

Ergebnisse seismischer Messungen auf dem Aletschgletscher

Von F. Thyssen und M. Ahmad

Zusammenfassung: Seismische Messungen auf dem Aletschgletscher im Gebiet des Konkordiaplatzes erlaubten es, die P- und S-Wellengeschwindigkeit im Eis und ihre Zunahme mit der Tiefe zu bestimmen. Die P-Wellengeschwindigkeit erreichte in etwa 45 m Tiefe die Maximalgeschwindigkeit von $3,73_p \pm 0,013$ km/sec, die S-Welle die Geschwindigkeit von $1,70_s \pm 0,005$ km/sec. Nach einer Korrektur für Temperatur- und Wassergehalt der von Robin (1958) angegebenen empirischen Formel für den Zusammenhang zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Dichte konnten die Dichte und damit die elastischen Konstanten des Eises sowie ihre Zunahme mit der Tiefe berechnet werden. Der Wassergehalt war für Teufen größer als 45 m aus dem Maximalwert der P-Wellengeschwindigkeit zu 0,2 % abzuschätzen.

Die auf Profilen angeordneten Messungen ließen nur vereinzelt an Profilschnittpunkten eine räumliche Auswertung von Reflexionen zu. In den meisten Fällen mußte die Auswertung unter der Voraussetzung durchgeführt werden, daß die Flächennormalen der Reflektoren in der Ebene von Profil und Lot lagen. Unter dieser Einschränkung konnte ein Tiefenlinienplan für das Gebiet des Konkordiaplatzes angegeben werden. Hier treten Eismächtigkeiten bis zu 890 m auf.

Abstract. Seismic measurements on the Aletsch Glacier in the region of the „Konkordiaplatz“ have permitted the calculation of P- and S-wave velocities and their increase with depth. The max. P-wave velocity of $3.73_p \pm 0.013$ km/sec and the max. S-wave velocity of $1.70_s \pm 0.005$ km/sec were reached at a depth of approximately 45 m.

After applying a correction for temperature and water content to the empirical formula for P-wave velocity and density given by Robin (1958), the density and the elastic constants of the ice as well as their increase with depth have been computed. Using the maximum of the P-wave velocity the water content has been estimated to be 0.2 % for depth greater than 45 m. Since measurements have been made along profiles, an approximate three-dimensional interpretation of the reflections was possible only at intersections of different profiles. In general all interpretation has to be made under the assumption of the normal to the reflector lying in the plane of the profile and the vertical. Under this limitation a depth map of the „Konkordiaplatz“ can be drawn up. The maximum ice thickness occurring in this region is 890 m.

Sowohl in seiner Länge wie auch in seiner Fläche ist der Aletschgletscher der größte Gletscher der Alpen. Seismische Messungen seiner Mächtigkeit liegen nur vereinzelt vor, so einige Messungen von Mothes (1929) und von Süßtrunk (1947). Mit einer Mächtigkeit von ca. 800 m, wie sie Mothes am Konkordiaplatz gemessen hat, ist der Aletschgletscher insbesondere im Gebiet des Konkordiaplatzes der mächtigste Gletscher der Alpen. 1958 konnten in Vorbereitung der Internationalen Glaziologischen Grönland-Expedition seismische Arbeiten im Gebiet des Konkordiaplatzes durchgeführt werden. Mit dem Abschluß der Grönland-Expedition 1967/68 war es möglich, dieses Material zu bearbeiten und zugänglich zu machen.

Die Abbildung 1 gibt die Lage der Profile wieder, auf denen diese seismischen Messungen durchgeführt werden konnten. Der Abbildung liegt ein Ausschnitt der 1:10 000-Karte, Stand September 1957, der Eidgenössischen Landestopographie von 1964 zugrunde.

Die Untersuchungen wurden mit einer 24spurigen seismischen Apparatur und Geophonen mit 16 Hz Eigenfrequenz auf den angegebenen Profilen bei einer größten Auslage von 1409 m mit Ladungen zwischen 50 und 1000 g durchgeführt. Die Registrierung erfolgte mit einem Filmvorschub von 30 cm/sec. Gute Registrierungen ließen bei der vorherrschenden Frequenz von ca. 80 Hz der Longitudinalwellen eine Ablesegenauigkeit von ± 1 msec zu. Etwa 50 Filme standen für die Bearbeitung zur Verfügung.

*) Dr. F. Thyssen, Institut für Geophysik der Universität Münster, 44 Münster (Westf.),
Steinfurter Straße 107
Dipl.-Geophys. M. Ahmad, 112—J/2, P.E.C.H.S., Karachi - 29, W. Pakistan

