

Über einige geophysikalische Ergebnisse der internationalen Grönland-Expedition EGIG¹⁾ 1959

Von B. Brockamp, Münster ²⁾

Zusammenfassung

Die geophysikalischen Untersuchungen längs der EGIG-Route ergaben für das grönländische Inlandeis: Die Oberfläche des Inlandeises, dessen Profil mit zwei gedämpften Barographen während der Reisen gewonnen wurden (topographisch-barographische Höhenkurve) und die sich im Profil durch Teilstücke von Ellipsen darstellen läßt, ist von Undulationen (3–25 km Länge) mit nach dem Inneren abnehmenden Amplituden überdeckt. Diese Elemente sind bis km 100 Untergrundsformen zuzuordnen; ab km 100 fällt ihre Amplitude auf $\frac{1}{3}$ des bis km 100 geltenden Wertes. Diese abrupte Änderung ist vielleicht durch einen Felsrücken bedingt, der den Abfluß des Eises nach Westen behindert. Die Seismik zeigt, daß der Firn seine größte Mächtigkeit unter Station Centrale mit 230 m erreicht. An der Grenze Firn/Eis (Dichte 0,90–0,91) treten maximale Endgeschwindigkeiten auf. Die aus den Reflexionslaufzeiten berechneten Vertikalgeschwindigkeiten stimmen jeweils \pm mit den Maximalgeschwindigkeiten im Eis überein und legen nahe, an den einzelnen Stationen auf \pm Temperaturkonstanz über die gesamte Eisdicke zu schließen. Die Laufzeiten für gleiche Entfernung (600 m) lassen sich der Fazieskarte von Benson zuordnen. Gravimetermessungen dienen u. a. dazu, die Eisdicken zwischen zwei seismischen Stationen zu berechnen resp. zu interpolieren. Die Bouguer-Anomalie zeigt einen starken regionalen Gradienten mit nach E fallender Tendenz. Die Eisdicke auf Felsdicke ($\rho_1 = 0,9$, $\rho_2 = 2,7$) umgerechnet, ergibt eine nach E aufsteigende Gesteinsplatte. Nach der auf Meeressniveau bezogenen Bouguer-Anomalie ist mit dem Abtauchen der Unterkante einer Gesteinsschicht mit relativ geringer Dichte zu rechnen.

Freiluft- und isostatische Anomalie zeigen für den eisfreien Raum im Westen und weit in den inneren Küstenbereich im Osten negativ gestörte Werte, dagegen sind beide Anomalien überraschenderweise im Inneren Grönlands positiv (+ 40 mgal für Freiluftanomalie, + 25 mgal isostatische Anomalie).

Während die ΔZ Anomalie im allgemeinen mit der Freiluftanomalie und der Konfiguration des Untergrundes parallel verläuft und damit unterstreicht, daß die Untergrund-Topographie richtig erfaßt ist, und daß die Eisunterlage aus festem Gestein und nicht aus Moräne besteht, zeigt sie im Bereich von zwei Störungen (+250 γ +500 γ) einen anderen Verlauf zwischen den vorgenannten drei Größen und deutet auf eine Änderung in der Gesteinsart. Gravimetrische Wiederholungsmessungen deuten auf eine Zunahme der Eismächtigkeit seit 1931 bis 1959 hin. Nicht behandelt wurden im vorstehenden Tiefenreflexionen und Refraktionsbeobachtungen bis zu Schußentfernungen von 120 km.

Abstract

Geophysical research along the EGIG traverse shows the following results for the Greenland icecap: The surface of the icecap which was recorded with two fluid-damped barographs during the itineraries ("barographic nivellement") and which can be demonstrated in the profile

by parts of an ellipse, is covered with undulations (3–25 km wave length) with amplitudes declining toward the interior. These elements up to km 100 can be put in parallel with forms of the bedrock; after km 100 their amplitudes decline to $\frac{1}{3}$ of the value before km 100. This abrupt change is perhaps due to an elevation of the bedrock which hampers the flowing of the ice to the west. The seismic method shows that the firn reaches its greatest thickness below Station Centrale with 230 m. At the boundary firn/ice (density 0,90–0,91) maximum velocities of P-waves appear. The vertical velocities in ice determined by the reflection travel times agree \pm with the maximum velocities of refraction at the boundary of firn on ice and suggest to assume a \pm temperature constancy over the entire ice thickness. The travel times for the same distance (600 m) allow to associate these times with the diagenetic facies after Benson.

Gravity measurements serve for instance to calculate or resp. to interpolate the ice thickness between two seismic stations. The Bouguer anomaly shows a strong regional gradient with a toward east falling tendency. The ice thickness converted to rock thickness ($\rho = 0,9$; $\rho_2 = 2,7$) results in a rock plate rising towards east. According to the Bouguer anomaly related to the sea level a dip of the lower edge of a rock layer with relatively small density is to be expected.

Free air and isostatic anomaly show for the ice free part in the west and far into the inner coast region in the east negatively disturbed values, whereas both anomalies surprisingly are positive in the inner part of Greenland (+40 mgal for free air anomaly, +25 mgal isostatic anomaly).

While the ΔZ - anomaly is parallel with the free air anomaly and the configuration of the underground (thereby underlining that the underground topography has been gained correctly and that the bedrock consists of solid rock and not of moraine) it shows a different course within the region of two disturbances (+ 250 γ ; + 500 γ) and points to a change in the kind of rock. The gravity measurements of 1931 and 1959 indicate a trend of the ice thickness since 1931 to 1959 to increase.

Not treated in the foregoing are the deep reflections and the refraction observations up to shot distances of 120 km.

1) E.G.I.G. = Expedition Glaciologique Internationale au Groenland. An der Expedition waren die Länder Dänemark, Deutschland, Frankreich und die Schweiz beteiligt. Die wissenschaftliche Leitung lag bei einem internationalen Direktionskomitee; die technische Durchführung lag in den bewährten Händen von P. E. Victor.

2) Prof. Dr. Bernhard Brockamp, Institut für Reine und Angewandte Geophysik der Universität Münster — Leiter der Gruppe Geophysik der E.G.I.G. 1959.

Die Geophysik, die ihren Siegeslauf auf dem Gebiet der Lagerstätten erkundung und der Aufdeckung des Baues unserer Erdkruste mit steigender Genauigkeit unaufhaltsam ausweitet, ist seit ihrem ersten erfolgreichen und systematischen Einsatz auf der Expedition Alfred Wegeners 1929/31 zu einem unentbehrlichen und wesentlichen Rüstzeug der modernen Polarforschung geworden.

Nachstehend wird über die während der Internationalen Grönland-Expedition 1959 nach Programm und Plan des Verfassers (4) durchgeführten geophysikalischen Untersuchungen kurz berichtet. Es werden zunächst die einzelnen Arbeitsgebiete behandelt, ohne auf die zwischen diesen bestehenden Beziehungen in extenso einzugehen; sodann erfolgt eine Diskussion unter einheitlichem Gesichtspunkt.

vellement (Sichtweiten 50—100 m, Gegenvisur) wurde von der Gruppe Nivellement (23) zwischen der Westküste und der Überwinterungsstation Jarl Joset ($\Delta \sim 573$ km) durchgeführt.

Für das gesamte W-E-Profil, das im Nachstehenden vorherrschend behandelt wird, sowie für das 450 km lange N-S-Profil liegen auch barographisch-topographische Höhenkurven vor (7). Als Instrumente für die Gewinnung dieser Höhenkurven wurden zwei Barographen üblicher Bauart eingesetzt, die mit einer Öldämpfung und einer Vorrichtung zum Einstellen von vier überlappenden Höhenbereichen zu etwa je 1000 Meter derart versehen waren, daß die Temperaturkompensation der Geräte nicht gestört wurde. ³⁾ Die Barographen waren in den „Weasel-Fahrzeugen“ so aufgestellt, daß die durch das Fahren bedingten Störungen

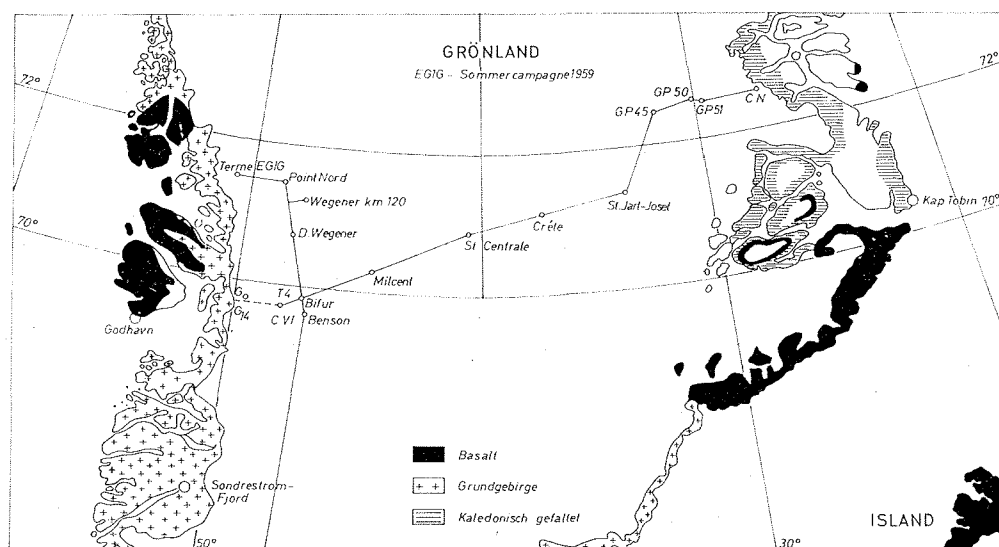


Abbildung 1
Lageplan der Expeditionsrouten der EGIG 1959 — Traverses of the EGIG 1959

I. Zur Oberflächenform des Inlandeises (Barographie und Barometrie)

Das W-E-Profil der Expeditionsroute zwischen Camp VI und Cecilia Nunatak (Abb. 1) war von der Gruppe Lagemessung (18) mittels Tellurometermessungen und Ortsbestimmungen vermessen und durch Pegel (Balisen) markiert; ein geometrisches Ni-

vellement (Sichtweiten 50—100 m, Gegenvisur) wurde von der Gruppe Nivellement (23) zwischen der Westküste und der Überwinterungsstation Jarl Joset ($\Delta \sim 573$ km) durchgeführt.

³⁾ Diese Änderungen wurden vom Instrumentenamt Nord des Deutschen Wetterdienstes vorgenommen; für dieses Entgegenkommen sei dem Leiter des Institutes, Herrn Professor Baumbach, sowie den Mechanikermeistern Bayer und Friedrichs (meinen alten Expeditionskameraden von der Wegenerexpedition) an dieser Stelle gedankt.

wurden aneinandergezeichnet und so eine zusammenhängende topographisch-barographische Höhenkurve von Camp VI im Westen bis Cecilia Nunatak im Osten erstellt (Gesamtstrecke 832 km), wobei die in den Original-Barogrammen angebrachten Zeit- und Wegmarken mit übernommen wurden.

Abb. 3a—c bringt einen Profilausschnitt von Balise T4 bis Milcent über eine Distanz von rd. 120 km, und zwar die untere Kurve das Höhenprofil nach dem Nivellement, die obere die barographisch-topographische Höhenkurve. Um zu zeigen, was die barographische Kurve herzugeben vermag, ist in dieser Darstellung bewußt auf eine Umrechnung auf wahre Höhe verzichtet und das Gegeneinanderlaufen der Kurven in Kauf genommen. — Die barographisch-topographische Höhenkurve gibt also, wie Abb. 3 eindeutig zeigt, die relative Topographie der durchfahrenen Strecke einwandfrei mit allen Einzelheiten wieder, nicht dagegen die Absolutwerte der Höhen; die Forderung nach diesen führt unmittelbar auf die barometrische Höhenberechnung, für die von den reduzierten Aneroid- und Thermometerablesungen während der Reise

ausgegangen wird, sowie von den Druck- und Temperaturregistrierungen in Camp VI (1666 m), Milcent (2451 m) sowie Station Centrale (2966 m), um u. a. den zeitlichen p-Gang festzulegen. (In Camp VI und Milcent befanden sich die Barographen unter der Schneeoberfläche, um Störungen durch Sturm und Schneetreiben zu vermeiden).

Wetterkarten der 850- und 700-mb-Fläche wurden nach den Datenveröffentlichungen des US-Weatherbureau sowie den Druckkurven in Camp VI, Milcent und Station Centrale, für die nivellierte Höhenwerte vorliegen, ergänzt und so die Führung der Isobaren über Grönland weiter gesichert. Aus diesen Wetterkarten wurde der horizontale Druckgradient entnommen; zur Kontrolle dienten gelegentlich auch die Radarwindangaben der Küstenstationen.

Um die zeitlichen Druckänderungen zu erfassen, wurden die Barogramme der ortsfesten Instrumente (Camp VI, Milcent, Station Centrale) sowie die während der Halts an den einzelnen Punkten gewonnenen Stücke der Fahrtbarogramme herangezogen.

