Aßmannschen Aspirationspsychrometer gemessen und mit Haarhygrometer registriert. Es zeigt sich, daß in bezug auf eine Eisoberfläche die Maximaldampfspannung über dieser, selbst im Mittelwert der Monate, gelegentlich um 15% überschritten wird, so daß kleine Eiskristalle durch Sublimation in der Luft gebildet werden können. Offenbar ist die Lage hierbei die gleiche, wie wir sie bei Flugzeug- und Ballonaufstiegen in den Cirruswolken beobachteten.

Die relative Feuchtigkeit ist das Verhältnis der wirklichen Dampfspannung  $e$  zur maximal möglichen  $E$ ; dies Verhältnis wird mit 100 multipliziert, um ganze Zahlen zu erhalten, und liefert uns so in Prozenten den Sättigunggrad der Luft. Aber der Wert für  $E$  ist verschieden über einer ebenen Süßwasserfläche ( $E_w$ ), dem Salzwasser ( $E_s$ ) und über Eis ( $E_e$ ). Nach der allgemeinen Gewohnheit in der Meteorologie wurde auch in der Bearbeitung der Ergebnisse  $E_w$  zugrunde gelegt. Die Tabelle zeigt den Fehler, der für Eismitte hierdurch entsteht, wo stets Eis, aber kein Wasser vorhanden ist.

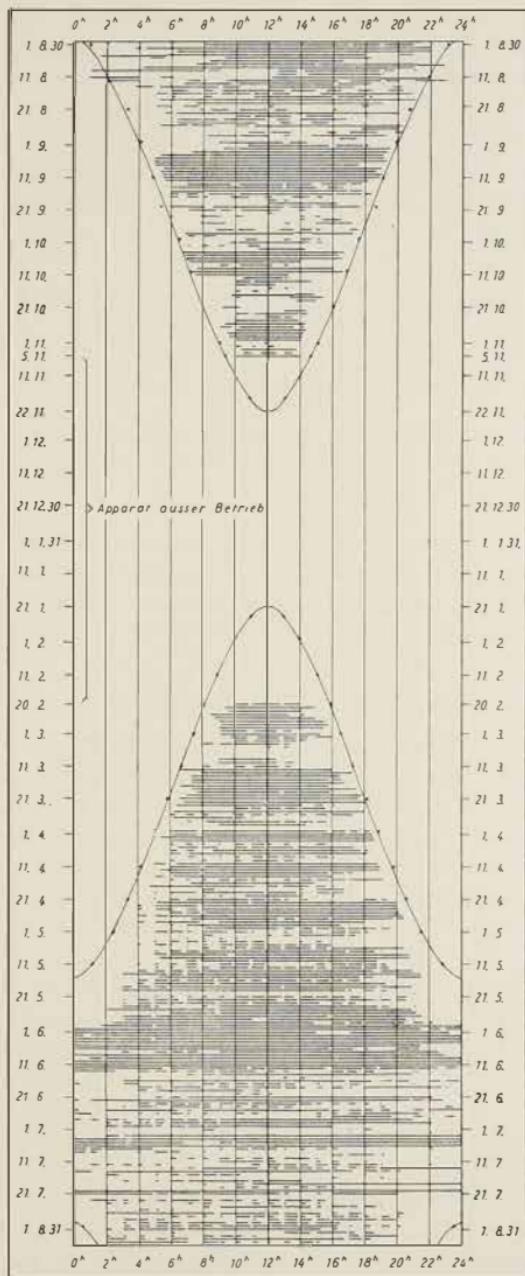


Abb. 10. Die Sonnenscheindauer (schwarz) in Eismitte nach dem Robitzsch'schen Sonnenschein-Autographen.

Tabelle 7.

	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
Umanak												
$\frac{e}{E_w} \cdot 100$	71	75	75	75	74	65	72	69	69	70	75	
1931:	66	80								65	61	
Weststation												
$\frac{e}{E_w} \cdot 100$	77	75	76	76	75	75	81	75	82	79	88	77
1931:	85	85										
Eismitte												
$\frac{e}{E_w} \cdot 100$	84	84	80	79	78	80	77	78	81	86	84	88
$\frac{e}{E_e} \cdot 100 = 100$	-1	5	10	14	10	14	15	11	7	4	-2	-2
Oststation												
$\frac{e}{E_w} \cdot 100$	-	-	81	84	79	69	67	68	70	(71)	[75]	[75]

## 6. Die Wolken.

Hier hat die Expedition keine neuen Ergebnisse liefern können. Es ist ja auch klar, daß man Wolken, die auf dem Inlandeis beobachtet werden, in der Regel auch von den Küstenstationen aus sehen kann. Charakteristisch für das Inlandeis ist das Fehlen der cu.

## B. Ergänzungen zur Frage von Temperatur und Luftdruck.

Barometrische Höhenmessungen längs der Erdoberfläche sind allgemein mit dem Fehler behaftet, daß wir die Temperatur der Luftsäule, für die wir aus dem Luftdruckunterschied zweier Stationen den Höhenunterschied bestimmen wollen, infolge des Bodeneinflusses nur roh genähert kennen. In der Polarregion speziell ist die Lufttemperatur am Boden gar nicht für die Temperatur in der Höhe charakteristisch. Kopp (Bd. IV/1) bestimmte daher aus seinen Drachenaufstiegen die barometrische Höhe von Eismitte zu 3030 m in folgender Weise: Aus den Drachenaufstiegen ergibt sich der Luftdruck in 3000 m Höhe über der Oststation. Aus den Wetterkarten und dem Wind ergibt sich das Druckgefälle in 3000 m Höhe zwischen Oststation und Eismitte, also auch der Luftdruck in 3000 m Höhe bei Eismitte. Aus diesem und dem dort wirklich beobachteten Luftdruck erhalten wir die Höhendifferenz von Eismitte gegen 3000 m. Das Verfahren ist um so genauer, je kleiner die Korrektur wegen des Luftdruckgefälles in 3000 m Höhe wird, und allgemein, je schwächer die Luftbewegung in 3000 m Höhe ist.

Die Differentialgleichung der bekannten barometrischen Höhenformel ist nur auflösbar, wenn man die Temperatur konstant setzt. Die Höhendifferenz zweier übereinander gelegener Orte wird also bestimmt aus den Luftdrucken der beiden Orte und der Mitteltemperatur. Je nach dem wirklichen Verlauf

der Temperatur mit der Höhe können bei Benutzung der barometrischen Höhenformel kleine Abweichungen gegenüber den wirklichen Höhen entstehen. Wenn wir nun die Luftdrucke von Eismitte und Umanak bzw. Oststation zu grunde legen und die von Kopp bestimmte Höhe von Eismitte, so können wir unter der Voraussetzung, daß zwischen 3000 m Höhe über Umanak bzw. Oststation und Eismitte wenigstens im Monatsmittel kein größerer Luftdruckgradient existiert, umgekehrt die Mitteltemperatur der Luftsäule über Umanak und der Oststation bis 3000 m Höhe im Monatsmittel genähert bestimmen.

Es ist nämlich, wenn wir die Wirkung des Wasserdampfes und der Schwereänderung mit der Höhe vernachlässigen,

$$\ln p = \text{konst.} - \frac{1}{H} \cdot \frac{273}{T} \cdot h,$$

wo  $p$  der Druck,  $H$  die Höhe der homogenen Atmosphäre,  $T$  die absolute (Kelvin-) Temperatur und  $h$  der Höhenunterschied ist. Für  $h=0$  wird  $p=p_0$  (Meeresoberfläche) und  $\ln p = \text{konst.}$  oder  $= \ln p_0$ ; folglich

$$\ln \left( \frac{p_0}{p} \right) = \frac{273}{H \cdot T} \cdot h,$$

und

$$T = \frac{273}{H \cdot \ln \left( \frac{p_0}{p} \right)} \cdot h.$$

$h$  ist 3000 m. Mit einer für unsere Zwecke ausreichenden Genauigkeit können wir  $T$  aus einer Adiabatentafel entnehmen.

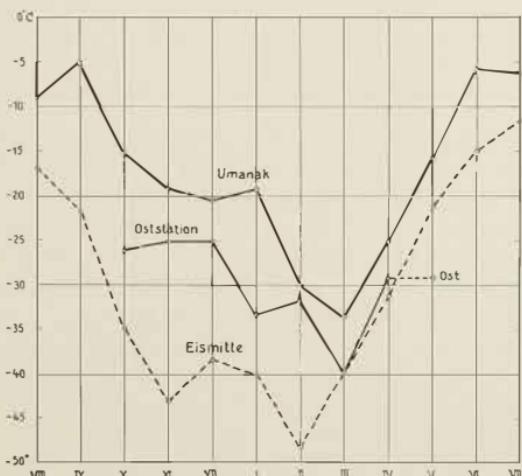


Abb. 11. Mitteltemperatur der Luftsäule über Umanak und Oststation bis 3000 m Höhe und Mitteltemperatur Eismitte in Celsius-Graden.

Die rohen Werte, die wir so bekommen, sind in der vorstehenden Zeichnung eingetragen. Sie geben also die mittlere Temperatur der Luftsäule über Umanak und Oststation bis 3000 m Höhe genähert wieder als Monatsmittel.

Zur Ergänzung ist dann die Monatsmitteltemperatur von Eismitte in die Zeichnung eingetragen worden; bei einem durchschnittlichen vertikalen Temperaturgefälle von  $\frac{1}{2}^{\circ}/100\text{ m}$  müßte diese Temperatur von Eismitte etwa  $7\frac{1}{2}^{\circ}$  niedriger sein als die mittlere Temperatur der Luftsäule über der Oststation und über Umanak. Die Zeichnung zeigt deutlich, daß in allen Beobachtungsmonaten die Luftsäule über der Oststation bis 3000 m um etwa  $5^{\circ}$  kälter ist als über Umanak. Für die Monate Oktober, November, Dezember, Januar und Februar muß ferner über der Eismittestation auch im Monatsmittel eine kräftige Inversion liegen. Im Monat Mai reichen die Beobachtungen an der Oststation nur bis zum 7. und können also nicht mehr mit dem Monatsmittel von Eismitte unmittelbar verglichen werden.

Aus der graphischen Darstellung erhalten wir folgende Liste:

Tabelle 8.

	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
Mitteltemperatur der ideellen Luftsäule in Eismitte 0—3000 m $^{\circ}\text{C}$	(-8)	(-5)	-20	-22	-22	-27	-51	-56	-27	(-15)	(-5)	-6
Ideelle Mitteltemperatur in Eismitte etwa .....	(-15)	(-12)	-27	-29	-29	-54	-58	-43	-34	(-22)	(-12)	(-15)
Beobachtete Mitteltemperatur Eismitte .....	-17	-22	-35	-43	-58	-40	-48	-40	-31	-20	-15	-11
Inversion über Eismitte im Monatsmittel .....	(+2)	(+10)	+7	+14	+9	+6	+10	-5	-5	(-2)	(+5)	(+2)

Eingeklammert sind hier die Werte, die sich aus der Luftsäule über Umanak allein für Eismitte ergeben, wo also die Werte für die Oststation fehlen. Beträchtliche Inversionen treten hiernach nur von September bis Februar in Eismitte auf. Die Minuswerte der Inversion für März, April (und Mai) bedürfen noch einer Erläuterung. Der Abfluß der kalten Lufthaut geht das ganze Jahr hindurch vor sich und ist nur möglich, wenn die Temperatur in Eismitte niedriger ist als in 3000 m Höhe am Rande.

Die Minuswerte sind offenbar dadurch entstanden, daß in diesen Monaten der Luftdruck in 3000 m Höhe über Umanak und Oststation entgegen unserer Annahme von dem in Eismitte etwas verschieden ist. Während offenbar in diesen Monaten die Mitteltemperatur der beiden Luftsäulen um einige Grade zu niedrig bestimmt wurde, ist sie in den Wintermonaten, in denen der Luftdruck in Eismitte tiefer ist als in gleicher Höhe über dem Rande, wahrscheinlich entsprechend um einige Grade zu hoch bestimmt.

Eine Erwärmung in Eismitte auf Temperaturen, die höher sind als am Rande, würde den Schwerewind abstoppen und ist unmöglich. Unsere Rechnung kann nur in großen Zügen ein zutreffendes Bild liefern.

Die ungefähren Mitteltemperaturen der Luftsäulen über Oststation und Umanak machen uns nun auch etwas unabhängiger von der Unsicherheit über die Inversion in Eismitte für die Bestimmung der Höhenlage der Stratosphäre. Die Temperaturänderung im Lauf des Jahres kann oberhalb 3000 m in der Troposphäre nicht wesentlich von der zwischen 0 und 3000 m verschiedenen sein.

Die allgemeine Beziehung der Thermodynamik zwischen der Höhe  $h$  einer von gleichen Luftsäulen umgebenen Luftsäule und der „absoluten“ Temperatur  $T$  (oder Kelvin-Grade  $K$ )

$$\frac{h_2}{h_1} = \frac{T_2}{T_1}, \quad h_2 = h_1 \cdot \frac{T_2}{T_1}$$

formen wir um:

$$h_2 = h_1 \cdot \frac{(T_1 + \Delta T)}{T_1} = h_1 \left(1 + \frac{\Delta T}{T}\right),$$

wo  $\Delta T$  die beobachtete Temperaturänderung zwischen Sommer und Winter in unseren Kurven ist [ $25^\circ$ ], und  $h_1$  die Entfernung von 3000 m bis zur Stratosphäre [etwa 7000 m]; so erhalten wir für die extrem zwischen 3000 und 10000 möglichen Mitteltemperaturen

$$\text{für } T = 250^\circ K \quad \frac{\Delta T}{T} = 0.10$$

$$\text{für } T = 200^\circ K \quad \frac{\Delta T}{T} = 0.12.$$

Die Höhenänderung  $\Delta h$  der Stratosphäre ist also

$$0.10 \cdot 7000 \text{ m} = 700 \text{ m} < \Delta h < 0.12 \cdot 7000 = 840 \text{ m}.$$

Nehmen wir aber selbst an, daß die Temperaturschwankung der Luftsäulen über Umanak und Oststation nicht  $25^\circ$ , sondern nur die Hälfte betrüge, weil wir den Luftdruck von Eismitte nicht auf 3000 m Höhe über der Küste übertragen dürften, so hätten wir immer noch  $\sim 400$  m Senkung der Stratosphäre im Winter aus der bloßen Wirkung der Lufttemperatur über Umanak und Oststation.

Wesentliche Unterschiede des Luftdrucks in Eismitte gegenüber dem Luftdruck in 3000 m Höhe am Rande kommen aber gar nicht in Frage, weil sie das System des Schwerewindes zerstören müßten.

Wenn diese Senkung der Stratosphäre als Begleiterscheinung des verstärkten Abflusses der Luft vom Inlandeis bzw. einer verstärkten Abkühlung der Luftmassen über Grönland im Winter eintritt, müssen wir auch für die Sommerzeit, in der wir den entsprechenden Abfluß beobachten, Abkühlung

der Luft über Grönland und damit eine Senkung der Stratosphäre gegenüber der Umgebung folgen, ohne allerdings für den Sommer ein Maß angeben zu können.

Alfred Wegener war aus den Beobachtungen der Durchquerungsexpedition<sup>1</sup> zu dem Ergebnis gekommen, daß man, um zu plausiblen Zahlen für die barometrische Höhe zu gelangen, die Temperaturen im Durchschnitt um  $2\frac{1}{2}^{\circ}$  höher als beobachtet anzusetzen, über dem Inlandeis also im Sommer eine Inversion um  $2\frac{1}{2}^{\circ}$  im Durchschnitt annehmen müßte. Holzapfel<sup>2</sup> berechnete aus den Luftdrücken in Umanak und Weststation und dem trigonometrisch gemessenen Höhenunterschied (Weststation—Umanak), daß man im Jahresmittel statt der beobachteten Temperaturen von Weststation und Umanak um  $3,9^{\circ}$  höhere verwenden müsse bei Anwendung der barometrischen Höhenformel, um die trigonometrisch gemessene Höhe zu erhalten. Der Wert schwankt bei ihm aber zwischen +20 und —7.

Kopp<sup>3</sup> zeigte dann, daß seine Drachenaufstiege im Innern des Scoresby-sundes an der Oststation für 3000 m Höhe Temperaturen ergaben, die um rund  $9^{\circ}$  im Durchschnitt, maximal  $30^{\circ}$ , höher waren als die gleichzeitigen Temperaturen in Eismitte, bei einer Entfernung von 500 km von Eismitte.

Wenn wir aus den Temperaturen, die an den Profilstationen beobachtet waren, das vertikale Temperaturgefälle bestimmen wollen, müssen wir die Abnahme der Temperatur in gleichen Höhen nach dem Innern des grönländischen Kontinents hin berücksichtigen. Das adiabatische Temperaturgefälle von  $1^{\circ}/100$  m kann in der Vertikalen nicht überschritten werden, ohne daß heftige Vertikalbewegungen mit Haufenwolkenbildung eintreten, die in Grönland niemals beobachtet wird. Wir müssen also schließen, daß das starke scheinbare Temperaturgefälle mit der Höhe, das sich aus den Beobachtungen längs der Oberfläche Grönlands ergibt, in Wirklichkeit ein horizontales Temperaturgefälle ist. Wenn also im Durchschnitt nach den Beobachtungen von Holzapfel die Temperatur der vom Inlandeis absteigenden Lufthaut von der Weststation (1000 m Höhe) bis Umanak eine so starke Temperaturzunahme zeigt, daß das adiabatische Temperaturgefälle  $1^{\circ}/100$  m gelegentlich scheinbar bis um  $1^{\circ}$  überschritten wird, müssen wir zu dem Ergebnis kommen, daß die Lufthaut bei ihrem Abstieg, der stets mit viel größerer horizontaler Bewegung (80 km gegen 1 km Höhe) verbunden ist, sehr schnell auf die höheren Bodentemperaturen weiter außen durchwärmte wurde. Dies ist ein ausreichender Grund, weshalb wir der Lufthaut oder dem Schwerewind keine große Bedeutung für die Wettervorgänge in der Umgebung Grönlands zuschreiben können. Der einzige Schluß, den wir aus dem physikalisch unmöglichen, schon auf der Durchquerungsexpedition Alfred Wegeners beob-

<sup>1</sup> Wiss. Ergebn. d. dän. Exp. n. Dronning-Louises-Land usw. 1930, Blaue Lunos Bogtrykkeri A/S, Kopenhagen, S. 85.

<sup>2</sup> 1. Halbband „Meteorologie“, S. 517.

<sup>3</sup> 1. Halbband „Meteorologie“, S. 176.

achteten scheinbaren starken Temperaturgefälle mit der Höhe längs der Firnoberfläche ziehen können, ist der auf ein horizontales Temperaturgefälle, das uns in allen Höhen über Grönland niedrigere Temperaturen gibt als in der Umgebung oder am Rande. Diesen Schluß hat auch Alfred Wegener gezogen. Legen wir seine Zeichnung (l. c.) zugrunde, so erhalten wir für  $\sim 500$  km, die die Durchquerungsexpedition von etwa 2000 m Höhe an bis zur größten Höhe (2900 m) zurücklegte, ein horizontales Temperaturgefälle von  $11^\circ$ . Ein ähnliches Gefälle wurde auch von den früheren Durchquerungsexpeditionen (Nansen, de Quervain) gefunden.

Hier mag eine Ergänzung eingeschaltet werden über das von allen Durchquerungsexpeditionen (Sommerreisen) und auch von unserer Expedition beobachtete schwache sommerliche Temperaturgefälle mit der Höhe im Schmelzgebiet bis etwa 2000 m Höhe von  $0.4^\circ/100$  m.

Für die Strecke von der Küste bis zu dieser Höhe ist im Sommer die Temperatur der Bodenfläche die Temperatur schmelzenden Eises, also konstant =  $0^\circ$  C. Gleitet über diese auf unserer Expeditionsroute  $\sim 80$  km lange Fläche im Sommer die dünne Lufthaut des Schwerewindes, so erwärmt sie sich statt, um (adiabatisch)  $1^\circ/100$  m um  $0.4^\circ/100$  m Abstieg. Nur oberhalb der Schmelzzone findet sich im Sommer das von den Durchquerungsexpeditionen gefundene, von Alfred Wegener (l. c.) aufgezeichnete Kältegebiet, das sich aber im Herbst bis auf das Meereis ausdehnt.

Damit aber die vom Inlandeis absteigende kalte Lufthaut durch diese Schmelzzone weiter absteigen kann, muß offenbar die Temperaturzunahme ( $0.4^\circ/100$  m), die sie durch Kompression trotz der Gegenwirkung von Temperaturleitung vom Boden her erfährt, kleiner sein als die entsprechende Temperaturänderung in der freien Atmosphäre auf 100 m Abstieg. Auf der Danmarks-Expedition<sup>1</sup> fand Alfred Wegener mit Drachen- und Ballonaufstiegen für den Sommer  $0.42^\circ/100$  m in der freien Atmosphäre, für das ganze Jahr  $0.3$  bis 2000 m Höhe. Aus den Aufstiegen Kopps und Ernstings auf der Deutschen Grönland-Expedition ergibt sich  $0.5^\circ/100$  m im Jahresmittel, wenn wir die Bodeninversion graphisch eliminieren und Aufstiegsdaten, die bis nahezu 3000 m Höhe reichen, extrapoliieren.