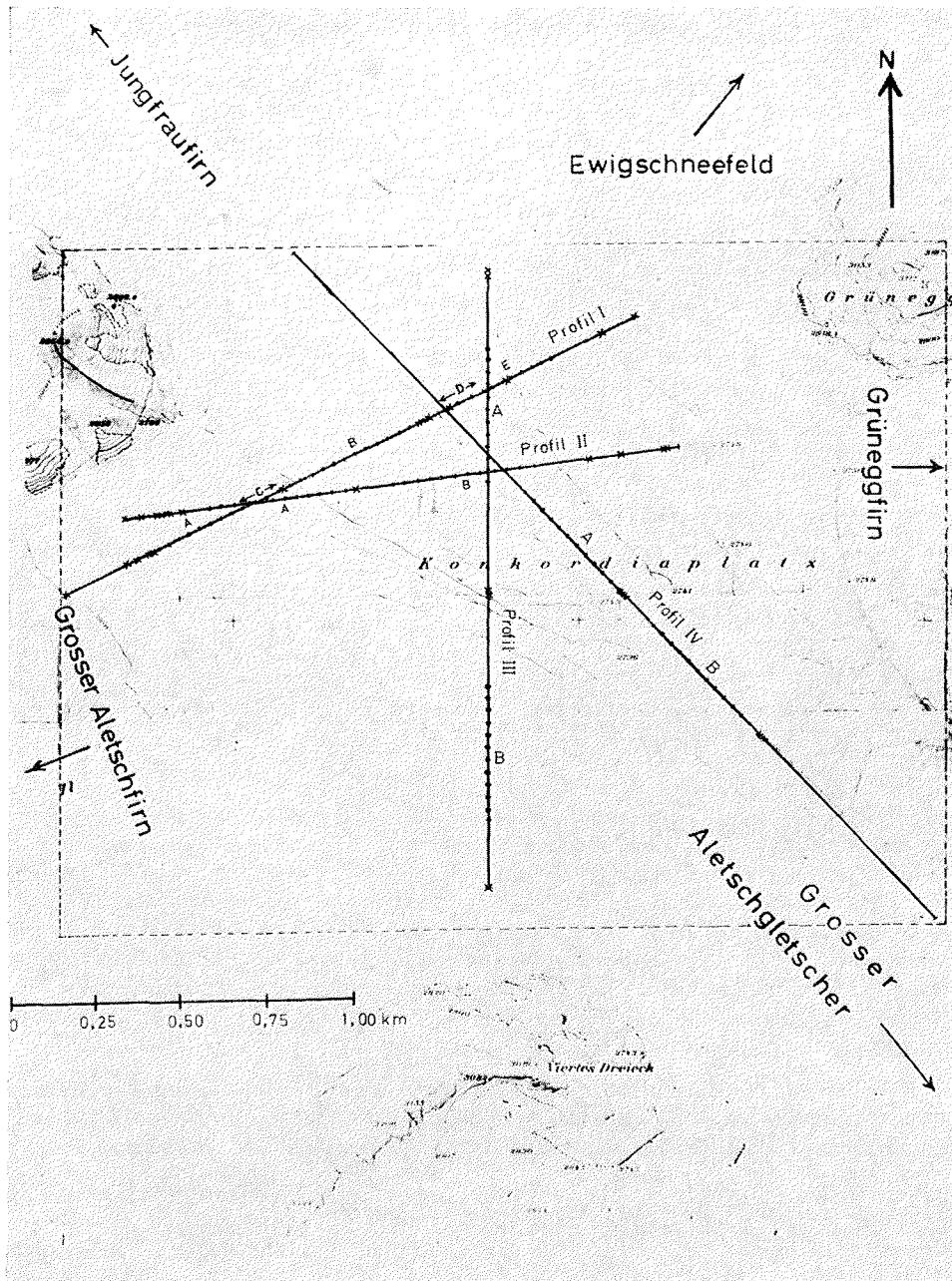


Abb. 1: Meßgebiet mit Lage der Profile (Ausschnitt aus der Karte der Eidgenössischen Landestopographie von 1964). Area of measurements with profiles

Bei seismischen Messungen werden als direkte Ergebnisse die Laufzeiten seismischer Wellen abhängig von der Entfernung vom Schußpunkt gewonnen. Hat man die Laufzeiten der Reflexionen vom Felsuntergrund bestimmt, so ist in einfachen Fällen die Tiefe zu

ermitteln, wenn die Geschwindigkeiten der reflektierten Wellen bekannt sind. Auf den Gletschern der Alpen sind jedoch sehr unterschiedliche Geschwindigkeiten der seismischen Wellen beobachtet worden. Diese Ergebnisse wurden von Thyssen (1967) zusammengestellt und diskutiert. Die großen Eismächtigkeiten des Aletschgletschers sind für eine genaue Untersuchung der Geschwindigkeit der seismischen Wellen in Eis besonders günstig.

Im Prinzip kann die Geschwindigkeit seismischer Wellen an Proben mit Ultraschall oder auch durch die Ausbreitung der Erschütterungen einer Sprengung sowohl direkt durch das Eis als auch durch die Reflexion dieser Wellen am Felsuntergrund ermittelt werden. Alle Verfahren sind auf dem Aletschgletscher eingesetzt worden. Robin (1958) konnte im Eisstollen des Jungfraujochs den Zusammenhang zwischen Dichte und Geschwindigkeit der Longitudinalwellen mit Ultraschall bestimmen. Die der hier vorliegenden Arbeit zugrundeliegenden Meßergebnisse erlaubten die Bestimmung der Geschwindigkeiten durch die sprengseismischen Verfahren. Sie werden im folgenden ausführlicher behandelt.

Während die Ultraschallmessungen an Proben nur Ergebnisse an kleinen ausgesuchten Stücken geben, liefern seismische Beobachtungen von Sprengungen Mittelwerte über recht große Volumina des Eises. Für den Aletschgletscher ergaben die Laufzeitkurven unter der Voraussetzung eines linearen Zusammenhanges zwischen Laufzeit und Entfernung für die Longitudinal- oder P-Wellen über alle Profile die mittlere Geschwindigkeit von $3,675 \pm 0,055$ km/sec mit Extremwerten von 3,51 und 3,78 km/sec. Für die Transversal- oder S-Wellen lag der Mittelwert unter den gleichen Voraussetzungen auf $1,705 \pm 0,035$ km/sec mit Extremwerten von 1,63 und 1,79 km/sec.

