

aber die Stärke dieser Eisschicht beträgt höchstens einen Zentimeter. Die Temperaturen an den Marspolen ähneln durchaus denen der irdischen Polargebiete. Ausgezeichnete Fotografien unterstreichen die Darlegungen von Prof. Dr. Möller. Auch sein ausgezeichnete Vortrag wurde mit größtem Interesse aufgenommen.

Am Donnerstag nachmittag wurde dann im Hörsaal A des Geophysikalischen Institutes die angekündigte Vortragsfolge eröffnet. Am selben Tage gab der Senat der Freien und Hansestadt Hamburg für die Tagungsteilnehmer einen Empfang im Rathaus, auf dem der Senator für das Schulwesen, Dr. Wilhelm Drexelius, die Begrüßungsansprache

hielt, in der er auf die Bedeutung Hamburgs für die deutsche Polarforschung hinwies.

Am Freitag nachmittag wurde eine Stadt- und Hafenrundfahrt unternommen sowie das Deutsche Hydrographische Institut besichtigt.

Zum Abschluß der Tagung fand am Sonntag eine Tagesexkursion zur Besichtigung von Lüneburg, des Elbtals bei Lauenburg und des Pumpspeicherwerkes Geesthacht statt.

Allen Vortragenden und Teilnehmern sowie besonders den Organisatoren der Tagung in Hamburg sei an dieser Stelle der herzlichste Dank des Vorstandes der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung ausgesprochen.

Ein Beitrag zu den seismischen Untersuchungen auf dem Grönländischen Inlandeis

Von B. Brockamp und H. Kohlen, Münster/Westf., Institut für Reine und Angewandte Geophysik

Abstract: The compressional and the shear wave velocities in the Greenland ice sheet are derived from seismic records of the EGIG 1959. Further the variation of velocities in the firn and the dependance of Poisson's ratio from depth are determined. At Station Centrale, two P-waves are recorded from underground layers. Their velocities show that the ice basement consists of crystalline rocks. The P-wave velocities derived from reflections agree well with those obtained by refraction shooting. From this agreement results that the ice is \pm homogenous and \pm isotropic for P-waves. The elastic constants for isotropic ice are calculated. Finally the temperature dependence of the velocities is discussed.

Aus dem umfangreichen seismischen Programm¹⁾ der EGIG²⁾ 1959 wird nachstehend über refraktionsseismische Messungen an den im Firngebiet liegenden Stationen

	λ	φ	Höhe
P. Nord	48° 32'	71° 26'	2070 m
Camp VI	48° 04'	69° 44'	1677 m
Milcent	44° 35'	70° 18'	2451 m
St. Centrale	40° 38'	70° 55'	2964 m

berichtet.

I

Für die Durchführung des Programms kam eine 24spurige reflexionsseismische Apparatur der Lagerstättenforschung (Prakla)³⁾ zur Anwendung. Das Gerät hat bei automatischer Amplitudenreglung einen Verstärkungsgrad von 120 db. In breitbandigster Filterstellung (92 — LF out) tritt der Verstärkungsabfall auf 70% bei 110 Hz und bei 12 Hz auf. Der Filmvorschub von 30 cm/sec ermöglicht eine Ablesegenauigkeit von 0,001 sec.

Als seismische Empfänger wurden Vertikalgeophone der Fa. Hall-Sears⁴⁾ mit 4,5 Hz,

¹⁾ Planung und Durchführung des Programms lag in Händen von Prof. Dr. B. Brockamp, des wissenschaftlichen Leiters der Gruppe Geophysik.

²⁾ Expédition Glaciologique Internationale au Groenland. An der Expedition waren die Länder Dänemark, Deutschland, Frankreich und die Schweiz beteiligt. Die Leitung lag bei einem internationalen Direktionskomitee, die technische Durchführung bei P. E. Victor.

³⁾ Gesellschaft für praktische Lagerstättenforschung GmbH, Hannover

⁴⁾ Hall-Sears, Den Haag

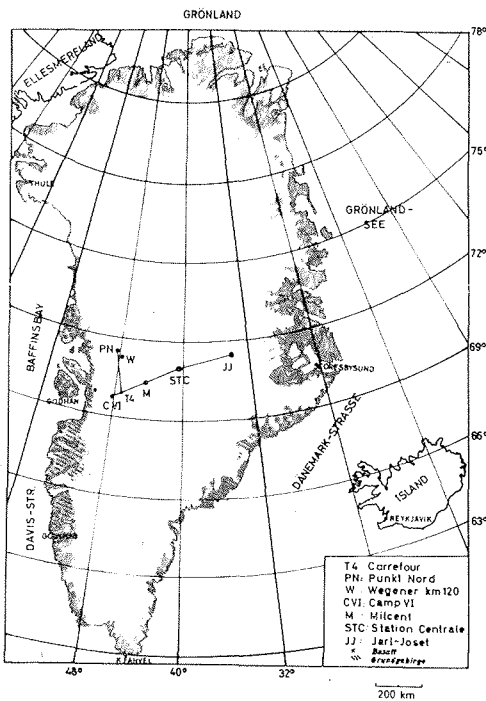
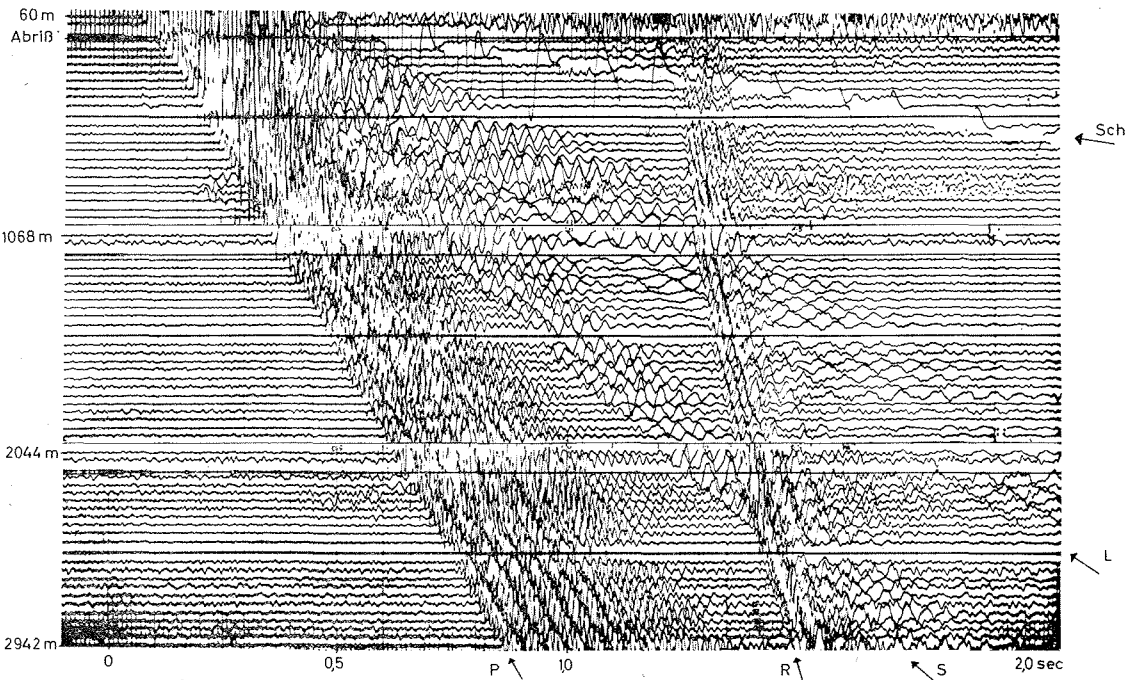