Die thermodynamisch notwendige Forderung, daß das vertikale Temperaturgefälle längs des Profils im Schmelzgebiet  $\leq$  sein muß dem vertikalen Temperaturgefälle in der freien Atmosphäre, wenn der Abstieg der kalten Lufthaut über das Schmelzgebiet hinweg verständlich sein soll, ist also erfüllt.

Wir stellen die Ergebnisse der Expedition über das horizontale Temperaturgefälle nach dem Innern zusammen:

Für den Winter zwischen Scoresbysund und der Oststation, wo allerdings keine vergleichbaren Sommerbeobachtungen vorliegen:

$$-5.7^\circ = \Delta t/120 \text{ km.}$$

<sup>1</sup> D. E. til Grönlands Nordostkyst 1906—08, Bd. II, Nr. 1, Kobenhavn, Blanco Lunos Bogtrykkeri 1909, S. 52.

Reduzieren wir die Jahresmitteltemperatur —  $11^{\circ}$  der Weststation mit dem Gefälle von  $0,5^{\circ}/100\text{ m}$  auf die Höhe der Eismittestation ( $3000\text{ m}$ ), so erhalten wir

$$\begin{array}{rcl} \text{reduziertes Jahresmittel der Weststation} & = & 21^{\circ} \\ \text{Jahresmittel von Eismitte} & = & 30^{\circ} \\ \hline \text{also } \Delta t/400\text{ km} = & - & 9^{\circ} \end{array}$$

bei adiabatischer Reduktion dagegen an beiden Orten die gleiche Temperatur!

Die Differenz der Jahresmittel Umanak—Kamarujuk ergibt

$$\Delta t/80\text{ km} = -0,9^{\circ}$$

Reduzieren wir das Jahresmittel von Weststation —  $11^{\circ}$  mit  $0,5^{\circ}/100\text{ m}$  auf das Meeresniveau, —  $6^{\circ}$ , so erhalten wir eine um rund  $2^{\circ}$  tiefere Temperatur als für Kamarujuk ( $-4^{\circ}$ ).

Die Temperaturänderung um  $9-11^{\circ}$  in der Horizontalen nach Abzug der allgemeinen Temperaturabnahme mit der Höhe, wie sie sich aus den Beobachtungen der Durchquerungsexpedition und den Beobachtungen längs der Route bis Eismitte ergibt, liefert nur die Temperaturen längs der Eisoberfläche. Die Werte, die die Oststation in  $3000\text{ m}$  Höhe erhalten hat, sind zwar um  $9^{\circ}$  höher als die Temperaturen in Eismitte, aber nicht die Temperaturen in  $3100$  oder  $3200\text{ m}$ , da wir bei den Beobachtungen von Eismitte die dort liegende Inversion berücksichtigen müssen.

Die sommerlichen Tagesaufstiege in Eismitte geben Inversionen um  $0-6^{\circ}$ , im Mittel  $3^{\circ}$ ; die graphische Darstellung am Schluß des 1. Halbbandes „Meteorologie“ ergibt eine Tagesschwankung der Temperatur im Sommer über Eismitte von rund  $10^{\circ}$ , so daß im Mittel die Temperatur in etwa  $100\text{ m}$  Höhe über Eismitte um die Hälfte von  $10^{\circ}=5^{\circ} +$  der mittleren Inversion  $3^{\circ}$ , insgesamt also  $8^{\circ}$ , höher angesetzt werden kann als die in Eismitte selbst gemessene Mitteltemperatur. In der freien Atmosphäre beträgt also die Temperaturdifferenz zwischen Eismitte und der Oststation nur noch  $1-2^{\circ}$ . Im Grunde genommen ist dieses Resultat selbstverständlich, denn wenn wirklich in größerer Höhe über dem grönlandischen Inlandeis die Temperatur um  $9-11^{\circ}$  niedriger wäre als am Rande in der gleichen Höhe, so müßte diese relativ sehr schwere Luftmasse mit größter Geschwindigkeit absinken. Der kontinuierliche langsame Abfluß bedingt, daß in der freien Atmosphäre über dem Innern Grönlands die Temperatur nur um einen relativ kleinen Betrag niedriger sein kann als in der gleichen Höhe über dem Rande.

### C. Die „glaziale Antizyklone“.

Der Ausdruck „glaziale Antizyklone“ stammt von W. H. Hobbs<sup>1</sup>.

Die beweglichen Hochdruckgebiete oder, mit einem Fremdwort, Antizyclonen unserer Breiten sind infolge der Entwicklung der Luftfahrt theoretisch und praktisch ausreichend bekannt. Wenn eine träge Luftmasse sich auf der Nordhalbkugel nach rechts dreht, so wirkt, wenn wir in die Zugrichtung der Luft blicken, nach rechts die sogenannte Ablenkungsbeschleunigung der Erddrehung, =  $2 c \cdot \omega \cdot \sin \varphi$ , wo  $c$  die Geschwindigkeit der Luft,  $\omega$  die Rotationsgeschwindigkeit der Erde  $\frac{2 \pi}{86164} = 0.00007292 \text{ sec}^{-1}$ , und  $\varphi$  die geographische Breite ist. Hierdurch erfolgt ein Luftaufstau im Innern dieser gesamten Luftmasse, die in der Regel bis zur Grenze der Troposphäre (10 km Höhe) reicht, bei einer horizontalen Erstreckung von 2000—3000 km. In entgegengesetzter Richtung, von unserer Blickrichtung nach links, wirkt einmal die Fliehbeschleunigung  $\frac{c^2}{r}$ , wo  $r$  den Abstand vom Drehungszentrum bezeichnet; außerdem aber  $\gamma$ , die Beschleunigung durch den horizontalen Luftdruckgradienten, der von dem Aufstau der Luftmassen im Innern des Hochdruckgebietes herrührt,  $\gamma = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r}$ , wo  $\rho$  die Dichte oder Masse pro Volumeneinheit ist, und  $p$  der Druck.

$$\gamma + \frac{c^2}{r} = 2 c \omega \sin \varphi.$$

Dieser Luftaufstau hat zur Folge, daß über dem Hochdruckgebiet die Stratosphäre um ungefähr 2 km gehoben wird. Der hohe Luftdruck am Boden entspricht der Verdickung der Troposphäre. Da nun aber in der untersten Schicht des Hochdruckgebietes die um den Kern kreisende Luft durch die Reibung verzögert wird, das Hochdruckgebiet also nicht mehr umkreist, sondern unter einem Winkel von etwa einem halben Rechten über die Linien gleichen Luftdruckes nach außen strömt, muß zum Ersatz Luft aus der Höhe nachsteigen. Infolge der adiabatischen Kompression dieser nachsteigenden Luftmasse, in der im allgemeinen ein Temperaturgefälle herrscht, das kleiner ist als das der Adiabate, finden wir im beweglichen Hochdruckgebiet Trockenheit oder Wolkenarmut und hohe Temperaturen. Das bewegliche Hochdruckgebiet ist nach allen vorliegenden Erfahrungen lediglich ein Ausdruck von Trägheitskräften von Luftmassen, die entweder in entgegengesetzter Richtung oder in gleicher mit verschiedener Geschwindigkeit strömen. Ähnliche Erscheinungen der Wetterkarten treten nun aber auch bei einem ganz anderen Vorgang auf, bei dem wir zwar das Auströmen der Luft

<sup>1</sup> W. H. Hobbs: The glacial anticyclones. New-York, The Macmillan Company 1926, ergänzt durch „Reports of the Greenland-Expeditions of the University of Michigan 1926—1931“, Ann Arbor, University of Michigan Press 1931.

und den erhöhten Druck im Innern des Gebietes am Boden feststellen können, der aber außerdem in besonders deutlichen Fällen an Schneeflächen gebunden, stationär, und in wesentlichen Punkten vom „Hochdruckgebiet“ verschieden ist. Diese Erscheinung hat Hobbs „glaziale Antizyklone“ genannt. Als Musterbeispiele der „glazialen Antizyklone“ können für alle Jahreszeiten das Südpolargebiet und Grönland gelten. Im Nordwinter aber tritt die gleiche Erscheinung auch in Asien und beschränkt auch auf den großen schneebedeckten Landflächen Nordamerikas, ganz abgeschwächt sogar auf tropischen Inseln bei Nacht auf. Grönland liegt der europäischen Kultur am nächsten, und es schien deshalb eine wesentliche Aufgabe der Expedition, diese von Hobbs so genannte „glaziale Antizyklone“ zu untersuchen.

Die statistischen Daten zeigen uns, daß wir es tatsächlich in Grönland im Meeresspiegel mit einem „Hochdruckgebiet“ zu tun haben, aus dem nach allen Seiten Luft ausströmt. Im beweglichen gewöhnlichen Hochdruckgebiet ist bis weit in die Stratosphäre hinein die Troposphäre gehoben, der Druck und die Temperatur über dem Kern des Hochdruckgebietes infolge der Trägheitskräfte höher als in der Nachbarschaft in der Troposphäre. Die physikalische Erklärung für die „glazialen Hochdruckgebiete“ wird dagegen offenbar durch die Ausstrahlung des Bodens geliefert. Die kalte und daher wasser dampfarme Luft der Polargebiete ist für lange (Wärme-) Wellen im Gegensatz zu der Luft unserer Breiten sehr strahlungsdurchlässig. Die Firndecke Grönlands tritt also durch diese Luftsichten hindurch in Strahlungsaustausch mit dem interplanetaren Raum und den hohen Schichten der Stratosphäre und kühlt sich auf das Strahlungsgleichgewicht mit den hohen Schichten der Atmosphäre und dem Firmament ab. Wenn die Firndecke infolge dieser Ausstrahlung auf  $\sim -70^\circ \text{ C}$  erkaltet, muß die effektive winterliche Strahlungstemperatur der Summe von Stratosphäre und interplanetarem Raum auf  $71^\circ$  Breite jedenfalls tiefer als  $-70^\circ \text{ C}$  sein; die über Grönland befindlichen Luftmassen müssen im Vergleich zu den neben ihnen liegenden von unten durch Strahlung empfindlich abgekühlt werden, und um so stärker, je höher ihre Temperatur über  $-70^\circ$  liegt. Die Meeresflächen, mit denen die neben Grönland liegenden Luftmassen im Strahlungsaustausch stehen, haben ja nur eine Temperatur von etwa  $0^\circ$ . Dies hat zur Folge, daß bis weit in die Stratosphäre hinein die Luftmassen über Grönland zusammensinken, nach unten ausströmen und in der Höhe von außen her neuer Zustrom erfolgt. Dieses Bild aber ist das gleiche, das vor dem Beginn der wissenschaftlichen Luftfahrt Ferrel hypothetisch für alle Hochdruckgebiete konstruiert hat. Ferrel meinte, daß am Boden ein Ausströmen der Luft im Hochdruckgebiet stattfinde, in der Höhe ein Zuströmen von außen her, und bei seiner Konstruktion finden wir über dem Hochdruckgebiet am Boden ein Tiefdruckgebiet in der Höhe.

Da der Ausdruck „Hochdruckgebiet“ bzw. „Antizyklone“ im wissenschaftlichen Sprachgebrauch heute für die beweglichen Hochdruckgebiete

festgelegt ist, scheint es zweckmäßig, diese Art eines scheinbaren Hochdruckgebietes, das nicht auf Trägheitskräften beruht, sondern ausschließlich der Strahlung kalter Bodenflächen zugeschrieben werden muß, als Ferrelsches Hochdruckgebiet oder als (stationäres) Strahlungsgebiet zu bezeichnen<sup>1</sup>, um so mehr, als die entsprechende Erscheinung, die Ferrel als Tiefdruckgebiet hypothetisch konstruiert hat, in den Ländern auftritt, in denen die Schneedecke im Sommer verschwindet, und statt der starken Temperaturerniedrigung der darüberliegenden Luftmassen nun kräftige Einstrahlung auf diese vom Boden her erfolgt, die eine Auflockerung der Luftmassen verursacht. Auf den tropischen Inseln also am Tage. Das größte derartige Ferrelsche Wechselgebiet, das bodenbedingt und folglich stationär ist, ist das asiatische. Kurz vor dem Weltkriege war von der russischen Regierung geplant, mit Drachen- und Ballonaufstiegen dieses Wechselgebiet genauer zu untersuchen, um besonders die Höhenlage der Stratosphäre über diesem Gebiet kennenzulernen. Denn wir müssen erwarten, daß über dem Ferrelschen Hochdruckgebiet die Stratosphäre niedriger liegt als normal, und über dem entsprechenden Tiefdruckgebiet höher, ganz im Gegensatz zu den Erfahrungen über die beweglichen Hochdruck- und Tiefdruckgebiete. Die Feststellung der Höhenlage der Stratosphäre mit Ballonsonden ist auf der Expedition nicht möglich gewesen; die Änderung ergibt sich aber, wie wir gesehen haben, genügend genau aus dem Vergleich von Luftdruck und Temperatur der Profilstationen.

Dieses Ferrelsche Hochdruckgebiet erscheint nur als Superposition über den Wettervorgängen. Es ist gebunden an die Ausstrahlung der Schneefläche, also an verhältnismäßig klares Wetter, ist aber in Grönland wegen der Höhe des Kontinents im Verhältnis zur Größe desselben stärker ausgeprägt als bei dem asiatischen Strahlungsgebiet, weil die in 3000 m Höhe gelegene Firnfläche mit einer niedrigeren Temperatur im Strahlungsgleichgewicht ist als die winterliche Schneefläche im Innern Asiens, wo freilich auch Minimaltemperaturen von  $-70^{\circ}$  erreicht werden können, aber nur da, wo kein oder fast kein Abfluß der erkalteten Luft möglich ist.

Der Vorgang in den Luftmassen Grönlands, der sich, wie betont werden mag, als Superposition über den Wettererscheinungen abspielt und vor allem in statistischen Daten zum Ausdruck kommt, ist demnach im Ferrelschen Hochdruckgebiet folgender: Die Firnfläche erkaltet durch Ausstrahlung tief unter die Temperatur der neben ihr liegenden Luftmassen und der Land- und Wasserflächen in der Umgebung Grönlands. Sie kühlt durch Strahlungsaustausch die über ihr liegende Atmosphäre bis weit in die Stratosphäre hinein ab, kühlt aber außerdem unverhältnismäßig viel stärker und schneller durch Wärmeleitung die ihr aufliegende dünne Luftsicht von etwa 100 m Dicke annähernd auf die Temperatur der Firnoberfläche ab. Diese sehr kalte Luft-

<sup>1</sup> Freilich hat Ferrel sich über die Thermodynamik seiner Konstruktion keine Gedanken gemacht.

haut gleitet auf dem Firnschild nach außen, um etwa einen halben rechten Winkel abgelenkt durch die Ablenkungsbeschleunigung der Erddrehung. Diese abfließende Luftmasse wird ersetzt durch nachsteigende Luft aus der Höhe, die beim Absteigen sich zwar infolge Kompression erwärmt, aber zugleich wieder durch die Ausstrahlung der Firnoberfläche abgekühlt wird, so daß wir über Grönland stets mit einer im Vergleich zur Nachbarschaft verhältnismäßig kalten Luftmasse zu rechnen haben, trotz des Abstiegs. Die Ausstrahlung der Firnoberfläche wirkt also wie eine große Kältemaschine. Die am Boden abgekühlte Luft fließt nach außen, die in der Höhe zuströmende Luft wird (durch Strahlung) abgekühlt, während sie absteigt. Ihr Abstieg ist also nicht adiabatisch im Gegensatz zum Abstieg der Luftmassen in einem beweglichen Hochdruckgebiet, der wenigstens genähert adiabatisch erfolgt.

Die Zahl der gefesselten Ballonaufstiege mit Registrierinstrumenten in Eismitte (17) ist nur klein und auf den Sommer beschränkt geblieben. Die Aufstiege zeigen uns, daß im allgemeinen die unterste durch Wärmeleitung stark abgekühlte Luftsicht (Schwerewind) bis etwa 400 m reicht. Auf diese Höhe muß man auch bei der Weststation schließen, aus dem Umstand, daß kein Drachenaufstieg über diese Windsicht zu bringen war, d.h. diese untere Schicht gleitet unter der übrigen Luft auf der schrägen Fläche des Inlandeises nach außen.

An anderer Stelle<sup>1</sup> habe ich gezeigt, wie sich aus den Beobachtungsdaten der Expedition ein Maß über den Abstieg der Luft über Grönland gewinnen läßt. Setzen wir hier, verbessert, die Mächtigkeit der vom Inlandeis abströmenden Schicht zu 400 m an, nach den Beobachtungen von Weststation und Eismitte (l. c. waren 150 m angesetzt), bei einer Abflußgeschwindigkeit von 4 m/sec, so fließen über den Meter quer zur Strömung

$$\begin{aligned} 4 \cdot 400 &= 1600 \text{ m}^3 \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \\ &= 1,6 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}. \end{aligned}$$

Die Küstenlänge Grönlands ist etwa  $4,5 \cdot 10^6$  m. Der gesamte Ausfluß beträgt also  $4,5 \cdot 1,6 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{sec}^{-1}$  oder  $7,2 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$ .

Die Fläche, auf der diese Luftmasse in jeder Sekunde abgestiegen ist, ist etwa  $1,3 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ ; auf den  $\text{m}^2$  ergibt dies eine sekundlich absteigende (und vom Inlandeis fortgeführte) Menge von

$$\frac{7,2 \cdot 10^9}{1,3 \cdot 10^{12}} [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}]$$

oder etwa

$$5,5 \cdot 10^{-3} [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}]$$

oder als Abstiegsgeschwindigkeit

$$5,5 \text{ mm/sec} \simeq 400 \text{ m/Tag}.$$

Bei adiabatischem Abstieg um 400 m würde die absteigende Luft um  $4^\circ/\text{Tag}$  erwärmt werden: da das vertikale Temperaturgefälle in den Luftmassen der

<sup>1</sup> Gerl. Beitr. z. Geophys., Bd. 48, 1936, Heft 2, S. 225—228.

Umgebung Grönlands aber nur etwa  $0,5^{\circ}/100\text{ m}$  beträgt und die Luft über Grönland nur absteigen kann, wenn sie kälter ist als die neben Grönland in gleicher Höhe liegende Luft, so kann die Luft beim Abstieg täglich nur um höchstens etwa  $2^{\circ}$  erwärmt werden, wird also täglich um  $2^{\circ}$  abgekühlt durch den Strahlungsaustausch mit der Firnfläche.

Reicht die zum Inlandeis von allen Seiten zuströmende Luftsicht von 4000—8000, so ist sie zehnmal so mächtig als der Schwerewind, ihre Geschwindigkeit also nur ein Zehntel oder rund  $0,4\text{ m/sec}$ . Man kann also nicht erwarten, daß sie in den immerhin vereinzelten Höhenwindmessungen zum Ausdruck kommt. Vermutlich strömt im übrigen die Luft überwiegend aus etwa Norden oder Nordosten zu.

#### D. Das Wetter.

Eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse, die durch die Zusammenarbeit der drei Stationen über den Ablauf der Wettererscheinungen in Grönland erhalten wurden, ist nach eingehender Diskussion (von Holzapfel und Kopp) am Schluß des 2. Halbbandes „Meteorologie“ bereits gegeben worden. Das umfangreiche Beobachtungsmaterial, das dieser Zusammenfassung zugrunde liegt, ist in den beiden Halbbänden zerstreut. Herr Defant hatte es übernommen, die drei meteorologischen Leiter der Stationen zu einer möglichst einheitlichen Bearbeitung ihrer Beobachtungen zu veranlassen. Die Verschiedenartigkeit der Lage der Stationen und der besonders hervortretenden Wettermerkmale an ihnen hat es allerdings unmöglich gemacht, zu einer vollständigen Einheitlichkeit in der Darstellung zu kommen. Der Wetterablauf in Eismitte ist in extenso im Anhang des 1. Halbbandes „Meteorologie“ graphisch und übersichtlich durch Georgi dargestellt worden. Bei den anderen beiden Stationen beschränkt sich die Darstellung auf die Wiedergabe der stündlichen und täglichen Beobachtungen. Man kann hier nicht Tag für Tag das Beobachtungsmaterial mit den Wetterkarten vergleichen, sondern muß sich darauf beschränken, darauf hinzuweisen, daß die Beobachtungen im Profil gerade wegen der verschiedenen Höhenlage, in der sie angestellt wurden, und zusätzlich ergänzt durch eine verhältnismäßig große Zahl von Höhenwindmessungen und Drachenaufstiegen, ein unübertreffliches Material für das Studium der Wettererscheinungen in Grönland bieten. Ich will nur die allgemeinen Ergebnisse ohne eingehende Beweisführung darlegen.

