

Literatur:

- (1) Gabor, D.: Summary of communication theory; in "Communication Theory", herausgegeben von W. Jackson. — Butterworth Scient. Publ. London (1953)
- (2) Jaglom, A. M.: Einführung in die Theorie der stationären Zufallsfunktionen. — Akademie-Verlag, Berlin (1959)
- (3) Kundorf, W.; Rotter, D.: Eine Untersuchung über die Anwendung der Methode natürlicher hochfrequenter seismischer Felder (Eigenimpulsmethode) im Steinkohlen- und Erzbergbau. Freib. Forsch. H. C 120 (1961)
- (4) Lange, F. H.: Korrelationselektronik. — Verlag Technik (1959)
- (5) Lliboutry, L.: Frottement sur le lit et mouvement par saccades d'un glacier. — Comptes rendus 247 (1958), S. 228—230.
- (6) Luosto, U.; Saastamoinen, P.: Observations about ice-shocks on Lake Sääksjärvi. — Geophysica, Helsinki 9, 1, S. 87—92.
- (7) Millecamp, R.: Sur le direction d'écoulement superficiel d'un tronçon de la Mer de Glace. — Comptes rendus 242 (1956), S. 397 bis 400.
- (8) Obert, L.: Use of subaudible noises for prediction of rock bursts. — Bureau of Mines, Report 3555 (1941)
- (9) Obert, L.; Duvall, W. J.: Seismic methods of detecting and delineating subsurface subsidence. — Bureau of Mines, Report 5882 (1961)
- (10) Pillewizer, W.: Deutsche Spitzbergenexpedition 1962. Peterm. Geogr. Mitt. (1962), H. 4.
- (11) Pillewizer, W.: Deutsche Spitzbergenexpedition 1964/65. Peterm. Geogr. Mitt. (1964), H. 3.
- (12) Riznicenko, Ju. V. u. a.: Seismoakustische Methoden zur Erforschung des Spannungszustandes von Gesteinen an Proben und unter Tage (russ.) Tr. geofiz. inst., Moskau (1956) 34 (161), S. 74—163.
- (13) Rotter, D.: Die Eigenimpulsmethode — ein geophysikalischer Beitrag zur geomechanischen Forschung. Monatsber. d. DAW zu Berlin 7 (1965) 3, S. 221—229.
- (14) Samina, O. G.: Elastische Impulse bei der Zerstörung von Gesteinsproben (russ.) — Izv. akad. nauk SSSR, Ser. geofiz. (1956) 5, S. 513—518.
- (15) Simáné, J.: Die seismoakustische Station Příbram A Freib. Forsch. H. C 126, S. 33 bis 44.
- (16) Weertmann, J.: On the sliding of glaciers. J. of Glaciology 3 (1957) 21.
- (17) o. V. Bericht über die Spitzbergenexpedition der DDR 1964—1965, Teil I, Unveröffentlicht NKGG, Potsdam (1965)

Morphologie der Westantarktischen Eiskappe zwischen Mary-Byrd- und Edith-Ronne-Land

Von M. Hochstein,

D. S. I. R. Geophysics Div., Neu-Seeland

Während des antarktischen Sommers 1963/64 überquerte eine Gruppe der Universität von Wisconsin die Westantarktis zwischen der Byrd-Station und dem Filchner-Eis-Schelf. Dabei fand man, daß das Eis einen breiten Rücken zwischen dem 80. und 84. Breitengrad bildet, wobei die Eisscheide etwa dem 100° W Meridian folgt. Abbildung 1 zeigt, daß dieser Teil des westantarktischen Inlandeises als eine zwei-dimensionale Eiskappe aufgefaßt werden kann.

In *Abbildung 1* ist die Expeditions-Route durch eine dünne, ausgezogene Linie angedeutet; dünn gestrichelte Linien markieren Routen früherer Expeditionen. Höhenlinien sind etwas dicker ausgezogen; die Zahlen geben die Höhen in Metern an; die das Eis durchstoßenden Gebirge sind schraffiert angedeutet. Der Teil der westantarktischen Eiskappe, der besprochen wird, ist eingeraht.

Ein Depot wurde bei 82° 3.5' S; 89° 27' W in der Nähe von zwei Nunataks errichtet (B in Abb. 1). Zwei Punkte auf dem Eis wurden durch Triangulation mit Stationen auf festem Fels verbunden; die Basislinie wurde mit Tellurometern eingemessen. Zwei Monate später wurde auf der Rückkehr dieses Netz wieder gemessen. Nach Eliminierung einer lokalen Störkomponente erhielt man eine mittlere Geschwindigkeit von

$$v = 61 \pm 13 \text{ m/Jahr.}$$

Zum Vergleich wurde die theoretische Geschwindigkeit u für eine zweidimensionale Eiskappe auf ebenem Felsuntergrund nach der Kontinuumsgleichung

$$u \cdot h = a \cdot x \quad (1)$$

berechnet; in (1) bedeuten h die Eismächtigkeit in der Entfernung x von der Eisscheide,