Abbildung 1
Expeditionsroute der EGIG 1959
The traverse of the EGIG 1959

18 Hz und 30 Hz Eigenfrequenzen, ein Dreikomponentengeophon (Hall-Sears) mit 14 Hz Eigenfrequenz und Vertikalgeophone der Fa. Seismos⁵⁾ mit 2,5 Hz Eigenfrequenz benutzt.

Abb. 2 zeigt drei für das Firngebiet des Inlandeises typische Seismogramme (Filterstellung: 92—LF out). Die Registrierungen sind gut gegliedert und lassen die P-Wellen, die S-Wellen, die Oberflächenwellen, den Luftschall und die P-Reflexionen verfolgen. Die verschiedenen Wellengruppen heben sich außer in ihren Geschwindigkeiten (respektive Wellenwegen) auch in den Frequenzen und Amplituden stark hervor.

Abbildung 2
Seismogramme der Station Milcent
Seismic records at the station Milcent



⁵⁾ Seismos, Hannover

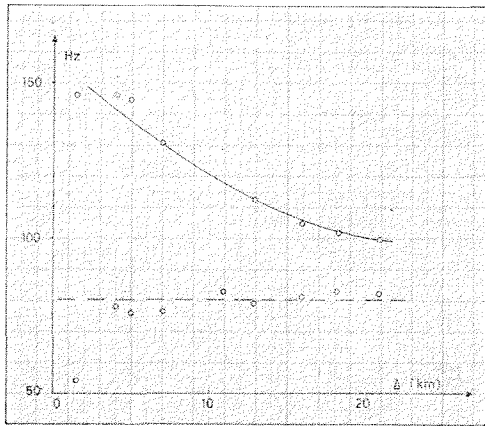


Abbildung 3
Frequenzen in Abhängigkeit von der Entfernung in St. Centrale
Frequencies versus distance in St. Centrale

Als vorherrschende Frequenzen der P-Wellen kommen 75 Hz bis 85 Hz zur Aufzeichnung; diesen Wellengruppen sind häufig noch höherfrequente Schwingungen überlagert (150 Hz—100 Hz), die aber entfernungsabhängig sind; so zeigen in Station Centrale die Schwingungen dieses Bereiches auf eine Profillänge von 22 km eine durch Extinktion bedingte Abnahme von 150 Hz nach 100 Hz (Abb. 3). Bei den Frequenzen um 80 Hz ist dieser Effekt nicht zu beobachten.

In Camp VI, P. Nord und Milcent ist die Abhängigkeit von Δ wegen zu kleiner Profillängen nicht zu erfassen.

Die Frequenzen der S-Wellen liegen bei 22 Hz bis 25 Hz; Oberflächenwellen (vorherrschende Frequenzen von 10 Hz bis 20 Hz) werden in diesen Ausführungen nicht behandelt.

II

Die Laufzeitkurven der P- und S-Wellen der Refraktionsprofile in Camp VI, P. Nord, Milcent und St. Centrale (Abb. 4) sind:

1. bei kleinen Schußpunktentfernungen konkav gegen die Wegachse gekrümmt.
2. im weiteren Verlauf geradlinig; die Geschwindigkeit der P- und S-Wellen wächst folglich mit zunehmender Tiefe bis zum Erreichen einer End- oder Maximalgeschwindigkeit an. Der Wert der Endgeschwindigkeit ist durch die Neigung des

geradlinigen Astes der Laufzeitkurve gegeben.

Im Firn nimmt also die Elastizität in noch stärkerem Maße als die Dichte mit der Tiefe zu. Diese Zunahme ist in jener Tiefe beendet, in der sich der Firn in Eis umgewandelt hat. Im Eis zeigt sich keine weitere Geschwindigkeitsänderung: die Laufzeitkurven der direkten P- und S-Wellen sind in St. Centrale über eine Entfernung von 20 km geradlinig. Die Krümmung der Laufzeitkurven wird aber schon für Sprengentfernungen > 400 m so schwach, daß sich die Laufzeitkurve hier schon in guter Näherung als Gerade darstellen läßt, wobei der Übergang von Firn zu Eis de facto stetig erfolgt und im „Näherungsbereich“ noch nicht abgeschlossen ist.