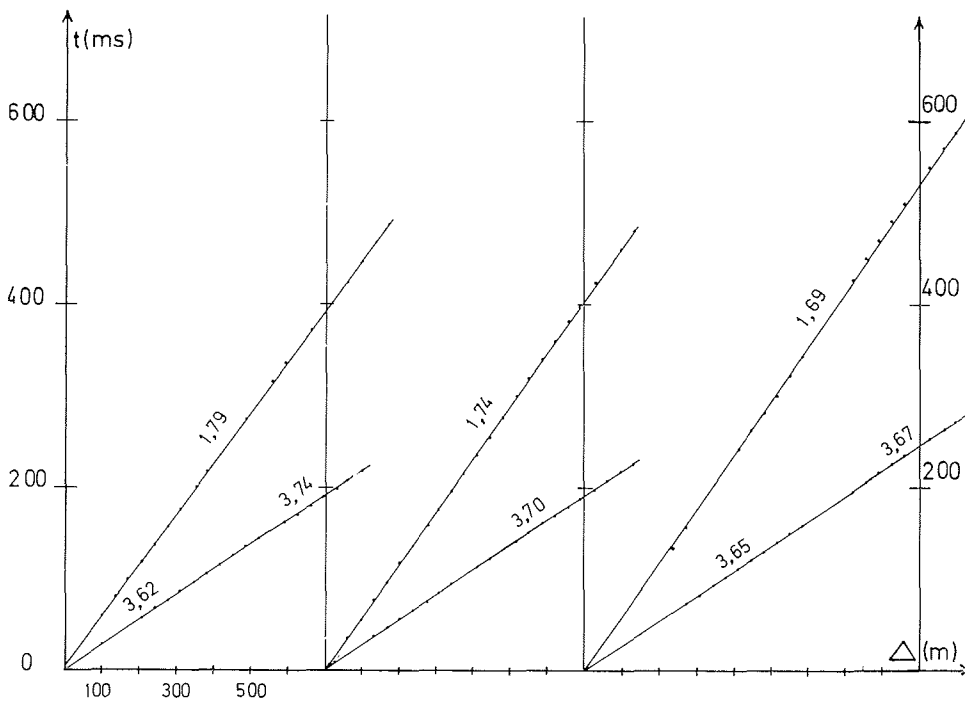


Abb. 2: Laufzeitgeraden nach Meßergebnissen auf dem Aletschgletscher
Travel-times from measurements on the Aletsch-Glacier

Die Laufzeitgeraden, von denen die Abbildung 2 einige Beispiele zeigt, gehen nicht durch den Nullpunkt. Außerdem zeigt sich eine leichte Tendenz zu höheren Geschwindigkeiten bei größeren Beobachtungsentfernungen. Die ersten Teile der Laufzeitkurven liefern einen Mittelwert für die P-Wellengeschwindigkeit von 3,62 km/sec für eine mittlere Auslage von ca. 250 m, die letzten Teile einen Mittelwert von 3,70 km/sec für eine mittlere Entfernung von ca. 700 m. Diese Beobachtungen deuten schon darauf hin, daß Laufzeitgeraden nicht voll gerechtfertigt sind, obwohl bei fast allen seismischen Arbeiten auf Gletschern bisher mit Laufzeitgeraden ausgewertet wird. Die unterschiedliche Lage der Profile (Abbildung 1) in Druck- oder Spaltenzonen des Gletschers mit Schmelzwasservorkommen an der Oberfläche oder dünner Schneebedeckung macht eine detaillierte Übersicht über Abweichungen von der Laufzeitgeraden bei den einzelnen Profilen schwierig. Daher mußte ein anderes Verfahren benutzt werden. Trotz der zahlreichen Beobachtungspunkte war zur Analyse dieser Probleme die Meßpunktdichte und -genauigkeit bei den einzelnen Profilen nicht ausreichend. Geht man jedoch von der Bearbeitung der Laufzeitkurven ab und zu der Kurve der Intervallgeschwindigkeiten über, so läßt sich die Abweichung vom linearen Zusammenhang deutlich aufzeigen. Bei den Intervallgeschwindigkeiten handelt es sich hier um die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen zwischen zwei benachbarten Geophonen. Sie wurden für alle Kurven bei gleicher Beobachtungsentfernung gemittelt und gegen die Beobachtungsentfernung aufgetragen. Wegen der kleinen Zeiten und der Ablesegenauigkeit von $\pm 1 \cdot 10^{-3}$ sec war eine weitere Mittelwertbildung erforderlich. Dazu wurden die Intervallgeschwindigkeiten in Gruppen mit je 50 m größerem Beobachtungsabstand sortiert. Bei allgemein gleichem Geophonabstand von 35 bzw. 40 m bestimmte das Geophon, welches am weitesten vom