1. Tiefdruckgebiete und Hochdruckgebiete überspringen gelegentlich Grönland. Das Strahlungs-Hochdruckgebiet ist hierfür kein Hindernis.
2. Bei der Annäherung eines Tiefdruckgebietes, das auf das grönländische Inlandeis von Westen her vordringt, tritt zunächst hohe Bewölkung auf, dann erlischt der Schwerewind, hierauf tritt in der Regel Nebel und Schneefall ein, und wir erhalten so die normale Vorderseite eines Tiefdruckgebietes (Aufgleitfront) auch auf dem Inlandeis. In der Regel tritt mit dem Schneefall zu-

gleich Südwestwind auf, ebenfalls in Übereinstimmung mit dem allgemeinen Bild unserer Tiefdruckgebiete. Der Eindruck der Rückseite eines Tiefdruckgebietes (Polarfront) wird dagegen offenbar dadurch verfälscht, daß nun Aufklaren eintritt und dementsprechend der Schwerewind wieder einsetzt. Wind aus nordwestlicher Richtung (Rückseite) wurde auf dem Inlandeis nicht beobachtet. Man würde ihn vielleicht auf der Rückseite in größerer Höhe, oberhalb des Schwerewindes, gefunden haben. Ein bewegliches Hochdruckgebiet, das gegen das Ferrelsche Hochdruckgebiet vordringt und sich mit diesem vereinigt, ist offenbar aus den Bodenbeobachtungen der Expedition ebensowenig von diesem Ferrelschen Hochdruckgebiet zu unterscheiden wie in unseren Breiten, wo ja das winterliche Ferrelsche Hochdruckgebiet Asiens gelegentlich bei Schneedecke sich über Europa erstreckt, bewegliche Hochdruckgebiete in sich aufnimmt und uns einen Unterschied ebenfalls kaum erkennen läßt. Deutlich erkennbar wäre der Unterschied wohl nur aus der Höhenlage der Stratosphäre, die bei dem Ferrelschen Hochdruckgebiet jedenfalls niedriger sein wird als die normale Lage, während sie beim beweglichen Hochdruckgebiet erhöht ist.

3. Die Hauptwirkung Grönlands auf das Wetter Europas beruht nicht auf der verhältnismäßig dünnen, vom Inlandeis abfließenden Schicht des Schwerewindes; diese Schicht wird auf den umliegenden Meeren sicherlich schon nach verhältnismäßig kurzer Zeit infolge der Reibung an der Meeres- bzw. Erdoberfläche durchmischt und erwärmt. Die Hauptwirkung beruht offenbar auf der Abkühlung aller jener Luftmassen, die über Grönland hinwegziehen, infolge der Zustrahlung der sehr niedrigen Temperatur der Firnoberfläche. Im ganzen Nordpolargebiet finden wir so niedrige Bodentemperaturen wie im Innern Grönlands nur noch in dem winterlichen Ferrelschen Hochdruckgebiet Asiens. Aber dort ruht die Luft, der Erdboden kann ungestört immer weiter durch die Luftmassen hindurch austrahlen, während auf dem grönlandischen Inlandeis durch die Zufuhr immer neuer Luftmassen und den Abfluß der abgekühlten Luft auf dem Firschild Grönlands die bei Windstille absolut möglichen Minimaltemperaturen sicherlich noch gar nicht erreicht werden. Die starke Ausstrahlung macht sich bis zu den hohen Atmosphärenschichten bemerkbar. Die Luftmassen, die aus irgendwelcher Richtung über das grönlandische Inlandeis fließen, kühlen sich infolgedessen über dem Inlandeis ab und sinken nun infolge ihrer größeren Dichte ab.

4. Würden wir für irgendein Höhenniveau, oberhalb 3000 m, Linien gleicher Temperatur ziehen, so würden diese sonst zwar im allgemeinen parallel in Breitenkreisen verlaufen, aber über Grönland infolge der unter 3. erwähnten Verhältnisse weit nach Süden ausgebuchtet sein.

Die im Polargebiet abgekühlte Luft wird sich nach Süden unter wärmere Luftmassen zu schieben suchen, hierbei als Ostwind nach Westen abgelenkt werden und die Linien gleicher Temperatur angenähert entlang flie-

ßen. V. Bjerknes hat seinerzeit die Vorstellung entwickelt, daß diese Ostwindbewegung in Kombination mit der entsprechenden Westwindbewegung der weiter im Süden liegenden wärmeren Luftmassen zu Schwingungen und schließlich zum Austausch Nord-Süd führt: Nach dem Gesagten ist es klar, daß Grönland für einen solchen Ausbruch von Polarluft aus dem Polarbecken eine bevorzugte Rolle spielt. Ein ausreichender Beweis hierfür wird im Beobachtungsmaterial der Expedition wohl durch die Höhenwindmessungen von Eismitte geliefert, bei denen sich öfters die Luft nicht nur offenkundig senkrecht zu den Isobaren und Isothermen bewegt, sondern wo auch, wie der Vergleich mit Ost- und Weststation zeigt, ganz außerordentlich hohe Geschwindigkeiten der nach Süden bewegten Luftmassen erzielt werden, Geschwindigkeiten, an denen man zweifeln möchte, wenn man sich nicht der besonderen Lage der Eismittestation und der Erfahrung des meteorologischen Leiters der Station in Höhenwindmessungen erinnerte.

Auf diese Ausbrüche von Polarluft, Ausbrüche, die die Abkühlung der über Grönland befindlichen Luftmassen infolge der Ausstrahlung des Inlandeises zur Voraussetzung haben, ist dann wohl die Einwirkung Grönlands auf das Wetter Europas zurückzuführen.

In der kurzen Zusammenfassung am Schluß des 2. Halbbandes „Meteorologie“ sind drei Beispiele für diese Ausbrüche von Polarluft aus dem Polarbecken über Grönland gegeben worden.

Von diesen Beispielen seien die beiden letzten, 10. und 11. Juni, hierher gesetzt.

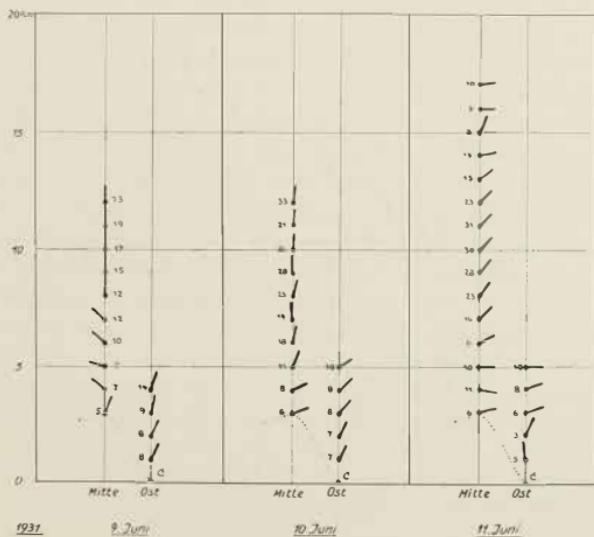


Abb. 12. Wind über Eismitte und Oststation 9., 10. und 11. Juni 1931.

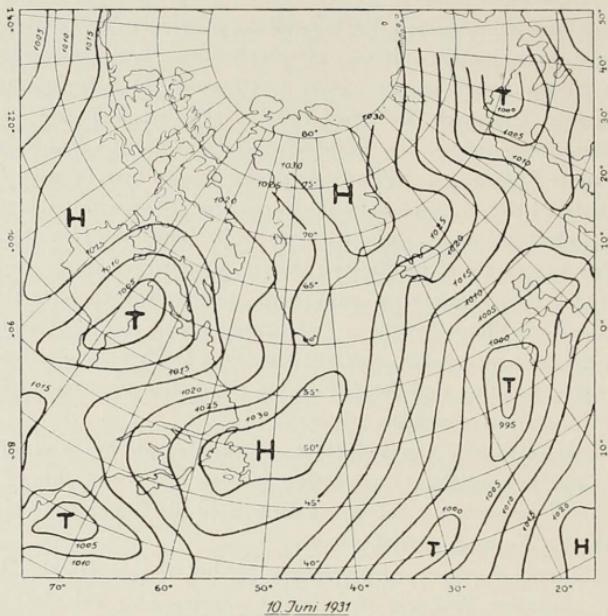


Abb. 13. Wetterlage (Isobaren) am 10. Juni 1931.

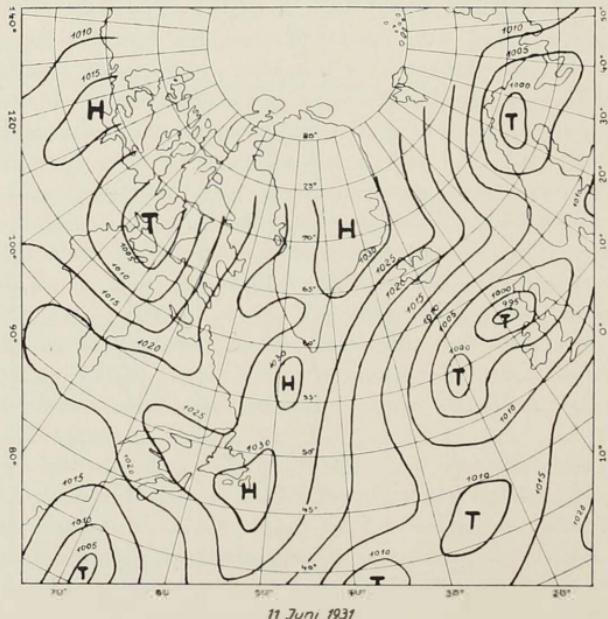


Abb. 14. Wetterlage am 11. Juni 1931.

### E. Die Aussichten eines Luftverkehrs über Grönland.

Der großen Tageslänge im Sommer Südgrönlands entspricht eine kleine Tageslänge während des Winters. Die Nebelhäufigkeit über dem Eisstrom an der Ostküste ist sehr groß. Die Zahl der Tage mit Nebel im Profil ist im folgenden angegeben:

Tabelle 9.

Zahl der Nebeltage im Profil.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Kamarujuk.....	5	3	—	2	1	—	— 2	— 1	—	—	—	—
Weststation .....	11	16	13	11	6	+	3	5 15	5	12	10	15
Eismitte .....	15	14	4	1	6	1	2	13	15	26	16	20
Oststation .....	2	3	5	1	—	—	—	—	—	5	2	5
(bzw. Scoresbysund)..						11	2 16					

Die Seltenheit des Nebels in Kamarujuk beruht darauf, daß die Luft dort fast immer vom Inlandeis absteigt (Föhn). Eismitte und Weststation liegen in der Wolkenzone. Wo in der Liste zwei Zahlen nebeneinander gegeben sind, handelt es sich um die Beobachtungen der beiden Jahre 1930 und 1931.

Ein Flugzeug, das etwa Grönland überfliegen will, findet schon in verhältnismäßig geringer Seehöhe den Grenzluftdruck, bei dem es noch flugfähig ist. Das mußte Herr v. Gronau bei seinem Flug über Grönland im Sommer 1931 erfahren. Das Flugzeug mußte weit nach Süden ausholen, um die größte Höhe zu umfliegen, und trotzdem schleifte die Antenne der Funkstation gelegentlich auf dem Firn. Das Innere der Fjorde ist zwar auffällig stark nebelfrei im Vergleich zum Außenrand Grönlands und ebenso zum eigentlichen Inlandeis. Aber hier muß das anwassernde Flugzeug damit rechnen, auf Eishocken zu stoßen, von denen es leicht beschädigt wird. Landeplätze für Landflugzeuge existieren in Grönland nur im Innern der Fjorde, in deren Hintergrund keine Eisströme kalben, zur Winterszeit. Der Flug von Europa nach Grönland führt außerdem über die Hauptsturmgebiete (Island) des Atlantik. Ein Luftverkehr über Grönland wird demnach wohl auf günstige Wetterlagen und günstige Jahreszeit beschränkt bleiben, wenn auch der Versuchsflug v. Gronaus bis New York vollständig geglückt ist.

## II. Das Inlandeis.

Wir müssen im folgenden auf Grund der Beobachtungen der Expedition untersuchen, welche Aussagen sich machen lassen über den Schneeniederschlag, den das Inlandeis jährlich erhält bzw. über sein Wachstum oder seine Abnahme, über die allgemeinen Eigenschaften des Inlandeises, über die Eisdicke, die mit seismischen Reflexionsmethoden gemessen wurde, die Temperatur und die Bewegung des Eises.

### A. Der Zuwachs.

Der Zuwachs des Eises von außen her kann erfolgen durch Schneefall, Reifbildung (Sublimation) und Regen. Regen ist oberhalb 2000 m Höhe nicht mehr beobachtet worden. Längs der Expeditionsroute waren alle 20 km Schneepiegel aufgestellt, d. h. lange Stöcke in den Schnee gesteckt, deren Höhe über der Schneedecke beim Hineinstecken gemessen worden war. In dem Maß, wie die Schneedecke wächst, verkürzt sich der herausragende Teil des Stabes. Die Höhe, um die nach diesem relativen Maß die Schneedecke sich gegenüber dem Schneepiegel erhebt, ist in Band I, S. 153, dargestellt worden. Es zeigt sich, daß im großen und ganzen die Schneedecke um rund 1 m im Jahr wächst. Nebenstehend ist das Ergebnis graphisch dargestellt in der Weise, daß das Anwachsen der Schneehöhe als Funktion der Entfernung von der Meeresküste und der Meereshöhe auf der Expeditionsroute angesehen wurde. Aufmerksam gemacht sei auf die merkwürdigen stehenden Wellen der Firnablagerung, die wohl mit dem Schwerewind zusammenhängen. Die Wellen haben eine Länge von 60 km bei einer Höhe von der Größenordnung Dezimeter.

Aber diese Schneehöhen können zweifelhaft erscheinen, wenn nicht die Wirkung des Schneefegens und der Verdunstung vorher geklärt ist.

Wenn der Wind Schneekörner von der Firnoberfläche abreißt und mit sich führt, so ist die Lage etwa die gleiche wie bei den Sanddünen, die an der Ostseeküste, in der Sahara und an vielen andern Stellen der Erde gebildet werden, dort außerordentlich langsam wandern und Jahrhunderte brauchen, um einige Kilometer zurückzulegen. Nach der allgemeinen geographischen Erfahrung muß man also erwarten, daß der Transport von Firn durch das Schneefegen sehr langsam vor sich geht.

Wir überlegen weiter, daß überall da, wo der Wind aus einer und derselben Richtung mit so überraschend gleichmäßiger Geschwindigkeit weht wie in Grönland, an jeder Stelle ebensoviel Material abgerissen als zugeführt wird in jeder Zeiteinheit, auch wenn wir als Zeiteinheit Jahrhunderte wählen. Der Transport kann also nach dieser ganz allgemeinen Überlegung nur merklich werden, wenn wir von einer Stelle ausgehen, an der praktisch kein Wind

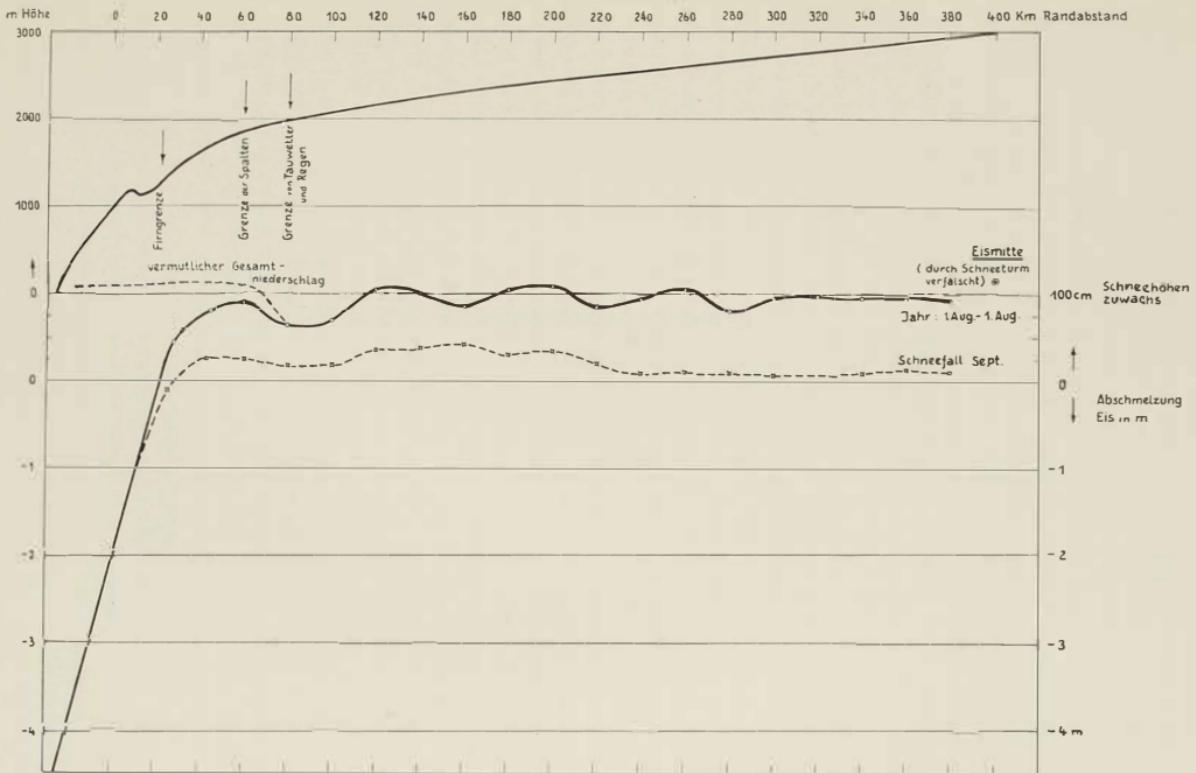


Abb. 15. Das Anwachsen der Schneehöhe im Profil.

oder nur Wind aus sehr wechselnden Richtungen weht, während an der zweiten Beobachtungsstelle beständiger Wind aus einer und derselben Richtung weht. Es gehört aber mit zu den Ergebnissen der Expedition, festgestellt zu haben, daß zwischen Eismitte und dem Randgebiet im Westen Windgeschwindigkeit und Windrichtung sich nur wenig ändern. Auf der Route der Expedition hat also durch Abreißen und Ablagerung von Firn die Schneehöhe sich nicht wesentlich geändert.

Um indessen über dieses mehr qualitative Ergebnis hinaus quantitativ zu einem Resultat zu kommen, wurden auf der Expedition die Schneeweheen nachgemessen, die sich am Zelt bilden, wo infolge der Störung der Luftströmung durch das Zelt bei verringriger Geschwindigkeit der Luft mehr Schnee abgelagert als fortgeführt wird. Auf der Zeltbreite von 2 m wurden nachzehnstündiger Nacht 3—6 m<sup>3</sup> Firnablagerung gemessen, auf der windgeschützten Seite des Zeltes war auf viele hundert Meter weit hierbei kein Schneefegen zu beobachten. Die Luft war dort frei von Firn. Rechnen wir diese Zahl um auf 1 m Querprofil, so gibt dies pro Meter Querprofil und 10 Stunden eine Ablagerung von 1,5 bis 3,0 m<sup>3</sup>. Das gleiche ergibt sich aus der Schätzung der Schneemenge, die über dem Quadratmeter Boden enthalten ist, so daß wir auf einige 100 m<sup>3</sup> Firn kommen, die im Laufe des Jahres die horizontale Strecke eines quer zum Schneefegen gestellten Meters am Inlandeisrand passieren. Diese Schneemenge können wir abgerissen denken von der gesamten Firnfläche Grönlands und kommen dann unter Berücksichtigung der gesamten Fläche von rund  $5 \cdot 10^5$  m<sup>2</sup>, die in Luv unseres quergestellten Meters liegen, auf eine Abtragung von etwa 1 mm Dicke jährlich. Würden wir aber selbst annehmen, daß die Abtragung sich auf etwa  $1/10$  der gesamten Fläche Grönlands beschränkt, so daß der Rest von diesen Schneekörnern ohne Ablagerung nur passiert wird, indem ebenso viel abgerissen als zugeführt wird, bis sie außerhalb Grönlands abgelagert werden, so würden wir auf eine Abtragung von 10 mm oder 1 cm im Laufe des ganzen Jahres in diesem vermeintlichen windschwachen Kerngebiet kommen. Das heißt aber mit anderen Worten, daß die Wirkung des Schneefegens, so eindrucksvoll sie auch für den Schlittenreisenden ist, dem während des Anstiegs dauernd das Gesicht von den Firnkörnern gepeitscht wird, für die Frage der Abtragung des Inlandeises bei einer gesamten Schneehöhe von ungefähr 100 cm vernachlässigt werden kann.

Die Frage der Verdunstung hängt eng zusammen mit der Frage der Sublimation, d. h. der Reifbildung unmittelbar aus übersättigtem Wasserdampf. Hobbs war der Ansicht, daß durch Sublimation überhaupt der Niederschlag auf den polaren Firnflächen zustande kommt. Die direkte Messung des Niederschlags an der Weststation (Band IV/2) zeigt, daß ein meßbarer Niederschlag, der nichts mehr mit Schneefegen oder Sublimation zu tun haben kann, bei aller Unsicherheit der Meßmethode jedenfalls vorhanden ist und in leidlicher Übereinstimmung steht mit den aus den Schneepiegelbeobachtungen abgeleiteten Werten.