Als definitive Endgeschwindigkeiten V_P , V_S der P- und S-Wellen ergeben sich durch Ausgleichsrechnung:

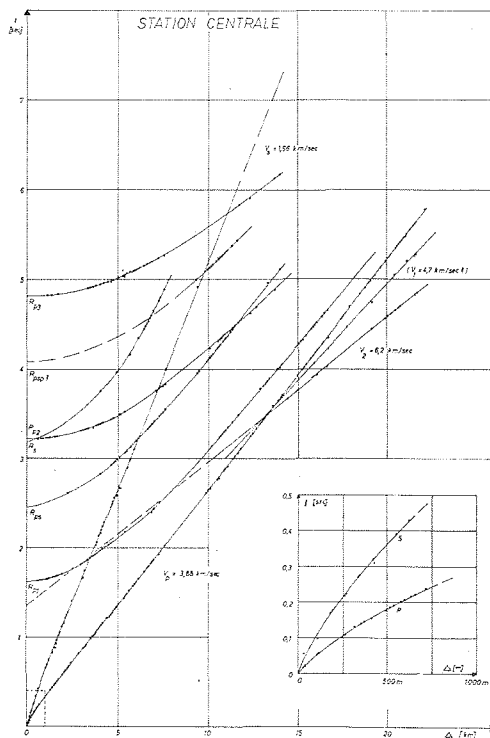


Abbildung 4
Laufzeitkurven in St. Centrale *)
Traveltime curves in St. Centrale

*) Für die Laufzeitkurve von V_1 mußten spätere Phasen ausgewertet werden

Station	V_p (km/sec)	V_s (km/sec)	Höhe (m) altitude (m)	Δ (km)
Camp VI	$3,82 \pm 0,05$	$1,92 \pm 0,06$	1677	1,535
P. Nord	$3,83 \pm 0,02$	$1,93 \pm 0,06$	2070	3,715
Milcent	(3,81)	(1,90)	2451	2,982
St. Centrale	$3,88 \pm 0,01$	$1,96 \pm 0,01$	2964	22,166

Tabelle 1
Die seismischen Geschwindigkeiten an den 4 Stationen — Seismic velocities at the 4 stations

Alle bisherigen Untersuchungen „in situ“ und im Labor zeigen, daß die Geschwindigkeiten mit fallenden Temperaturen ansteigen (s. S. 11); mehrere Autoren folgern in weitem Bereich lineare Abhängigkeit dieser Größen. Da die Jahresmitteltemperaturen der Oberfläche auf dem Inlandeis

In St. Centrale wurde bei großer Auslage die Eisunterlage refraktionsseismisch erfaßt (Abb. 4). Es wurden u. a. die Geschwindigkeiten:

$$V_{p1} = 4,7 \text{ km/sec}; V_{p2} = 6,2 \text{ km/sec}$$

gemessen. P_1 tritt in den Seismogrammen

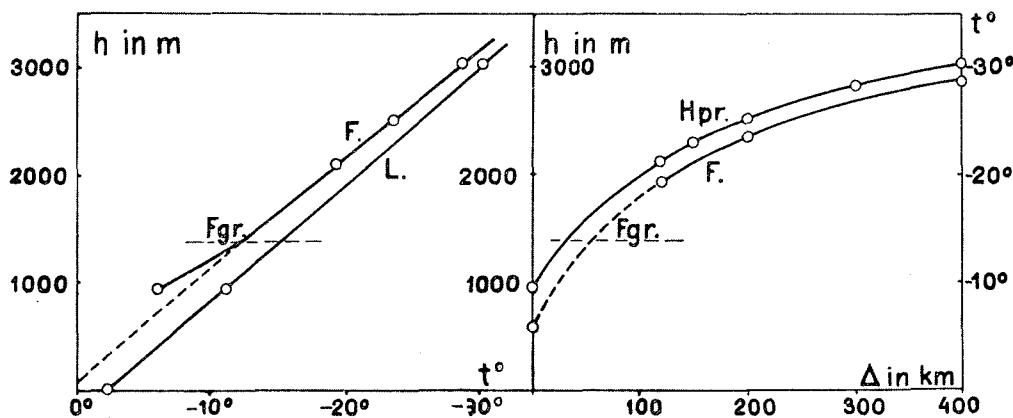


Abbildung 5
Verlauf der Firn- und Lufttemperatur mit der Höhe und dem Randabstand (Brockamp, 1951)
Air- and firn temperature versus elevation and distance from the coast (Brockamp, 1951)

linear mit der Höhe abnehmen (Abb. 5), sind die Endgeschwindigkeiten in Milcent entsprechend der Seehöhe dieser Station zu niedrig. Der Grund dafür ist sicherlich, daß bei einer Auslage von 2.982 km die Endgeschwindigkeiten noch nicht erreicht wurden.

Überlegungen über die Beziehung zwischen Temperatur und Geschwindigkeit, die weiter unten diskutiert werden, waren Anlaß, deshalb die Geschwindigkeiten in Milcent in erster Näherung zu $V_p = 3,85 \text{ km/sec}$, $V_s = 1,94 \text{ km/sec}$ linear nach der Seehöhe zu interpolieren (Abb. 6). Bei der Berechnung der Geschwindigkeiten aus den Reflexionseinsätzen wird sich zeigen, daß diese Annahme berechtigt ist.

nur in späteren Einsätzen auf und ist einer geringmächtigen, überschossenen Schicht zuzuordnen. Die Einsätze sind nur in wenigen Spuren schwach zu identifizieren und die Geschwindigkeit ist deshalb mit einiger Unsicherheit behaftet.

Auf der EPF ⁹⁾ fanden A. Joset und J. J. Holtzschner ähnliche Geschwindigkeiten in Camp IV: 4,8 km/sec und Camp VI: 5,0 km/sec mit Schichtmächtigkeiten von 250 m und 300 m. Sie deuten diese Schicht als gefrorenes Moränenmaterial.