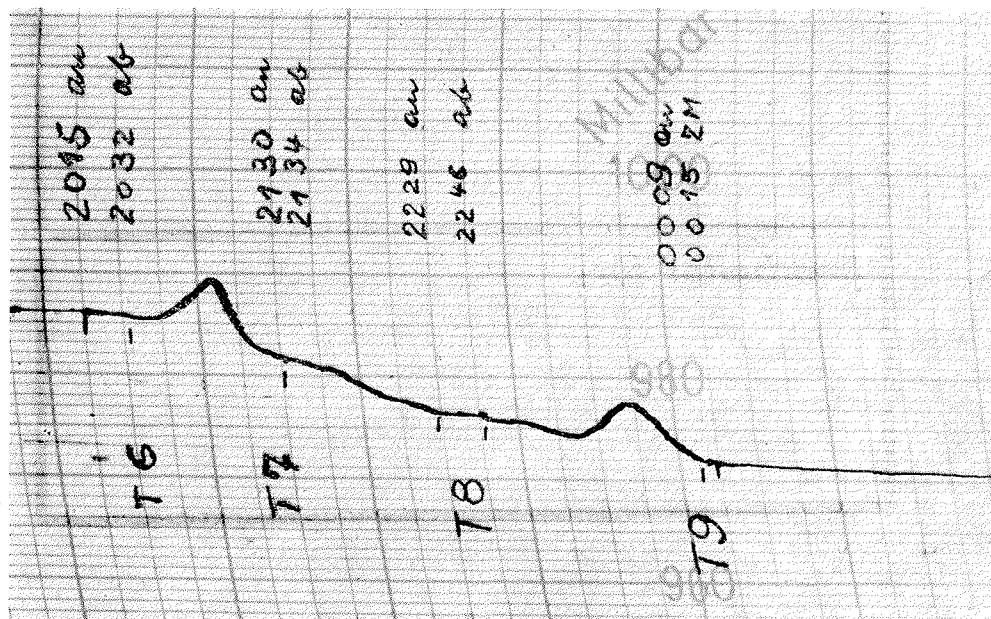


Abbildung 2

Druckregistrierung während der Fahrt, vergrößert — Barograms recorded on the drive

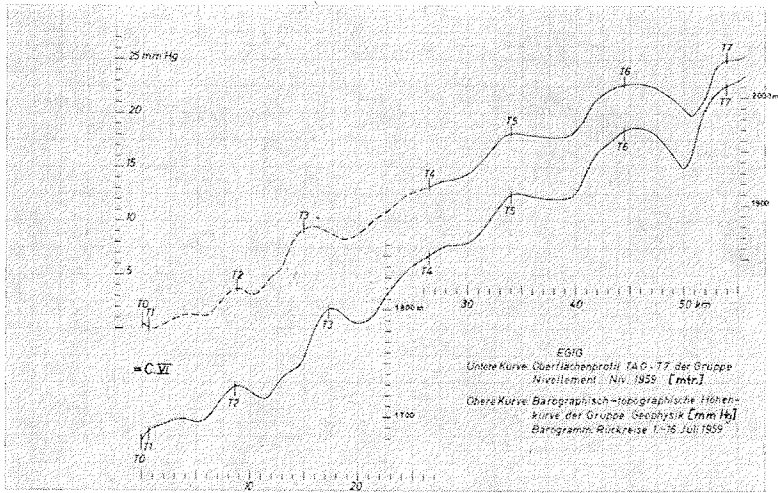


Abbildung 3 a

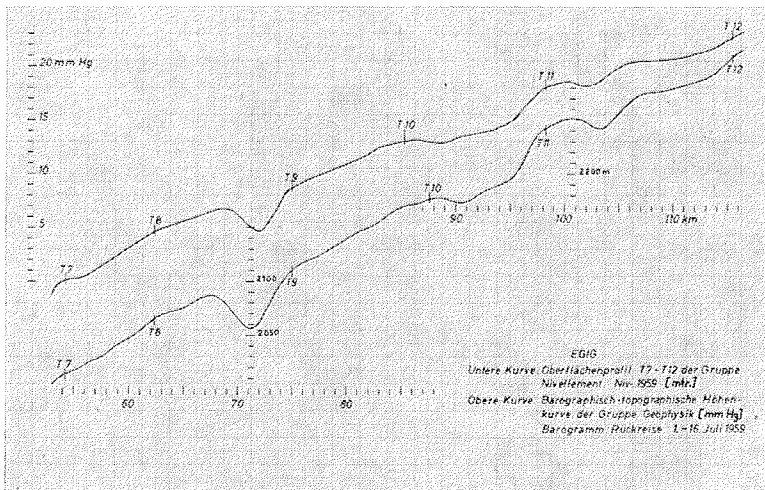


Abbildung 3 b

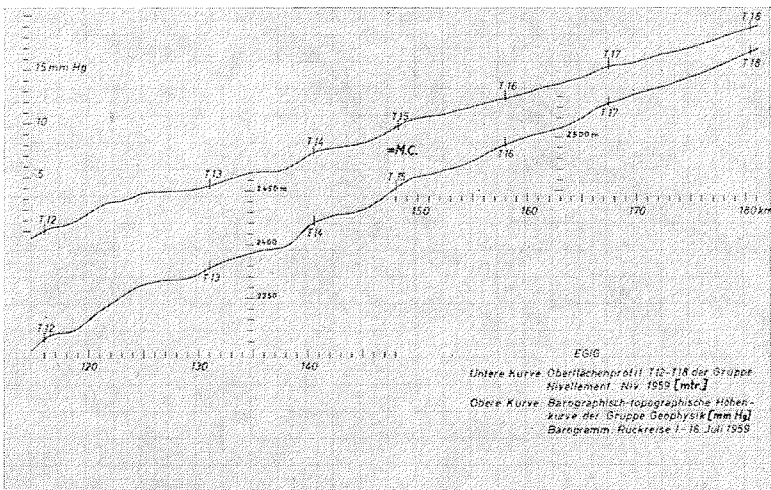


Abbildung 3 c

Abbildung 3 a – c
Profilabschnitt
T₄ – T₁₈:

- 1) Höhenprofil nach Nivellement
- 2) Barographisch-Topographische Höhenkurve, unreduziert Profile section T₄ – T₁₈
- 1) Profile of altitude after nivellement
- 2) Barographic topographic altitude curve without reduction

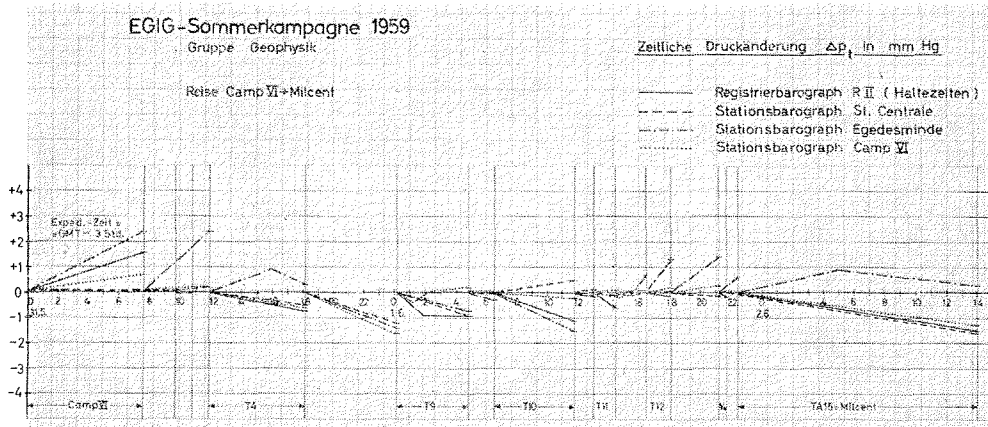


Abbildung 4
Die zeitliche Druckänderung (Drucktendenz) — Change of air pressure with time

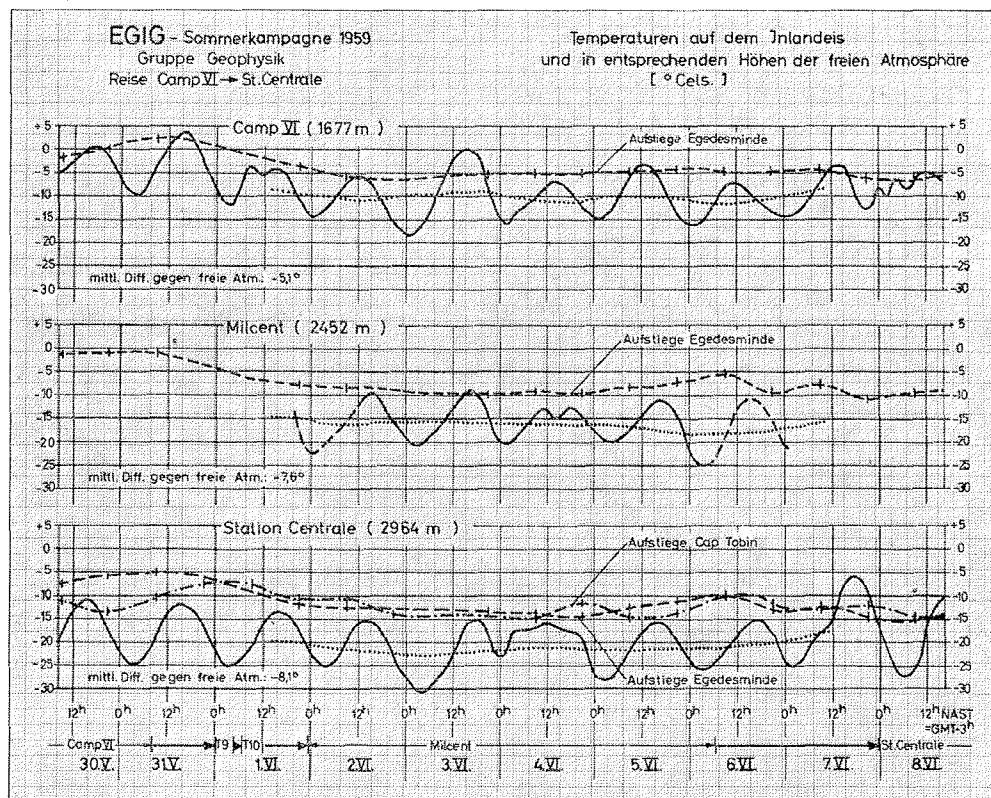


Abbildung 5
Temperaturverlauf in Camp VI, Milcent, Station Centrale (Hüttentemperatur) und in der freien Atmosphäre
The temperature in Camp VI, Milcent, Station Centrale (temperatures within the instrument Shelter) and in the free atmosphere

Tendenz und Größe der Druckänderungen konnten so recht zuverlässig festgelegt werden. Abb. 4 zeigt die Erfassung der zeitlichen Druckänderung am Profilstück Camp VI — Milcent für die Hinreise.

Abb. 5 unterstreicht, daß 1. die zur barometrischen Höhenberechnung benötigte wahre Mitteltemperatur sich nicht aus den nahe der Oberfläche beobachteten Hütten-temperaturen ableiten läßt: an Strahlungstagen kommen mittags die registrierten Temperaturen den entsprechenden Werten der freien Atmosphäre nahe (d. h. die Zeiten von etwa 11^h — 17^h eignen sich für eine barometrische Höhenberechnung am besten), die Nachttemperaturen liegen gelegentlich bis mehr als 15° zu tief; 2. die erforderlichen Korrekturen werden mit zunehmender Höhenlage der Stationen größer. Abb. 6 bringt einen Vergleich zwischen barometrisch berechneten und nivellierten Höhen. Ausgangspunkt ist die nivellierte Höhe von Camp VI. Die Gesamtdifferenz Camp VI — Milcent ist für 44 Einzelbeobachtungen in jeweils einem Schritt errechnet unter Behutzung der Aufstiegs-temperaturen für ~ 1680 m resp. 2150 m Höhe sowie des sich aus den Karten des Bodendruckes, den 850- und 700 mb-Flä-

chen ergebenden horizontalen Druckgradienten. Die Höhe von Milcent aus dem Nivellement und aus der barometrischen Höhenberechnung unterscheidet sich um rd. 1 m. Für die übrigen Balisenpunkte — letztere haben einen mittleren Abstand von etwa 10 km untereinander — betragen allerdings die Differenzen bis zu 18 m (für jeden Balisenpunkt wenigstens 2, höchstens 5 Beobachtungen); es ist indes zu berücksichtigen, daß bei schlechter Sicht (Nebel) die Gruppe Geophysik nicht immer die markierte Route einhalten konnte, die Gruppe Nivellement aber ihre Messungen ausschließlich auf dieser Route durchführte. Fehler für das Erfassen der zeitlichen p-Änderung und der horizontalen p-Gradienten können klein gehalten werden, wenn in Abständen von 50—100 km Barographen mit einer konstanten Papiergeschwindigkeit von 24 mm/d unter der Firnoberfläche mit unabhängiger zusätzlicher Zeitmarkierung installiert werden; auch die Führung der Isobaren wird dann zwangsläufiger. — In (6 ; 7) konnte für das berechnete Höhenprofil der Wegener-Expedition gezeigt werden, daß den Anstieg zu den größten Höhen des Profils langspannige Wellungen von etwa gleicher Horizontalerstreckung überlagern, wobei

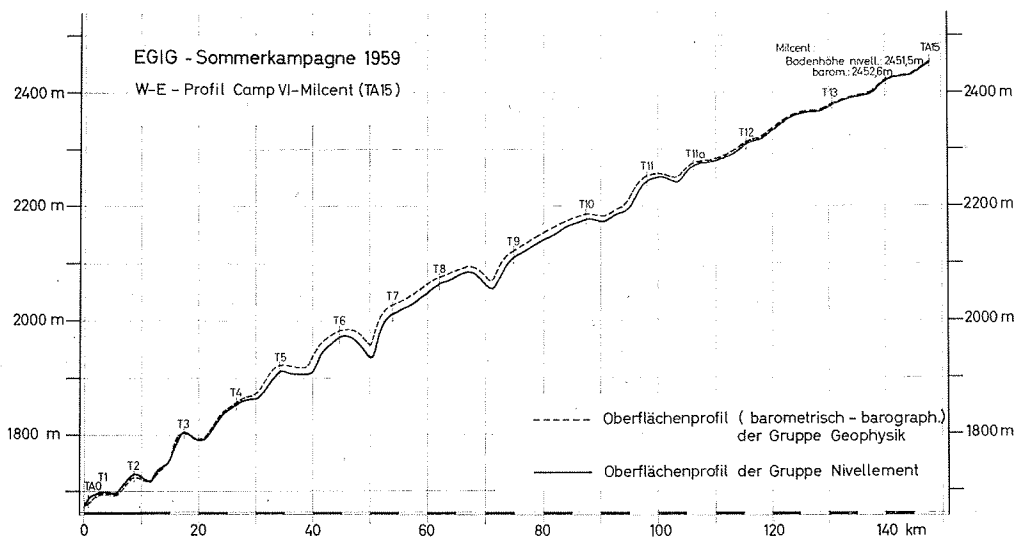


Abbildung 6
Barometrisch berechnete (1) und nivellierte (2) Höhen: Camp VI — Milcent.
The altitudes Camp VI — Milcent
1) barometrically computed and 2) after nivellement

„Wellenlängen“ von etwa 10 km (~ 20 km, ~ 5 km, ~ 3 km) vorzuherrschen scheinen. Die kontinuierlich gewonnenen Höhenkurven (Abb. 3 und 6) lassen diese Wellungen der Oberfläche des Inlandeises (~ 10 km) besonders gut erkennen; sie sind über die Gesamtlänge des W-E-Profiles von Camp VI bis Cecilia Nunatak zu verfolgen, wobei sie nach dem Inneren Grönlands hin verflachen. Die für 1967 vorgesehenen Wiederholungen des Nivellements und eine dichte Folge seismischer, gravimetrischer sowie magnetischer Meßpunkte auf dem E.-W.-Profil sowie auf den Flächen ($\sim 20\text{km}^2$), für die außer seismischen und gravimetrischen Messungen auch ein genaues Nivellement vorliegt, werden zeigen, ob diese Wellen ortsfest und ganz oder z. T. durch die Morphologie des Untergrundes bedingt sind.

II. Die Temperatur der Firnoberfläche

Noch auf eine ganz andere Weise läßt sich die Höhe eines Punktes auf dem Inlandeis — allerdings nur oberhalb der Schmelzzone — genähert bestimmen: Die Jahresmitteltemperatur des Firns in einigen Metern Tiefe — bestens aus einer Tiefe, in der die jährliche Temperaturamplitude so weit abgeklungen ist, daß eine Korrektur sich erübrigt — zeigt eine lineare Abhängigkeit

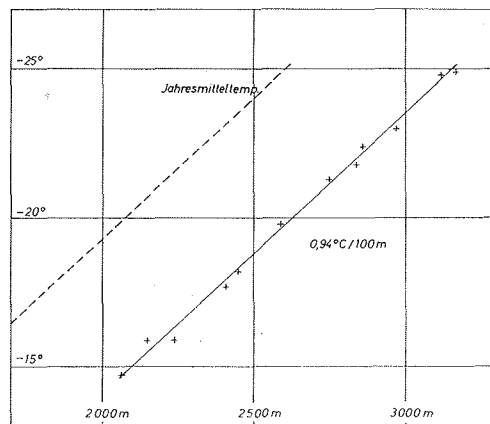


Abbildung 7

Die Firntemperatur in Abhängigkeit von der Seehöhe nach Messungen der EGIG: 1. VII. — 15. VII. 1959

Firn temperatures versus elevation above sea-level after observations of the EGIG: 1. VII. bis 15. VII. 1959

von der Höhe. Bereits 1951 (5) hatte Verf. auf Grund der auf der Wegenerexpedition gemessenen Firntemperatur eine Abnahme um $\sim 1^\circ\text{C}/100$ m Höhenänderung abgeleitet bei einer Abnahme von $0,8^\circ\text{C}$ — $1,0^\circ\text{C}$ pro Breitengrad. „Für Stationen auf gleicher geographischer Breite ist die Firntemperatur also ausschließlich von den Höhen abhängig, nicht vom Randabstand. (Aus einwandfrei gemessenen Firntemperaturen kann daher umgekehrt angenähert die Seehöhe angegeben werden.“ — Inzwischen liegen eine ganze Reihe derartiger Untersuchungen vor, die in Profilen und Karten dargestellt wurden (34) und die die Ausführungen von (5) bestätigen.