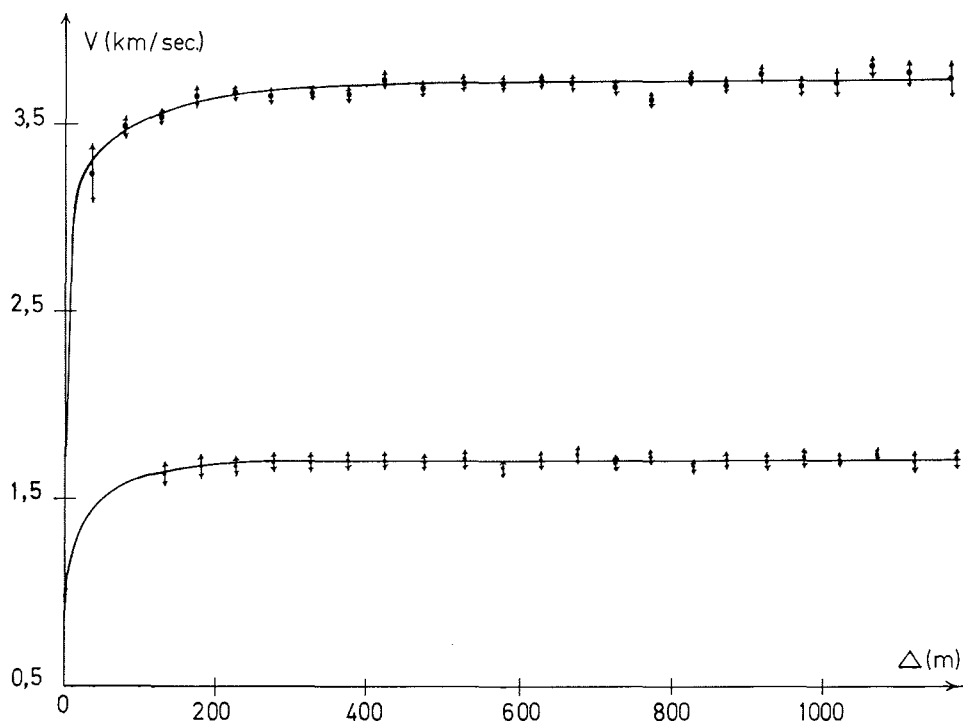


Abb. 3: Mittlere Intervallgeschwindigkeiten aufgetragen gegen die Entfernungen vom Schußpunkt
Mean interval velocities plotted against the distances from shotpoint

Schußpunkt entfernt war, die Zugehörigkeit zur Entfernungsguppe. Der Mittelwert der Intervallgeschwindigkeiten für jede Entfernungsguppe wurde durch die Mittelwerte der Entfernungen ergänzt. Dazu wurde bei den Intervallgeschwindigkeiten der mittlere Fehler des Mittelwertes bestimmt.

Die Abbildung 3 gibt den auf diese Weise gewonnenen Zusammenhang wieder. Die Pfeillänge zeigt den mittleren Fehler des Mittelwertes auf. Zur Interpolation konnten die im weiteren angegebenen Formeln benutzt werden. Die Koeffizienten dieser Formeln wurden nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt und ergaben für die P-Wellen v_p bzw. für die S-Wellen v_s :

$$\left. \begin{aligned} v_p &= 1,734 + 1,326 \operatorname{Log} \Delta - 0,219 (\operatorname{Log} \Delta)^2 \\ v_s &= 0,951 + 0,512 \operatorname{Log} \Delta - 0,086 (\operatorname{Log} \Delta)^2 \end{aligned} \right\} \text{ km/sec}$$

wobei die Entfernung Δ in m anzusetzen ist. Dabei konnte der mittlere Fehler bei v_p zu $\pm 0,039$ und bei v_s zu $\pm 0,018$ km/sec bestimmt werden. Schon aus der Abbildung 3 ist ersichtlich, daß die Kurven für die Geschwindigkeiten v_p und v_s sich sehr schnell asymptotisch einem Endwert nähern. Für eine Reihe von nützlichen Näherungen ist von etwa 400 m Entfernung an die Abweichung vom Endwert zu vernachlässigen und ein nahezu geradliniger Verlauf annehmbar. Von dieser Schußpunktentfernung an ergibt sich bei Annahme einer konstanten Geschwindigkeit für v_p ein Wert von $3,732 \pm 0,013$ km/sec und für v_s $1,706 \pm 0,005$ km/sec als gewogenes Mittel. Die Geschwindigkeitswerte für v_p für Schußpunktentfernungen unter ca. 30 m und v_s unter ca. 130 m sind anhand der Formeln extrapoliert, da nicht genügend Meßergebnisse in diesem Entfernungsbereich zur Verfügung standen. Insbesondere für die S-Wellen ist eine Auswertung im schußnahen Bereich wegen der noch starken zeitlichen Überlagerungen der verschiedenen Wellenarten recht schwierig. Das Fehlen der Daten zu v_s in geringen Entfernungen und die in diesen Entfernungen wegen der starken Inhomogenität der obersten Schichten des Gletschers beobachtete große Streuung der v_p -Werte hat u. a. zur Folge, daß der mittlere Fehler von v_s niedriger berechnet wird als der von v_p .

Die, wie vorher beschrieben, gewonnene Kurve der Intervallgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Entfernung kann nach dem Verfahren von Wiechert, Herglotz und Slichter ausgewertet werden. Als Resultat fällt die Verteilung der Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen in der Tiefe des Gletschers an. Dabei ist jedoch zu beachten, daß es sich bei den Intervallgeschwindigkeiten um Mittelwerte aus dem Bereich des Konkordiaplatzes handelt, die aus Messungen gewonnen wurden, bei denen die oberflächennahen Bedingungen auf dem Gletscher recht unterschiedlich waren. Das Ergebnis dieser Bearbeitungsart gibt daher recht gut die mittleren Werte für den Aletschgletscher im Gebiet des Konkordiaplatzes für den Monat August 1958 wieder. Sie dürften aber charakteristisch sein für die aperen Teile der Alpengletscher, sofern ihre Mächtigkeit ein gewisses Mindestmaß überschreitet. Die folgende Abbildung 4 zeigt die Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen in Abhängigkeit von der Tiefe.

Die Geschwindigkeiten nehmen mit der Teufe zu und erreichen die Endgeschwindigkeit bei ca. 45 m Tiefe. Die bei weitem stärksten Änderungen treten bis zu einer Teufe von 10 bis 20 m auf. Dieses Ergebnis ist durch den Einfluß der meteorologischen Faktoren, insbesondere den Einfluß der Strahlung auf die aperen Gletscherteile, zu erklären. Schmelzprozesse und eindringende Schmelzwässer verändern oberflächennahe das Eis. Dieses spiegelt sich in der Verminderung der Geschwindigkeit seismischer Wellen wider, welche ihrerseits wiederum durch die Veränderung der elastischen Konstanten und/oder