Die seismischen Feldmessungen von E. Robinson in der Antarktis (1959/60) über anstehenden Olivin-Augit-Basalt erbrachten die

⁹⁾ Expéditions Polaires Françaises, 1948—1953

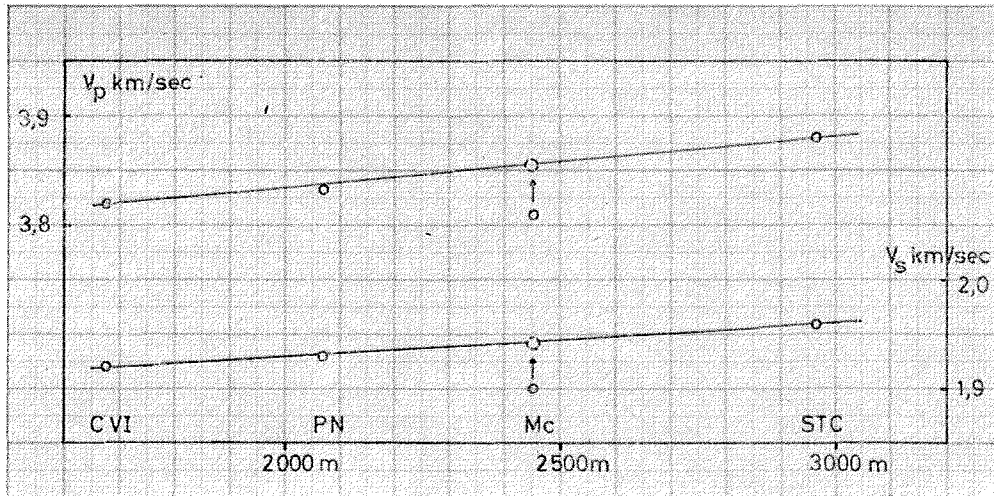


Abbildung 6
Die Endgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Seehöhe — Velocities versus altitudes

erstaunlich niedrigen Geschwindigkeiten: $V = 4,81$ km/sec und $V = 4,83$ km/sec. Ultraschallmessungen (Meßfrequenz: 1 MHz) an einer Probe Olivinbasalt aus Westgrönland (Hareoen), die freundlicherweise von B. Fristrup beschafft wurde, ergaben ebenfalls eine Raumgeschwindigkeit: $V = 4,8$ km/sec. Der Deutung von Joset und Holtzscherer, daß es sich um eine gefrorene Moräne handelt, widerspricht der große Wert des Reflexionskoeffizienten $R = 0,54$, der sich nach einem von Robin angegebenen Verfahren aus:

$$\alpha_x = 1n \left(\frac{R}{4} \right) + 1n \left(\frac{A_x}{A_{2x}} \right)^2$$

berechnet. A_x , A_{2x} sind die Amplituden der einmal und zweimal reflektierten P-Welle für annähernd senkrechten Strahlenverlauf, α der Extinktionskoeffizient und x die doppelte Eismächtigkeit. R und α werden graphisch bestimmt (Abb. 7). Wegen der automatischen Amplitudenreg-

lung sind die ausgewerteten Amplituden und somit R mit einiger Unsicherheit behaftet. (R ist wahrscheinlich etwas zu groß), trotzdem dürfte R ungefähr den wahren Verhältnissen entsprechen.

Tab. 2 bringt die Reflexionskoeffizienten für einige Gesteine. Daraus geht weiter hervor, daß Reflexionen von einer gefrorenen Moräne wesentlich schwächer oder kaum in den Seismogrammen zur Aufzeichnung kommen dürften.

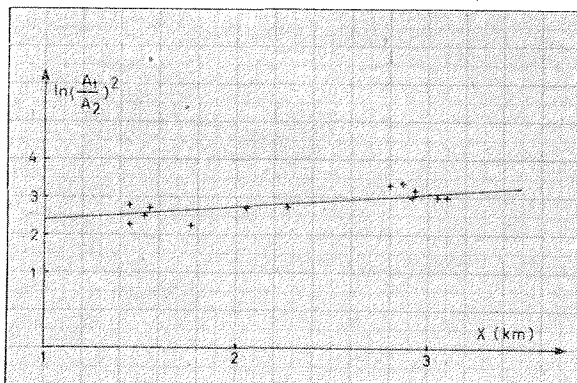
Geschwindigkeit wie auch Reflexionskoeffizient deuten auf schallhärteres Material, als es eine gefrorene Moräne darstellt, hin, wodurch jedoch nicht die Zuordnung zu einem bestimmten Gestein gegeben ist.

	R		R
Moräne (naß)	0—0,16	Gabbro	0,48
Moräne (gefroren)	0—0,13	Dolerit	0,48
Sediment	0,31	Basalt	0,45
Grauwacke	0,35		

Tabelle 2 Reflexionskoeffizienten nach Robin
Reflection coefficients after Robin

P_2 tritt in einigen Spuren mit gut zu identifizierenden Ersteinsätzen (40 Hz — 60 Hz) auf; die Geschwindigkeit: $V_{p2} = 6,2$ km/sec ist schlechthin dem kristallinen Untergrund Grönlands zuzuordnen. Auf der EPF wurden in Camp IV: $V_{p2} = 6,0$ km/sec und in Camp VI: $V_{p2} = 5,45$ km/sec; $V_{p3} = 6,65$ km/sec gemessen. In der Antarktis wurde anstehender Gabbro von Robin zu $V = 6,47$ km/sec bestimmt.

Abbildung 7
Reflexionskoeffizient R
und Extinktionskoeffizient α
Reflection coefficient R
and attenuation coefficient α



III

In Abb. 8 sind die Übertragungsgeschwindigkeiten $\frac{A}{t}$ für drei Standardentfernungen (200 m, 400 m, 1000 m) gegen die Seehöhe der Stationen aufgetragen. ⁷⁾

Die Werte der Stationen Jarl Joset, Wegener „km 120“ und km 120 (Wegener-Expedition 1929/31) sind ergänzend mit einbezogen. Die Zahlenpaare in der Darstellung geben als erstes die Scheitelgeschwindigkeit und als zweites die Eindringtiefe für die entsprechende Seehöhe und Standardentfernung an.

Das Anwachsen der Übertragungsgeschwindigkeiten für größere Standardentfernungen an ein und demselben Untersuchungsgebiet ist durch die Geschwindigkeitszunahme im Firn verursacht; denn mit größerer Entfernung werden größere Eindringtiefen erreicht und damit Schichten höherer Geschwindigkeit erfaßt.