Abb. 7 bringt Werte der EGIG 1959, Gruppe Geophysik. Aus dieser Abbildung folgt eine Temperaturänderung mit der Höhe von $0,94^\circ\text{C}/100$ m bei einer Temperaturänderung pro Breitengrad von $0,9^\circ\text{C}$. Diese Temperaturen wurden größtenteils in der Zeit vom 1. VII. bis 16. VII. in 2-m-Bohrungen auf der Rückreise von Jarl Joset zur Westküste — also fast synoptisch — mit drei Hg-Thermometern gewonnen; (1. 7. — 5. 7.: Jarl Joset — Station Centrale; 5. 7. — 16. 7. Station Centrale — T₄.)

Um genähert die Jahresmitteltemperatur des Firns auf dieser Strecke zu erhalten, sind die angegebenen Temperaturen um $5,5^\circ\text{C}$ zu erniedrigen.

Tests im Labor ergaben, daß sich die Endtemperaturen bei guter Berührung der Thermometer mit dem Firn bereits nach einer halben Stunde einstellen. — Die unterhalb ~ 2000 m Höhe gewonnenen Werte liegen in dem Gebiet wechselnder Schmelz- und Gefriervorgänge und weichen erheblich von dem für $h > 2000$ m gefundenen Verlauf ab. Auf diese Eigenheit der Firntemperaturen werde ich bei der Untersuchung über die seismischen Geschwindigkeiten im Firn zurückkommen.

III. In größeren Tiefen des Firns beobachtete resp. abgeleitete Temperaturen

Folgende tiefere Bohrungen (> 100 m) liefern direkte Temperaturbeobachtungen:

1. Camp VI EPF, bis 130 m Teufe, $\varphi = 70^\circ$, Seehöhe 1600 m (1950);

2. Station Centrale EPF, bis 150 m Tiefe, $\varphi = 71^\circ$, Seehöhe 2964 m (1950);
3. Site II, SIPRE, bis 300 m, $\varphi = 77^\circ$, Seehöhe 2070 m (1957/60) (2,15).

Für die Vergleiche untereinander wird gemäß Kap. II von einer Höhenstufe von $0,94^\circ\text{C}/100\text{m}$ und einer Breitenkorrektur von $0,9^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ ausgegangen; die unterschiedlichen Beobachtungsjahre werden nicht berücksichtigt. Für Station Centrale erhalten wir aus den Werten von Site II dann eine mit der Temperaturkurve von Heuberger weitgehend zusammenfallende Kurve.

Abb. 8 bringt die beobachteten und die auf Site II resp. Station Centrale basierenden Temperaturen für Station Centrale, Jarl Joset, Crête, Milcent, Punkt Nord, Camp VI EGIG und Camp VI EPF.

Die auf Site II bezogenen Temperaturen liegen in 150 m Tiefe konstant um etwa $0,2\text{--}0,3^\circ\text{C}$ tiefer als die auf Station Centrale bezogenen. Aus der guten Übereinstimmung der in Station Centrale beobachteten und nach Site II berechneten Temperaturen folgt, 1) daß die Werte von Heuberger zuverlässig sind, 2) daß die für die Höhen- und Breitenkorrektur abgeleiteten Werte zu Recht benutzt werden.

Für Crête, Jarl Joset und Milcent dürften die so gewonnenen Werte den in den verschiedenen Tiefen wirklich herrschenden Temperaturen entsprechen resp. ihnen sehr nahe kommen; auch für Punkt Nord dürfte das der Fall sein; nach Abb. 7 wäre eine ungestörte Jahresmittel-Temperatur der Firnoberfläche von $\sim -20^\circ\text{C}$ in 2100 m Seehöhe zu erwarten.

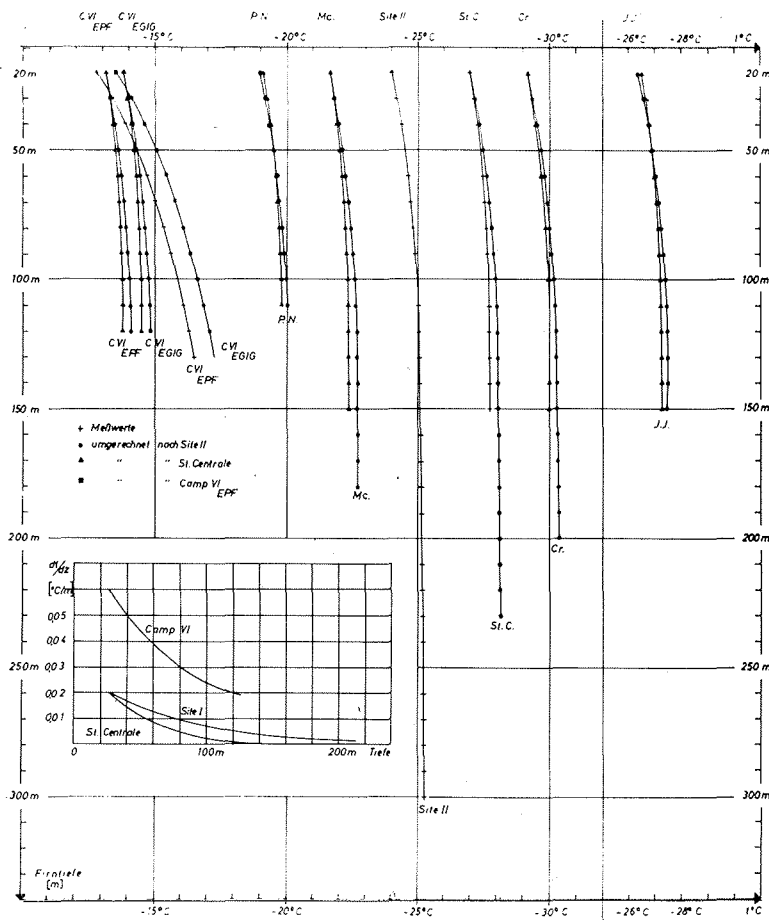


Abbildung 8
 a) Firntemperatur als Funktion der Tiefe
 b) Temperaturgradient in Abhängigkeit von der Tiefe
 a) Firn temperatur versus depth
 b) Temperature gradients versus depth

Berechnen wir nun aus den Temperaturen der Station Centrale und Site II die von Camp VI EPF, so erhalten wir einen völlig anderen Verlauf, als ihn Heuberger dargestellt hat; in 130 m gibt Heuberger einen Wert von $-16,5^{\circ}$ (mit weiter fallender Temperaturtendenz), der gegenüber den nach Station Centrale und Site II berechneten Werten um $\sim 2^{\circ}$ zu tief liegen würde. Nun befindet sich Camp VI bei 1670 m Seehöhe im Schmelzgebiet, dessen obere Grenze bei ~ 2000 m liegt. Verlängern wir die Kurve der Jahresmitteltemperatur (Abb. 7) bis zur Seehöhe von Camp VI EPF, so finden wir eine Temperatur von $-16,5^{\circ}$ C. Für das rund 100 m höher gelegene Arbeitsgebiet Camp VI EGIG 1959 dürfte ein ähnlicher Temperaturverlauf wie in Camp VI EPF wahrscheinlich sein, also in 130 m etwa $-17,2^{\circ}$ C herrschen. Der Vollständigkeit halber sei auch die Temperatur aus dem Schacht des Winterhauses der Wegener-Expedition 1930/31 -6° genannt. (Hütten-temperatur 1930/31 $-11,2^{\circ}$ C). Die Eisbewegung ist an dieser Stelle sehr klein, die Eisdicke beträgt um 100 m. Außerdem treten starke Schmelz- und Gefriervorgänge auf. (Es sei darauf verwiesen, daß in der ~ 200 km südwestlich vom Winterhaus im derzeit eisfreien Gebiet auf Disko gelegenen Kohlengrube Qutdligssat eine Jahresmitteltemperatur von $\sim -6^{\circ}$ C herrscht: Seehöhe < 100 m).

Für die seismische Grenze Eis/Firn erhalten wir für Station Centrale in 230 m Tiefe $-28,2^{\circ}$; für Jarl Joset in 150 m Tiefe $-27,5^{\circ}$; für Crête in 200 m Tiefe $-30,4^{\circ}$; für Milcent in 180 m Tiefe $-22,7^{\circ}$; für Camp VI EGIG in 120 m Tiefe -17° . Hieraus folgt für die Grenze Eis/Firn, die in Camp VI in 1560 m und in der 320 km östlich gelegenen Station-Centrale in 2730 m See-Höhe liegt, eine Temperaturdifferenz von $11,2^{\circ}$, (was einem „vertikalen Temperaturgradienten“ von $0,96\%$ /100 m entsprechen würde), bei einer horizontalen Temperaturdifferenz von $3,5\%$ /100 km.

IV. Seismische Untersuchungen

An dieser Stelle wird im wesentlichen auf die Geschwindigkeit der P- (und S-) Wellen eingegangen (31; 9; 10; 11) (Registriergeschwindigkeit 30 cm/sec.)

Sämtliche seismischen Untersuchungen der EGIG wurden im Zutragsgebiet, in dem sich unter Auflast und Metamorphose das Gletschereis aus Schnee über Firn mit vermindertem Wasserdampf-Luftaustausch, stetig wachsender Dichte und steigender Elastizität bildet, ausgeführt. Gemeinsam ist allen gewonnenen Laufzeitkurven, daß die der direkten P- und S-Wellen anfänglich gekrümmt verlaufen und einer konstanten Endgeschwindigkeit zustreben bzw. diese bei genügender Schußentfernung erreichen: Stärke der Krümmung der Laufzeitkurve sowie Entfernung (genauer gesagt: Bereich), in der die Endgeschwindigkeit erreicht wird, und die Werte dieser Maximalgeschwindigkeit hängen von den physikalischen Eigenschaften des Firns resp. Eises (Dichte, Elastizität, Korngröße, Luftgehalt) in den einzelnen Untersuchungsgebieten ab; sie sind also bei großer Eisdicke letztlich primär von der Temperatur sowie der Höhe und Ausbildungsart (und damit auch von dem Alter) bedingt. Die Firndichte nimmt mit der Tiefe zu; noch stärker wachsen die elastischen Konstanten, z. B. (k, μ) und bedingen einen zur Oberfläche konkaven Verlauf der seismischen Strahlen und die Krümmung der Laufzeitkurve.

Einen Überblick über die Geschwindigkeitsverteilung im Firn mit der Tiefe an einzelnen Orten und in Abhängigkeit von der Höhe, der Temperatur und dem Zutrag vermittelt Abb. 9.

Soweit Geschwindigkeitsbestimmungen vorliegen, sind diese in Abb. 9 mit Kreuzen gekennzeichnet, die Maximalgeschwindigkeiten mit Kreisen. Für Milcent, Crête und Jarl Joset liegen keine Bestimmungen der Endtiefen und Endgeschwindigkeiten vor. Sowohl für Crête wie für Jarl Joset überraschen zunächst die extrapolierten Werte. Doch macht der geringe Zutrag an beiden Stationen den Verlauf verständlich. Dem Wert der extrapolierten Maximalgeschwindigkeit für Station Crête ist eine Temperatur von $\sim -30,4^{\circ}$ in 200 m Tiefe zugeordnet.

Auch in der Übertragungsgeschwindigkeit $v^* = \Delta/t$ für einzelne „feste Schußentfernungen“ prägt sich der Aufbau und Zustand des Firns aus: (s. Abb. 9) (2).

⁴⁾ Jahresmitteltemperatur gleich der in 2 m Tiefe genommenen Temperatur, vermindert um 6° .

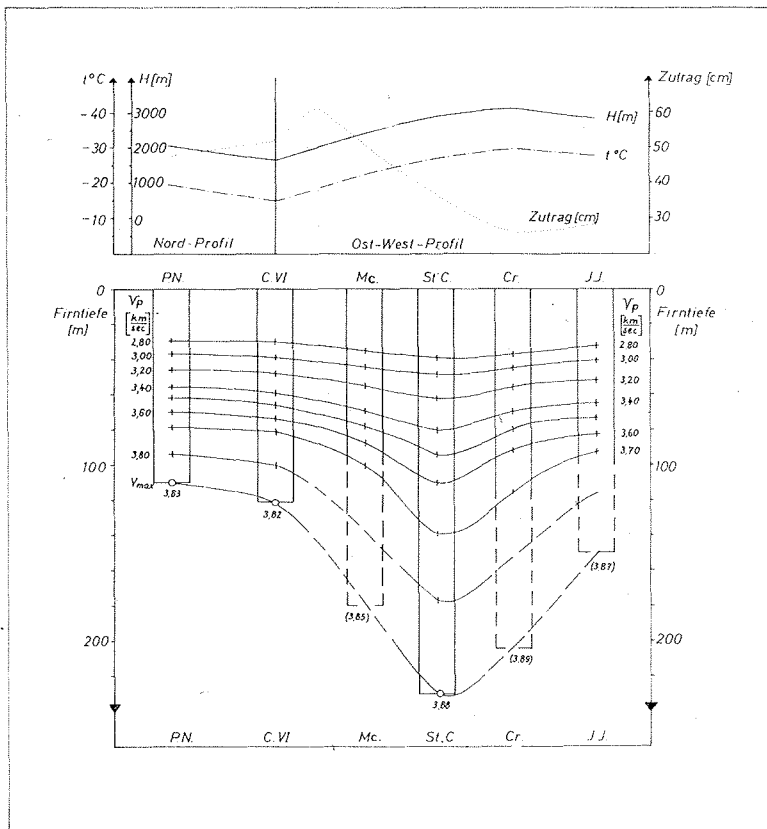


Abb. 9
 a) P-Geschwindigkeit im Firn in Abhängigkeit von der Tiefe und Endgeschwindigkeit im Eis
 b) Akkumulation, Temperatur, Höhe der Stationen
 a) P-waves velocity in firn versus depth and maximum velocity (limiting velocity) of P-waves in the ice
 b) Accumulation, temperature, altitude curve

1. Für jede „feste Schußentfernung“ nimmt die Übertragungsgeschwindigkeit mit steigender Höhe ab; so ist für $\Delta = 200$ m im Camp VI $v^x = 2,50$ km/sec, in Station Centrale $v^x = 2,18$, für $\Delta = 400$ m in Camp VI $v^x = 2,90$ km/sec, in Station Centrale $v^x = 2,58$ km/sec.
2. Mit wachsender „fester Schußentfernung“ steigt die Übertragungsgeschwindigkeit, d. h. die seismischen Strahlen dringen mit wachsendem Δ in größere Tiefen, treffen aber an den verschiedenen Orten in gleichen Tiefen Firn unterschiedlicher Dichte und Elastizität:
 400 m: $v^x = 2,90$ km/sec in Camp VI,
 $v^x = 2,58$ km/sec in Station Centrale,
 1000 m: $v^x = 3,33$ km/sec in Camp VI,
 $v^x = 3,12$ km/sec in Station Centrale.
 Der Wert der Übertragungsgeschwindigkeit ist nach dem Vorstehenden für größere Gebiete des Inlandeises eine charakteristische

Größe. Es liegt nahe, bei dichtliegenden Profilbeobachtungen eine flächenhafte Darstellung anzustreben, also Zonen nach den Übertragungsgeschwindigkeiten zusammenzufassen. Dieser Gedanke war maßgebend, die sich auf weite Gebiete erstreckenden Profilbeobachtungen der EPF (20; 21) in unsere Untersuchungen einzubeziehen. - In Abb. 10 ist nun nicht die Übertragungsgeschwindigkeit verwendet, sondern die für eine feste Entfernung (600 m) festgestellte Laufzeit. Die Gruppierung nach Laufzeit zonen erfolgte dann später auch mit dem Ziel, sie in Korrelation zu den von Benson (1) gegebenen vier Fazieszonen zu stellen:
 1. Trockenfazies, 2. Sickerfazies, 3. Durchtaufazies, 4. Abtragungsfazies; Hauptunterscheidungsmerkmal für diese Einteilung ist also die Konsistenz des Firns unter der verschieden starken Einwirkung von Schmelzvorgängen.