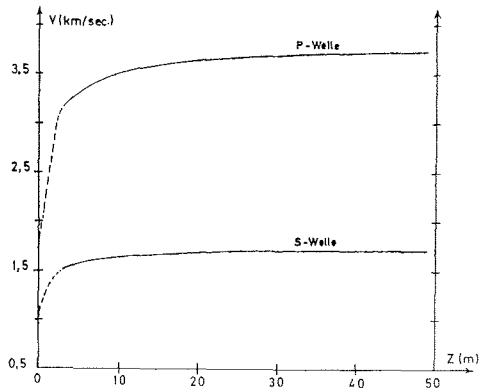


Abb. 4: Zunahme der Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen mit der Tiefe
Increase of velocities of P- and S-Waves with depth

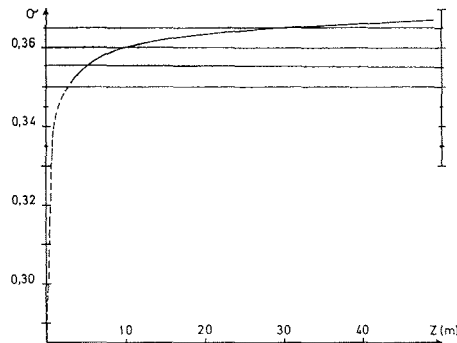


Abb. 5: Zunahme der Poisson'schen Zahl mit der Tiefe
Increase of Poisson number with depth

der Dichte hervorgerufen wird. In größerer Tiefe überwiegt durch den zunehmenden Überlagerungsdruck die Zunahme der Dichte.

Aus der Kenntnis der P- und S-Wellengeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe kann nach der Formel:

$$\sigma = \frac{v_p^2 - 2 v_s^2}{2 (v_p^2 - v_s^2)}$$

die Poisson'sche Zahl des Eises und ihre Veränderung mit der Tiefe dargestellt werden. Die folgende Abbildung 5 gibt diesen Zusammenhang wieder.

Von 3 m Tiefe ab ändert sich σ von 0,351 bis zu 0,367 bei den Endgeschwindigkeiten. Neben der Poisson'schen Zahl erlaubt das Verhältnis der Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen einen Einblick in die Veränderungen, die im oberflächennahen Eis auftreten. Als Mittelwert ergibt sich auf dem Aletschgletscher hierfür 2,15 mit Werten, die von 2,09 bis 2,18 mit der Tiefe stetig steigen. Auf anderen Alpengletschern ist dieses Verhältnis bei der Annahme einer Laufzeitgeraden im Mittel 2,14.

Um die Dichte des Eises abzuleiten, wurde die von Robin (1958) im Eisstollen des Jungfraujoches (Aletschgletscher) für Eis bei -3°C abgeleitete Beziehung zwischen v_p und der Dichte d benutzt:

$$d = 2,21 \cdot 10^{-4} \cdot v_p + 0,059$$

Die Geschwindigkeit v_p wird in m/sec eingesetzt. Robin gibt für diese Formel den Fehler von $\pm 0,009$ (g/cm³) an. Es wird angenommen, daß sich das Eis des Konkordiaplatzes auf Schmelztemperatur befindet. Daher ist es angebracht, Korrekturen für den Temperaturunterschied von 3°C und einem geringen Wassergehalt für das Eis in größerer Tiefe anzubringen. Der Einfluß dieser Parameter nach Thyssen (1967) ist in die Formel von Robin eingefügt. Diese lautet dann:

$$d = 2,21 \cdot 10^{-4} (v_p + 4,5 T + 6 b) + 0,059$$

Darin ist T die Temperatur in $^\circ\text{C}$ und b der Wassergehalt in Promille. Da der Einfluß des Wassergehalts in großer Tiefe sehr gering ist, genügt es hier zunächst, einen Schätz-

wert für den Wassergehalt des nicht permeablen Eises in größerer Tiefe anzunehmen. Hier erscheint ein Wert von 1‰ nach Lliboutry (1964) angebracht. Mit den auf dem Aletschgletscher gemessenen Geschwindigkeiten ergibt sich nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz für die Dichte ein mittlerer Fehler von $\pm 0,014 \text{ g/cm}^3$.

Es darf angenommen werden, daß im oberflächennahen Bereich das Eis teils Luft-, teils Wassergehalt aufweist. Die empirische Formel von Robin wurde jedoch für lufthaltiges Eis abgeleitet. Sie darf daher für Eis mit einem hohen Wassergehalt nicht benutzt werden. Erst in Teufen, in denen das Eis nur noch schwach mit Wasser durchsetzt ist, kann die Robin'sche Formel in der veränderten Fassung mit einiger Sicherheit ausgewertet werden. Die Zuverlässigkeit der Formel wächst mit größerer Tiefe, so daß der angegebene Fehler nur für die Endwerte gelten dürfte. Die Abbildung 6 zeigt die auf diese Weise gewonnenen Dichtewerte des Eises.

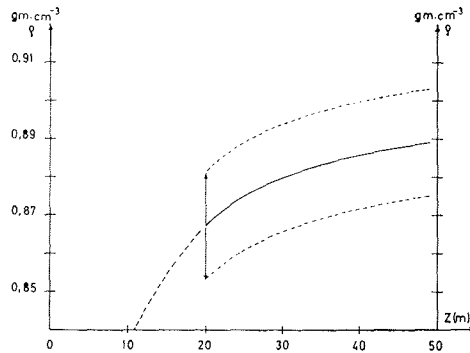


Abb. 6: Zunahme der Dichte mit der Tiefe
Increase of density with depth

Wegen der größeren Fehler ist der Bereich von 10 bis 20 m Teufe nur gestrichelt angegeben. Es wird angenommen, daß der mittlere Fehler in Näherung ab 20 m Teufe gilt. Die gestrichelten Parallelkurven geben dann die Breite des Fehlerbereichs, gemessen an dem mittleren Fehler, an. Unter Benutzung dieser so ermittelten Dichten lassen sich nun der Elastizitätsmodul E und die Righeit μ des Eises in Abhängigkeit von der Teufe berechnen. Die folgende Tabelle I gibt diese Werte an:

Tiefe	E	μ
(m)	dyn/cm ²	dyn/cm ²
	$\times 10^{10}$	$\times 10^{10}$
10	6,079	2,236
15	6,468	2,375
21	6,742	2,472
25	6,862	2,515
31	6,988	2,560
35	7,046	2,580
40	7,095	2,589
49	7,129	2,607

Wie erwartet, nehmen beide elastische Konstanten mit der Tiefe zu.