Die Abnahme der Übertragungsgeschwindigkeiten mit steigender Seehöhe (die Endgeschwindigkeiten verhalten sich umgekehrt) legt die Folgerung nahe, daß die Firnmächtigkeiten mit der Seehöhe zunehmen; bei stetiger Geschwindigkeitszunahme werden in größeren Höhen dieselben Geschwindigkeiten in größeren Tiefen erreicht.

Der sich aus Abb. 8 ergebende lineare Zusammenhang zwischen Übertragungsgeschwindigkeiten und Seehöhen stützt die Berechtigung der Interpolation der Endgeschwindigkeiten in Milcent (s. S. 5).

Das von Slichter für das ebene Problem umgeformte Verfahren von Wiechert-Herglotz erlaubt nun aus der Krümmung der Laufzeitkurven die Geschwindigkeitsverteilung im Firn exakt zu berechnen:

$$h_s = \frac{1}{\pi} \int_0^{\Delta} \operatorname{arccosh} \frac{V_{\Delta}}{V_x} dx$$

h_s : Scheiteltiefe

$V_{\Delta} (V_x)$: Scheingeschwindigkeit
in der Entfernung $\Delta (x)$ ($x < \Delta$)

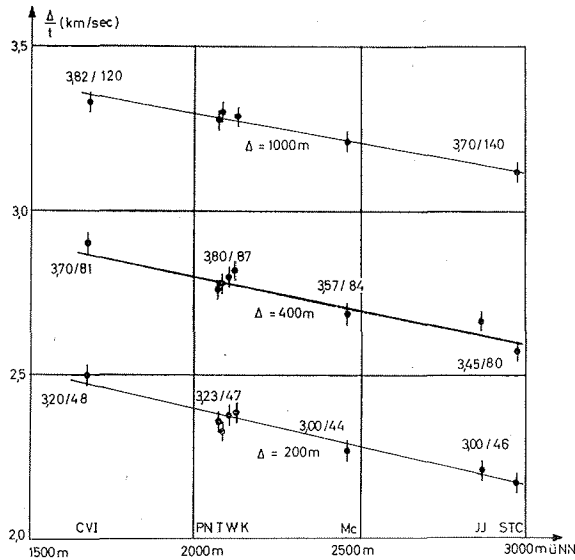


Abbildung 8
Übertragungsgeschwindigkeiten $\frac{A}{t}$ in Abhängigkeit von der Seehöhe

T: T 106; W: Wegener km 120; K: km 120

The velocity $v^x = \frac{A}{t}$ versus altitude

T: T 106; W: Wegener km 120; K: km 120

Die Integrale werden ausgezählt. Die Geschwindigkeitsverteilung für die P- und S-Wellen im Firn ist in Tab. 3 und Abb. 9 dargestellt.

Die wesentlich stärkere Geschwindigkeitszunahme der P-Wellen mit der Tiefe als die der S-Wellen hat ihre Ursache in der stärkeren Zunahme der Inkompressibilität K mit der Tiefe gegenüber der Richtigkeit μ .

Bezeichnen wir nun die gesamte Schicht, in der v tiefenabhängig ist, als Firn und den darunterliegenden Teil des Inlandeises, in

⁷⁾ Es ist den Übertragungsgeschwindigkeiten gegenüber den reinen Laufzeiten der Vorzug gegeben, da bei verschiedenen Entfernungen die Unterschiede in den Übertragungsgeschwindigkeiten nur durch Materialdifferenzierungen bedingt sind. Bei einer Darstellung der Laufzeiten in dieser Art für verschiedene Standardentfernungen ist der größte Anteil der Laufzeitdifferenzen durch die unterschiedlichen Laufwege und kaum durch Materialänderungen verursacht.

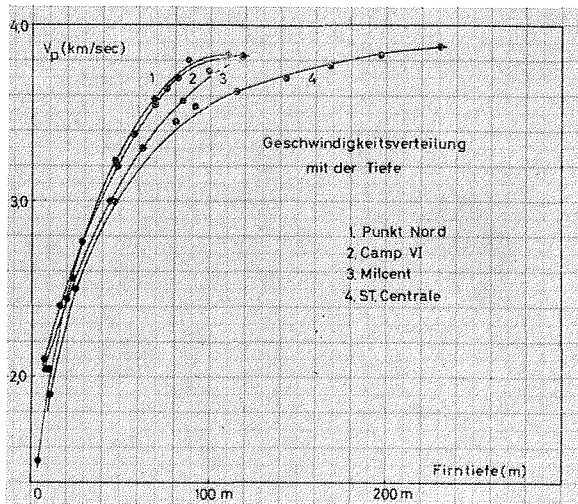


Abbildung 9
Geschwindigkeitsverteilung der P-Wellen im Firn
P-wave velocities versus depth

dem $v = \text{const.}$ ist, als Eis, so erhalten wir als *seismische* Firnmächtigkeiten in:

Camp VI:	120 m
Milcent:	(180 m extrapoliert)
P. Nord:	110 m
St. Centrale:	230 m

Die seismisch definierten Firnmächtigkeiten können im Gegensatz zu den glaziologischen aus Oberflächenmessungen abgeleitet werden, ohne das Material aus dem Verband zu lösen.

Die seismischen Geschwindigkeiten liefern bei bekannter Dichte die elastischen Konstanten; ohne Kenntnis der Dichte kann die Poissonsche Konstante nach:

$$\sigma = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \right)$$

berechnet werden. Der Verlauf von σ mit der Tiefe ist in Tab. 4 dargestellt. Überraschenderweise besitzt σ oberflächennah kleinere Werte als in dem darunterliegenden Material. Für das Eis folgen die Werte:

Camp VI:	0,331
P. Nord:	0,330
Milcent:	(0,330 extrapoliert)
St. Centrale:	0,329

Camp VI			
h (m)		V (km/sec)	
P	S	P	S
118	118	3,82	1,92
81	80	3,70	1,86
75	69	3,64	1,79
68	57	3,55	1,71
57	45	3,38	1,63
48	34	3,20	1,54
29	24	2,77	1,44
16	15	2,40	1,34
7	5	2,10	1,21

Punkt Nord			
h (m)		V (km/sec)	
P	S	P	S
110	113	3,825	1,93
87	73	3,80	1,91
68	55	3,58	1,75
47	36	3,23	1,59
23	21	2,56	1,41
10	9	2,04	1,14
3,5	2,5	1,52	0,95