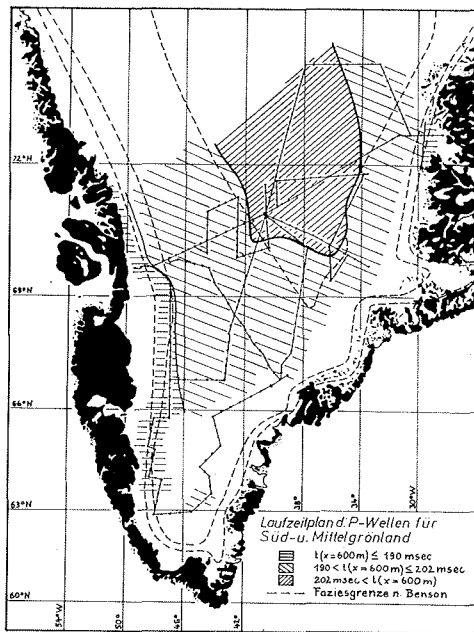


Abbildung 10
Karte der Laufzeiten im Firn Süd- und Mittelgrönlands sowie Firnfaziesgrenzen nach Benson
Map of travel times for South- and Middle Greenland with firn facies boundaries after Benson

Ziehen wir die Beobachtungen des S-N-Profiles der EGIG und das W-E-Profil der Wegener-Expedition mit heran, so wird das Gebiet der Zone 2 (190—202 msec) erheblich erweitert:

	Es ist für $\Delta = 600$ m die Laufzeit in msec:	
	EGIG 1959	Wegener 1930/31
Punkt Nord	198 msec	km 120 197 msec
T 106	197 msec	km 82 193 msec
Dep. Wegener	192 msec	km 62 191 msec

Im firnfreien Ablationsgebiet betragen die Laufzeiten am Winterhaus (900—1000 m Seehöhe) der Wegenerexpedition 162 msec, der EPF (1110 m Seehöhe) 166 msec.

Mit den Laufzeiten für $\Delta = 600$ m ist offensichtlich eine gute Zuordnung seismischer Daten zur Fazies-Karte nach Benson gewonnen.

Sie dürften in Zukunft auch für Feststellung langanhaltender starker Klimaänderungen an Bedeutung gewinnen; allerdings müßten dann Entfernungsbestimmungen und Zeit-

angaben über das derzeit Erreichte hinaus gesteigert werden.

Die P- und S-Wellen erreichen die Endgeschwindigkeit v_{\max} im festen Gletschereis in einer Tiefe, in der die Dichte den Wert $\rho = 0,9$ hat; in welcher Tiefe $\rho = 0,9$ wird, hängt von der Vorgeschichte des Firns im Gebiet seiner Bildung ab (s. oben). Auf jeden Fall ist die so definierte seismische Firndicke größer als die glaziologisch definierte; nach letzterer wird die Grenze Firn/Eis erreicht, wenn im Firn kein Luftaustausch mehr stattfindet und die Permeabilität $\rightarrow 0$ geht; nach ersterer muß die im Eis eingeschlossene Luft so weit zusammengedrückt sein, daß bei der herrschenden Temperatur eine Dichte von 0,90—0,91 erreicht wird.

Während die eben behandelte Übertragungsgeschwindigkeit für jede feste Schußentfernung mit der Seehöhe abnimmt, steigt die maximale Endgeschwindigkeit v_{\max} mit wachsender Seehöhe in Auswirkung der mit der Höhe abnehmenden Temperatur.

Von großem Interesse ist die Wellengeschwindigkeit in der Vertikalen, die sich aus Reflexionseinsätzen (oder Phasen) nach der $T^2 - \Delta^2$ -Formel ableitet: Wir finden als mittlere Vertikalgeschwindigkeit \bar{v} an der Firnoberfläche (also für Firn + Eis):

für Camp VI: \bar{v} 3,73; Punkt Nord 3,73; Milcent 3,80; Station Centrale 3,85 km/sec. Berücksichtigen wir die Zeit, die die P-Wellen an den einzelnen Profilgebieten zum Durchlaufen des Firns benötigen, so folgt als mittlere Vertikalgeschwindigkeit im Eis: \bar{v}_{Eis} für Camp VI = 3,81, Punkt Nord 3,80, Milcent (3,86), Station Centrale 3,89 km/sec.

Für den Firn allein folgt als mittlere Geschwindigkeit \bar{v}_{Firn} in Camp VI: 3,08 (h = 120 m), Punkt Nord: 2,94 (h = 110), Milcent: (3,2) (h = 180), Station Centrale: 3,26 km/sec (h = 230 m).

Zusammengefaßt ergeben sich folgende für die verschiedenen Fragestellungen wichtigen Geschwindigkeiten:

1. Als mittlere Geschwindigkeit im Firn \bar{v}_F (Firnmächtigkeit h in m)

\bar{v}_F	km/sec	h in m
Camp VI	3,08	120
Punkt Nord	2,94	110

	km/sec	h in m
Milcent Station	(3,20)	(180)
Centrale	3,26	230

2. als maximale Endgeschwindigkeit im Eis an der Grenze Firn/Eis

v_{\max}			
Camp VI	3,82	Milcent	(3,85)
Punkt Nord	3,83	Station	
		Centrale	3,88
		<i>extrapoliert</i>	

Crête	(3,89)	(h = 200 m)
Jarl Joset	(3,87)	(h = 150 m)

3. als Vertikalgeschwindigkeit aus Reflektionslaufzeiten für *Eis + Firn*: u. a. zur Berechnung der Eisdicken benutzt:

\bar{v} (Eis + Firn:)			
Camp VI	3,73	Milcent	3,80
Punkt Nord	3,73	Station	3,85

4. für Eis allein \bar{v} :

\bar{v} (Eis)			
Camp VI	3,81	Milcent	(3,86)
Punkt Nord	3,80	Station	3,89

Hervorzuheben ist, daß die Endgeschwindigkeiten im Eis nach der Refraktionsmethode mit der Vertikalgeschwindigkeit im Eis aus Reflexionslaufzeiten nahezu gleich sind. (Bei der derzeitigen Meßgenauigkeit sollten detaillierte Schlüsse über die Temperaturverteilung im Inlandeis noch mit einem gewissen Vorbehalt gezogen werden).

Wären die Geschwindigkeitswerte bis auf die letzte Stelle zuverlässig, könnte gefolgert werden, daß die Temperatur im Eis der Station Camp VI und Punkt Nord (also in Gebieten bis zu 2000—2100 m Seehöhe) mit der Tiefe schwach zunähme; die Geschwindigkeit wäre dann kleiner als die maximale Endgeschwindigkeit an der Grenze Firn/Eis, was refraktionsseismisch über die Laufzeitkurve *nicht* erfaßbar wäre, im Kerngebiet des Inlandeises aber noch um etwa $\sim 2^\circ - 4^\circ$ abnähme. Letzteres kann aber nicht zutreffen, da bei stetiger Temperaturabnahme über große Distanzen eine gekrümmte Laufzeit resultieren würde, bei sprunghafter Temperaturverminderung in einer bestimmten Tiefe, was ausgeschlossen erscheint, aber ein „Vorläufer“ mit höherer

Geschwindigkeit in der Laufzeitkurve auftreten müßte. Beides ist aus unseren Seismogrammen bis 60 km nicht festzustellen. Die Geschwindigkeitsabhängigkeit von der Temperatur beträgt nach unseren Labormessungen (9):

$$V(x \text{ } ^\circ\text{C}) = V(-1 \text{ } ^\circ\text{C}) + a_1 \Delta t$$

($a_1 = -2,5$ m/sec pro Grad)
 Δt : Temperaturdifferenz

in Grönland hingegen:

$$V(x \text{ } ^\circ\text{C}) = V(-1 \text{ } ^\circ\text{C}) + (a_1 + a_2) \Delta t$$

($a_2 = -3,0$ m/sec pro Grad)

(wobei über die physikalische Bedeutung von a_2 noch nichts gesagt werden soll).

Wir müssen also aus dem Vergleich v_{\max} mit \bar{v}_{Eis} folgern, daß im Zentralgebiet des Inlandeises bis in große Tiefen negative Temperaturen (etwa -30°) herrschen (nahezu die gleichen wie an der Grenze Eis/Firn).

Eine wesentliche Einengung dieses Fragenkomplexes ist durch den Einsatz von Radaruntersuchungen im Eis zu erwarten, wie sie zur Zeit in der Antarktis und Arktis mit bestem Erfolg praktiziert werden und wie sie vom Verfasser bereits 1950 (5) vorgeschlagen wurden:

„So erscheint der Einsatz von Radargeräten vom Flugzeug aus bei den unterschiedlichen elektrischen Eigenschaften von Luft, von Eis (sowohl unterhalb der Schmelztemperatur als auch von Schmelztemperatur) und Fels durchaus erfolgversprechend zur Festlegung der Höhe des Inlandeises, der Tiefe des Schmelzhorizontes resp. der Felsunterlage. Ein Flug über das Inlandeis würde so eventuell die Höhe des Eises, die Mächtigkeit des Eises (resp. die Tiefenlage der Schmelzschicht) ergeben“. (35) (36)

V. Magnetik

Die magnetischen Messungen (4; 16) sollten vor allem dazu dienen, zusätzliche Aussagen über Material und Form des Felsuntergrundes unter dem Inlandeis zu liefern, also insbesondere auch zur Klärung der Frage beitragen, wie weit die Morphologie des Untergrundes durch Gesteinsunterschiede bedingt oder beeinflusst ist (9; 16).— Um von den in Polargebieten plötzlich auftretenden starken zeitlichen Änderungen des

erdmagnetischen Feldes frei zu werden, wurden zwei Askania-Torsionsmagnetometer an jeweils zwei etwa 10 km voneinander entfernten Stationen gleichzeitig beobachtet und aus Summierung der so gewonnenen Differenzen der Verlauf des magnetischen Feldes von Camp VI längs der Route bis Jarl Joset und von T4 bis Punkt Nord gewonnen. Da auf der Rückreise von Jarl Joset nach der Westküste ein Magnetometer ausfiel, mußte versucht werden, die zeitlichen Variationen an Hand der Registrierungen von Godhavn im Westen, Cap Tobin im Osten über große Distanzen (bis 600 km) zu eliminieren, was mit einer für die Polargegend überraschend hohen Genauigkeit gelang, wie Abb. 11 zeigt (Ablesegenauigkeit der Geräte: 2–4 γ).

Um der Frage der Reduktion in verschiedenen Periodenbereichen genauer nachgehen zu können, sollten 1959 auf dem Inlandeis Variographen eingesetzt werden. Dieselben Registrierungen sollten zu magnetotellurischen Untersuchungen herangezogen werden. Die Instrumente gingen leider beim Untergang der Hedhoft mit verloren.

Aus Abb. 11 ist zu folgern, daß der Untergrund Godhavn—Inlandeis (Jarl Joset) eine einheitliche geringe elektrische Leitfähigkeit und wahrscheinlich negative Temperatur besitzt (Qutdlissat 75 km NE von Godhavn — 4,5 °C im Stollen).

Da in und um Grönland nur wenige Stationen für die Aufstellung eines gesicherten Normalfeldes für das Gebiet des Inland-

eises vorliegen, wurden für die Gewinnung eines solchen im Expeditionsbereich — genauer gesagt, eines Normalprofils resp. Bezugsprofils — die Weltkarten 1945 V, 1950 V, 1955 V, eine spezielle Karte des Dänischen Meteorologischen Instituts, 1960 V, sowie unsere Profilbeobachtungen Camp VI—Jarl Joset 1959 herangezogen. Eine Wertung der einzelnen Unterlagen erlaubt die Differenz Camp VI—Jarl Joset.

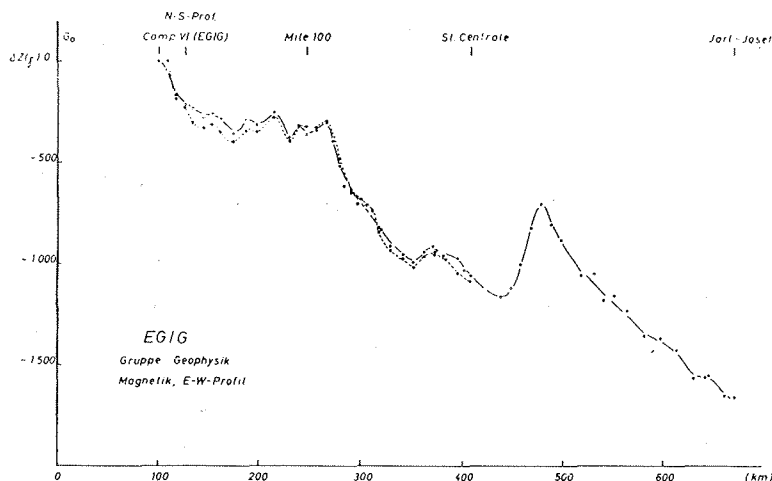
Diese beträgt nach den Karten resp. unseren Messungen für

1945	2295 γ
1950	1585 γ
1955	1775 γ
1960	1570 γ
1959	1468 γ

Die Daten für 1945 sind weiterhin nicht benutzt; die übrigen, mit doppeltem Gewicht für 1960 gemittelt, ergeben für Camp VI—Jarl Joset eine Differenz von 1556 γ . Da 1950/1955 sich nur auf Küstenstationen stützt, 1960 auf kanadische Flüge in 6000 m Höhe und Küstenstationen, glaubte ich auf unsere Beobachtungen längs der Eisoberfläche ohne Höhenreduktion von 25 γ /1000 m nicht verzichten zu sollen.