Von Thyssen (1967) wurde die folgende empirische Formel für die Geschwindigkeit der P-Wellen in Abhängigkeit von der Frequenz, der Mächtigkeit, der Temperatur und dem Wassergehalt auf Gletschern und Inlandeisen angegeben.

$$v_p = 3,75 - 0,5 e^{-9} \cdot 10^{-5} fH - 4,5 \cdot 10^{-3} T - 6 \cdot 10^{-3} b$$

wobei f = Frequenz, H = Mächtigkeit (m), T = Temperatur (°Celsius) und b = Wassergehalt in ‰ ist. Diese Formel ist für Eisdichten oberhalb $0,9 \text{ g/cm}^3$ abgeleitet. Unter der Voraussetzung, daß diese Dichte innerhalb des mittleren Fehlers mit dem auf dem Konkordiaplatz bestimmten Maximalwert von $0,889 \pm 0,014 \text{ g/cm}^3$ übereinstimmt, kann diese Formel für die seismische P-Wellen-Geschwindigkeit auf dem Aletschgletscher benutzt werden. Da die Mächtigkeit auf dem Konkordiaplatz sehr groß ist und sich das Eis auf 0° befinden wird, kann mit Hilfe der obigen Formel der Wassergehalt im Gletscher für Tiefen größer als 45 m mit 0,2‰ entsprechend einer Geschwindigkeit von 3,737 km/sec angegeben werden. Dieser Wert liegt in der erwarteten Größenordnung, darf jedoch wegen der Fehler bei der Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit nicht überbewertet werden.

Die mittlere Vertikalgeschwindigkeit läßt sich anhand guter Reflexionen ermitteln. Da der Einfluß der oberflächennahen Geschwindigkeitsverminderung im Vergleich zur Gesamtmächtigkeit des Aletsch-Gletschers im Gebiet des Konkordiaplatzes gering ist, darf angenommen werden, daß die einfachen Formeln für den Zweischichtenfall genügend genau hier gelten. Für geneigten aber ebenen Untergrund lautet die Formel:

$$t^2 = \frac{1}{v^2} (\Delta^2 + 4 h \Delta \sin \alpha + 4 h^2)$$

Bei einer genügenden Anzahl von t - und Δ -Werten läßt sich die Vertikalgeschwindigkeit v , die Mächtigkeit h , die Neigung α des Untergrundes gegen die Horizontale durch Ausgleichsrechnung ermitteln. Wendet man dieses Verfahren an, so ergibt sich sofort dieser einfache Fall des geneigten aber ebenen Untergrundes liegt nicht vor.

Der Untergrund kann keinesfalls als eben angesehen werden. Er weist eine stark unregelmäßige Morphologie auf. Um trotzdem das Verfahren nutzen zu können, wurde vorausgesetzt, daß zwar über die gesamte Profillänge die Bedingungen des ebenen Untergrundes nicht gelten, daß jedoch über Abschnitte der Laufzeitkurve von 5 nebeneinander aufgestellten Geophonen der Untergrund stückweise als genügend eben zu betrachten ist. Unter dieser Annahme wurde die beste Hyperbel entsprechend der obigen Formel durch Ausgleichsrechnung bestimmt und auf diese Weise die Parameter v , c und α ermittelt. Die Werte streuten jedoch auch unter diesen sehr einschränkenden Bedingungen noch sehr stark. Für den Mittelwert der Vertikalgeschwindigkeit v folgte $3,255 \pm 0,810 \text{ km/sec}$. Dieses Ergebnis ist wegen der großen Streuung zur weiteren Benutzung nicht verwendbar.

Um die Laufzeitwerte der Reflexionen in Teufen umzurechnen, wurden daher die in der Kurve der Intervallgeschwindigkeiten bestimmten und nach dem Verfahren von Wiechert, Herglotz und Slichter in Abhängigkeit von der Teufe berechneten Geschwindigkeiten herangezogen. Die gute Konstanz der Geschwindigkeit in größeren Beobachtungsentfernungen zeigt, daß die Geschwindigkeiten in der Tiefe nicht weiter zunehmen. Eine Abnahme der Geschwindigkeiten in größerer Tiefe kann mit diesem Verfahren nicht ermittelt werden. Diese Abnahme ist jedoch nach allen Kenntnissen über die seismische Geschwindigkeit in Eis im Untersuchungsgebiet höchstens in geringem Umfang zu erwarten.

ten. Im folgenden wird unter Vernachlässigung dieses Einflusses die Geschwindigkeit von 45 m bis zur Endteufe als konstant angenommen.

Die mittlere Mächtigkeit des Gletschers im Untersuchungsgebiet liegt zwischen 500 und 600 m. Unter Berücksichtigung des Einflusses der oberflächennahen Schichten und unter der Annahme einer Konstanz der Geschwindigkeit in großen Tiefen wird als mittlere Vertikalgeschwindigkeit der Wert von 3,73 km/sec im folgenden benutzt.