Milcent			
h (m)		V (km/sec)	
P	S	P	S
99	90	3,74	1,90
84	78	3,57	1,87
—	72	—	1,82
62	—	3,50	—
44	44	3,00	1,60
—	32	—	1,44
20	18	2,44	1,27
7	9	2,04	1,10
—	3	—	0,90

Station Centrale			
h (m)		V (km/sec)	
P	S	P	S
230	210	3,88	1,96
197	185	3,83	1,95
168	165	3,77	1,93
143	147	3,70	1,91
115	—	3,62	—
91	115	3,54	1,85
80	83	3,45	1,72
46	40	3,00	1,46
25	21	2,50	1,24
10	7	1,90	1,00

Tabelle 3
Geschwindigkeitsverteilung im Firn mit der Tiefe. — Distribution of velocities in the firn

h (m)	camp VI	P. Nord	Milcent	St. Centrale
5	—	0,25	—	—
10	0,25	0,28	0,302	0,285
20	0,281	0,28	0,305	0,311
30	0,298	0,288	0,305	—
40	0,30	0,295	0,305	0,333
50	0,314	0,303	—	—
60	0,326	0,307	0,304	0,343
70	0,331	0,318	—	—
80	0,333	0,324	0,303	0,34
90	0,331	0,329	0,315	—
100	0,33	0,329	0,328	0,333
110	—	0,33	—	—
120	0,331	—	—	0,333
130	—	—	—	—
140	—	—	—	0,33
160	—	—	—	0,325
180	—	—	—	0,325
200	—	—	—	0,325
220	—	—	—	0,328
230	—	—	—	0,329

Tabelle 4
Verlauf der Poissonschen Konstanten
mit der Tiefe
Poissons ratio versus depth

IV.

Die Konstanz der Endgeschwindigkeiten kann einmal darin ihre Ursache haben ⁸⁾, daß Elastizität und Dichte ab einer bestimmten Tiefe nach unten hin konstant bleiben, oder daß ab einer bestimmten Tiefe die Geschwindigkeiten wieder zunehmen. Letzteres würde in den Laufzeitkurven nicht erfaßt und könnte durchaus als Folge einer Temperaturzunahme nach unten auftreten. Die Möglichkeit, daß Elastizität und Dichte sich in einem solchen Maße zueinander ändern, daß die Geschwindigkeit konstant bleibt, wird nicht für wahrscheinlich gehalten.

Bei Kenntnis der Vertikalgeschwindigkeit kann die Fragestellung eingeeengt werden.

Die mittleren Vertikalgeschwindigkeiten \bar{V}_R für Firn + Eis sind aus den Reflexionshyperbeln unter Anwendung der T^2-x^2 -Methode gewonnen. Nach Anbringung der

Korrekturen wegen der Neigung des Reflektors und der Zeitdifferenz zwischen Reflexionseinsatz und ausgewerteter Phase erhalten wir als mittlere Vertikalgeschwindigkeit \bar{V}_R für Firn + Eis:

	\bar{V}_R (km/sec)	H (m)	H' (m)
Camp VI	3,73	1440	1480
P. Nord	3,73	1510	1560
Milcent	3,80	2270	2300
St. Centrale	3,85	3100	3100

(3,86 nach Joset und Holtzscherer, 1953)

Der mittlere Fehler der Geschwindigkeiten beträgt in Camp VI ca. $\pm 0,07$ km/sec, in P. Nord und Milcent $\leq 0,050$ km/sec und in St. Centrale ca. $\pm 0,010$ bis $\pm 0,020$ km/sec. Mit diesen Geschwindigkeiten sind die Mächtigkeiten H von Firn + Eis an den Stationen berechnet. H' ist mit der einheitlichen Geschwindigkeit von 3,85 km/sec berechnet, um diese Mächtigkeit mit Ergebnissen früherer Arbeiten zu vergleichen. Die Genauigkeit der Teufen liegt bei $\leq \pm 50$ m. Durch Eliminierung der Laufzeit durch den Firn aus der Gesamtlaufzeit der Reflexionen ist bei bekannter Firn- und Eismächtigkeit die mittlere Vertikalgeschwindigkeit V_R im reinen Gletschereis zu berechnen.

Die Laufzeit durch den Firn ist aus den V(h)-Kurven bestimmt. Es folgt dann für das Eis (ohne Firn):

	V_R (km/sec)
Camp VI	3,81 (3,81 nach Joset und Holtzscherer)
P. Nord	3,80
Milcent	(3,86 extrapol.)
St. Centrale	3,89 (3,88 nach Joset und Holtzscherer)

Der relative Fehler von V_R beträgt ungefähr 2—3 %.

Um einen Vergleich mit der mittleren Vertikalgeschwindigkeit \bar{V}_R zu ermöglichen,

⁸⁾ B. Brockamp, Nachtrag zu den wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener 1929—31, N. Jb. f. Geologie und Palaeontologie 1951

sind im folgenden die Durchschnittsgeschwindigkeiten \bar{v}_P in Firn und Eis aus den Geschwindigkeitsverteilungen im Firn und den Endgeschwindigkeiten berechnet. Unter der Voraussetzung, daß die Endgeschwindigkeiten in der Vertikalen konstant bleiben, ergeben sich die Durchschnittsgeschwindigkeiten nach:

$$\bar{v}_P = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i}}$$

wobei die Geschwindigkeitsverteilung durch eine Treppenkurve approximiert wird; h ist die Stufenhöhe und n die Anzahl der Stufen.

Für den Firn allein folgt daraus als Durchschnittsgeschwindigkeit:

Camp VI:	3,08 km/sec
P. Nord:	2,94 km/sec
Milcent:	(3,20 km/sec; extr.)
St. Centrale:	3,26 km/sec

und für Firn + Eis:

Camp VI:	3,75 km/sec
Milcent:	(3,79 km/sec; extr.)
P. Nord:	3,75 km/sec
St. Centrale:	3,84 km/sec

Ein Vergleich der voneinander unabhängigen Ergebnisse der Refraktions- und Reflexionsseismik zeigt, daß innerhalb der Fehlergrenzen Horizontalgeschwindigkeiten (v_P bzw. \bar{v}_P) mit den Vertikalgeschwindigkeiten (v_R bzw. \bar{v}_R) übereinstimmen; im besonderen wird hiermit nochmals die Berechtigung der Interpolationen der Endgeschwindigkeiten in Milcent betont.