Bei fast gleicher Differenz Camp VI—Jarl Joset liegen alle Werte für 1950 um rd. 600 γ über den von 1955 und 1960. Die um 600 γ verminderten Werte für 1950 führen dann mit den Werten von 1955/1960 für Camp VI auf den Wert 54 092 γ und unter Einbeziehung unseres E-W-Profiles für Jarl Joset auf 52 536 γ .

Abbildung 11
Vergleich der Able-
sungen von 2 Magne-
tometern mit den
nach Godhavn
reduzierten Werten
für 1 Magnetometer
Comparison of
readings of
2 magnetometers
with the values of
1 magnetometer
reduced after
Godhavn



Nach Berücksichtigung dieses derart gewonnenen „Normalprofils“ treten auf dem E-W-Profil zwei starke ausgedehnte Anomalien auf (200—500 γ), und zwar von 80 bis 170 km und von 350 bis 420 km. Für die Wertung dieser Anomalien sei daran erinnert, daß das Inlandeis über beiden Störgebieten über 2000 m dick ist, schwache lokale Störungen also kaum zur Geltung kommen können (16).

VI. Gravimetrie

Für die sowohl auf dem E-W- wie auch dem N-S-Profil durchgeführten gravimetrischen Messungen stand nur 1 Worden-Gravimeter (Nr. 96) zur Verfügung (4,17). Für die besonderen Expeditionsbelange war der Eichfaktor von 0,1 auf 1,0 mgl/Skt geändert, so daß ein Meßbereich von 800 mgl überstrichen werden konnte, wobei der Fehler einer einfachen Schweredifferenz 0,04 mgl betrug. Der Eichfaktor wurde auf der Eichstrecke des deutschen Schweregrundnetzes zu $E = 1,0063 \pm 0,0003$ mgl/Skt aus Messungen im März und September 1959 und im Juni 1960 bestimmt. Die Drift mußte, da nur ein Gravimeter zum Einsatz kam, aus den Messungen auf der Fahrt Camp VI \rightarrow Cecilia Nunatak \rightarrow Camp VI sowie aus den Fahrten bei einigen flächenhaft vermessenen Stationsgebieten abgeleitet werden. Um den Temperatureinfluß möglichst klein und konstant zu halten, wurde das Gravimeter in einem Schutzkasten, dessen Temperatur auf $\pm 0,0^\circ\text{C}$ gehalten werden konnte, transportiert. Dieser Temperatur-Schutzkasten war seinerseits in einem gut gefederten Behälter untergebracht. Da die Hinfahrt im Mai/Juni, die Rückfahrt im Juli/August stattfand, mußte sowohl die zwischen den Meßterminen eingetretene Firnschrumpfung resp. der Zutrag als auch die durch Eisbewegung bewirkten Lageänderungen der Höhe wie auch der Breite (φ°) noch berücksichtigt werden. — Die durch die Eisbewegung bewirkten Schwereänderungen sind für den Mittelteil des Profils (17) klein, können aber für die Rückfahrt für die Stationen Milcent \rightarrow Camp VI schon eine zu berücksichtigende Größe erreichen. (Stärkere Neigung der Oberfläche des Inlandeises, größere Eisbewegung in den Randgebieten, zu denen sicher Camp VI zu rechnen ist; größere

Zeitdifferenz zwischen den Messungen auf Hin- und Rückfahrt). Die Schwerewerte dienen vornehmlich 1. zur Interpolation von Eismächtigkeiten zwischen zwei seismisch bestimmten Eisdicken; 2. zur Feststellung der Freiluft-, der Bouguer- und der isostatischen Anomalie längs der Profile sowie 3. zur Erfassung von zeitlichen Mächtigkeitsänderungen des Inlandeises durch flächenhafte Vermessung an einzelnen Stationen. Auch auf die gravimetrischen Meßergebnisse wird im Zusammenhang mit der Gesamtdiskussion eingegangen.

Die seismischen und gravimetrischen wie topographischen Flächenmessungen erfahren eine besondere Darstellung: siehe Abb. 13.

VII. Zusammenfassende Diskussion

An Hand der Abb. 12 werden die in I—VI behandelten Punkte unter dem Gesichtspunkt größerer Zusammenhänge kurz diskutiert.

Die Kurve 1 der Abb. 12 zeigt das generalisierte Oberflächenprofil des Inlandeises von Camp VI an der Westküste bis Cecilia Nunatak an der Ostküste. Für die Darstellung wurde im wesentlichen auf die von der Gruppe Nivellement gegebenen Höhen von Camp VI bis Jarl Joset zurückgegriffen; für den Ostteil wurden barometrisch berechnete Höhen sowie die barographisch-topographische Höhenkurve dieser Strecke gemäß I benutzt.

Die Eisscheide (Crête) des Eisschildes liegt um ~ 100 km nach Osten verschoben, so daß eine unsymmetrische Form der Eisoberfläche resultiert. Die Oberfläche versteilt sich im Ablationsgebiet in Richtung auf die Küste; zum Inneren hin — also im Firngebiet — verflacht sie. In erster Näherung läßt sich die Oberfläche durch eine Reihe von Geraden unterschiedlicher Neigung darstellen, wie es auch für das Profil Winterhaus—Eismitte (5;6) geschehen ist, und zwar die Westseite von Crête—Camp VI durch 6, die Ostseite durch 4 Geraden.

	Crête — W.-Küste	mittlere Steigung
1	420 km \rightarrow 315 km	1,8 %
2	305 km \rightarrow 208 km	2,9 %
3	208 km \rightarrow 124 km	3,9 %
5	124 km \rightarrow 33 km	5,0 %
5	16 km \rightarrow -42 km	8,3 %
6	48 km \rightarrow -66 km	36 %

(Küste)

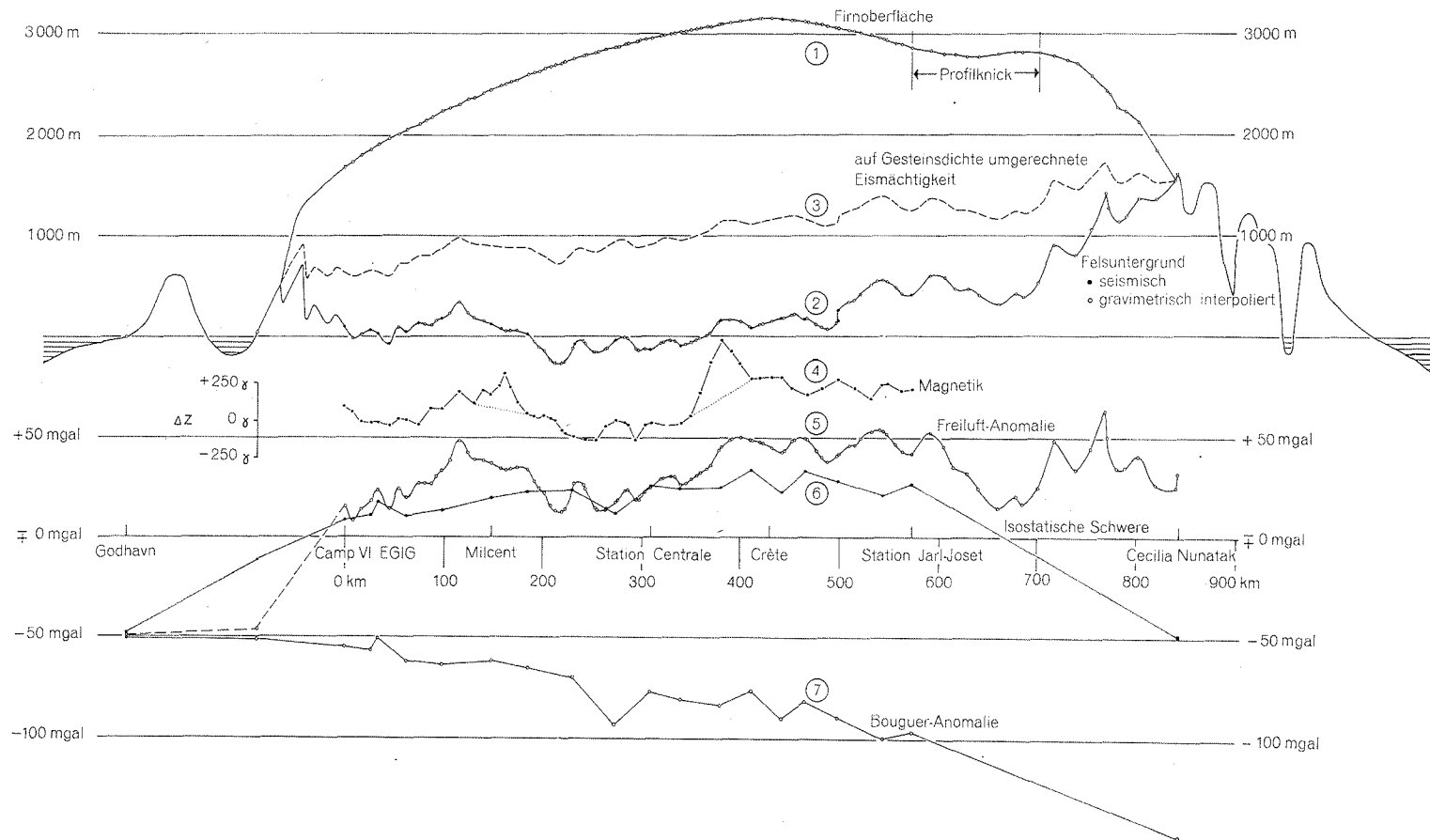


Abbildung 12
 Querschnitt: Oberfläche (1) — Untergrund (2); Eisdicke umgerechnet auf Felsdichte (3); ΔZ -Anomalie (4); Freiluftanomalie (5); isostatische Anomalie (6); Bougueranomalie (7).
 Cross section: Surface (1); bedrock (2); ice thickness computed for rock ($\rho = 2,7$) (3); ΔZ -anomaly (4); free air anomaly (5); isostatic anomaly (6); Bouguer anomaly (7).

Crête-Cecilia Nunatak	mittlere Steigung
1 430 km → 515 km	— 1,7 %
2 515 km → 634 km	— 2,6 %
3 637 km → 698 km	— 9,5 %
4 700 km → 736 km	— 18,9 %

Camp VI = 0 km; von Camp VI nach Osten werden die km-Angaben positiv und von Camp VI nach Westen negativ gezählt. Den allgemeinen Anstieg von beiden Küsten bis zur Eisscheide überlagern Wellungen unterschiedlicher Ausdehnung und wechselnder Höhe. Von Camp VI — Crête treten 18 Wellen mit einer Horizontalerstreckung von rund 10 ± 2 km, 5 solcher von 20 ± 5 km auf, in dem (unter Ausklammerung des Profilklicks) Abschnitt Crête — Jarl Joset — Cecilia Nunatak 11 von 10 ± 2 km, 2 von 15 ± 2 km. Überlagert sind diese langen Wellen von kleinamplitudigen kürzeren Wellungen der Größenordnung 3—6 km, wobei die von 4 km Länge vorherrschen und zwar 33 von T 4 bis Crête; 38 von Crête — Cecilia Nunatak. Das Auftreten von Wellen bestimmter Länge mit nach dem Inneren hin abnehmender Amplitude und ihr Zahlenverhältnis untereinander entspricht dem erstmalig auf der Wegenerexpedition zahlenmäßig festgestellten Befund (5;6).

F. Nansen hatte bereits bei seiner Grönlandexpedition auf „dem Auge kaum wahrnehmbare Wellungen der Oberfläche“ — ohne Zahlenangaben — hingewiesen; in seiner Profildarstellung sind aber Wellungen von 15—18 km Länge zu erkennen.

A. de Quervain und P. L. Mercanton weisen für die Durchquerungsrouten der Schweizer Expedition bis 200 km Randabstand auf 12—15 km breite Wellungen der Oberfläche hin, denen nach dem Inneren hin weitspannige Verflachungen folgen. Auf dem EGIG Profil treten einige besonders markante Wellungen als „Geländestufen“ hervor, so bei km 95/100; km 193/200; km 282/287, die den „Stufen“ auf der Wegener Route bei km 60/62; km 145/150; km 275/285 entsprechen.

Die seismisch ermittelte Grenze Firn/Eis unter Mitbenutzung der Werte der EPF und ihr extrapolierte Verlauf bis zur „Firn-grenze“ führt für letztere im Westen auf

etwa 1400 m und im Osten auf 1800 m Höhe. Einzelheiten über Temperaturen und seismische Geschwindigkeiten sind Abb. 8 und 9 zu entnehmen. Der Firn dürfte hier nach seine größte Mächtigkeit in der Nähe von Station Centrale mit 230 m erreichen und nicht auf dem Top (3170 m).

Kurve 2 bringt die seismisch ermittelte und gravimetrisch interpolierte Eisunterlage, wobei die seismischen Dickenbestimmungen der EPF (20; 21; 22) einbezogen wurden, obgleich größere Abweichungen in der Lage des EGIG Profils vom EPF Profil besonders im Bereich km 700 bis km 800 auftreten; deshalb ist die Topographie der Felsunterlage für diese Strecke nicht eindeutig. Der Profilschnitt läßt auf ein welliges Hügelland unter dem Eis schließen; die stärkere Morphologie findet auch ihren Ausdruck in den auf Meeressniveau bezogenen Freiluftanomalien (Kurve 5), gleichgültig, ob von den an den einzelnen Punkten des Inlandeises gemessenen oder den auf eine einheitliche Höhe (1600 m) reduzierten Schwerewerten ausgegangen wird. Hierauf kommen wir unten noch zurück. Generalisiert gesehen, sinkt die Unterkante des Eises (die mit der Felsunterlage des Eises zusammenfällt) von positiven Höhen im Bereich der Westküste bis Milcent (500 bis 100 m) auf Tiefen unter dem Meeresspiegel bei km 40 östlich Milcent bis ~ 80 km östlich Station Centrale ab, um dann steiler (Crête 300 m; bei 700 km auf + 800 m und mehr) anzusteigen. Falls das Inlandeis einer lokal nachgebenden Kruste isostatisch auflage, wäre von der Oberfläche her gesehen die größte Depression unter Crête zu erwarten; da die Eisdicke unter Crête aber gleich der unter Station Centrale ist, kommen andere Überlegungen mit ins Spiel:

Rechnen wir die Inlandeisdicke ($\rho = 0,9$) auf eine entsprechende Gesteinsschicht ($\rho = 2,7$) um, so gewinnen wir das Bild einer ziemlich gleichmäßig von Westen nach Osten ansteigenden Gesteinsplatte (Kurve 4). Das zwischen Milcent und 80 km östlich Station Centrale in Wirklichkeit vorhandene Depressionsgebiet tritt in Kurve 4 nicht mehr sonderlich in Erscheinung.