Schon die Ergebnisse der Auswertung zur Vertikalgeschwindigkeit zeigten, daß der Felsuntergrund unter dem Konkordiaplatz auch nicht stückweise als hinreichend eben betrachtet werden kann. Die Reflexionen können daher aus den unterschiedlichsten Richtungen zu den Geophonen gelangen. Zur Untersuchung eines derartigen Untergrundes ist eine dreidimensionale Auswertung der Reflexionen erforderlich. Auf dem Konkordiaplatz wurde jedoch nur in Profilen registriert. Daher ist allgemein eine Auswertung in allen drei Koordinaten nicht möglich. An den Kreuzungspunkten der Profile läßt sich jedoch im Prinzip für einige Reflexionspunkte ihre räumliche Lage bestimmen. Um dieses Verfahren jedoch hinreichend genau anzuwenden, ist eine sehr gute Bestimmung der Reflexionszeiten erforderlich. Diese ist bei einer Registriergeschwindigkeit von 30 cm/sec in der seismischen Apparatur nicht gegeben. An den Kreuzungen der Profile konnte die räumliche Lage der Reflektoren nur mit verhältnismäßig großen Fehlern angegeben werden. Sie sind jedoch mit den Ergebnissen, die im folgenden diskutiert werden, innerhalb ihrer Fehler in Übereinstimmung.

Allgemein konnte die Auswertung der auf den Profilen gemessenen Reflexionen nur unter der Annahme erfolgen, daß die Reflexionen in der Ebene von Profil und Vertikale auftraten. Diese Bedingung ist sicher im allgemeinen nicht erfüllt. Sie darf jedoch um so genauer angenommen werden, je größer die Mächtigkeit des Eises und je geringer die seitliche Neigung des Untergrundes ist. Diese Annahmen sind in der Mitte des Konkordiaplatzes besser erfüllt als auf den Teilen der Profile, die nahe den Randfelsen liegen.

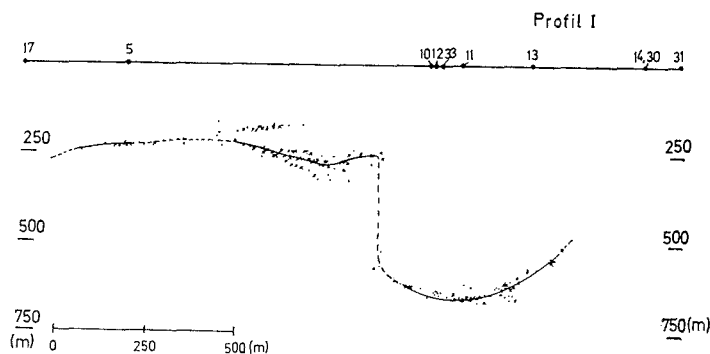


Abb. 7: Lage der Reflektoren auf Profil I (bei den angegebenen Einschränkungen)
Positions of reflectors on Profile I (with described limitations)

In der Abbildung 7 wurde die Lage der Reflektoren (unter der Annahme, sie lägen senkrecht unter den Profilen) eingezeichnet. Dabei wurden Ergebnisse, die durch 5 benachbarte Punkte der Laufzeitkurve ermittelt wurden, mit Kreuzen gekennzeichnet; die anderen sind über die gesamte Laufzeitkurve zu einem Schuß berechnet und mit einem Punkt markiert. Die Reflektoren wurden nun für jedes Profil so verbunden, daß die größte Häufung von Reflexionspunkten als echte Reflexionen in der Ebene Profil und Vertikale angesehen werden. Abweichende Punkte wurden unter der Annahme, es han-

dele sich um Seitenreflexionen, ausgelassen. Dieses Verfahren ist sicher nicht ganz einwandfrei und führt insbesondere für randnahe Reflexionen bei geringer Eismächtigkeit zu großen Streuungen in der Tiefenangabe. Die großen Eismächtigkeiten unter dem Konkordiaplatz ergeben jedoch eine geringe Streuung, so daß diese Tiefen mit etwa 5 % als Schätzwert für den Fehler angegeben werden können.

Unter Verwendung der Ergebnisse der Profile I, II, III und IV, konnte der im folgenden gezeigte Tiefenlinienplan Abbildung 8 für den Konkordiaplatz aufgestellt werden.

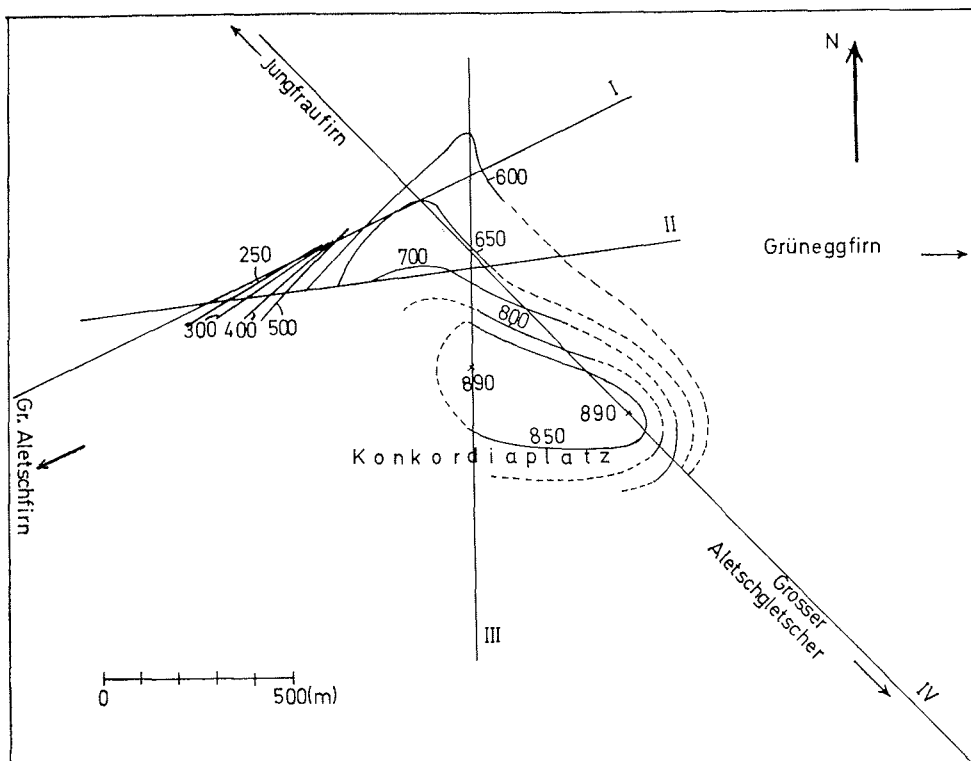


Abb. 8: Tiefenlinienplan für den Konkordiaplatz
Depth map of „Konkordiaplatz“

Er ist unter Berücksichtigung der Einschränkungen, unter denen die Ergebnisse abgeleitet wurden, als der wahrscheinlichste Tiefenlinienplan für das vorliegende Beobachtungsmaterial anzusehen.