Das Inlandeis erweist sich also in seinem elastischen Verhalten bei kurzzeitiger seismischer Beanspruchung als \pm homogen und \pm isotrop und ist damit durch zwei elastische Parameter bestimmt.

Bei einer Dichte des Eises von $\rho = 0,9 \text{ gr/cm}^3$ folgt:

	$E \cdot 10^{10} \text{ dyn/cm}^2$	$\mu \cdot 10^{10} \text{ dyn/cm}^2$	$K \cdot 10^{10} \text{ dyn/cm}^2$	σ	Höhe (m)
Camp VI	8,78	3,32	8,73	0,331	1674
P. Nord	8,88	3,35	8,76	0,330	2070
Milcent	(8,94)	(3,38)	(8,82)	(0,330)	2453
St. Centrale	9,16	3,45	8,97	0,329	2965

Tabelle 5

Die elastischen Konstanten des Inlandeises — The elastic constants of the Greenland ice sheet

Es fanden:

1. Bentley, Pommeroy, Dorman in Nordgrönland:

$$K = 8,93 \cdot 10^{10} \text{ dyn/cm}^2$$

$$\mu = 3,39 \cdot 10^{10} \text{ dyn/cm}^2$$

$$v_P = 3,865 \text{ km/sec}$$

$$v_S = 1,940 \text{ km/sec}$$

(t : ca -25° C bis -26° C ; nach Langway, 1961)

2. Brockamp - Querfurth im Labor: (polykristallines Eis):

$$E = 8,45 \cdot 10^{10} \text{ dyn/cm}^2$$

$$\mu = 3,11 \cdot 10^{10} \text{ dyn/cm}^2$$

$$\sigma = 0,35$$

$$t = \text{ca. } 0^\circ \text{ C.}$$

Obwohl bei großmaßstäblichen Feldmessungen die erreichbare Genauigkeit der Ergebnisse im Vergleich zu Ultraschallmessungen begrenzt ist, so dürften doch diese Werte repräsentativ für das Grönländische Inlandeis sein. Es zeigt sich klar die Tendenz, daß das Eis mit fallenden Temperaturen vom Eisrand zum Zentrum starrer wird.

V.

In Abb. 12 sind die Endgeschwindigkeiten gegen die Temperatur aufgetragen. Der Wert von Bentley, Pommeroy, Dorman fügt sich gut in unsere Ergebnisse ein.

Die in Tab. 6 zusammen mit den Ergebnissen anderer Autoren aufgeführten Temperaturkoeffizienten zeigen nun, daß die „in situ“ gewonnenen Koeffizienten überraschenderweise wesentlich größer sind als die im Labor an Kunst- oder See-Eis bestimmten.

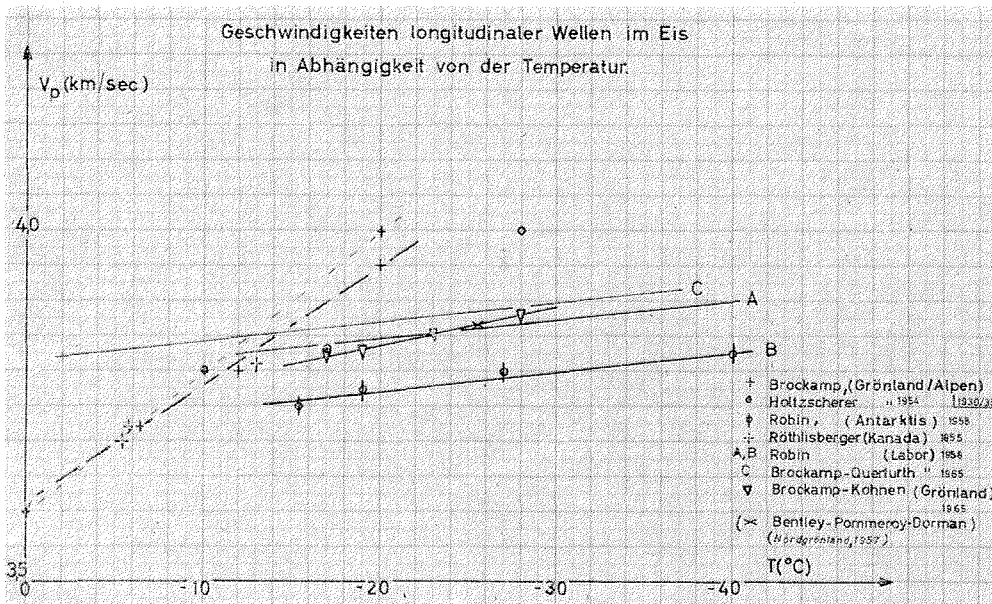


Abbildung 10
Die Geschwindigkeiten der P-Wellen in Abhängigkeit von der Temperatur
P-wave velocities versus temperature

1. „in situ“		
P:	— 7,4 m/sec °C	Thiel-Ostenso, Antarktis
	— 2,3 „ „	Robin, Antarktis
	— 18 „ „	Joset-Holtzscherer, Grönland
	— 5,5 „ „	Brockamp - Kohnen, Grönland
S:	— 3,4 m/sec °C	Thiel - Ostenso, Antarktis
	— 3,6 „ „	Brockamp - Kohnen, Grönland
2. Labor		
P:	— 2,3 m/sec °C	Robin
	— 3,4 „ „	Bass, Rossberg, Ziegler
	— 2,6 „ „	Brockamp - Querfurth
S:	— 1,4 m/sec °C	Bass, Rossberg, Ziegler
	— 1,5 „ „	Brockamp - Querfurth

Tabelle 6
Temperaturkoeffizienten
der Geschwindigkeiten
Temperature coefficients
of the velocities

Es ist bisher nicht geklärt, wodurch die Differenzen bedingt sind. Untersuchungen über dieses Problem werden derzeit im Institut für Reine und Angewandte Geophysik der Universität Münster durchgeführt.