Für die aus den gravimetrischen Werten interpolierten Eisdicken wurden nur die Eisdicken der EGIG zugrunde gelegt unter

der Annahme

$$\rho_{\text{Eis}} = 0,9, \quad \rho_{\text{Fels}} = 2,7.$$

Überraschenderweise zeigt nun Kurve 4, in der die Abweichungen Δz vom magnetischen „Normalprofil“ dargestellt sind, nicht nur im allgemeinen Verlauf weitgehende Übereinstimmung mit Kurve 2 und entsprechend selbstverständlich auch mit dem der Freiluftanomalie, (die ja die an der Firnoberfläche gemessene nur rein geometrisch reduzierte Schwerkraftwerte gegen die theoretischen Schwerewerte im Meeresniveau bringt), sondern bis auf einige wenige Stellen auch in vielen Einzelheiten. Es ist dieses so zu deuten, daß der seismisch-gravimetrisch konstruierte Untergrund weitgehend dem wirklichen Verlauf des Felsuntergrundes entspricht, daß im Profilschnitt

„Hügel“ von rd. 30 km Längserstreckung und bis zu 250 m Höhe häufiger auftreten, und daß sich dieser Wechsel von „Hügeln und Tälern“ in den magnetischen Δz Anomalien bei 2000—3000 m dickem Eis ausprägen. Der Felsuntergrund muß also aus einem Gestein mit größerer, recht gleichmäßiger Magnetisierung bestehen. — Möglicherweise sind Unterschiede im seismisch-gravimetrischen Untergrundsprofil, der Freiluftanomalie und der Magnetik darin zu suchen, daß auf einigen Profilschnitten in Dichte und Magnetisierung verschiedenartiges Gestein am Aufbau des Untergrundes beteiligt ist.

Für die Felsunterlage wurden folgende Geschwindigkeiten der Longitudinalwellen gefunden:

	Camp IV EPF km/sec	Camp VI EPF km/sec	Station Centrale EGIG km/sec	im Mittel km/sec
V ₁	4,8 (4,95)	5,0	4,7	4,9 (5,0)
V ₂	—	5,45	—	5,5
V ₃	6,0	6,65	6,2	6,3
V ₄	—	—	(7,0)	(7,0)

Das Eis ist von einer Schicht mit der Schallgeschwindigkeit v : 4,7 — 5,0 km/sec unmittelbar unterlagert, der eine Schicht mit der Geschwindigkeit $v_3 \sim 6,3$ (6,0—6,7) km/sec folgt; zwischen beiden Schichten kann sich — örtlich? — eine Gesteinsserie mit $v_2 \sim 5,5$ km/sec einschieben. Nun sind aber bestimmten seismischen Geschwindigkeiten bestimmte Gesteine nicht eindeutig zuzuordnen; nicht nur, daß recht verschiedenartige Gesteine gleiche Geschwindigkeitswerte besitzen; selbst für makroskopisch gleichartig scheinende Gesteine streuen die Werte erheblich.

Da der grönländische Schild analog dem kanadischen Schild zu $\frac{5}{6}$ aus Gneisen/Graniten besteht, deren Schallgeschwindigkeiten zwischen 4,2 — 6,0 km/sec liegen, könnte zunächst im Hinblick auf diese Tatsache sowie darauf, daß in Münster durchgeführte Ultraschalluntersuchungen an einer Gneisprobe von der Nordküste Nugsuaks ($\rho = 2,68$) den Wert 5,45 km/sec, für eine Basaltprobe aus der Plagioklas Porphyrit-Serie von Hareöen ($\rho = 2,65$) den Wert 5,0 km/sec ergaben, als Eisunterlage auf Gneis-Granit oder Basalt in vorgenannter

Ausbildung geschlossen werden.

Da andererseits für gefrorene Moränen Schallgeschwindigkeiten von 4,2—4,8 km/sec angegeben werden, könnte aus diesen Werten auf eine etwa 200 m dicke Grundmoräne geschlossen werden (26; 13), zumal es sich um die Unterlage von Inlandeis handelt. Gegen diese Annahme resp. Deutung sprechen mehrere Argumente:

1. Der Ausstoß von Moränenmaterial durch die Eisströme Grönlands ist nach Auffassung des Verf. gering gegenüber dem von alpinen Gletschern mit ihrem kleinen Einzugsgebiet oder gar gegenüber den diluvialen Ablagerungen aus dem skandinavischen Vereisungsgebiet. Außerdem dürfte eine Hügellandschaft mit stärkerem Relief, die aus Grundmoränenmaterial aufgebaut ist, lange Zeit kaum überdauern, sondern auch im gefrorenen Zustand durch fließendes Eis abgetragen werden.
- 2a. Für senkrecht einfallende seismische Wellen beträgt der Reflexionskoeffizient R an der Grenze Eis/gefrorene Moräne (Eis $\rho = 0,9$; $v = 3,8$ km/sec; Moräne $\rho = 1,5$; $v = 4,7$ km/sec; Fels = 2,7,

$v = 5,5$ km/sec), $R = 0,12$; an der Grenze Eis/Fels hingegen $R = 0,40$. Da die 1. Reflexion durchweg recht kräftig ist und gute Mehrfachreflexionen häufiger auftreten, ist eine Grundmoräne als Reflektor unwahrscheinlich.

2b. Aus dem Amplitudenverhältnis der 1. und 2. Reflexion wurde, dem Vorgehen von de Robin (26) entsprechend, unter Berücksichtigung der Extinktion ebenfalls der Reflexionskoeffizient berechnet; für 14 Stationen zwischen Camp VI und Jarl Joset folgt ein mittlerer Reflexionskoeffizient $R = 0,54$.

Die Übereinstimmung zwischen dem nach 2b) aus Beobachtungen abgeleiteten (Felsgeschwindigkeit 5,0 km/sec) und dem nach 2a) für eine Felsgeschwindigkeit von 5,5 km/sec berechneten R-Koeffizienten spricht für festes Gestein als Unterlage des Eises in dem Profil Camp VI—Jarl Joset.

3. Als weitere Stütze für die hier vertretene Auffassung sei auf die oben aufgezeigte Beziehung zwischen dem Verlauf des ΔZ Profils und der Untergrundmorphologie eingegangen. Nur ein magnetisch einheitliches Gestein kann eine solche enge Beziehung zeigen. Werden die „Hügel“ im Untergrund durch Störkörper mit rechteckigem Querschnitt angenähert, so liegen die Suszeptibilitätswerte bei $2 \cdot 10^{-3}$. Die Basaltprobe von Hareöen ergab einen Wert von $0,7 \cdot 10^{-3}$, die Gneisprobe von der Nordküste Nugsuaks eine solche von $1,4 \cdot 10^{-3}$. Eine Moräne, in der die Geschiebe — mögen sie auch primär aus einem Gestein mit einheitlichen Eigenmagnetismus stammen — regellos verteilt liegen, und in der deshalb die einzelnen „Gesteinsmagnete“ vielfach gegeneinander wirken, kann einen parallelen Verlauf zwischen Untergrund und ΔZ -Anomalie nicht ausbilden. In gleicher Richtung wirkt die Entmagnetisierung schwächend auf die Einzelfelder der Geschiebe. Es bleibt der Schluß nahezu zwingend, daß auf dem E-W-Profil unter dem Eis fester Fels, wahrscheinlich Kristallin und nicht Basalt, ansteht und keine Moräne.

Für die ausgedehnte ΔZ -Anomalie von km

90—180 mit positiven Werten von 200 γ und die noch stärkere Anomalie von km 350—420 mit + 500 γ ist ein Suszeptibilitätswert von $8 \cdot 10^{-3}$ bei vorhandenem Eigenmagnetismus von $3 \cdot 10^{-3}$ abgeleitet (15); Werte, wie sie für basische bis ultrabasische Gesteine bekannt sind. Für den Gabbro aus der Bohrung Johannisburg, Ostpreußen, mit 7—9 % Magnetit wurde ein Wert von $1,5 \cdot 10^{-2}$ gefunden (25).

Auf die längs der Eisoberfläche gemessenen Schwerewerte wirkt die Anziehung aller Massen (Firn, Eis, Hügel des Untergrundes, die Kruste, usw.) mit ein. Die gravimetrischen Meßwerte wurden für Freiluft, für Bouguer und isostatisch reduziert. Da in die Freiluftreduktionen nur geometrische Reduktionen eingehen, spiegelt die normale Freiluftanomalie für eine sonst homogene Kruste die Morphologie des Untergrundes wider; sie gestattet also, zwischen zwei seismisch bestimmten Eisdicken den Verlauf des Untergrundes rein formal zu interpolieren.

Für die auf Meeresniveau reduzierten Bouguer-Werte wurde mit einer mittleren Gesteinsdichte von 2,7 und einer Eisdichte von 0,9 gerechnet.

Für die unter Meeresniveau liegenden Partien wurde auf Felsdichte umgerechnet. Die auf Meeresniveau bezogenen Bouguer-Anomalien (Kurve 7 Abb. 12) zeigen von Westen nach Osten abnehmende Werte, denen einige Wellungen überlagert sind; als regionaler Gradient folgt von Camp VI — Jarl Joset 7,5 mgal/100 km, von Jarl Joset — Cecilia Nunatak 15 mgal/100 km. Die Schildform des Inlandeises kommt im Verlauf dieser Anomalie nicht zum Ausdruck.

Die Dicke des Inlandeises ($\rho = 0,9$), auf eine entsprechende Gesteinsschicht ($\rho = 2,7$) umgerechnet, würde eine von Westen nach Osten gleichmäßig steigende Gesteinsplatte ergeben, die unter dem Meeresniveau aber gemäß der Bouguer-Anomalie nach Osten einsinkt. In die Zone mit höchsten negativen Werten fallen im Osten die kaledonisch gefalteten Gebiete, soweit sie einer Beobachtung zugänglich sind.

Für die auf 1600 m Seehöhe bezogenen Bouguer-Anomalien — bei dieser Bezugshöhe kämen alle Berge und Hügel unterhalb 1600 m zu liegen — sind die nur

oberhalb liegenden Firn- und Eismassen zu berücksichtigen. Die Morphologie des Untergrundes prägte sich in diesen Bouguer-Anomalien voll aus, und sie gestatten, den Untergrund zwischen seismischen Eisdicken für bekannte Dichtedifferenzen zu berechnen; im allgemeinen wird man sich aber auch hierbei auf eine Interpolation beschränken.

Freiluft- und isostatische Anomalien müssen den Schwerezustand Grönlands ausdrücken. Bekanntlich geben in einfach geformtem Gelände bereits die normalen Freiluftanomalien einen guten Anhalt über die Einstellung des Gebietes; ist doch, sofern Isostasie überhaupt besteht, die Höhenlage der Erdscholle Ausdruck dieser isostatischen Einstellung. In stark bewegtem Gelände, wie es die West- und Ostküste Grönlands auf weiten Strecken sind, ist hingegen die mittlere Freiluftreduktion zweckmäßig, für die die mittlere Geländehöhe wichtig ist. Auch aus diesen Erwägungen heraus wurden die Eisdicken auf eine Gesteinsplatte mit einheitlicher Dichte umgerechnet, die, wie oben gezeigt, von Westen nach Osten ansteigt. Bei der Berechnung der mittleren Freiluftanomalie werden die Werte auf die mittlere Geländehöhe in üblicher Weise topographisch reduziert und an diesen Werten die normale Freiluftreduktion angebracht. — Die Form des Felsuntergrundes prägt sich auch in den mittleren Freiluftanomalien aus.

Für die Berechnung der isostatischen Anomalie (Kurve 6; Abb. 12), die zuvorkommenderweise vom Deutschen Geodätischen Forschungsinstitut durchgeführt wurde, ist davon ausgegangen, daß für jeden Punkt isostatisches Gleichgewicht herrscht, daß die isostatische Kompensation lokal erfolgt, daß die Dichte der Erdkruste 2,67, die des Substratums 3,27 beträgt, und daß die Ausgleichsfläche in 40 km liegt. Berechnet wurden die isostatischen Anomalien für 3 Stationen im eisfreien Gebiet, für 4 auf dem Inlandeis; für Zwischenpunkte wurden die Werte interpoliert.

Mittlere Freiluft- und isostatische Anomalie verlaufen gleichsinnig; beide zeigen positive Werte, die über dem Inlandeis für die Freiluftanomalie bei +33 mgal, für die isostatische Anomalie bei +20 mgal liegen. Dieser

Sachverhalt ist überraschend, sollte doch — etwa in Analogie zu dem diluvialen Vereisungszentrum Skandinaviens und Kanadas — eine negative Schwere erwartet werden. Kontinente mittlerer Höhenlage zeigen Freiluftanomalien bis +50 mgal und +30 mgal isostatische Werte. Wohl weisen weite Gebiete, die jetzt eisfrei sind, auf eine ehemals weit ausgedehntere Vereisung Grönlands hin. Strandterrassen bis 200 m Höhe zeugen davon, daß außer eustatischen Bewegungen auch wirkliche Aufwärtsbewegungen an der Küste stattgefunden haben, aber die erwarteten negativen Schwerestörungen sind im Inneren nicht einmal angedeutet. — Im Küstengebiet herrschen starke negative Störungen vor.

Es läßt sich naturgemäß ein Bild finden, das den beobachteten, resp. reduzierten Schwerewerten gerecht wird, etwa so (17), daß das vom Eis befreite Küstengebiet aufsteigt und das Innere Grönlands bei behindertem Eisabfluß stärker anwächst und bei großer Viskosität des Substratums die Gleichgewichtseinstellung nachhinkt; mir erscheint aber dieser Erklärungsversuch nicht eindeutig.

Es ist vielmehr zu beachten, daß die alten Schilde von jeher fast durch alle geologischen Epochen ihre Hebungstendenz beibehalten und das Abtragungsmaterial in die umliegenden Senkungsgebiete gesandt haben. Während z. B. Fennoskandia stieg, war das norddeutsche Flachland im Sinken, wobei vom Zechstein an aufwärts sich die Hauptsedimentationsbereiche langsam nach Norden verlagerten.

Die Aufwärtsbewegung Fennoskandias dürfte auch während und nach der Vereisung an alt angelegten Dislokationslinien erfolgt sein; Eisbelastung und -entlastung können die alte Bewegungstendenz wohl modifiziert, aber kaum grundlegend geändert haben.

Um so wichtiger sind deshalb Wiederholungen von Schwerkraftmessungen längs der Küste und im Innern, um dieses großartige, rezente Experiment der Natur messend und deutend verfolgen zu können (14).

In Anlehnung und Ausweitung von (5; 6) sei hier auf die Bedeutung von Flächenmessungen verschiedener geophysikalischer Größen eingegangen.

Für eine reine Überwachung des Massenhaushaltes der polaren Inlandeise, der erheblich in den Gesamtwasserhaushalt unserer Erde eingreift, (also der Frage, ob z. Z. die Mächtigkeit des Eises konstant ist oder sich ändert) werden neben langjährigen Messungen von Ablation und Akkumulation (Eisbergproduktion der Eisströme usw.) in Zukunft neben geodätischen Methoden (Lagemessungen, Nivellements) Gravimetrie, Seismik, Magnetik und Radarmessungen ein solches Programm untermauern.