Der Konkordiaplatz am Kreuzungspunkt des großen Aletschfirns, des Jungfraufirns und des Grüneggfirns gelegen, weist eine Übertiefung bis zu 890 m auf. An dieser Stelle tritt also in den Alpen eine Eismächtigkeit auf, wie sie sonst nur im Bereich der großen polaren Eisgebiete der Erde bestimmt werden konnte. Es ist beabsichtigt, die hier angegebenen Ergebnisse durch gravimetrische und andere geophysikalische Messungen zu ergänzen und zu erweitern.

Die Verfasser möchten Herrn Professor Dr. B. Brockamp als Leiter der Arbeiten auf dem Aletschgletscher und den Herren R. Arndt und allen anderen an den Messungen mitbeteiligten Herren für die gute Zusammenarbeit bei den Feldarbeiten und für die Überlassung des Meßmaterials an dieser Stelle ihren Dank aussprechen.

Literatur

- Lliboutry, L., *Traité de Glaciologie*, Paris, 1964.
Mothes, H., *Neue Ergebnisse der Eisseismik*, Z. f. Geophys., 120—144, 1929.
Robin, G. de Q., *Seismic shooting and related investigations*, Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949—1952, Sci. Results, 5, Norsk Polarinstitut 1958.
Süßtrunk, A. E., pers. Mitteilung.
Thyssen, F., *Die Temperaturabhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit in Gletschern und Inlandeisen*, Z. f. Geophys., 33, 65—79, 1967.

The extent of basal melting in Antarctica

By W. BUDD*, D. JENSSEN and U. RADOK

Meteorology Department, University of Melbourne

Zusammenfassung: Die ersten Resultate einer umfassenden Studie der physikalischen Eigenschaften des antarktischen Inlandeises werden vorgelegt. Als Unterlagen dienten Karten der Oberflächen- und Felsbodentopographien, des Zuwachses und der Oberflächentemperatur (10 m), die dem Sovietatlas der Antarktis und dem Kartenband der amerikanischen geographischen Gesellschaft entnommen und in einigen Einzelheiten mit neueren Expeditionsergebnissen verbessert wurden. Mit der Annahme eines ausgeglichenen Massenhaushaltes machen diese Daten (nach Glättung über Entfernungen von etwa 100 km) es möglich, versuchsweise Karten und Profile der folgenden, bisher nicht dargestellten Merkmale zu entwerfen: Stromlinien des Eises, Eisgeschwindigkeiten und Dehnungsraten bei ausgeglichenem Massenhaushalt, Wärmezufuhr und -erzeugung an der Unterseite des Eises, Tiefenprofile der Temperatur, dielektrische Absorption von elektromagnetischen Signalen, vertikale Temperaturgradienten in der Oberflächenschicht des Eises, Temperaturen an der Felsgrenze unter dem Eis und Schmelzmengen.

Die Temperraturrechnungen stellen elektronisch-numerische Lösungen der Temperaturleitungsgleichung für Eissäulen dar und folgen deren Bewegung von der „Eisscheide“ zum Rande des Inlandeises entlang den Stromlinien, die von den Mittelpunkten der westlichen und östlichen Antarktis ausgehen. Diese Rechnungen haben zu den hier vorgelegten Felsbodenisothermen und Schmelzgebieten geführt.

Die Resultate zeigen, daß unter dem größten Teil des ostantarktischen Eises die Temperaturen weit unter dem Druckschmelzpunkt liegen, dem sie sich jedoch schnell der Küste zu nähern. Andererseits wird der Druckschmelzpunkt im Inneren der Westantarktis erreicht, wo isolierte Senkungsgebiete im Felsuntergrunde oder hohe Eisgeschwindigkeiten vorkommen.

Abstract: The material presented summarizes the first results of a comprehensive study of the physical characteristics of the Antarctic ice sheet. The basic data used are maps of surface and base topography, accumulation rate, and surface (10 m) temperature, published in the Soviet Atlas of Antarctica and Map Folio 2 of the American Geographical Society and modified in some details by means of more recent expedition results. On the assumption of a balanced mass budget these data (smoothed over distances of the order of 100 km) have made it possible to construct tentative plan maps and profiles for the following features not previously mapped: ice cap flow lines, balance ice flow velocities and strain rates, basal heating rates, temperature-depth profiles, dielectric absorption of radar signals, vertical temperature gradients in the ice near the surface, basal temperatures, and melt rates.

The ice temperature calculations have involved following ice columns from the ice divides to the edge of the ice sheet along ice flowlines radiating from the centres of East and West Antarctica, continuously solving the heat conduction equation by digital computer. These calculations have provided the basal isotherms and outlines of melt regions presented in this paper. The results indicate that most of the East Antarctic ice sheet has base temperatures far below the pressure freezing point which is however rapidly approached near the coast. On the other hand the ice reaches the pressure melting point in pockets of depressed bed rock or regions of high velocity in the interior of West Antarctica.

*) Antarctic Division, Department of Supply, Melbourne