Sublimation und Verdunstung können wegen der niedrigen Lufttemperatur keine nennenswerte Rolle spielen. Bei  $-30^{\circ}\text{C}$ , der Durchschnittstemperatur in Eismitte, kann  $1\text{ m}^3$  Luft in der Höhe des Inlandeises nur  $<0,3\text{ g/m}^3$  Wasserdampf aufnehmen oder abgeben, gegen rund  $10\text{ g/m}^3$ , die ein  $\text{m}^3$  Luft in Europa aufnehmen oder abgeben kann. Dieser letztere Betrag ist dreißigmal so groß, während der Niederschlag in Deutschland in einem Wassersäule nur rund doppelt so groß ist als in Grönland. Obgleich Sublimation (Taubildung) und Verdunstung in Deutschland relativ zum Niederschlag fünfzehnmal größer sind als in Grönland, wird in Deutschland weder der Sublimation noch der Verdunstung eine entscheidende Bedeutung neben dem Niederschlag beigelegt, wenn auch im Zuge der spezialistischen Entwicklung neuerdings wenig-

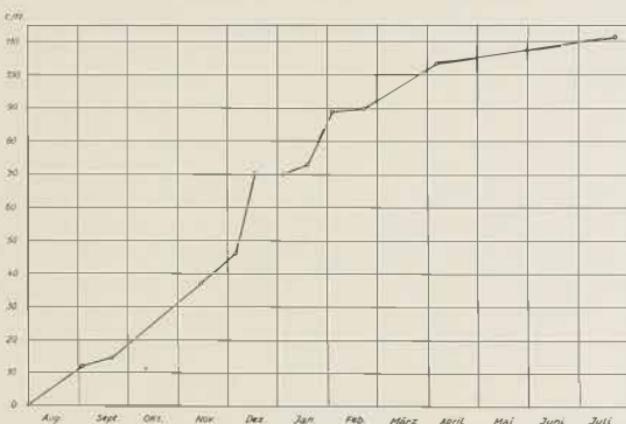


Abb. 16. Das Anwachsen der Schneedecke in Eismitte.

stens Untersuchungen über Sublimation und Verdunstung begonnen haben. Selbst wenn also einseitig Sublimation (wie es Hobbs haben wollte) oder einseitig Verdunstung auf dem grönländischen Inlandeis auftrüte, könnte dies die mit Schneepiegeln gemessene Niederschlagshöhe nicht merklich beeinflussen. Nun ist zwar in Eismitte an rund der Hälfte aller Monate die Dampfspannung um  $\geq 10\%$  größer als die Maximaldampfspannung über Eis, so daß Sublimation möglich wird. In vier Monaten tritt dagegen merklich Verdunstung ein, so daß sich Sublimation und Verdunstung im Laufe des Jahres genähert kompensieren, ihre Wirkung auf die jährliche Niederschlagsmenge ist also  $\sim 0$  und die jahreszeitliche Wirkung verschwindend klein, von der Größenordnung  $1/15$  im Vergleich zur jahreszeitlichen Wirkung von Sublimation und Verdunstung in Deutschland. Vorhanden ist die Sublimation, aber einigermaßen auffällig nur an Spaltenrändern, also außerhalb des zentralen Gebietes.

Die Schneepiegelhöhen liefern uns hiernach unter den besonderen Verhältnissen Grönlands den wirklichen Niederschlag und Zuwachs mit großer Genauigkeit.

In Eismitte waren Dauerbeobachtungen über das Anwachsen der Schneedecke möglich, während sonst die Schneepiegel nur von durchkommenden Schlittenreisenden — also nur im Sommer — abgelesen wurden. Die Dauerbeobachtungen seien hier wiedergegeben, um die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge bzw. des Wachstums der Schneedecke zu zeigen. Der Jahressumme der Eismittestation kommt dagegen geringerer Wert zu als denen der Pegel auf der Route, weil in der näheren Umgebung von Eismitte das Strömungsfeld der Luft merklich gestört war durch den Schneeturm.

Wegen der Störungen durch das Winterhaus hat Holzapfel darauf verzichtet, die Schneepiegelhöhen beim Winterhaus auszuwerten.

### B. Das Spalten- oder Randgebiet.

So viele Expeditionen auch im Laufe der Zeit das grönlandische Inlandeis beschritten oder durchquert haben, und so verschieden lang auch der Weg war, den sie über Spalten zurücklegen mußten, bis sie zum zentralen Firngebiet kamen, finden wir doch bei allen übereinstimmend, daß sie in ein und derselben Höhe, nämlich bei 1800 m Höhe über dem Meeresspiegel, das Spaltengebiet des Randes passiert hatten. Der Firschild des Innern Grönlands ist vollkommen frei von Spalten. Bewegung der Oberfläche des Inlandeises etwa je nach dem Gefälle nach Westen oder Osten müßte aber Spaltenbildung zur Folge haben. Wir schließen also, daß der gewaltige Firschild Grönlands fest liegt und daß, wenn eine Bewegung in der Tiefe des Eises vor sich geht, diese nicht zu einem Zerreißan der kalten oberen Firn- und Eisschicht führen kann, weil diese zu dick ist. Die Grenze der Spaltengebiete (1800 m) würde uns also die Grenze angeben, an der, wenn wir nach dem Innern Grönlands fortschreiten, die kalte Firn- bzw. Eisschicht für ein Zerreissen durch eine darunterlaufende wärmere Strömung zu stark bzw. die Tiefenströmung zu schwach ist.

Die Schneepiegelbeobachtungen zeigen uns, daß in 1350 m Höhe aller neu hinzukommende Schnee jährlich gerade wieder wegschmilzt, ebenso verschwindet der in dieser Höhe noch vorkommende Regen durch Abfluß. Weiter im Innern muß demnach das Inlandeis dauernd wachsen, wenn es nicht in der Tiefe nach außen abfließt. Die Voraussetzung dafür ist offenbar, daß seine Temperatur in der Tiefe jedenfalls höher ist als an der Oberfläche. Von diesem Abfluß, der nach allen Seiten stattfindet, in Form mächtiger Eisströme beobachtet wird, und bei dem das Eis horizontal bewegt wird, ist also im zentralen Gebiet oberhalb 1800 m Höhe die Oberflächenschicht nicht mit be-

troffen. Sie steigt nach unten ab und ersetzt die in der Tiefe nach außen dort wohl nur sehr langsam abfließende Eismasse. Dies ist ja auch prinzipiell das Bild, das auf Alpengletschern im Zuwachsgebiet erhalten wird<sup>1</sup>; ob bei diesem Prozeß die gesamte Eismasse Grönlands wächst oder abnimmt oder konstant bleibt, wissen wir einstweilen nicht. Wir können nur feststellen, daß Ausflüsse da sind, während die Oberfläche des eigentlichen Inlandeises stillliegt und jährlich 1 m Schneezuwachs ( $\sim \frac{1}{3}$  m Eiszuwachs) erhält.

Die Abschmelzung im Randgebiet erreicht naturgemäß das Maximum im Meeresspiegel (Kamarujuk-Bucht) und beträgt hier für den Sommer rund 1 m. Die runde Zahl sollte genügen, da für die niedrigste Beobachtungsstelle in 50 m Höhe 1930: 4,4 m, 1931: 3,4 m gefunden wurden. Die Abschmelzung ist abnorm hoch im Vergleich zu anderen Fjorden in Westgrönland, wo sie etwa  $2\frac{1}{2}$  m ausmacht (v. Drygalski), weil der Kamarujuk-Fjord, wo die Landestelle der Expedition lag und wo auch der Aufstiegsweg mit den Schneepiegeln hinaufführte, frei ist von Kalbeis. In ihm mündet kein Gletscher. Er ist umsäumt von einer Reihe von Hängegletschern und von dem Kamarujuk-gletscher, der den Aufstiegsgletscher der Expedition bildete und der das Meer mit seiner Zunge nicht mehr erreicht. Der Kamarujukgletscher ging im Laufe des Beobachtungsjahres um 1,5 m zurück. Die Abschmelzung von Gletscher-eis begann 1930 an der Gletscherzunge etwa im Mai, in 950 m Seehöhe etwa Ende Juni. Sie hört nach den Beobachtungen von 1931 im September an allen Stationen auf. Die maximale Abschmelzung beträgt an den unteren Stationen etwa 5 cm pro Tag Ende Juli.

### C. Die Dichte des Firns.

Die verhältnismäßig zahlreichen Bestimmungen der Dichte des Firns auf den Schlittenreisen in das Innere zeigen, daß grundsätzlich im Randgebiet der oberflächliche Firn im Sommer dichter ist, offenbar infolge der Schmelzvorgänge, die durch die Sonnenstrahlung hervorgerufen werden. Die Dichte am Rande beträgt rund 0,45, bezogen auf Wasser, von 300 km Randabstand hingegen rund 0,25 nach der Arbeit von Jülg. Nach Beobachtungen Georgis erhält man gelegentlich in Eismitte Firndichten von weniger als 0,2. Nach den Untersuchungen von Sorge in Eismitte sind im Übereinstimmung mit den Beobachtungen Alfred Wegeners (auf der Durchquerungsexpedition) die Firndichten des winterlichen Schnees um etwa 0,05 größer als die Dichten des Sommerschnees. In der Tiefe verringert sich der Unterschied, der wohl darauf zurückzuführen ist, daß die Schneekristalle im Winter infolge der niedrigeren Lufttemperatur kleiner sind und sich dichter lagern können. Die Unter-

<sup>1</sup> Der Vorgang wurde im Randgebiet des Gr. Karajak direkt beobachtet und gemessen durch Herrn v. Drygalski nach einer brieflichen Mitteilung desselben.

suchung in einem 15 m tiefen Schacht in Eismitte zeigt über die Änderung der Dichte mit der Tiefe nach Sorge das untenstehende Bild.

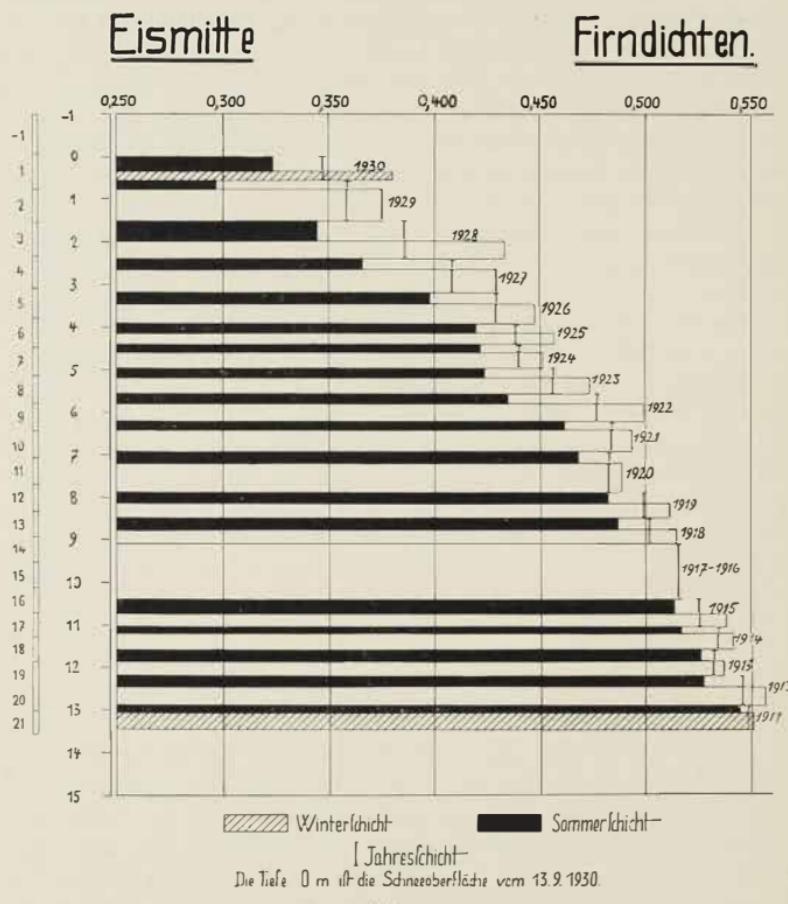


Abbildung 17

Den mittleren Verlauf der Firndichte mit der Tiefe hat Sorge in der nebenstehenden Kurve für Eismitte dargestellt. Die Kurve zeigt eine Unstetigkeit bei ca. 7 m Tiefe.

Der Plan der Expedition sah vor, daß Schächte gegraben werden sollten, um umgekehrte Bohrtürme zu gewinnen und mit dem zahlreich mitgeführten Bohrgerät von Martienßen (Kiel) die Temperatur des Eises in größerer Tiefe zu messen. Dieser Plan schlug für Eismitte fehl, weil das Bohrgerät unterwegs liegenblieb. Der Schacht wurde mühevoll bis 16 m Tiefe geführt. An

der Weststation wurde ebenfalls ein Schacht gegraben bzw. gehackt. Der Schacht erreichte 20 m Tiefe im Gletschereis; wurde in sehr mühevoller

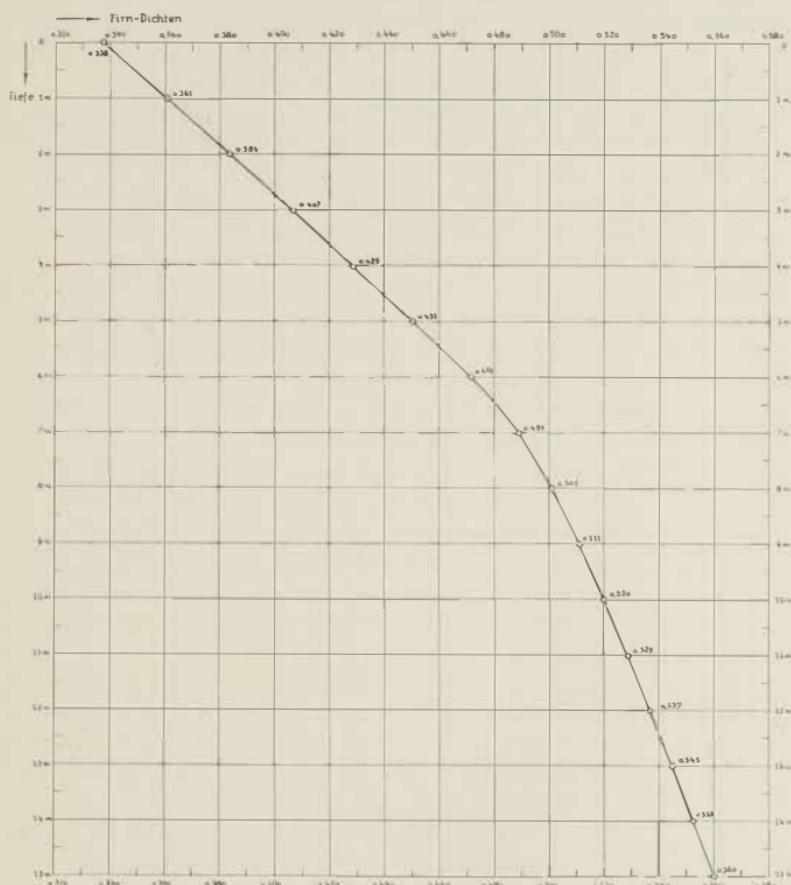


Abb. 18. Firndichte-Kurve.

Arbeit hergestellt, aber dann ohne Bohrung stehengelassen, bis er im Frühsommer 1931 voll Wasser lief, womit die Möglichkeit zu weiteren, insbesondere tieferen Messungen entfiel.

In Eismitte handelt es sich bis zur Tiefe des Schachtes offenbar um Firn (maximale Dichte 0,56 nach der graphischen Darstellung Sorges). Die Zunahme der Dichte des Firns röhrt in den oberen Schichten daher, daß die mit dem Schnee miteingeschlossene Luft allmählich entweicht. Bei größerer Verfestigung des Firns in der Tiefe von 7 m an kann sie nicht mehr entweichen

und wird dann zusammengedrückt unter der Schneelast der nächsten Jahre. An der Weststation dagegen handelt es sich in dem ganzen Schacht um reines Gletschereis. Man kann die Tiefe, in der in Eismitte etwa die Dichte des Gletschereises erreicht wird, nach der Dichte-Kurve auf etwa 90 m extrapolieren.

#### D. Die Temperatur des Eises.

Die Oberflächentemperatur kann natürlich nicht wesentlich von der der Luft verschieden sein, von der die Oberfläche dauernd umspült ist. Diese Lufttemperatur macht sich auch in die obersten Schichten des Firns hinein bemerkbar, in denen die Luft schwach, aber merklich zirkuliert, wie in Eismitte festgestellt wurde. Bei dem Anwachsen der Schneedecke sacken gelegentlich ausgedehnte Flächen im ganzen plötzlich im sogenannten „Firnstoß“, dem Hundeschreck des Inlandeises, zusammen, wobei die unter der Firndecke befindliche Luft offenbar mit verhältnismäßig großer Geschwindigkeit entweicht. Die jährliche Temperaturschwankung im Firn bzw. Eis, die bis 10 m Tiefe gut erkennbar sein sollte, ist an der Weststation durch die Wirkung der Spalten kaum noch zu erkennen, zumal durch den Schachtbau selber ja Störungen hineinkamen. Der Schachtbau dauerte so lange, daß die Beobachtungen in der Tiefe nur verhältnismäßig kurze Zeit umfassen.

Die Temperatur, die Jülg nach Durchstoßen der von Strahlung und Wärmeleitung bedingten obersten Meter Schnee- und Eisschicht an der Weststation in 95/4 m Höhe fand, ist rund  $-6^{\circ}$ , während das Jahresmittel der Lufttemperatur dort rund  $-11^{\circ}$  beträgt. Der Unterschied von  $5^{\circ}$  beruht offenbar darauf, daß die sommerlichen Schmelzwasser (wie in den Alpen) unter Benutzung der Spalten tief in das Eis eindringen, was für die Winterkälte nicht möglich ist infolge der Schneedecke, die im Herbst das Eis nach außen absperrt.

In Eismitte in 3030 m Höhe maß Sorge als Temperatur in etwa 15 m Tiefe, wo die Jahresschwankung fast verschwindet,  $-28 \frac{1}{2}^{\circ}$  C gegenüber einer Jahresmitteltemperatur der Luft von  $\sim -30^{\circ}$ . Der Unterschied beruht wohl auch hier darauf, daß die herbstliche Schneedecke das Eindringen der eigentlichen Winterkälte behindert, indem im Frühjahr die zugefügte kalte Firndecke rasch durchwärmst wird. Die Sonnenstrahlung dringt ja 1 m tief in den Schnee.

Für Eismitte hat Sorge in mühevoller Arbeit (Band III) die tägliche und jährliche Periode der Temperatur zu eliminieren gesucht unter Anwendung der harmonischen Analyse. Sein Resultat ist, daß die berichtigte Jahres-

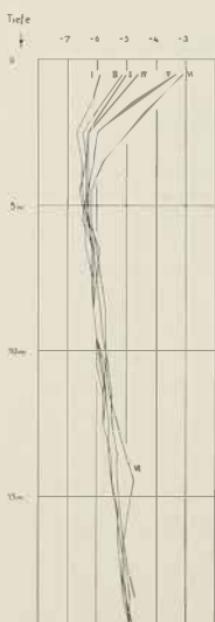


Abb. 19. Die Temperatur im Eisschacht Weststation.

mitteltemperatur zwischen 6 und 15 m Tiefe mit der Tiefe um einen kleinen Betrag abnimmt, was physikalisch unmöglich ist. Seine Monatsmittelwerte seien ebenso wie die der Weststation hier mitgeteilt. Ob die Störung der Temperatur im Schacht durch das Arbeiten im Schacht oder durch die Wohnhöhle herbeigeführt wurde, muß dahingestellt bleiben.

Die Rechnungen Sorges bestätigen, was schon Alfred Wegeners Beobachtungen in Borg bei Kap Bismarck vermuten ließen, daß es unter der wach-

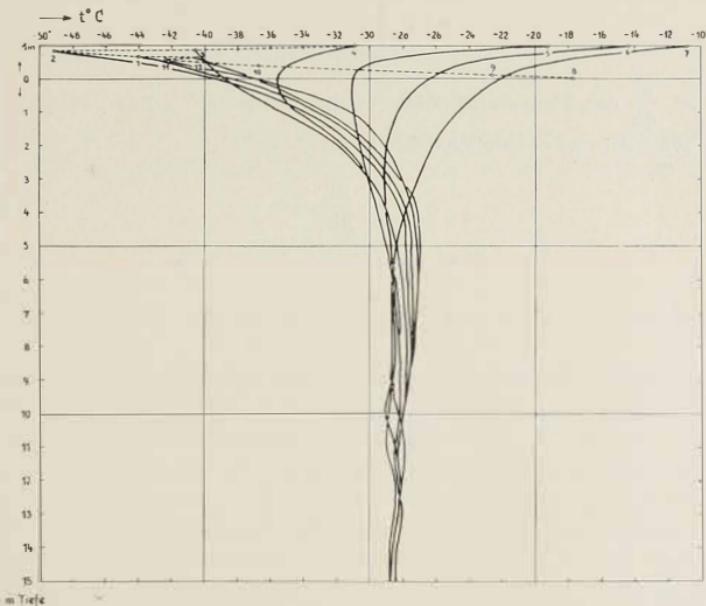


Abb. 20. Die Firntemperatur in Eismitte bis 15 m Tiefe (Monatsmittel).  
1 = Januar, 2 = Februar.

senden Firndecke nicht zweckmäßig ist, auf die Temperatur im Eis die harmonische Analyse anzuwenden, die ja auch die Jahresschwankung der Temperatur im trockenen Fels nur ganz roh wiedergeben kann. Die (kurzwellige) Sonnenstrahlung beschränkt sich beim Schnee nicht auf die Oberfläche, sondern dringt tief in den Schnee ein. Die nächtliche Ausstrahlung (langwellig) geht nur von der Oberfläche aus und bewirkt bei Schnee und Fels ein zuerst schnelles, dann immer langsameres Absinken auf die effektive Strahlungstemperatur des „Himmels“, so daß hier ebenfalls von einer Sinusschwingung der Temperatur/Zeit nicht die Rede sein kann; dazu kommt die Neuaflageung von Schnee! Die einzige Möglichkeit, die Jahresschwankung auszuschalten, besteht auf Firn und Eis darin, tief genug zu bohren.