In geeigneten Zeitintervallen werden möglichst sämtliche vorgenannten geophysikalischen Methoden am gleichen Orte wiederholt; weil aber alle Markierungspunkte auf der Eisoberfläche zur Küste wandern und

damit auch bei vollständig ebenem Felssockel ihre Lage wie Höhe ändern, die topographische Gestalt des Untergrundes aber z. B. in der auf 1600 m Reduktionshöhe bezogenen Bouguer-Anomalie zum Ausdruck kommen, sind markante Untergrundspartien durch flächenhaft angelegte Gravimetermessungen gut zu identifizieren. Das Isanomalienbild der einzelnen Meßgrößen bleibt bei den Wiederholungsmessungen auf ein- und derselben ausgewählten Fläche bei konstanter Eisdicke unverändert. So kann die Geophysik über in Fels „verankerten Fixpunkten“ einen Beitrag über Größe und Richtung der wandernden Markierungen geben. Ist die Lage der neuen und alten Testfläche nicht ident — was bei einer nur

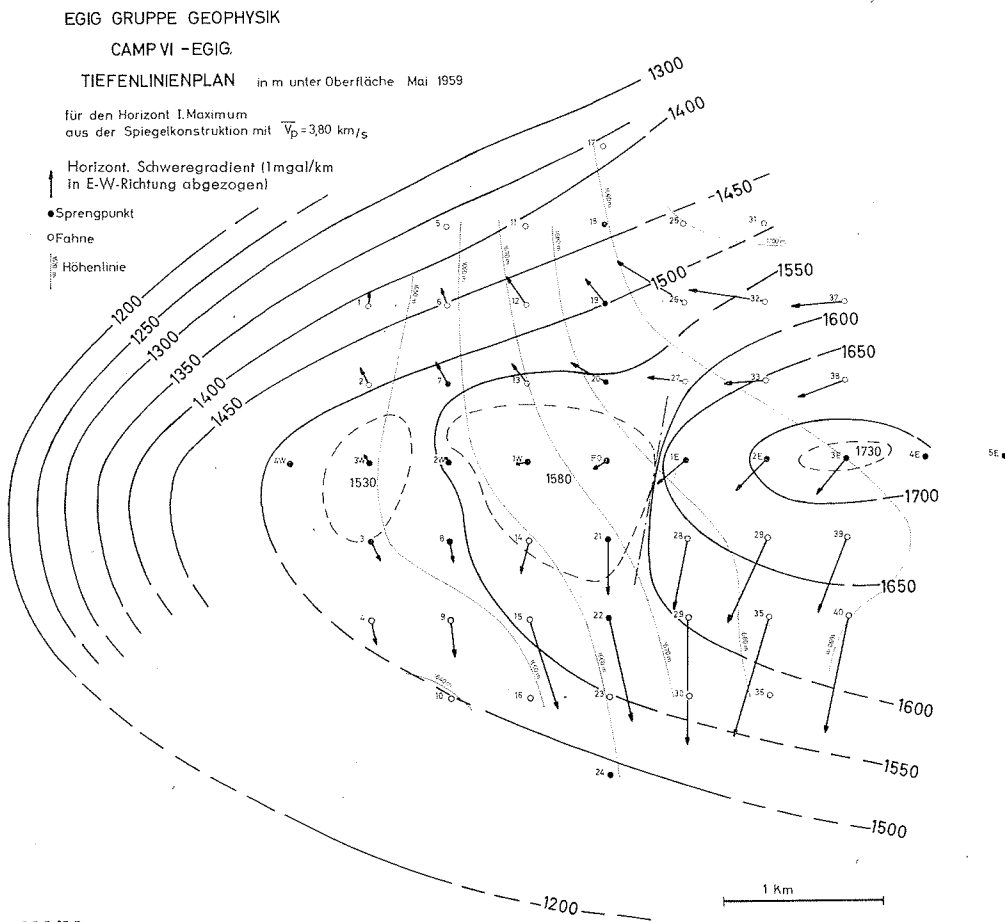


Abbildung 13
Flächenmessungen: Isanomalien der Schwere; Tiefenlage des Reflektionshorizontes, Höhenlinien
Map of isanomalies of gravity; the depth of the seismic reflection horizon, topography of the surface

gelegentlich aufreißenden Wolkendecke und so bedingten schnell auszuführenden Ortsbestimmung durchaus möglich ist — so werden die neuen von den alten Isanomalien in einem Teil der Aufnahmefläche sich unterscheiden, (die auf 1600 m bezogenen Bouguer-Werte, die mit Seismik und Radar bestimmten Eisdicken und die Form der Gesteinsunterlage). Es ist eine entsprechende ausgeweitete Ergänzungsmessung erforderlich, die aber unter Einsatz von zwei modernen Magnetometern (eines als Basisinstrument) einfach und sicher durchzuführen ist, da das Magnetfeld sich für unsere Fragestellung mit der Höhe kaum merklich ändert (für das normale Dipolfeld der Erde $\sim 27 \gamma/\text{km}$). Eisdickenänderungen können von der Gravimetrie mit einer Genauigkeit von 30 cm = (0,1 mgal Meßsicherheit), bei Reflexionsseismik von 3 m (0,001 sec Identifizierbarkeit der R-Einsätze oder gleicher Phasen) gegeben werden. Für die Radarmethode dürfte die Genauigkeit in gleicher Größenordnung liegen wie für die R-Seismik.

Nun liegen aber von den Expeditionen 1930/31 und 1959 seismische Flächenmessungen vor, für 1931, 1950, 1959 Schwerkraftmessungen an \pm gleichen Punkten nebst genauen Vermessungen der Firnoberfläche (je 16—20 km²).

Abb. 13 zeigt die Karte einer 1959 vermessenen Fläche: Oberfläche, horizont. Schweregradient und seismisch erschlossenen Untergrund.

Schon jetzt lassen die auf den Expeditionen 1930/31, 1949/50 und 1959 durchgeführten Schwerkraftmessungen wenigstens die Änderungstendenz erkennen. Ausgehend von dem Punkt g 1951 Cecilia Nunatak — wo, da auf anstehendem Fels gelegen, die gleiche Schwere festgestellt wurde (1951 E. P. F. 982,294.2; 1959 EGIG 982,294.25 cm/sec²), — wurden die Stationen Milcent, Station Centrale und Wegener 1931 km 120 (31) herangezogen. Nach Abb. 14, welche die Höhenänderung und g-Änderung pro Jahr sowie den Zuwachs pro Jahr zeigt, wächst die Änderung von g aus dem Inneren zur Küste entsprechend der Zunahme des Niederschlages in gleicher Richtung.

So einheitlich und eindrucksvoll dieses Bild das Anwachsen des Inlandeises anzudeuten scheint, so muß doch mit Nachdruck darauf verwiesen werden, daß die seismischen Flächenmessungen auf der Station Wegener km 120 aus den Jahren 1931 und 1959 eine Abnahme des Inlandeises an dieser Stelle zu ergeben scheinen; vielleicht, weil die auf beiden Expeditionen benutzten seismischen Instrumente eine Identifizierung der R-Einsätze und Phasen erschweren oder

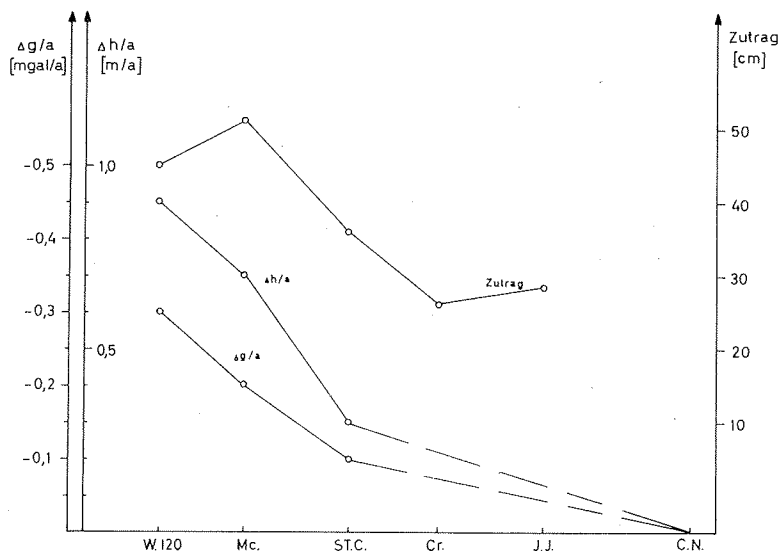


Abbildung 14
Änderung der Schwere pro Jahr und entsprechende Höhenänderung
Change of gravity and altitudes per year

aber später nicht der gleiche Ort für die Messungen ausgemacht werden konnte. An beiden Meßterminen herrschte Bewölkung vor, die nur für kurze Momente die Sonne freigab. Außerdem handelt es sich bei dem Schwerewert 1931 um die Bestimmung an nur einem einzelnen Punkt mit einem 4-Pendelapparat. Auf der Station Milcent und Station Centrale tritt dieser Widerspruch nicht auf.

Auf jeden Fall decken vorstehende Ausführungen die verlockenden, vielschichtigen Probleme auf, die in einer geophysikalischen Überwachung des Inlandeises stecken. Auf dem Pasterzengletscher wurde 1929, 1955, 1965 seismisch gearbeitet; die seismischen Dickenbestimmungen 1925 — 1955 ergaben einen Mächtigkeitsschwund von $64 \text{ m} = 2,4 \text{ m/a}$; die 1966 durchgeführten Messungen fallen flächenmäßig nicht mit denen von 1929 und 1955 zusammen. Zwei Profile 1929/1966 schneiden sich 400 m unterhalb der Seelandlinie. Für diesen Punkt folgt ein Schwund von $83 \text{ m} = 2,3 \text{ m/a}$.

der dargestellte Untergrund muß mithin weitgehend dem wirklichen Verlauf des Felsbodens entsprechen.

Um die Beziehung zwischen Morphologie des Untergrundes und der Oberfläche des Eises besser überschaubar zu machen (5; 6), ist die Oberfläche mit ihren Kleinformen in die Horizontale projiziert und in Abb. 15 dicht an die Felsunterlage herangerückt. Unter Beibehalten des Längenmaßstabes wurde der Höhenmaßstab 2,5fach einseitig optisch vergrößert. Auffällig ist, daß bis km 100 großamplitudige und langspannige Wellungen vorherrschen, ab 100—110 km die „Amplituden“ auf rd. $\frac{1}{3}$ ihres Wertes fallen und kurzperiodische Oberflächenformen überwiegen. Es lassen sich bis 100 km die Formen der Oberfläche, die durch weitspannige Wellungen mit 2—3 scharfen Tälern gekennzeichnet sind, denen der Gesteinsunterlage — z. T. um einige km verschleppt — zuordnen. Ab 100 km trifft dieses nicht mehr zu. Wohl stand zu erwarten, daß bei größerer Eisdicke, tieferen

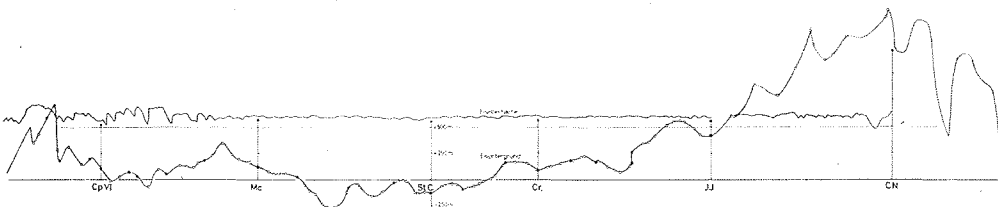


Abbildung 15
Untergrund-Oberfläche (in die Horizontale projiziert)
Underground and topography of ice sheet

Die Alpenvereinskarten 1928 (Stand 1925) und 1966 (Stand 1965) ergaben für die Seelandlinie eine Höhenänderung von 80 m = 2,0 m/a.

Auf der EGIG 1959 sind die Grundlagen für die 1967 vorgesehenen seismischen, gravimetrischen, magnetischen sowie nivellistischen Wiederholungsmessungen auf den Testflächen bei Camp VI, Milcent, Station Centrale, Jarl Joset, Punkt Nord, Wegener km 120 geschaffen; es sollen außer Mächtigungsänderungen auch solche in der Oberfläche — auch in Kleinstrukturen — erfaßt werden.

Nach den Ausführungen auf Seite 57 prägt sich das aus seismischen und interpolierten gravimetrischen Eisdicken konstruierte Untergrundprofil in den ΔZ -Anomalien aus;

Eistemperaturen und geringerer Fließgeschwindigkeit des Eises die Durchprägung der Untergrundformen in die Eis-Firnoberfläche von der Küste zum Inneren hin geringer wird, aber wegen der \pm gleichmäßigen Änderung dieser Größen sollte eine nicht abrupte Änderung in den Oberflächenformen eintreten, wie sie beobachtet wird. Möglicherweise wirkt der bei km 120 festgestellte Hügel, bei dem es sich vielleicht um einen N—S streichenden Riegel handelt, auf das Ausfließen des Eises nach Westen hemmend ein und verdeckt so die Übertragung der Untergrundmorphologie. Seismische wie Radarmessungen sollten für manche der gerade in diesem Zusammenhang auftauchenden Fragen aus prinzipiellen Erwägungen zur weiteren Klärung eingesetzt werden.

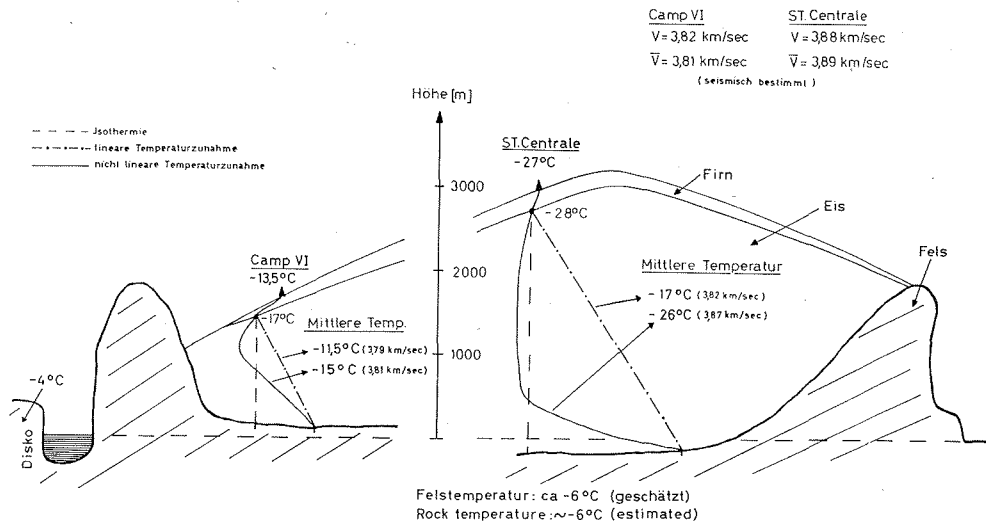


Abbildung 16

Die Temperaturverteilung im Inlandeis unter Camp VI und Station Centrale
The temperature distribution in the Inlandeis below Camp VI and Station Centrale

Zu dem „Hügel“ von km 120 sei nachgetragen: Die relative Höhenangabe mit 300 m ist aus Gravimeterwerten durch Interpolation zwischen zwei seismischen Punkten gewonnen. Die Höhe prägt sich in der Freiluft-Anomalie stark aus, in der Δz -Anomalie hebt sie sich mit +180% hervor. In diesem Punkte (km 120) verläuft Untergrundsprofil, Freiluft- und Δz -Anomalie gleichsinnig. Letztere erreicht ihren Maximalwert weiter östlich bei km 160 in einem Gebiet, in dem Untergrund- und Freiluft-Anomalie zur Senke von km 220 abfallen. Durch diesen Verlauf wird die Zuordnung von Freiluft-Anomalie- Δz -Anomalie-Untergrund komplizierter. Hervorgehoben sei, daß im Gesamtbereich der Δz -Anomalie die Formen des Untergrundes ausgeglichen sind; dasselbe Verhalten zeigt der Untergrund im Gebiet der großen Δz -Anomalie (+ 500 μ) zwischen km 350–420 km. Ab 420 km bleibt Δz auf einer Höhe von $\sim + 250 \mu$, die Freiluft-Anomalie hält sich auf + 40 bis + 50 mgal. Weitergehende Darlegungen erfolgen in der Hauptveröffentlichung Meddelelser om Grønland Bd. 173).