Literatur

- | | |
|--|---|
| <p>1. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener 1929, 1930/31, Bd. I—VII, Brockhaus, Leipzig 1933 bis 1940.</p> <p>— B. Brockamp, K. Wölken: Die seismischen Ergebnisse der Hauptexpedition bis „km 120“, Bd. II.</p> <p>— E. Brockamp: Ergänzende Untersuchungen, Bd. II.</p> | <p>— B. Brockamp: Überlegungen zur Temperaturverteilung im Inlandeis auf Grund seismischer Ergebnisse, Bd. III.</p> <p>— B. Brockamp: Über den jährlichen Zutrag bei „km 120“ und „km 62“, Bd. III.</p> <p>— E. Sorge: Glaziologische Untersuchungen in Eismitte, Bd. III.</p> <p>— K. Wegener: Zusammenfassung der wissenschaftlichen Ergebnisse, Bd. VII.</p> |
|--|---|

2. B. Brockamp, H. Mothes: Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher I, Zeitschr. f. Geoph. 1930.
3. B. Brockamp: Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher II, Zeitschr. f. Geoph. 1931.
4. L. B. Slichter: The Theory of the Interpretation of Seismic Travel-Time Curves in Horizontal Structures, Physics 1932.
5. I. A. Sharpe: The Production of Elastic Waves by Explosion Pressures, Geophysics, 1942.
6. B. Brockamp: Nachtrag zu den wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener. N. Jb. f. Geologie und Palaeontologie, 1951.
7. A. Joset, J. J. Holtzscherer: Etudes des Vitesses de Propagation des Ondes Séismiques sur l'Inlandsis du Groenland, Annales de Géophysique, 1953.
8. J. J. Holtzscherer: 1. Mesures Séismiques, Expédition Polaires Françaises, Résultats Scientifiques, 1954.
9. A. Bauer: 2. Synthèse Glaciologique, dt. 1954.
10. H. J. Dürrbaum: Zur Bestimmung von Wellengeschwindigkeiten aus Reflexionsmessungen, Geoph. Prospecting 1954.
11. H. Dix: Seismic Velocities from Surface Measurements, Geophysics, 1955.
12. B. Brockamp: Seismische Beobachtungen des grönländischen Inlandeises, Bericht des Meteorologischen Institutes Frankfurt Nr. 6, 1956.
13. C. R. Bentley, P. W. Pommeroy, H. J. Dorman: Seismic Measurements on the Greenland Ice Cap, Annales de Géophysique, 1957.
14. R. Bass, D. Rosberg, G. Ziegler: Die elastischen Konstanten des Eises, Zeitschrift f. Physik, 1957.
15. G. de Q. Robin: Seismic Shooting and Related Investigations, Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949-52 Scientific Results, Vol. V, 1958.
16. B. Brockamp: Erweiterter Nachtrag zu den wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener, Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayr. Akad. der Wiss. Reihe B, 1959.
17. E. Thiel, H. Ostenson: Seismic Studies in Antarctic Shelves, Geophysics, 1961.
18. C. C. Langway: Accumulation and Temperature of the Inland Ice of North Greenland, Journ. of Glaciology, 1961.
19. C. Lorius: Contribution to the Knowledge of the Arctic Ice-Sheet, Journ. of Glaciology, 1962.
20. E. S. Robinson: Geophysical Investigations in McMurdo Sound, Antarctica, Journ. of Geophysical Research, 1962.
21. R. Arndt: Vortrag auf der Polartagung in Münster, 1960.

Die Westküste Grönlands im Strukturwandel

Von Wilhelm Dege, Dortmund *)

Einleitung

Das wissenschaftliche Interesse an Grönland war außerhalb Dänemarks seit Nansens Überquerung des Inlandeises 1888 vorwiegend auf die mächtige Eiskalotte gerichtet. Der eisfreie, besiedelte Küstenraum, der allein an der Westküste von Kap Farvel bis zur Melville-Bucht rd. 119 000 von den insgesamt 2 175 600 qkm des Inselareals umfaßt, konnte von ausländischen Forschern jeweils nur punktweise beobachtet werden. Das lag im Sinne der Eingeborenenpolitik der ehemaligen dänischen Kolonialverwaltung, die darum bemüht war, eine vor fremden Einflüssen möglichst ungehinderte Entwicklung zu sichern. Das ist eine wesentliche Ursache dafür, daß auch heute noch unsere landläufige Vorstellung von Grönlands Bevölkerung und deren Lebensweise weitgehend geprägt wird durch die Berichte von Forschungsreisenden vergangener Jahrzehnte, wie Nansen, Rasmussen, Freuchen, ganz zu schweigen davon, daß wir bei dem Begriff „Eskimo“ nicht unterscheiden zwi-

schen den Bewohnern Grönlands und denjenigen der amerikanischen Arktis mit ihren so unterschiedlichen materiellen Kulturen. Diese Kultur, so glauben wir vielfach noch, sei geprägt durch die verschiedenen Robbenarten, welche Nahrung, Kleidung, Boots- und Zeltbezüge sowie den Speck für die Tranlampen liefern und auf der Grundlage dieser Robben-Monokultur eine beinahe autarke Naturalwirtschaft erlaube. Beliebte Attribute dieser Vorstellung sind das Iglu, der Hundeschlitten und der Kajak. Dabei ist das Iglu, die Schneehütte, entlang der ganzen Westküste Grönlands unbekannt; der Hundeschlitten ist nur im mittleren und nördlichen Westgrönland in Gebrauch, und es gibt heute viele hundert Kilometer Küstenstriche, wo man vergeblich nach einem Kajak Ausschau hält

I. Die Klimabesserung in Ozean und Atmosphäre

Auch die grönländische Westküste hat Anteil an der Erwärmung der Arktis, die seit etwa 1920 deutlich feststellbar ist und den

*) Prof. Dr. Wilhelm Dege, 46 Dortmund, Lindemannstraße 84