Über die Temperatur am Boden des Inlandeises<sup>1</sup> erhalten wir in folgender Weise Aufschluß. Die Erdoberfläche wird infolge der Wärme des Erdinners von einem auf größeren Flächen recht konstanten Wärmestrom  $q$  passiert

$$q = 17 \cdot 10^{-7} [\text{g-cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}] = 53 [\text{g-cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{Jahr}^{-1}].$$

Ist  $\lambda$  die Wärmeleitfähigkeit des Eises

$$\lambda = 57 \cdot 10^{-4} \left[ \frac{\text{g-cal}}{\text{cm}^2 \cdot \frac{\text{Grad}}{\text{cm}} \cdot \text{sec}} \right]$$

und ist  $\frac{dt}{dh}$  das Temperaturgefälle (wobei wir  $h$  nach unten rechnen), das dem Wärmestrom proportional ist, so ist

$$q = \lambda \cdot \frac{dt}{dh} \text{ und}$$

$$\frac{dt}{dh} = \frac{q}{\lambda} = 0,5 \cdot 10^{-3}^\circ/\text{cm} = 0,05^\circ/\text{m}$$

die Temperaturzunahme nach unten im Eis infolge des vollen Wärmestromes der Erde.

Wir können die Mindesteisdicke bestimmen mit Hilfe dieses Temperaturgefälles, wenn wir die Oberflächentemperatur des Eises kennen, da die Temperatur am Boden des Eises nicht über den Schmelzpunkt steigen kann, und umgekehrt können wir da, wo die Mächtigkeit des Eises bekannt und größer ist, den Schluß darauf ziehen, daß die Schmelztemperatur am Boden dieses Eises erreicht wurde. Bei 120 km Randabstand ist die Mächtigkeit des Eises rund doppelt so groß, als sie sein darf, wenn der gesamte Wärmestrom der Erde hindurchgeht,  $\frac{dt}{dh}$  also nur halb so groß als errechnet. Wir müssen also schließen, daß die Hälfte dieses Wärmestromes am Boden zum Schmelzprozeß verbraucht wird. Der Schluß wäre nur dann nicht richtig, wenn zufällig an dieser Stelle der Wärmestrom der Erde nur die Hälfte des normalen Wertes erreichen sollte, was sehr unwahrscheinlich ist. Je weiter wir an den Rand kommen, um so größer ist der Teil des Erdstromes, der für Schmelzung am Boden des Inlandeises verbraucht wird. Der Erdstrom führt dem Inlandeis entweder keine Wärme zu, sondern passiert das Eis und verläßt es an der Firnoberfläche, oder er erwärmt es und dient dann an der Basis zur Schmelzung. Er erzeugt in jedem Fall ein Temperaturgefälle mit der höchsten Temperatur an der Basis.

<sup>1</sup> Ich habe die folgenden Überlegungen unter dem Titel „Die Temperatur am Boden des grönlandischen Inlandeises“ für die Zeitschrift für Geophysik, Jg. 12, Heft 4, 1936, bereits eingehend dargestellt. Die später erwähnte Lagall'sche Arbeit über die Thermodynamik der Gletscher war mir damals noch nicht bekannt.

Eine zweite Wärmequelle ist die Reibung. Wie v. Drygalski<sup>1</sup> ausgeführt hat, bewegt sich das Eis entweder gleitend über den Fels — dann wird die Reibungswärme zur Schmelzung an der Basis verbraucht —, oder das Eis „fließt“ und erwärmt sich durch Reibung. Die Reibung röhrt von der Bewegung des Eises her, diese wieder von der Schwere g. Die Reibungswärme q ist also Umwandlung der potentiellen Energie, die der Höhe des Eises entspricht. Diese potentielle Energie kann aber ebensogut in Bewegungsenergie E umgewandelt werden als in Reibungswärme. Betrachten wir also eine Masse m, die von 3000 m (h) zum Meeresniveau absinkt, so können wir nach dem Prinzip von der Erhaltung der Energie schreiben:

$$mgh = m \cdot E + m A \cdot q,$$

wo A das mechanische Wärmeäquivalent von Robert Mayer ist (1 kg-cal = 427 Meter-Kilogramm nach Joule). E ist, wenn wir mit c die Geschwindigkeit bezeichnen,

$$\frac{m \cdot c^2}{2}$$

folglich ist

$$g \cdot h = \frac{c^2}{2} + A \cdot q,$$

wobei wir die Umwandlung in elektrische und magnetische Energie im Eise wohl vernachlässigen dürfen. Würde gar keine Reibungswärme erzeugt ( $q = 0$ ), so würde

$$c = \sqrt{2 \cdot g \cdot h}.$$

Setzen wir, genähert,  $g = 10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-2}$ ,  $h = 2000 \text{ m}$ , so wird c dann

$$c = 200 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1},$$

während die maximale Bewegung des Eises bei den größten Abflüssen an der Küste  $20-30 \text{ m} \cdot \text{Tag}^{-1}$  beträgt. Wir können E und damit auch  $c^2/2$  also vernachlässigen oder gleich 0 setzen.

Wählen wir nun  $mgh = 427 \text{ Meter-kg}$  bei Normalschwere, so erzeugt eine Höhenänderung um 427 m 1 Kalorie, erhöht also die Temperatur des um 427 m gesunkenen Eises um  $2^\circ$  bei einer spezifischen Wärme des Eises von 0,5, wenn mit der Arbeitsleistung nur Wärme durch Reibung erzeugt wird.

Wir erhalten also für diesen genähert der Wirklichkeit entsprechenden Fall folgende Temperaturerhöhungen:

Höhenverlust h (Meter) . . . . .	427	854	1281	1708	2135	2562	2989	3416
$\Delta t_{\text{Eis}} {}^\circ \text{C}$ . . . . .	2	4	6	8	10	12	14	16

<sup>1</sup> E. v. Drygalski: Die Bewegung von Gletschern und Inlandeis. Wien, 1938, Mittl. d. geogr. Ges., Bd. 81, S. 273 ff.

Durch den Abstieg von 3000 m Höhe bis zum Meeressniveau würde das Eis von etwa  $-28^{\circ}$  um  $14^{\circ}$  auf  $-14^{\circ}$  durch Reibung erwärmt werden, während es beim Abstieg im Temperaturgefälle des halben Wärmestromes der Erde um  $\sim 28^{\circ}$  erwärmt wird.

Die allmähliche Erwärmung durch Reibung verteilt sich ferner auf große horizontale Strecken und tritt erst an den Ausflüssen voll in Erscheinung, ist tief im Innern dagegen unbedeutend. Die hier angestellten thermodynamischen Betrachtungen hat Lagally<sup>1</sup> in einer kleinen Schrift behandelt.

Da die Reibung sich weit inland bei jedenfalls äußerst langsamem Abfluß des Eises in der Tiefe in den Temperaturen nur wenig bemerkbar machen

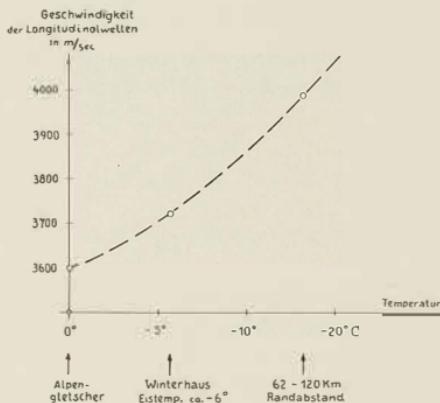


Abb. 21. Beziehung zwischen der Temperatur des Eises und der Laufgeschwindigkeit der Longitudinalwellen in ihm.

kann, ist es hiernach weit inland möglich, durch Bohrungen auf solche Tiefen, die frei sind von Tages- und Jahresschwankung, aus dem Temperaturgradienten  $\frac{dt}{dh}$  die Eisdicke genähert zu ermitteln, da die Temperatur am Boden jedenfalls nicht höher sein kann als die Schmelztemperatur des Eises. Die Mitteltemperatur  $T_o$  an der Oberfläche des Eises (Lufttemperatur) ist mit Schmelzpunkt  $T_s$ , Eisdicke  $h$  und  $\frac{dt}{dh}$  (konstant gesetzt, also unter Vernachlässigung der Reibung, die in der Nähe des Randes eine bedeutende Rolle spielt) fest verbunden. Es ist nämlich nach unseren Überlegungen:

$$h = (T_s - T_o) \frac{dh}{dt}$$

Für Eismitte lässt sich leider das Verfahren nicht anwenden, weil die Aufgrabung nur bis 16 m Tiefe ging und die Temperaturangaben durch die

<sup>1</sup> Lagally: Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers. Leipzig 1934. Akad. Verlagsges. m. b. H., 94 Seiten.

Arbeiten im Schacht, vielleicht auch durch den Wärmeeinfluß der Wohnhöhle, zu ungenau sind.

Die Laufgeschwindigkeit der elastischen Longitudinal- ( $c_l$ ) und Transversal- ( $c_t$ ) Wellen ist temperaturabhängig, wir können sie also in Beziehung

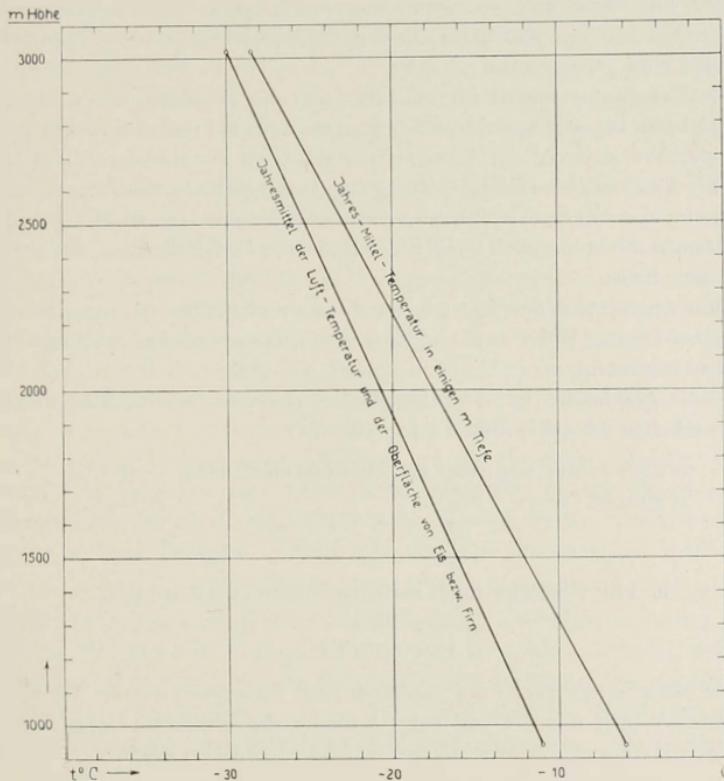


Abb. 22.

zur Temperatur des Eises setzen. Für die Alpengletscher, deren Temperatur von der Oberfläche bis zur Sohle  $0^\circ$  ist, wurde

$$c_l = 5600, \quad c_t = 1680 \text{ m/sec}$$

gefunden; Wölken fand beim Winterhaus der Weststation während des Winters

$$c_l = 5720, \quad c_t = 1750 \text{ m/sec.}$$

Die Temperatur des Eises ist nach den Beobachtungen im Schacht  $-6^\circ$ . Tragen wir die beiden Beobachtungen in die nebenstehende Zeichnung

ein und verlängern wir linear, so erhalten wir bei einer Temperatur — 20°  $c_l = 4000 \text{ m/sec}$ , und  $c_t = 1850 \text{ m}$ .

Brockamp hat den Versuch gemacht, aus den physikalischen Konstanten des Eises für gegebene Werte  $c_l = 4000$  und  $c_t = 1850 \text{ m/sec}$  mit etwas verwickelten Überlegungen (Band III, S. 41) die zugehörige Temperatur zu bestimmen, und findet diese zu — 16°. Wir wollen später über die Beziehung zwischen tiefer Temperatur und  $c_l$  bzw.  $c_t$  die Beobachtungen der Expedition uns Aufschluß geben lassen.

Die Temperatur nimmt im Eis mit der Tiefe zweifellos zu; sie kann nur zunehmen bis zum Schmelzpunkt, der jedenfalls am Boden erreicht wird, wenn der Wärmestrom der Erde im Eis erheblich vermindert ist. In der Nähe der Ausflüsse bewirkt die Reibung eine Verlangsamung des Temperaturgefälles im Eise mit der Tiefe, wie bereits Alfred Wegener 1912 in Borg fand. Hier können schon merklich dicke Eisschichten am Boden des Eises Schmelztemperatur haben.

Zum Abschluß dieses Kapitels sei die wahrscheinliche Temperaturverteilung bei 1800 m Höhe im Eis gegeben, die die Grenze für das Spaltengebiet offenbar verursacht.

Durch graphische lineare Interpolation zwischen Eismitte und Weststation erhalten wir nach Abb. 22 für 1800 m:

$$\begin{array}{ll} \text{mittlere Jahrestemperatur von Luft und Oberfläche} & -18,8^\circ \\ \text{in einigen Metern Tiefe} & -15,4^\circ \end{array}$$

## E. Die Eisdicke nach seismischen Beobachtungen.

### 1. Die Grundlagen.

Die Messung der Dicke des grönlandischen Inlandeises aus der Laufzeit elastischer Wellen war wohl diejenige Aufgabe, die dem ersten Expeditionsleiter Alfred Wegener am wichtigsten und interessantesten erschien. Sie war für eine Polarexpedition etwas vollständig Neues.

Man kann Schichtdicken seismisch auf zweierlei Art bestimmen: durch Laufzeitkurven und durch Reflexionen oder Spiegelungen. Wir betrachten zunächst die Bestimmung der Schichtdicke aus Laufzeitkurven.

Man bestimmt die Geschwindigkeit der elastischen Longitudinal- und Transversalwellen, die bei jeder Erschütterung im festen Körper ausgesandt werden. Die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen ( $c_l$ ) ist abhängig von der Elastizitätskonstanten des Materials ( $E$ ) und der Dichte des Materials ( $\varrho$ ):

$$c_l = \sqrt{\frac{E}{\varrho}}$$

Diese Beziehung in einfachster Form gilt unter Voraussetzung eines isothermen Prozesses in der Welle, oder wenn der adiabatische von diesem nicht meß-

bar verschieden ist, für die Longitudinalwellen oder Verdünnungs- und Verdichtungswellen (akustische Wellen) allgemein, und ist für jedes Material eine so charakteristische Konstante, daß wir, von wenigen Verwechslungsmöglichkeiten abgesehen, aus der Geschwindigkeit der elastischen Wellen auf das Material selbst schließen können. Den Longitudinal- oder Längsschwingungen folgen mit etwa halber Geschwindigkeit Transversal- oder Querschwingungen, die im Gegensatz zu den ersten Wellen nur in festem Material auftreten, dort allerdings mit viel größerer Amplitude als die Longitudinalwellen. Die physikalischen Konstanten, auf denen sie beruhen, sind verwickelter als bei den Longitudinalwellen. Für Meßzwecke sind diese Wellen weniger brauchbar, weil sie inmitten des von den Longitudinalwellen hervorgerufenen Wirrwarrs von Schwingungen auftauchen und ihr erster Einsatz oft unscharf ist. Sie dienen daher in der Regel mehr als Reserve. Die Messung der Geschwindigkeit erfolgt in der Weise, daß bei der Explosion von Sprengstoff ein Draht, der um den Sprengstoff gelegt ist, zerreißt und einen Stromkreis unterbricht, der einen Anker an einem Elektromagneten trägt. Auf der photographischen Registrierung des kleinen Erschütterungsmessers gibt dieser Abriß des Ankers ein Zeitsignal. Die Zeit bis zum Eintreffen der Wellen wird durch eine Stimmgabe registriert, deren Schwingungszeit, in der Regel  $\sim 200 \text{ sec}^{-1}$ , bestimmt ist. Man kann also die Zeit bis zum Einsetzen der elastischen Wellen, deren Schwingungen die Masse des Erschütterungsmessers im Gegensatz zum Boden nicht mitmacht, aus der Registrierung ablesen. Aus der gemessenen Entfernung Sprengherd bis Erschütterungsmesser und der Zeitspanne ergibt sich die Geschwindigkeit der Wellen.

Die Physik bezeichnet ein Material, in dem irgendeine Eigenschaft sich in allen Richtungen mit gleicher Geschwindigkeit ausbreitet, als isotrop. Die Erde ist für elastische Wellen anisotrop, und infolgedessen breiten sich die elastischen Wellen dort nicht in Form von Kugeloberflächen aus, sondern die Wellenfront wird dauernd deformiert, und zwar in solcher Weise, daß wir in einiger Entfernung vom Bebenherd nicht mehr denjenigen Teil der Wellenfront zuerst erhalten, der den kürzesten Weg gelaufen ist. In der Tiefe der Erde laufen die Wellen schneller als oben, erreichen uns also in einiger Entfernung vom Erschütterungsherd früher. Finden wir hingegen bei der Lagerstättenforschung ein Material in der Tiefe, in dem die elastischen Wellen mit geringerer Geschwindigkeit laufen, so können wir über dieses Material durch die Longitudinalwellen und ebenso die später eintreffenden Transversalwellen in Laufzeitkurven keine Auskunft erhalten, weil in jeder Entfernung vom Sprengherd die durch die oberen Schichten gelaufenen Wellen früher eintreffen und uns die durch das fragliche Material gelaufenen langsameren Wellen verschleieren.

Es ist notwendig, dies und die Bestimmung der Schichtdicken aus den Laufzeitkurven klarzulegen.

Stellen wir die Beziehung zwischen den Entferungen ( $\Delta$ ) vom Sprengherd (o), in denen wir beobachten, und der Zeit  $\tau$ , die zwischen Sprengung und Eintreffen der Wellen bei uns vergeht, graphisch dar in einer sogenannten Laufzeitkurve, so erhalten wir folgendes schematische Bild: In der oberen

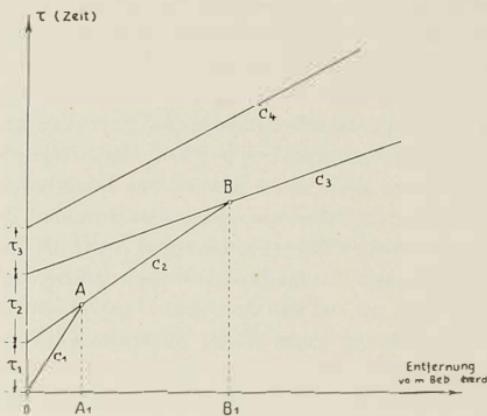


Abb. 23. Schema der Laufzeitkurve.

Schicht ist  $c_1 = \frac{O A_1}{A_1} = \text{const.} \left[ \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right]$ . Von  $A_1$  an beobachten wir eine größere Geschwindigkeit  $c_1 < c_2 = \text{const.}$  bis zur Entfernung  $B_1$ , von hier ab beobachten wir  $c_2 < c_3 = \text{const.}$  Von  $A_1$  an nach rechts beobachten wir nicht mehr Wellen, die auf dem kürzesten Wege zu uns gelangt sind, sondern Wellen, die eine tiefere Schicht erreicht haben, dort schneller gelaufen sind und trotz des größeren Weges uns früher erreichen als die auf dem kürzeren Weg mit  $c_1$  gelaufenen Wellen. Die Zeiten, zu denen die direkten Wellen uns in größerer Entfernung vom Sprengpunkt, also etwa bei B, erreichen, erhalten wir durch Verlängerung von OA über A hinaus. Verlängern wir  $c_2$  nach links bis zur Ordinate und denken wir uns mitsamt unserem Instrument und dem Sprenggerät an die Oberfläche der zweiten Schicht unter uns versetzt, so bekommen wir dort die Laufzeitkurve AB mit  $c_2$ . In irgendeiner Weise muß nun die Zeit  $\tau_1$  mit der Dicke der obersten Schicht zusammenhängen. Wir sind ja an der Oberfläche der zweiten Schicht.