Zum Abschluß dieser Ausführungen sei auf die Temperaturverteilung im Inlandeis eingegangen. Auf folgende Befunde sei hingewiesen:

1. Die Seismogramme zeigen weder bei Wind noch bei Schüssen großperiodische Bodenunruhe; hieraus kann geschlossen werden, daß Wasseransammlungen unter dem Eis nicht vorhanden sind und daß die unteren Partien des Eises sich wahrscheinlich nicht auf Schmelztemperatur befinden (8).
2. Aus der guten Übereinstimmung der mit 2 Magnetometern gewonnenen und der

mit den Magnetogrammen von Godhavn reduzierten Z-Werten folgt, daß die Eisunterlage aus einer einheitlichen Schicht mit kleiner elektrischer Leitfähigkeit besteht; die wahrscheinlich gefrorenen Fels ist (S. 58).

3. Aus den Stollentemperaturen von Qutligssat und Mestersvig folgt zunächst, daß im eisfreien Gebiet in einigen Metern Tiefe die der jeweiligen Breite entsprechende Jahresmitteltemperatur herrscht, wahrscheinlich auch unter dem Inlandeis.
4. Die in Bohrungen beobachteten und aus Site II für größere Tiefe berechneten Temperaturen zeigen, daß in Zentralgrönland bis zu 300 bis 500 m Tiefe die Temperatur \pm konstant ist. (S. 49). Die seismischen Geschwindigkeitswerte an der Grenze Eis/Firn sowie die mittleren Vertikalgeschwindigkeiten im Eis führen zu dem Schluß, bis zu sehr großen Tiefen des Eises tiefe negative Temperaturen zu fordern. (S. 66).

Die Grenzen für die Temperaturverteilung sind für Station Centrale gegeben durch -28° in 230 m Tiefe ($v_{\max} = 3,88$ km/sec) und ca. -6° ($v = 3,75$ km/sec.) Da die mittlere Vertikalgeschwindigkeit sich zu 3,89

(etwa gleich 3,88 km/sec) ergibt, folgt, daß nahezu über die gesamte Mächtigkeit ($h = 3100$ m) die Temperatur um -28° liegen muß und erst in den untersten 100 m der Temperatur von -6° zustrebt. Möglich wäre noch in den oberen 2000 bis 2500 m eine schwache, in den Laufzeitkurven nicht erfaßte Temperatursteigerung um 2° und ein entsprechend positiver Temperaturgradient in den unteren 500 m.

Bei Camp VI würde dem beobachteten Geschwindigkeitswert von 3,81 km/sec genügen, wenn die Temperatur von -17° in 130 m Tiefe auf -19° in 500 m Tiefe abnähme, um von hier bis zum Felsboden auf -6° anzusteigen. Abb. 16 bringt stark schematisiert die Temperaturverteilung für Camp VI (Schmelzgebiet) und Station Centrale (zentrales Firngebiet).

Wie sich eine solche Temperaturverteilung aufrechterhält und welche Wärmequellen wirksam werden, wird an anderem Ort diskutiert.

Wie eingangs vermerkt, wurde das geophysikalische Programm im Rahmen der Internationalen Glaziologischen Grönland-Expedition durchgeführt. Die gute Organisation der E. P. F. mit ihren in Polaruntersuchungen reichen Erfahrungen unter der Leitung von P. E. Victor sicherte einen erfolgreichen, reibungslosen, technischen Ablauf der Expedition.

Es seien an dieser Stelle alle dankend erwähnt, die an der Realisierung der Expedition und an der Durchführung der umfangreichen Feldbeobachtungen beteiligt waren: In Grönland wirkten an den geophysikalischen Arbeiten mit die Herren R. Arndt, M. Hochstein, R. Hoisl, M. Marret, M. Renard und zeitweilig O. Reinwarth; an der Auswertung und Interpretation außer den drei erstgenannten Mitgliedern der Gruppe Geophysik in Münster die Herren F. Thyssen, F. A. Roters, H. Kohnen, P. Pistor, J. Werner, H. G. Allnoch.

Daß eine deutsche Beteiligung an der Internationalen Glaziologischen Grönland-Expedition überhaupt zustande kam, ist der verständnisvollen Unterstützung des Herrn Präsidenten der Deutschen Forschungsgemeinschaft und seiner Mitarbeiter zu danken; insbesondere sei auf die Bemühungen

von Herrn Professor B. Sticker hingewiesen, der seit 1950 für eine Wiederaufnahme der aktiven Polarforschung durch Deutschland eingetreten ist.

Die Leitung der Prakla, Hannover, und der Seismos, Hannover, förderten die Arbeiten durch die Bereitstellung von seismischen Apparaturen.

Der für die seismischen Arbeiten benötigte Sprengstoff wurde in großzügiger Weise von der Leitung der Dynamit Nobel AG, Troisdorf, zur Verfügung gestellt. Herr Dr. Roth vom Wissenschaftlichen Laboratorium Schlebusch dieser Firma nahm sich nach längeren Vorversuchen der Vorbereitung des Sprengstoffes für den Abwurf aus dem Flugzeug an, so daß der Sprengstoff trotz dieser starken mechanischen Beanspruchung bei den tiefen Temperaturen in Grönland intakt zum Einsatz kommen konnte.

Literatur:

- (1) Benson, C. S.: Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. *Fol. Geogr. Danica*, Bd. 9, 1961.
- (2) Bentley, C. R., Pomeroy, P. W., Dormann, H. J.: Seismic measurements on the Greenland ice cap. *Annales de Geophysique*, Bd. 13, Heft 4.
- (3) Bentley, C. R.: The structure of Antarctica and its ice cover. *Research in Geophysics*. M. I. T. Press, Cambridge, Massachusetts, Bd. 2, 1964.
- (4) Brockamp, B.: Überlegungen und Programmpunkte für eine Grönland-Expedition. *Veröff. d. Deutschen Geodätischen Kommission b. d. Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, Reihe B, Heft 53, 1959.
- (5) Brockamp, B.: Nachtrag zu den wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener. *N. Jb. f. Geologie und Paläontologie*, Abh. 1951.
- (6) Brockamp, B.: Erweiterter Nachtrag zu den wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönlandexpedition A. Wegener. *Bayerische Akademie d. Wissenschaften*, Reihe B, Heft 48, 1959.
- (7) Brockamp, B.: Barographisch-topographische Höhenkurve, *Z. f. Geophysik*, Heft 5, 1962.
- (8) Brockamp, B.: Zur seismischen Bestimmung der Temperatur des Inlandeises. *Wissenschaftl. Ergebn. d. Deutschen Grönlandexpedition A. Wegener*, Bd. 3, Brockhaus, Leipzig, 1935.
- (9) Brockamp, B., Querfurth, H.: Untersuchungen über die Elastizitätskonstanten von See- und Kunsteis. *Zeitschr. Polarforschung*, Bd. V, Heft 1/2, 1964.
- (10) Brockamp, B., Kohnen, H.: Ein Beitrag zu den eisseismischen Untersuchungen auf der Internationalen Grönland-Expedition, *Z. Polarforschung*, im Druck.
- (11) Brockamp, B., Pistor, P.: Seismische Untersuchungen am Firn des grönländischen Inlandeises, 1966, erscheint im nächsten Heft der Zeitschrift *Polarforschung*.
- (12) Bull, C. B. B.: Seismic investigations on the northern part of the Greenland Ice-sheet, *Geograph. Journal* 122, 1956.

- (13) Bullen, K. E., Goodspeech, M. J.: Seismic Investigations of the Antarctic Structure. Ann. of the International Geophysical Year, Vol. XXX Pergamon Press.
- (14) Heiskanen, W. A., Vening Meinersz, F. A.: The Earth and its Gravity Field, 1958.
- (15) Heuberger, J. C.: Glaciologie — Groenland, E. P. F., Vol. I, Forages Mecaniques.
- (16) Hochstein, M.: Ergebnisse magnetischer Messungen auf dem Grönländischen Inlandeis während der Internationalen Grönland-Expedition (E.G.I.G.) im Sommer 1959. Dissertation Münster, erscheint im Meddelelser om Grønland. Bd. 173.
- (17) Hoisl, R.: Gravimetermessungen über das Grönländische Inlandeis auf einem West-Ost-Profil (E.G.I.G.) 1959. Dissertation München 1964, Deutsche Geodätische Kommission, Bayerische Akademie der Wissenschaften, Reihe C, Heft Nr. 85, erscheint im Meddelelser om Grønland, Bd. 173.
- (18) Hofmann, W.: Die geodätischen Lage-messungen über das grönländische Inlandeis der Int. Glaz. Grönland-Expedition (E.G.I.G.) 1959, Meddelelser om Grønland, Bd. 173, Nr. 6.
- (19) Imbert, B.: Determination de l'épaisseur de glace en Terre Adélie, Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences, t. 248, 1959.
- (20) Joset, A., Holtzscherer, J. J.: Étude des vitesses de propagation des ondes sismiques sur l'inlandsis du Groenland, E.P.F., Ann. de Géophysique, Bd. 9, 1953.
- (21) Joset, A., Holtzscherer, J. J.: Determination des équisseurs d l'inlandsis du Groenland. Ann. de Géophysique, Bd. 10, 1954.
- (22) Martin, J., Stahl, P., Munck, F., Joset, A.: Groenland 1948—1952, Gravi-métrie, 1. Partie, E.P.F. Exped. Polaires Françaises, Résultats scientifiques No. N. 3, 1954.
- (23) Mälzer, H.: Das Nivellement über das Grönländische Inlandeis der Internationalen Glaziologischen Grönland-Expedition (EGIG) 1959, Meddelelser om Grønland, Bd. 173, Nr. 7, 1964.
- (24) Mellor, M.: Polar snow — a summary of engineering properties, Ice and Snow, M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts, 1963.
- (25) Reich, H.: Die geophysikalische Erforschung Nordwestdeutschlands 1932—1947, ein Überblick, Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, Amt f. Bodenforsch., Hannover, 1949.
- (26) de Robin, G. Q.: Seismic shooting and related investigations, Norwegian-British-Swedish Antarctic Exped. 1949—52, Norsk Polar Inst. 1958.
Robin, G. de Q.: Movement and Temperature Distribution in Glaciers and Ice Sheets. J. of Glaciol., 2, 1955.
- (27) de Quervain, A., Stolberg, A.: Reise der Deutsch-Schweizerischen Grönland-expedition auf das Inlandeis 1909. Verlag Jos. Singer, Straßburg und Leipzig, 1911.
- (28) de Quervain, A., Mercanton, P.L.: Résultats scientifiques de l'expédition suisse au Groenland 1912—1913, Meddelelser om Grønland, Bd. LIX, 1925.
- (29) Lliboutry, L.: Bd. I, Bd. II, Traité de Glaciologie, Masson & Cie., 1964.
- (30) Jiracek, G. R.: Radio Sounding of Antarctica Ice, Diplomarbeit a. d. Univers. v. Wisconsin, 1965.
- (31) Weiken, K.: Die Schwerkraftmessungen, Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönlandexpedition A. Wegener, 1929 und 1930/31, Bd. V, Geodäsie, Brockhaus, Leipzig 1937.
- (32) Arndt, R.: Seismische Untersuchungen auf der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition 1959. Vortrag Polar-tagung Münster 1961.
- (33) Brockamp, B.: Bemerkungen zu Fritz Loewe: Das Grönländische Inlandeis nach neuen Feststellungen, Zeitschr. Erdkunde, Band XVIII, Heft 1/4, 1966.
- (34) Mellor, M.: Snow and Ice on the Earth's Surface, Cold Regions Science and Engineering, II—C1, July 1964, Hanover, New Hampshire.
- (35) Waite A. H. and Schmidt, S. J., 1961, Gross errors in height indication from pulsed radaraltimeters, operating over thick ice or snow. I.R.E. International conrention Record Part 5
- (36) Evans, S. 1965 Dielectric properties of ice and snow — a review. Journal of Glaciology Vol. 5, No. 42.

Nachtrag:

Im September-Oktober-Heft 1966 des Antarctic Journal of the United States (p. 207—208) berichten L. Hansen und C. C. Langway kurz über die Ergebnisse der Tiefbohrung in Camp Century (77° 10' N, 61° 08' W, Höhe ca. 1600 m). Die tiefste Temperatur (—24,6° C) im Eis wurde in 154 m Tiefe gefunden; die Temperatur an der Eisunterkante beträgt —13° C. In der Firnoberfläche dürften Temperaturen von —20° C bis —21° C (nach C. S. Benson) herrschen. Die Temperaturverteilung im Inlandeis unter Camp VI und Station Centrale, wie sie aus einigen Temperatur- und seismischen Geschwindigkeitswerten abgeleitet wurden, stehen mit obigen Ergebnissen in guter Übereinstimmung: Die Bodentemperatur von —13,0° C unter Camp Century mit einer Temperaturänderung von 1° C pro Breitengrad umgerechnet führt auf —6° Bodentemperatur unterhalb Camp VI. In 154 m unterhalb Camp VI in Übereinstimmung mit dem beobachteten Wert ein solcher von —17,5° (s. Abb. 8).

Berichtigungen zu Heft 1964

In dem Beitrag von B. Brockamp und H. Querfurth: „Untersuchungen über die Elastizitätskonstanten von See- und Kunsteis“, Heft 1964, Seite 260, Tabelle 4, ist in der Kolumne 4 einzufügen:

— 1°	C bei 2,94
— 5°	C bei 2,98
— 10°	C bei 3,02
— 20,5°	C bei 3,07

In der 6. Kolumne muß es heißen:

5,19 — 20,5° C

Auf der gleichen Seite 260 ist unter der Tabelle 5 im linken Absatz der Buchstabe m durch σ zu ersetzen.

Der Beitrag „Nachrufe auf drei Polarforscher“, Heft 1964, Seite 266, ist eine Übersetzung aus „Bulletin d'Information vom 15. Juni 1964 der E. P. F.“ Der Beitrag stammt aus der Feder von Prof. Einar Andersen und wurde mit Erlaubnis von Herrn P. E. Victor durch Herrn Dr. Joh. Georgi übersetzt. Ruthe