Denken wir uns nun wieder an die Oberfläche der obersten Schicht versetzt, unmittelbar neben den Sprengpunkt. Dann laufen die Wellen senkrecht nach unten bis zur Oberfläche der zweiten Schicht mit der Geschwindigkeit  $c_1$ ; dort mögen sie reflektiert werden. Sie haben, wenn sie wieder bei uns eintreffen, die Schicht, deren Dicke  $D$  sei, zweimal durchmessen in der registrierten Zeit  $\tau_1$  mit der Geschwindigkeit  $c_1$ , also ist

$$\frac{2D}{\tau_1} = c_1; D = \frac{\tau_1}{2} \cdot c_1.$$

Dies ist die Dicke oder Mächtigkeit der obersten Schicht. Rechts von A<sub>1</sub> haben die Wellen immer wieder die Zeit  $\tau_1$  gebraucht, um durch die oberste Schicht hinunter und wieder hinauf zu kommen. Wir nehmen also an, daß sie senkrecht in die untere Schicht gegangen, in dieser mit  $c_2$  horizontal gelaufen und senkrecht wieder aufgetaucht sind. Wir setzen also voraus, daß die Laufzeitkurve aus geraden Stücken zusammengesetzt ist. Dies ist bei den Kurven der Expedition der Fall. Ebenso können wir die Dicke der zweiten Schicht bestimmen:

$$D_2 = \frac{\tau_2}{2} \cdot c_2 \text{ usw.}$$

Brockamp und Wölcken benutzen in ihrer Bearbeitung (Band II) eine verwickeltere Formel für die Dicke der Schichten, die für einen Beobachter gelten soll, der von O entfernt ist; aber diese Formel macht Voraussetzungen über den Verlauf der Wellen und bemüht sich, dem Fermatschen Prinzip gerecht zu werden, das den „Strahl“ den schnellsten Weg laufen läßt, während die praktischen Beobachtungen zeigen, daß man mit der Annahme auskommt, daß die Wellen senkrecht in die untere Schicht gehen und dort mit der Geschwindigkeit horizontal laufen, die dieser Schicht eigentümlich ist. Nur bei dieser Annahme ist die Laufzeitkurve aus geradlinigen Stücken, wie die Beobachtungen der Expedition sie zeigen, zusammengesetzt.

Kommen die Wellen aber in der Tiefe in eine Schicht, in der sie langsamer laufen, liegt also in unserer Figur unter der Schicht von der Geschwindigkeit  $c_3$  eine weitere Schicht von der Geschwindigkeit  $c_4 < c_3$ , so erhalten wir von dieser Schicht keine Kunde, weil die Wellen, von denen die Schicht durchlaufen wird, im Durcheinander der anderen Wellen verschwinden.

Die Methode der Laufzeitkurven, die besonders durch Mintrop, einen Schüler Wiecherts, in der Lagerstättenforschung zu bedeutenden Erfolgen geführt wurde, versagt also, wenn die Laufgeschwindigkeit der Wellen mit der Tiefe abnimmt. Dies muß bereits in sehr geringer Tiefe bei der Expedition der Fall sein infolge der Zunahme der Temperatur nach unten im Eis; eine Zunahme der Laufgeschwindigkeit mit der Tiefe können wir nur im Firn beobachten bis zu der Tiefe, in der wir auf festes Eis treffen, in Eismitte also bis etwa 90 m Tiefe, an den anderen Beobachtungsorten in noch kleinerer Tiefe.

Da das Eis in der Tiefe jedenfalls stärker zusammengedrückt ist als an der Oberfläche, sollte man aus der oben zitierten Gleichung für  $c$  zu dem Ergebnis kommen, daß die Wellen in der Tiefe unter 150 Atmosphären Druck etwas langsamer laufen als an der Oberfläche des Eises. Als Verhältnis der Geschwindigkeiten, wenn wir die Dichte zu 0,9 bzw. 0,917 (Dichte luftfreien Eises) ansetzen, erhalten wir  $\sqrt{0,917}/\sqrt{0,9} \sim \frac{101}{100}$  oder 1% Änderung; bei  $c = 4000 \text{ m/sec}$  an der Oberfläche also 40 m/sec weniger am Boden. Aber im Firn wächst die Geschwindigkeit um so mehr, je weniger

Luft in ihm enthalten ist und je mehr diese zusammengedrückt wird. Bei wachsendem Druck kann das Eis mehr Luft absorbieren, und es ist möglich, daß hierdurch, also durch das Verschwinden der Luft, die erst bei Druckentlastung wieder frei wird, die Wirkung der größeren Dichte (stärkerer Druck) überkompensiert wird. Ich komme hierauf noch zurück.

Bedeutender und jedenfalls eindeutig ist die Wirkung der Temperatur. Nach der kleinen graphischen Darstellung im vorigen Kapitel würde, wenn wir die Temperatur am Boden des Inlandeises zu rund  $0^{\circ}$  (bei 1800 m Eisdicke liegt die Schmelztemperatur bei  $-1,2^{\circ}\text{C}$ ) ansetzen, an der Weststation bei einer Eistemperatur in der Nähe der Oberfläche von rund  $-6^{\circ}$  die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen von etwas über 3700 bis auf 3600 m/sec in der Tiefe abnehmen; in 82 km bzw. 120 km Randabstand von 4000 bis auf  $\sim 3600$ . Für Eismitte können wir die maximale Geschwindigkeit, die im festen Eis in einiger Tiefe unter der Firnoberfläche erreicht wird, nur abschätzen auf etwa 4100 m/sec.  $c_1$  nimmt also bei großen Eisdicken nach unten wegen der Temperaturzunahme um 400 m/sec ab oder um 10%. Im folgenden sind die Eisdicken beibehalten worden, die Brockamp und Wölcken mit maximalem  $c_1$  errechnet haben. Würden wir mit den jetzt wahrscheinlicheren mittleren Geschwindigkeiten  $\frac{4000 + 3600}{2} = 3800\text{ m/sec}$  rechnen, so würden wir die errechneten Tiefen mit  $38/40$  multiplizieren müssen und z. B. statt 1800 m Eisdicke 1710 m erhalten. Weiter unten wird sich zeigen, daß diese bloße Temperaturkorrektion unter Vernachlässigung der Dichtekorrektion zu kleine Eisdicken liefert.

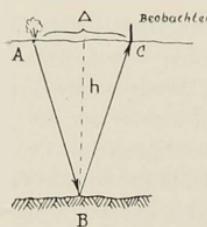


Abb. 24. Reflexion der Wellen.

Die zweite Art, wie wir Schichtdicken bestimmen können, ist die der Reflexionen. Läuft die Welle (s. Abb. 24) von A über B nach C (Reflexion), so ist die zurückgelegte Strecke ( $A B C$ ) gleich der zwischen Sprengung und Eintreffen bei C verflossenen Zeit  $\tau$  multipliziert mit der Geschwindigkeit  $c$ . Man kann also aus der Entfernung der Beobachtungsstelle (C) vom Sprengherd A, aus der Zeit, die die Wellen für die Strecke A B C brauchen, und ihrer Geschwindigkeit die Mächtigkeit  $h$  der Schicht bestimmen, aber streng nur

unter der Voraussetzung, daß die Wellen in der Tiefe mit dieser Geschwindigkeit gelaufen sind. Nur wenn wir sicher sind, daß in der Tiefe keine wesentlich kleineren Geschwindigkeiten auftreten oder wenn diese sich genähert bestimmen lassen, erhalten wir also aus der Reflexionsmethode die Dicke der Schicht auch in den Fällen, in denen uns die Laufzeitkurve im Stich läßt. Ist  $c$  die vorausgesetzte Geschwindigkeit der Wellen,  $\tau$  ihre (gemessene) Laufzeit bis zum Eintreffen in C über B (Reflexion), so ist

$$c = \frac{\overline{ABC}}{\tau} = \frac{2\overline{AB}}{\tau}, \text{ ferner } \overline{AB}^2 = \left(\frac{\Delta}{2}\right)^2 + h^2 \text{ (Pythagoras)},$$

also

$$\overline{AB} = \frac{c \cdot \tau}{2}, \text{ und } h = \sqrt{\left(\frac{c \cdot \tau}{2}\right)^2 - \left(\frac{\Delta}{2}\right)^2} = \frac{1}{2} \sqrt{(c \cdot \tau)^2 - \Delta^2}.$$

Am einfachsten konstruiert man  $h$  graphisch durch  $\frac{\Delta}{2}$  und  $\frac{c \cdot \tau}{2}$ , zumal sich dabei auch der Fehler, der durch Neigung des Felsbodens und der Oberfläche entstehen kann, am bequemsten eliminieren läßt.

## 2. Die Wirkung der Anisotropie auf die seismischen Wellen.

Man könnte vielleicht denken, daß die günstigste Entfernung der Empfangsstation vom Sprenggebiet diejenige wäre, bei der die Wellen unter  $45^\circ$  auf den Felsuntergrund aufgetroffen sind und von dort zurückgeworfen werden. Die Überlegungen aber, die wir über die Änderung der Temperatur mit der Tiefe angestellt haben, nötigen uns zu der Folgerung, daß die nach unten sich ausbreitende und vergrößernde Kugelschale der Wellenfront deformiert und abgeplattet wird. Die Wellenfront wird beim Auftreffen auf den Felsuntergrund unter dem Sprengherd praktisch eine Ebene sein, und infolgedessen werden vom Felsuntergrund, wenn wir von der Absorption der Wellen vom Felsuntergrund selbst absehen, die Wellen an den Sprengherd selbst und seine nähere Umgebung am kräftigsten zurückgeleitet werden. Wir können uns dies an der schematischen Darstellung Abb. 25 (S. 56) vergegenwärtigen.

Die vereinfachte graphische Darstellung der Ausbreitung einer Wellenfront, die ursprünglich eine Kugeloberfläche ist, nimmt im anisotropen Raum des Eises nur eine Firnschicht mit konstanter kleiner Laufgeschwindigkeit an. In Wirklichkeit wächst die Laufgeschwindigkeit mit der Tiefe in dieser Schicht, vermutlich unregelmäßig. Dann kommt die Welle ins Eis, wo sie sich wegen der Zunahme der Temperatur nach unten, seitwärts schneller als nach unten ausbreitet. Die Lage der Wellenfront nach 1, 2 usw. Zeiteinheiten ist dargestellt in einem Schnitt, der senkrecht durch den Sprengpunkt gelegt ist.

Im Raum sind die Wellenfronten Äquipotentialflächen. Auf diesen verteilt sich die Schwingungsenergie (Amplitude) im anisotropen Raum un-

gleichmäßig. Errichten wir auf diesen Wellenfronten einen Strahl, z. B. b, so steht dieser Strahl auf der Wellenfront für jeden Zeitpunkt senkrecht an der Schnittstelle, würde also nur gradlinig verlaufen, wenn die Wellenfronten Kugeloberflächen wären, ist bei uns also wie in der Figur gekrümmt.

Konstruieren wir um diesen Strahl vom Sprengpunkt an einen Kegelmantel von Strahlen, die um einen kleinen bei allen identischen Winkel von dem Strahl b abstehen, so sind diese Strahlen ebenfalls gekrümmmt. Sie schnei-

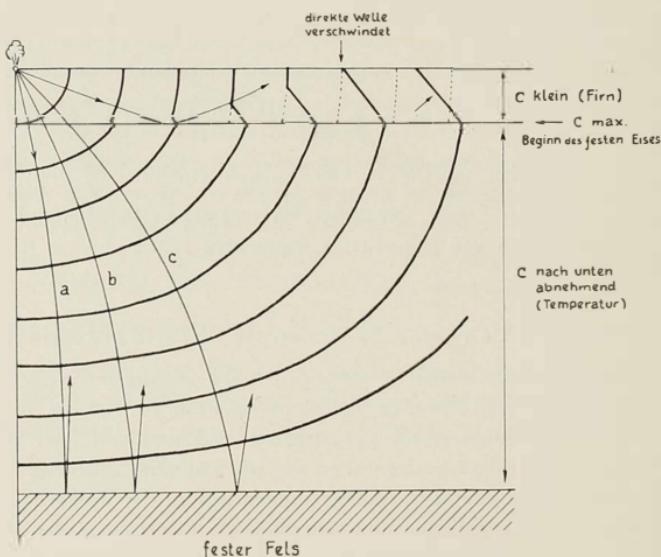


Abb. 25. Ausbreitung der Wellen im Eis.

den auf den Äquipotentialflächen Flächen aus, die sich umgekehrt zueinander verhalten wie die dort austreffende Energie.

Bei einer Ausbreitung in Kugeloberflächen im isotropen Raum erfolgt die Ausbreitung umgekehrt proportional den Kugeloberflächen  $4\pi r^2$ , also umgekehrt proportional dem Quadrat der Entfernung vom Ausgangspunkt (Sprengpunkt). In unserem Fall drängt sich die Energie teilweise zusammen und zieht sich teilweise auseinander. Die Zeichnung ist zweidimensional, die Ausbreitung in einer isotropen Ebene erfolgt in Kreisen oder umgekehrt proportional  $r$ . Wenn wir also die Ausbreitung der Energie auf unserer Zeichnung durch den Abstand des Strahles a und b, die mit gleichem Winkelabstand beim Sprengpunkt begannen, auf den Kurven 1, 2 usw. sehen, müssen wir den Abstand quadrieren, um genähert die Ausbreitung der Energie im Raum zu erhalten. Die Darstellung zeigt anschaulich, daß die Energie bei a zusammendrägt, bei c und rechts davon auseinandergezogen wird, bei a

also langsam, bei c und rechts schnell mit der Entfernung vom Sprengpunkt abnimmt.

Das Temperaturgefälle im Eis wirkt also auf unsere „Strahlen“ ähnlich wie eine Brennlinse auf Sonnenstrahlen.

Die reflektierte oder am Boden gespiegelte Wellenfront wird durch die Pfeile, die den Rückweg der „Strahlen“ durch das Eis darstellen, anschaulich gemacht.

Parallel und senkrecht auf den Felsboden auftreffende „Strahlen“, die ja nur eine geometrische Konstruktion (Senkrechte auf der Wellenfront) sind, aber die Anschaulichkeit vielleicht erleichtern, müssen senkrecht wieder nach oben gehen bis an die Firnoberfläche, erfahren also weniger Zerstreuung als schräg auf den Felsboden treffende Wellen. Die technische Feststellung Brockamps und Wölkens, daß bei einer Eisdicke von 1800 m die Empfangsstation die schönsten Registrierungen in nur 200 m Entfernung vom Sprengherd aufwies, ist ein sehr wesentliches Ergebnis der Expedition, das zugleich die Zunahme der Temperatur nach unten demonstriert. In dieser Entfernung sind die direkt vom Sprengherd kommenden Wellen bei 1800 m Eisdicke bereits abgeklungen, wenn mit der gleichen Schwingungsperiode die reflektierten Wellen eintreffen. Kürzere Entferungen  $\Delta$  sind aus Rücksicht auf diesen Umstand nicht ratsam.

### 3. Die Auseinanderfolge der Messungen.

Die 7 Messungen aus 21 Sprengungen während der Vorexpedition (Sommerreise) 1929 wurden im wesentlichen von Sorge und Loewe in der Nähe der späteren Expeditionsroute angestellt. Sie zeigten die Brauchbarkeit der Methode. Auf der Hauptexpedition fanden die ersten (13) Messungen im Winter 1930/31 durch Wölcken und den Sprengingenieur Herdemerten in der Nähe des Winterhauses statt.

Nach der Überwinterung ging eine seismische Abteilung, bestehend aus Brockamp, Wölcken und Herdemerten, bis 62 km längs der Expeditionsroute, die zur Eismittestation führt, verließ dann diese Route und führte 11 Sprengungen nördlich und südlich der Route im Juni und Juli aus. Erst im August zog diese Abteilung nach 82 und 120 km Randabstand und führte dort die wichtigsten und eindrucksvollsten Dickenmessungen durch bis Mitte September: 6 Dickenbestimmungen bei 82, 11 bei 120 km Randabstand. Ende Juli kehrte Sorge, der in Eismitte die Eisdickenmessungen ausführen wollte, mit dem Motorschlitten des Diplomingenieurs Schif und des Monteurs und Funkers Kraus nach Eismitte zurück, daser im Mai verlassen hatte, und führte dort bis Anfang August mit Hilfe von Schif und Kraus die Versuche durch, die der Eisdickenmessung in Eismitte dienen sollten (28 Sprengungen). Längere Zeit stand nicht mehr zur Verfügung, weil der meteorologische Leiter von Eismitte sich krank gemeldet hatte und zurückgebracht zu werden wünschte.

Sorge und Loewe, die auf der Vorexpedition die Messungen ausgeführt haben, waren bei den Versuchen von Mothes auf einem Alpengletscher in die Handhabung der Methode eingeführt worden. Die auf der Vorexpedition von ihnen ausgeführten Messungen passen gut in das dichtere Netz der Hauptexpedition in derselben Region. Es ist notwendig, zu betonen, daß die Messungen der Vorexpedition vollständig geglückt sind, wegen der Schwierigkeiten, die Sorge in Eismitte fand und die nicht mangelnder Vertrautheit mit der Methode zugeschrieben werden können. Brockamp und Wölcken sind Schüler Wiecherts in Göttingen gewesen und können beide als Spezialisten in der Seismik angesehen werden. Der erste Expeditionsleiter Alfred Wegener hat sich bei den Messungen von Mothes mit der Methode vertraut gemacht. Ich habe 1908—11 nach eingehender Einarbeitung in Göttingen  $2\frac{1}{2}$  Jahre hindurch seismisch gearbeitet und in Samoa die erste Laufzeitkurve geliefert, die Auskunft über den innersten Kern der Erde (Samoa-Kern) gibt.

#### 4. Die Laufzeitkurven.

Wölckens Laufzeitkurve für die Umgebung der Weststation bedarf keiner Erläuterung.  $c_1$  ist 3720 m/sec entsprechend der Eistemperatur von  $-6^\circ$ . Die Laufzeitkurve gibt uns, da sicherlich die Temperatur im Eise nach unten zunimmt, die Wellen dort also langsamer laufen, nur die Laufgeschwindigkeit in der obersten Eisschicht.

Die Laufzeitkurve Brockamps und Wölckens für 62 und 82 km liefert uns 5 Schichten mit 1150, 2400, 3600, 3720 und 4000 m/sec. Für die Mächtigkeit der obersten 4 Schichten erhalten wir nach unserer einfachen Formel:

	Dicke	und nach Brockamp <sup>1</sup>
oberste Schicht	6,9 m $c_1 = 1150$	7,9
2. Schicht	16,8 $c_1 = 2400$	20,8
3. Schicht	10,8 $c_1 = 3600$	54,0
4. Schicht	37,2 $c_1 = 3720$	150,0
	72 m	215

Für 120 km erhalten wir auf Grund der Kurven und der Auswertung von Brockamp und Wölcken nach unserer Gleichung folgende Liste:

<sup>1</sup> In einer späteren Arbeit (Bd. III, S. 41) gibt Brockamp folgende Schichten:

62—82 km:	8 m	120 km:	(8) m
20 ..		(20) ..	
50 ..		91 ..	
60 ..		65 ..	
140 m		180 m	

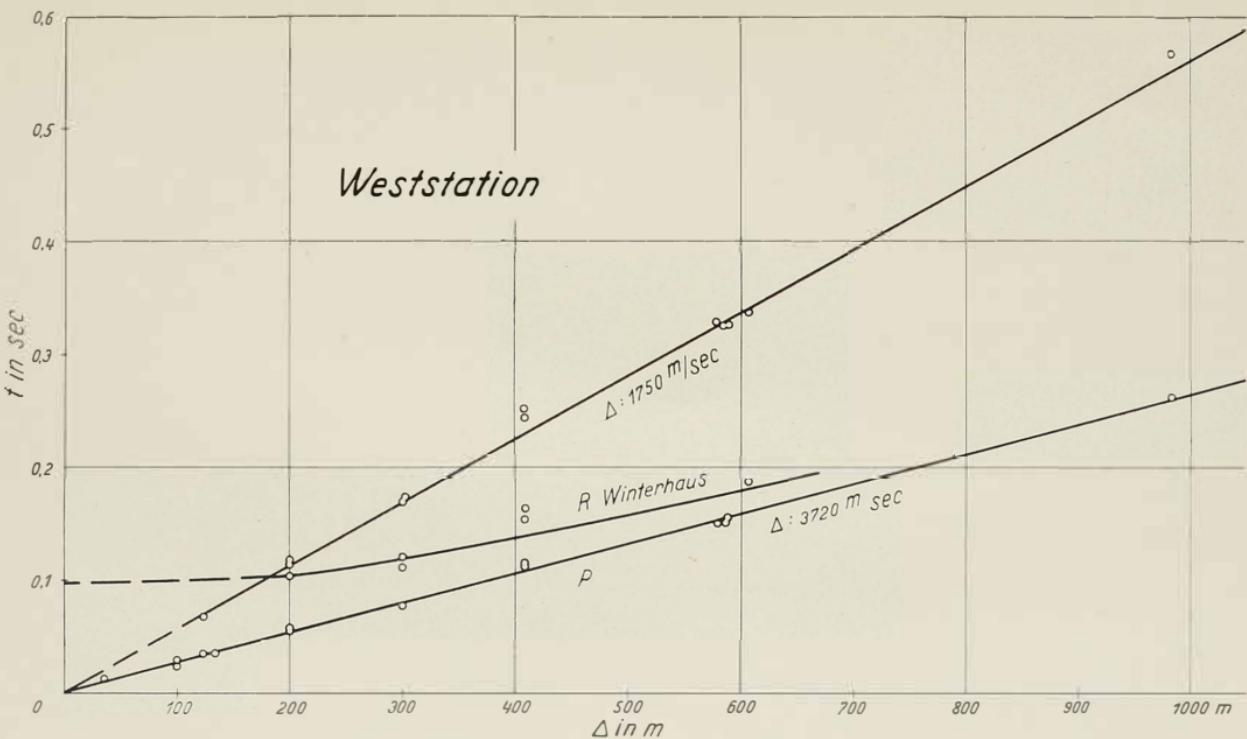


Abb. 26. Wölckens Laufzeitkurve für den Winter in der Umgebung der Weststation.  $c_{\max} = c_{\text{const}} = 3720 \text{ m/sec.}$

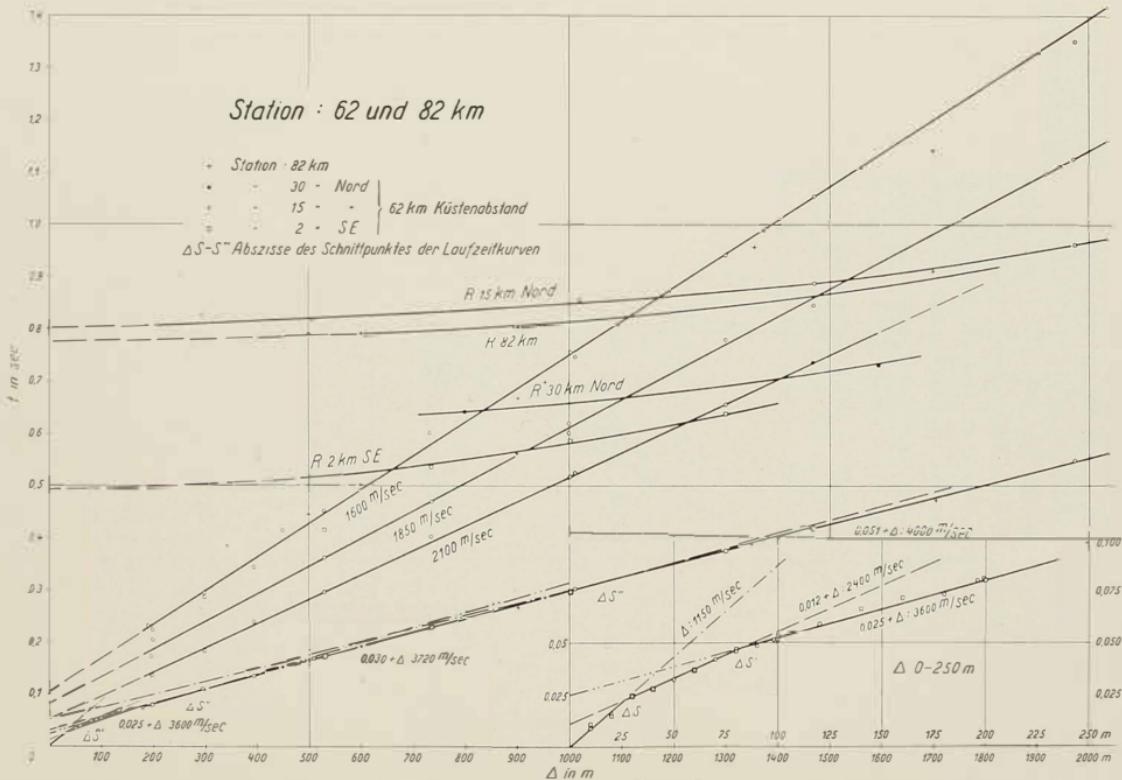


Abb. 27. Brockamps und Wölckens Laufzeitkurve für 62 und 82 km Küstenabstand.  $c_{\max} = 4000 \text{ m/sec}$ ;  $c_{\text{Firn}} = 1150 \text{ m/sec}$ .

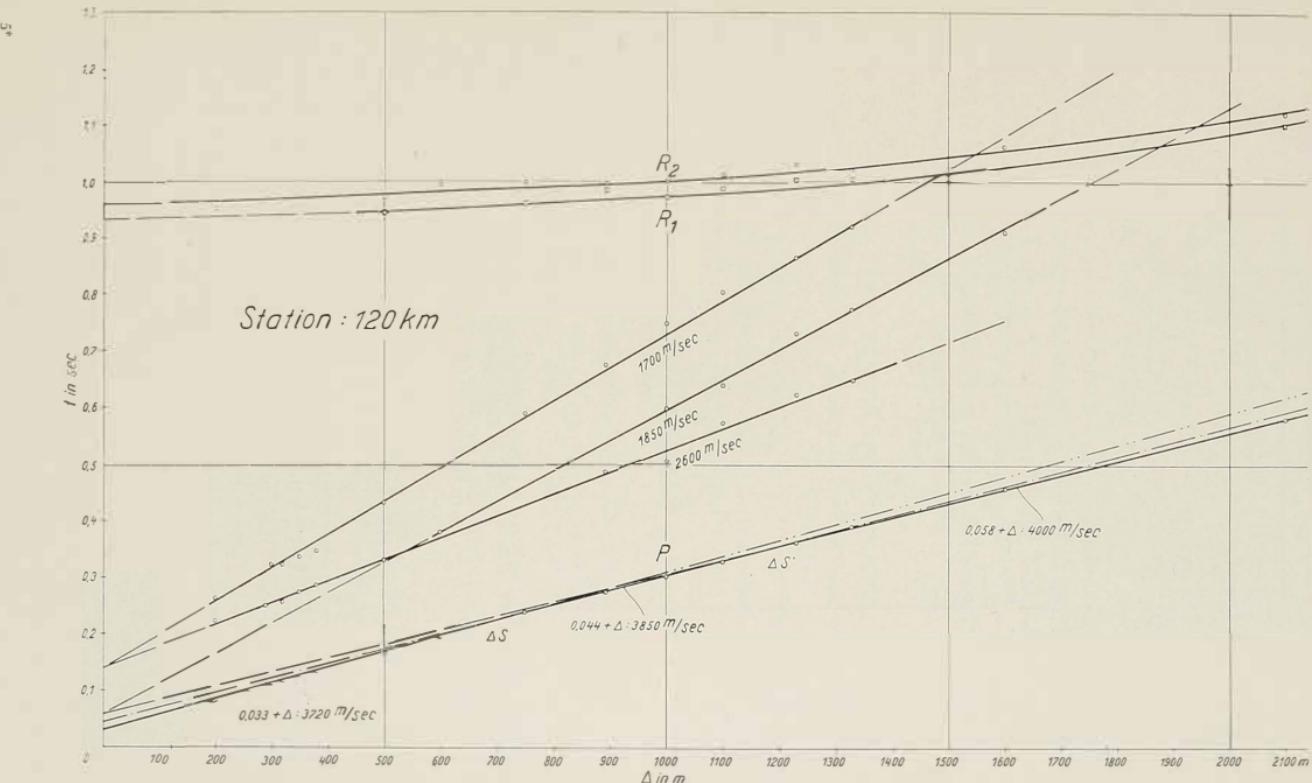


Abb. 28. Brockamps und Wölckens Laufzeitkurve im Sommer für 120 km.  $c_{\max} = 4000 \text{ m/sec}$ ;  $c_{\text{Firn}}$  fehlt.

	Dicke
1. übernommen von 62 km	6,9
2. Schicht . . .	Mittel 50,0 (geschätzt)
3. Schicht . . .	22,3
4. Schicht . . . .	26,95
	86 m

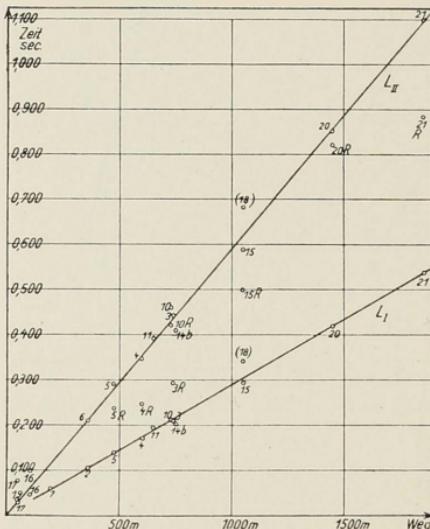


Abb. 29. Sorges Laufzeitkurve der Vorexpedition (Sommer) zwischen Weststation und 40 km Küstenabstand.

$c_{\max} = 3600 \text{ m/sec}$ ,  $c_{\text{Firn}}$  kleiner, nicht bestimmt.  $c_{\max}$  gesetzt =  $c$  mittel.

Bei dieser Laufzeitkurve fehlt der erste Teil und wurde aus der vorhergehenden ergänzt in folgender Weise: bis 6,9 m Tiefe wurde  $c_1 = 1150$ , von 6,9 bis 30 m =  $1/2$  (2400 + 3600) m/sec gesetzt. Die hier benutzte Formel ist weiter oben abgeleitet worden, die Brockampsche von anderer Stelle ohne Ableitung übernommen worden<sup>1</sup>. Bei großen Schichtdicken kommt man mit der hier abgeleiteten Formel nicht aus, aber dann ist auch die Laufzeitkurve nicht mehr merklich aus graden Stücken zusammengesetzt. In unserer Figur (S. 56) trifft der Strahl b fast zugleich mit a auf den Fels. Längs der Oberfläche des Felsbodens erhalten wir also in der Nähe des Fußpunktes schein-

<sup>1</sup> Wölcken (Buenos Aires) machte mich brieflich darauf aufmerksam, daß er gegen die von Brockamp schließlich verwendete Formel Bedenken hat (siehe auch die Berichtigungen am Schluß).

bare Geschwindigkeiten längs des Felsbodens, die viel größer sein können als die Geschwindigkeit im Felsboden. In unserem Fall, wo die Beobachtungspunkte weit vom Sprengpunkt entfernt liegen und die Schichtdicke klein ist (bei rund 100 m Schichtdicke betrug die Sprengentfernung zwischen 1300 und 2000!), sollte die abgeleitete Formel dagegen genügen, immer vorausgesetzt, daß die einzelnen Stücke der Laufzeitkurven merklich Grade sind, wie es die Auswertung durch Brockamp und Wölcken ergeben hat.

Sorges Dichtekurve zeigt zwischen 6 und 7 m Tiefe eine Unstetigkeit. Dem entspricht das Anwachsen von  $c_l$  in dieser Tiefe. Festes Eis finden wir (extrapoliert) nach Sorges Kurve in 90 m Tiefe. Da die Temperatur nach unten jedenfalls zunimmt (Wärmestrom und Reibung), muß  $c_l$  also jedenfalls in dieser Tiefe bei 400 km Randabstand in 2900 m Seehöhe seinen Maximalwert haben. Dem entspricht nach unserer Rechnung 86 m Tiefe bei 120 km und 72 m bei 62 bzw. 81 km.

Bei 62 und 81 km finden sich nach den Aufgrabungen Brockamps und Wölckens dünne Eishorizonte im Schnee, die es verständlich machen, daß die Dichte von Gletschereis früher erreicht wird. Über die Laufgeschwindigkeit der Wellen in größerer Tiefe als 72 bzw. 86 m im festen Eis geben uns also die Laufzeitkurven für 62 bis 82 und 120 km keinen Aufschluß, weil nach unten die Temperatur steigt, die Laufgeschwindigkeit also abnimmt.

Wir wollen hier die Beziehung der Temperatur zu  $c_l$  und  $c_t$  an Hand der jetzt gefundenen Ergebnisse ermitteln.

Sorge fand in Eisnäthe von der Oberfläche bis 15 m Tiefe eine Temperaturzunahme von  $-30$  auf  $-28\frac{1}{2}^\circ$  (um  $1\frac{1}{2}^\circ$ ). Aber der Hauptteil der Zunahme liegt in den obersten Metern.

Man kann von vornherein annehmen, daß bei 120 km die Verhältnisse sehr ähnlich sein werden. Wir fanden, daß dort die Höchstgeschwindigkeit von 4000 m/sec in 84 m Tiefe liegt.

Wir stellen nach unserer graphischen Darstellung S. 49 die interpolierten Temperaturen bei 62—82 und 120 km zusammen:

	$t$ Oberfläche	$t$ in einigen Metern Tiefe	$t$ in 80 bzw. 70 m Tiefe	bei halbem 70 m Tiefe } Wärmestrom	Höhe
62—82 km	— 19,6	— 16,0	— 14,8		1880 (mittl.)
120 km	— 22,8	— 19,8	— 18,6		2230
			Mittel — 16,7		

Von 62 bis 120 km ist die maximale Laufgeschwindigkeit  $c_l$  zusammengefaßt = 4000 m/sec gesetzt worden, während sie offenbar nach dem Innern Grönlands ansteigt, weil die Oberflächentemperatur des Eises wegen wachsender Höhe sinken muß. Die Genauigkeit der Laufzeitkurven reicht aber

nicht weiter. Der mittlere Temperaturwert, den wir für diese maximale Laufgeschwindigkeit gefunden haben, ist  $-16,7^{\circ}$ , was in leidlicher Übereinstimmung mit den  $-16^{\circ}$  steht, die Brockamp mit ganz anderen Überlegungen (Bd. III) gefunden hat.

### 5. Die gemessenen Eisdicken.

Die Messungen Sorges und Loewes auf der Vorexpedition sind, so gut als eine topographische Bestimmung möglich war, in der Skizze im ersten Band eingetragen. Die folgende Liste gibt die gefundenen Eisdicken und die zugehörige Höhe des Felsuntergrundes über dem Meeresspiegel:

Eisdicke, angenähert m	Meereshöhe des Unter- grundes, angenähert m
359	611
314	656 } Kamarujukgletscher
336	634 }
617	368 Kangerluarsukgletscher
750	460 Zeltplatz „am Bach“ Randabstand
1280	290 } Zeltplatz „Abschied“ Randabstand
1280	290 }

Die Z-Komponente gibt die Transversalwellen, die den Longitudinalwellen mit etwa halber Geschwindigkeit folgen, nicht wieder, was für ein steiles Auftauchen der Wellen oder eine starke Deformation der Wellenfront in der Firnschicht an der Oberfläche spricht.

Setzt man als Firngrenze diejenige Höhenlinie ein, bei der Auftragung und Abschmelzung sich das Gleichgewicht halten ( $1350\text{ m}$ ), dann lagen die Messungen bei der Station „Abschied“ in einer Höhe von rund  $1600\text{ m}$  bereits im Firngebiet. Diese Messungen im Firngebiet waren für die Vorexpedition verlangt worden, weil Zweifel bestanden, ob auf der Firndecke Grönlands die Methode überhaupt anwendbar sei. Die Vorexpedition bejahte diese Frage.

Im Juli 1931 versuchte dann Sorge, unterstützt von seinen Kameraden, die Eisdicke inmitten Grönlands zu messen mit insgesamt 28 Sprengungen, deren stärkste  $73\text{ kg}$  Sprengladung und zweitstärkste  $50\text{ kg}$  verbrannte. Die Firndichte nimmt in Eismitte in der Tiefe nach den Beobachtungen von Sorge bis  $7\text{ m}$  schnell, dann langsamer zu und erreicht in etwa  $90\text{ m}$  Tiefe erst die Dichte des Gletschereises. Die Verhältnisse waren also unvergleichlich viel schwieriger als auf der Station „Abschied“, wo es sich um eine dünne Firndecke handelt, die obendrein infolge der sommerlichen Schmelzung durchsetzt war mit Eisschichten, von denen die elastischen Wellen erheblich besser geführt werden als vom eigentlichen Firn. Im Firn ist, wie man von

vornherein erwarten muß, die Absorption der Wellen eine außerordentlich starke. Der größte Teil der Messungen in Eismitte zeigte keine deutlichen reflektierten Wellen, bei denen eine sehr kurze Schwingungsperiode auftreten muß, die identisch ist mit der Schwingungsperiode der zuerst eintreffenden Wellen. Aber auch der erste Einsatz der Wellen ist an der Empfangsstation unscharf, so daß man zu dem Ergebnis kommen möchte, daß hier außergewöhnliche technische Schwierigkeiten vorliegen.

Es ist theoretisch möglich, auf einer so mächtigen Firndecke, wie sie das zentrale Grönland offenbar besitzt, daß die vom Sprengherd durch die kälteste Eisschicht kommenden direkten Wellen infolge der stattgehabten Dispersion kaum zum Ausdruck kommen, während die vom Felsboden reflektierten Wellen, die, wie wir weiter oben ausführten, ihre Wellenfront als Ebene annähernd senkrecht in die Umgebung des Sprengherdes in die Höhe schicken, infolge des senkrechten Durchstoßens der Firnschicht (mit großer Energie- oder Strahlendichte) noch verhältnismäßig stark erscheinen können. Kurzperiodische Schwingungen treten nun tatsächlich bei zwei der Registrierungen Sorges auf, bei denen der erste Einsatz der direkten Longitudinalwellen ungenau ist. Über diesen Mangel des ersten Einsatzes kann man sich hinweghelfen, wenn man die an anderen Beobachtungsorten bestimmte Laufgeschwindigkeit der Wellen zugrunde legt. Daß gerade bei den stärksten Sprengungen keine Reflexionen beobachtet wurden, läßt sich daraus verstehen, daß bei diesen die Entfernung zwischen Sprengherd und Beobachtungsstation mehrere Kilometer betrug. Für die zwei Registrierungen, die Sorge schließlich zugrunde gelegt hat, ergaben sich Eisdicken von 1940 und 1700 m nach der Rechnung von Sorge. Der Unterschied der beiden Eisdicken ist immerhin erheblich, und es muß dahingestellt bleiben, ob nicht die beobachteten reflektierten Wellen in Wirklichkeit auf zufällige Erschütterungen während des Ablaufes des künstlichen Bebens zurückzuführen sind. Das Fehlen der direkt ankommenden kurzperiodischen Schwingungen könnte mit der Firndecke zwar erklärt werden. Dagegen muß der Dickenunterschied, der sich aus den Registrierungen ergibt, bedenklich stimmen, um so mehr, als bei beiden Sprengungen nur 0,6 kg Sprengstoff zur Verwendung kam, in einer Entfernung vom Sprengherd von rund 1000 m. Mit so geringen Sprengstoffmengen wurden auf festem Eis auch bei geringer Dicke desselben keine Reflexionen erhalten. Dazu kommt, daß die Instrumente in Eismitte mit überwintert hatten und nicht gerade in besonders guten Zustand waren. Die Dämpfung hatte entfernt werden müssen, so daß nur die Einsatzzeiten, nicht aber wegen der Eigenschwingung des Instrumentes die Amplituden verwendbar waren. Störend waren auch die vom Wind erregten Eigenschwingungen der Firndecke.

Die Frage, ob wegen der mächtigen Firndecke Grönlands seismische Eisdickenmessungen überhaupt möglich sind, ist indessen durch die Ergebnisse Brockamps und Wölckens bei 81 und 120 km Randabstand bejahend

beantwortet worden. Wenn bei Eismitte durch Sorge der Beginn festen Eises in 90 m Tiefe genügend genau bestimmt wurde, aus den Beobachtungen Brockamps und Wölckens bei 120 km und 82 km aber die Firndecke 72 bis 86 m ergibt, also fast die gleiche Mächtigkeit, und wenn trotzdem muster-gültige Registrierungen mit Reflexionen erhalten wurden, kann das Versagen der Registrierungen in Eismitte kaum auf die Firndecke zurückgeführt werden. Bei 82 km (etwa 2000 m Höhe) sind wir an der Grenze angelangt, bis zu der Tauwetter noch merkliche Eishorizonte im Firn bilden kann. Bei 120 km (etwa 2200 m Höhe) können diese nur noch schwach sein, so daß

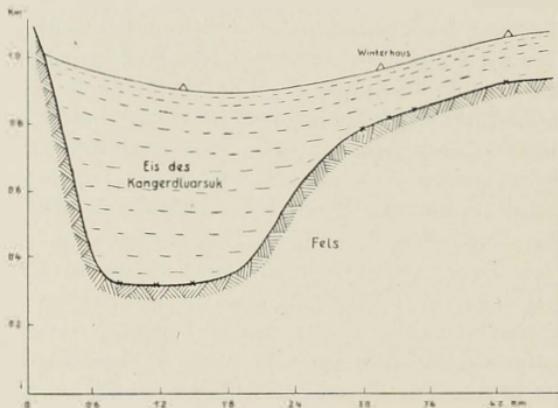


Abb. 30. Profil des Kangerdluarsuk, dreifach überhöht.

wir hier bereits sehr ähnliche Verhältnisse haben wie in Eismitte. Dagegen ist es nach dem Schwerewert, den Weiken bei 300 km erhielt, möglich, daß Sorges Messung an einer zu großen Eisdicke (3000 m?) scheiterte<sup>1</sup>.

Die Sprengungen Wölckens während der Winternacht ergaben folgende Tiefen des Eises. Die Sprengungen eines Profils vom Winterhaus bis Kangerdluarsukgletscher sind graphisch dargestellt. Aus den Laufzeitkurven Wölckens ergibt sich nur eine einzige Laufgeschwindigkeit von 3720 m/sec, was offenbar damit zusammenhängt, daß die tiefste Temperatur und damit die größte Laufgeschwindigkeit der Wellen auf dem reinen Gletschereis im Winter an der Oberfläche auftritt. Die angegebenen Eisdicken können infolgedessen um etwa  $\frac{1}{61}$  zu groß sein, wenn wir annehmen, daß die Laufgeschwindigkeit in der Tiefe des Eises bei annähernd  $0^\circ$  nur noch 3600 m/sec beträgt.

<sup>1</sup> Weiken hat die Schwerbeobachtungen nach Bouguer reduziert, wodurch sie zwar noch keine bestimmte Bedeutung erhalten, aber beschränkt vergleichbar werden. Sein Wert für 300 km Randabstand weicht sehr stark von den Werten für 82 und 120 km ab. Entweder liegt bei 300 km ein Messungsfehler vor, was unwahrscheinlich ist, oder die Abweichung wird durch eine Schwerestörung von ebenfalls unwahrscheinlicher Größe oder durch  $\sim 3000$  m Eisdicke erklärt.

Winterhaus		Scheideckrücken		Kangerdluarsukgletscher	
$\Delta$ m	Eisdicke in m	$\Delta$ m	Eisdicke in m	$\Delta$ m	Eisdicke in m
200 N	165	14	123	576 S	552
300 E	166	100	119	586,7 E	654
202 S	137	135	118	588 W	524
408 N	158	200	154	982,5 N	552
408 N	226?				
606 N	176				

Die Messungen fanden auf einem Gelände statt, von dessen Untergrund man annehmen mußte, daß er sehr wahrscheinlich keine großen Höhenunterschiede aufwies. Wölcken wollte mit Absicht die Unsicherheit verneiden, die dadurch entstehen kann, daß eine nicht horizontal liegende Fläche des festen Felsbodens reflektiert. Die beträchtlichen Höhenunterschiede, die Sorge in Eismitte gefunden hat, könnten durch solche Unebenheiten des Felsbodens erklärt werden, sofern man die dem Ergebnis entgegenstehenden Gründe nicht gelten läßt.

Ein sehr unruhiger Felsboden muß ferner die reflektierten Wellen sehr schwächen, so daß sie vom Registrierinstrument bei der Rückkehr an die Firnoberfläche nicht mehr zuverlässig aufgezeichnet werden.

Die erste Reise 1931 nach der Überwinterung (Brockamp, Wölcken und Sprengingenieur Herdemerten) ging nach 62 km Randabstand. Brockamp wünschte eine Reihe prinzipieller Fragen zu klären. So ging man nicht auf das eigentliche Inlandeis, sondern begab sich dorthin, wo das Spaltengebiet endet. Die mächtigen Spaltensysteme, die bis in beträchtliche Tiefen (schätzungsweise 200 m) hinunterreichen, bewirken — dies war eine weitere technische Erfahrung der Expedition — störende seitliche Reflexion. Außerdem hatte man mit Absicht ein Gebiet aufgesucht, wo aus dem starken Höhenabfall des Inlandeises auf stark geneigten und gestörten Untergrund zu schließen war. Infolgedessen ist das Verhältnis zwischen den eingesetzten Munitionsmengen, die bei einzelnen Schüssen bis auf 25 kg gesteigert wurden, und den brauchbaren Reflexionen verhältnismäßig ungünstig. 39 km nördlich der Route wurden mit 4 Sprengungen 2 Dickenbestimmungen erhalten, 16 km Nord mit 24 Sprengungen 5 Eisdickenmessungen, und 2,5 km Südost mit 14 Sprengungen 4 Eisdickenmessungen. Die Liste der Eisdickenbestimmungen ist im folgenden unkorrigiert wiedergegeben:

39 km Nord, h = 1870 m    16,8 km Nord, h = 1840 m    2,5 km SE, h = 1780 m

$\Delta$ m	Eisdicke in m	$\Delta$ m	Eisdicke in m	$\Delta$ m	Eisdicke in m
800	1080	296	1565	530	745
1594	1080	508	1525	735	951
		1011	1530	1002	990
		1469	1520	1300	1060
		1972	1530		

Der Hauptnachteil dieser Messungen liegt darin, daß die Lage der Beobachtungsörter nur sehr ungenau angegeben werden kann, und ebenso die Höhe, die nur mit einem Reiseaneroid bestimmt wurde.

Die nächste Schlittenreise dieses Meßtrupps führte nach 82 und 120 km Randabstand. Hier hatte sich der Meßtrupp die Aufgabe gestellt, eine größere Fläche unter dem Inlandeis so auszuloten, daß die Beziehung zwischen dem Gefälle des Untergrundes und der Oberfläche des Inlandeises möglichst klar gestellt wurde. Die Schwierigkeiten wurden also künstlich so weit als möglich getrieben, indem nun zu dem Problem der großen Eisdicke, der Geschwindigkeit und der Absorption der Wellen auch noch das Problem der Verwerfung der Wellen am Untergrund trat. Es handelte sich für den Meßtrupp mit einem Wort weniger darum, etwa maximale Eisdicken zu finden, als um die Frage, wie weit die seismische Methode auch unter schwierigen Verhältnissen auf Polarexpeditionen anwendbar sei. Das Resultat wird man wohl als Erfolg ansprechen müssen. Mit 8 Sprengungen wurden bei 82 km 5 Eisdickenbestimmungen gemacht. Die anderen Sprengungen dienten der Ermittlung der Laufzeitkurven; die maximal eingesetzte Munitionsmenge betrug 30 kg. Die Liste der Messungen ist unkorrigiert im folgenden wiedergegeben:

Station 82 km Küstenabstand,  
h = 1890 m

$\Delta$ m	Tiefen in m		Differenz in m
	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	
500	1500	—	—
600	1490	—	—
902	1485	1520	35
954	—	1580	—
1704	1530	1610	80

Hierbei sind zum Unterschied gegen frühere Messungen auch die Reflexionen der Transversalwellen wiedergegeben. Die Benutzung der Transversalwellen statt der Longitudinalwellen führt in den Fällen, in denen die Reflexionen beider Wellen auftreten, zu Differenzen, die, wie die Liste zeigt, bis 80 m erreichen, oder  $\sim \frac{1}{20}$  der Eisdicke. Bereits in 62 km Küstenabstand wurden bei der Station 2,5 km Südost die Transversalwellen zur Ermittlung der Eisdicke benutzt. Die Feststellung, daß auch die Transversalwellen benutzt werden können, ist aus folgendem Grund notwendig:

Wenn wir in einer ungünstigen Entfernung vom Bebenherd die Registrierung aufzeichnen, dann können die reflektierten Longitudinalwellen erscheinen, bevor die direkten Longitudinalwellen abgelaufen sind, ihr Einsatz ist also nicht zu erkennen, und wir sind dann auf die Benutzung der später eintreffenden

den reflektierten Transversalwellen angewiesen. Der Unterschied der Tiefenangaben aus Longitudinal- und Transversalwellen könnte darauf beruhen, daß die Longitudinalwellen die Reflexionen von der Grundmoräne, die Transversalwellen dagegen vom festen Untergrund geben. Ich will auf diesen Unterschied (S. 70) zurückkommen.

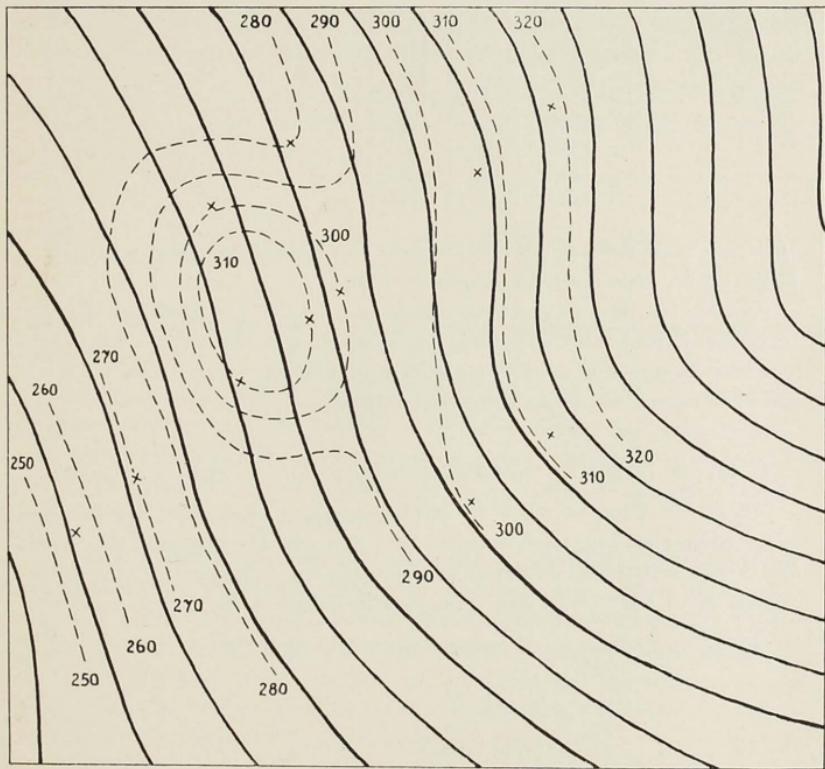


Abb. 31. Höhenlinien bei 120 km Randabstand, ausgezogen die Höhenlinien der Firnoberfläche von 2 zu 2 m, gestrichelt die des Untergrundes von 10 zu 10 m. Unebenheiten des Untergrundes bilden sich hiernach nur zu  $1/5$  bis  $1/10$  an der Firnoberfläche ab bei einer Eisdicke von ungefähr 1750 m. Die Zeichnung Bd. II, S. 99, ist, wie Wölcken (Buenos Aires) feststellte, durch den Zeichner verzeichnet.

Bei der letzten Station in 120 km Küstenabstand hat sich der Meßtrupp dieselbe Aufgabe gestellt wie bei 82 km. Mit 22 Sprengungen wurde ein Feld von 11 Tiefenbestimmungen ausgemessen. Die Liste der unkorrigierten Werte ist im folgenden wiedergegeben:

Station 120 km Küstenabstand,  
h = 2120 m

$\Delta$ m	Tiefen in m		Differenz in m
	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>	
200	1807	1880	73
500	1785	1850	+5
600	—	1860	—
750	1790	1870	80
895	1820	1840	20
1000	1810	1830	20
1100	1800	1850	50
1250	1800	1860	60
1328	1790	1830	40
1600	1850	1850	—
2100	1820	1860	+40

Auch hier sind die aus den Reflexionen der Transversalwellen gefundenen Tiefen größer als die der Longitudinalwellen.

Bei den für 82 und 120 km Randabstand aus den Longitudinalwellen angegebenen Zahlen muß aber nach den Überlegungen, die wir über die Wirkung der Temperatur angestellt haben, berücksichtigt werden, daß sie Maximalwerte darstellen, die zu groß sein müssen.

#### 6. Die Korrektur für Temperatur und Dichte zugleich.

Die Abweichung zwischen den Eisdicken, die mit Longitudinalwellen und Transversalwellen gemessen wurden, läßt sich aus der Laufgeschwindigkeit der Wellen vollständig erklären; wir benutzen das Verhältnis der Geschwindigkeit der Longitudinalwellen zur Geschwindigkeit der Transversalwellen

$\frac{c_l}{c_t}$ . Es ist nämlich nach den weiter oben mitgeteilten Zahlen

$$\begin{aligned} \frac{c_l}{c_t} (\text{Alpen}) &= 2,1_4 \\ (\text{Winterhaus}) &= 2,1_3 \\ (60 \text{ und } 120 \text{ km}) &= 2,1_6 \\ \text{im Mittel } 2,1 &\text{ genügend genau.} \end{aligned}$$

Haben wir mit  $c_l$  die Eisdicke  $h_1$  um  $x$  zu groß gemessen, weil wir  $c_l$  zu groß angesetzt haben, so ergibt sich die durch  $c_t$  gemessene Eisdicke  $h_2$  um  $2,1 x$  zu groß. Also ist

$$h_1 - x = h_2 - 2,1 x \text{ und}$$

$$x = \frac{h_2 - h_1}{1,1} \sim h_2 - h_1$$

Die Differenz  $h_2 - h_1$  ist neben die Eisdicken von Brockamp und Wölcken gesetzt. Diesen Betrag müssen wir also von den mit Longitudinalwellen er-

mittelten Eisdicken abziehen, um einen verbesserten Wert zu erhalten, bei dem eine geringere Laufgeschwindigkeit angesetzt wurde, bei dem aber die durch  $c_l$  und  $c_t$  gemessene Eisdicke gleich groß ist. Wir kommen so zu einer Bestätigung unseres Ansatzes über die Temperatur des Inlandeises und einer Verbesserung für die Laufgeschwindigkeit der Wellen in der Tiefe. Daß  $h_2 - h_1$  sich trotz der äußersten Sorgfalt bei der Gewinnung und Auswertung der Kurven durch Brockamp und Wölcken nicht genau proportional den Eisdicken von Fall zu Fall ändert, ist aus den technischen Schwierigkeiten für jeden, der seismisch gearbeitet hat, ohne weiteres verständlich.

Setzen wir als groben Mittelwert für  $120\text{ km } h_2 - h_1 = 50$ , als wirkliche Eisdicke also  $1750$  statt der  $1800$ , die wir mit  $4000\text{ m/sec}$  für die Longitudinalwellen angenommen hatten, so erhalten wir

$$\frac{c_l}{4000} = \frac{1750}{1800}, \text{ und } c_l = 3880, \text{ als mittleren Wert,}$$

statt  $c_l = 3800$ , die wir nur auf Grund der Temperaturbetrachtung angenommen hatten.

Prinzipiell haben wir also die Möglichkeit, durch den Unterschied von Reflexionstiefen, die mit Longitudinal- und Transversalwellen gemessen wurden, die Laufgeschwindigkeiten (und damit einen Anhalt über das Material) für solche Schichten festen Materials zu erhalten, über die uns die Laufzeitkurve keinen Aufschluß liefern kann.

Aus der Temperaturbetrachtung waren wir auf den Mittelwert  $3800\text{ m/sec}$  gekommen unter Vernachlässigung der Dichtewirkung; dieser ist die Abweichung gegen  $3880$  zuzuschreiben. Wegen des Schwindens der Luft unter höherem Druck im Eis nimmt also die Laufgeschwindigkeit der Wellen mit der Tiefe langsamer ab, als wegen der Zunahme der Temperatur mit der Tiefe allein. Der Fehler der Dickenmessungen, den wir aus der Temperatur allein errechnet hatten, reduziert sich also auf die Hälfte.

Die Überlegung über die Änderung der Laufgeschwindigkeit elastischer Wellen mit der Tiefe in der so einheitlichen Masse des Inlandeises kann eine Nutzanwendung finden in der angewandten Seismik. In jeder Gesteinsschicht muß offenbar die Zunahme des Druckes (Dichte) und der Temperatur mit der Tiefe dahin wirken, daß die elastischen Wellen längs der Oberfläche am schnellsten laufen; wir erhalten also in der aus gradlinigen Stücken zusammengesetzten Laufzeitkurve nur eine Kurve der maximalen Geschwindigkeit für die Oberfläche jeder Schicht. Daraus erklärt sich dann auch vielleicht die häufige scheinbare Abweichung der Beobachtungen vom Fermatschen Prinzip, die allerdings nur bei dünnen Schichten und relativ großen Sprengentfernungen leicht verständlich ist.

### F. Die Beobachtungen der Gletscherfronten im Bezirk Umanak.

Diese Beobachtungen waren nur ein Nebenprogramm neben der Erforschung des eigentlichen Inlandeises. Es genüge hier die kurze Zusammenfassung Loewes aus Band III, wo die Beobachtungen in extenso mitgeteilt sind.

„Es scheint also keiner der besuchten Gletscher der Nordostbucht eine weiter ausgedehnte Frontlage zu besitzen als vor einem Menschenalter. Mehrere Gletscher, darunter auch Abflüsse des Inlandeises, weisen Zeichen einer geringeren Längenerstreckung auf. An den Gletschern der Halbinsel Nugsuak ist seit 80 Jahren eine so geringe Längenerstreckung, wie sie heute besteht, nicht beobachtet worden.“

Das kgl. dänische geodätische Institut (Direktor Nørlund) hat sich seit längerem der Frage der Küstenvermessung Grönlands, das dänische Kolonie ist, angenommen und verfügt über sehr viel eingehenderes Material, als eine Expedition, auch bei Vergleich der Beobachtungen mit früheren, aufbringen kann, zumal einer solchen Expedition die genauen topographischen Unterlagen naturgemäß fehlen.

Das Fehlen dieser Unterlagen mußte sich auch in der Karte bemerkbar machen, die dem 1. Band beigegeben war, um dem Leser einen Überblick zu ermöglichen, also etwa die Bedeutung hat wie ältere geographische Karten, aber keine topographische Darstellung ersetzen wollte.

---

Damit sind die wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener abgeschlossen. Die Expedition ist zu Ende.

Die Pflicht der Pietät dem toten Bruder gegenüber, seine Expedition in Grönland zu Ende zu führen und ihre Ergebnisse zu sichern, habe ich erfüllt, soweit die großen Schwierigkeiten dies zuließen; so bleibt mir jetzt noch die angenehme Pflicht, dem Redaktionsausschuß, also den Herren Defant, v. Drygalski und Kohlschütter, und der Deutschen Forschungsgemeinschaft, und hier besonders den drei bisherigen Präsidenten derselben, Exz. Schmidt-Ott, den Professoren Stark und Mentzel, und den Sachreferenten Herren Prof. Stuchtey, Dr. Fischer und Dr. Griewank an Stelle meines Bruders Dank zu sagen für die Zähigkeit, mit der sie am Programm der Expedition festgehalten haben.

---

---

Berichtigungen  
zu den bereits erschienenen Bänden nach Angaben der Verfasser.

- Band I.      S. 2: Pearys Durchquerung, lies: 1892 und 1895 (statt 1895 und 1912).  
                 S. 18, Zeile 36: lies: Mitte Mai (statt Ende März).  
                 S. 38, Zeile 26: lies: 3500 kg einschließlich Kino- und Photographengerät.  
                 S. 48, Zeile 23: lies: Eisdecke (statt Schneedecke).  
                 S. 159, Pegel 360 km, lies: Jahreszuwachs 90 cm (statt 30 cm).  
                 S. 160, Pegel 270 m, g. 9. 29, lies: 3,95 (statt 4,33).  
 Band II.     S. 1, Zeile 2: lies: 120 km (statt 12 km).  
                 S. 56, Zeile 33: Wölcken, Buenos Aires, schlägt vor:

$$h = \frac{v + a_1}{2 \sqrt{1 - \left(\frac{a_1}{a_2}\right)^2}}$$

S. 111, Zeile 19: lies:

$$\Delta_{\text{Total}} = 2 h a_1 \sqrt{a_2^2 - a_1^2}$$

S. 115, Zeile 8: lies: 2,185 (statt 1,85).

Band IV/1, S. 33 u. ff.:

Datum	Zeit	falsche Werte	richtige Werte
9. 8. 1950	17.45	Bodendruck 755.5	759,0
		Geop. 57	108
10. 8. 1950	18.46	Geop. 84, 928, 1854, 2893	102, 948, 1875, 2915
10. 8. 1950	20.46	" 82, 927, 1855, 2887	100, 945, 1872, 2903
11. 8. 1950	11.14	" 86, 918, 1851, 2882	10+, 955, 1888, 2917
11. 8. 1950	19.55	" 87, 957, 1870, 2901	107, 958, 1891, 2920
11. 8. 1950	25.05	" 86, 956, 1862, 2889	106, 956, 1881, 2909
12. 8. 1950	00.58	" 70, 920, 1850	89, 940, 1870
+ 12. 1950	10.50	" 662, 1528	670, 1557
+ 12. 1950	15.54	" 974, 1668, 2496	70+, 1578, 2539
		Gipfelhöhe 2580	Gipfelhöhe 2475
5. 12. 1950	15.37	—	Geop. wegfallen lassen
5. 12. 1950	19.40	Geop. 768, 1558	" 800, 1629
		Gipfel 1568	Gipfel 1690
6. 12. 1950	11.33	Angegeben Geop. des Gipfels	fällt weg
10. 12. 1950	10.40	Gipfelhöhe 928	Gipfelhöhe 920
19. 12. 1950	15.10	Geop. 777, 1685	683, 1589
		Gipfelhöhe 2620	2520
27. 2. 1951	17.00	Geop. 212	218 (Temperaturkorrektion)
15. 6. 1951	20.15	" 187, 988	Geop. 181, 1011
14. 6. 1951	17.55	" 144, 759, Gipfel 755	" 161, 991, Gipfel 785
27. 6. 1951	01.00	" 0, 852, 1741, 2761, Gipfel 5041	" 12, 846, 1760, 2782
27. 6. 1951	07.55	" 14, 852, 1772	Gipfel 5050
1. 7. 1951	13.57	" 71, 897, 1800	Geop. 55, 871, 1785
2. 7. 1951	16.55	692 }	" 88, 926, 1842
4. 7. 1951		1658 }	Werte der Gipfelhöhen weglassen!