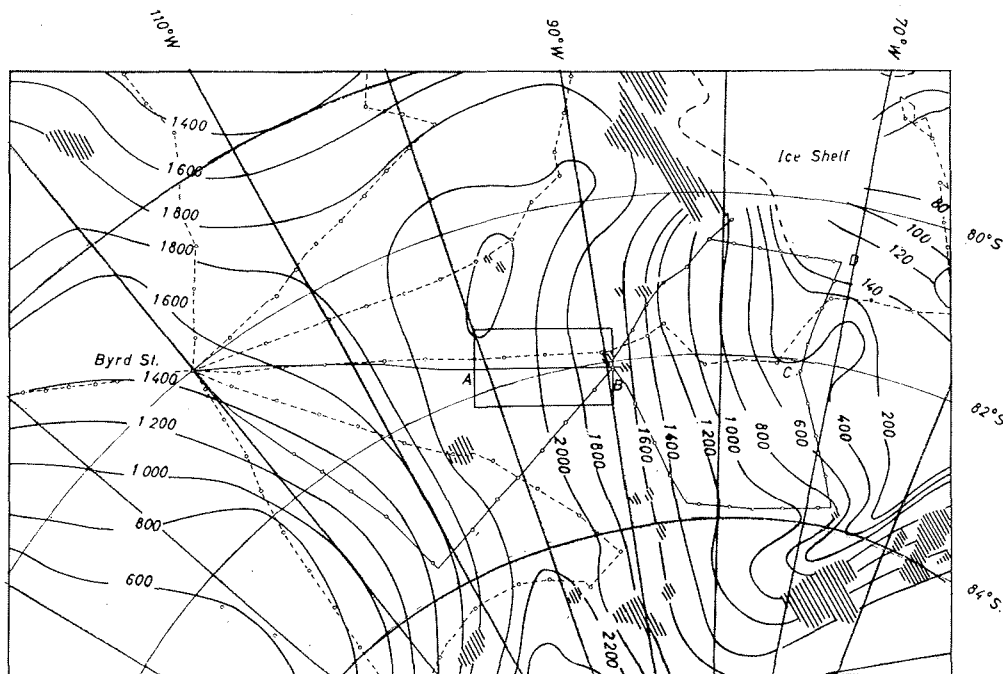


Abbildung 1

a der mittlere Schneeauftrag der Eiskappe pro Jahr auf Eisdichte umgerechnet. Mit unseren Werten erhält man

$$u = 17 \text{ m/Jahr.}$$

Der gemessene Wert ist aber rund $3\frac{1}{2}$ mal so groß; der Unterschied kann nicht durch Fehler in h und x (rel. Fehler $< 2\%$) und a (rel. Fehler $< 50\%$) erklärt werden.

Eine Erklärung bietet die Annahme, daß ein sog. Eisstrom in der Nähe des Depots fließt. Daß in Küstennähe das Inlandeis in gewissen Abzugsgräben fließt, ist schon seit längerem bekannt, daß jedoch das Eis über 200 km vom Rand (des Schelfeises) entfernt sich anormal schnell bewegt, ist überraschend.

Wenn der Abfluß in der Nähe des Depots größer ist als es der Auftrag stromaufwärts erlaubt, dann müßte sich dieser Umstand im Höhenprofil (das kein Gleichgewichtsprofil sein kann) widerspiegeln. Die Untersuchung, ob das gemessene Höhenprofil der westantarktischen Eiskappe zwischen Mary-Byrd- und Edith-Ronne-Land dem einer zweidimensionalen Eiskappe im Gleichgewicht entspricht, wird im folgenden

eingehend behandelt.

Das Höhenprofil einer zweidimensionalen Eiskappe, die sich im Gleichgewicht befindet und auf horizontalem ebenem Felsuntergrund ruht, ist von Nye (1959) berechnet worden; Nye nimmt an, daß die Bewegung u proportional der Scherspannung τ am Boden ist:

$$u = \left(\frac{\tau}{A}\right)^m \quad (2)$$

(A und m sind Konstanten). Die Scherspannung τ am Boden wird näherungsweise beschrieben durch:

$$= -\rho g h \frac{dh}{dx}$$

(wobei ρ die Eisdichte, g die Schwerebeschleunigung, und $\frac{dh}{dx}$ die Oberflächenneigung darstellen).

Durch Kombination von Gleichung (1) und (2) erhält Nye nach Umformung die Beziehung:

$$\left(\frac{h}{H}\right)^{2 + \frac{1}{m}} + \left(\frac{x}{L}\right)^{1 + \frac{1}{m}} = 1 \quad (3)$$

(in [3] bedeuten H die Eisdicke an der Eisscheide und L die Halbweite der Eiskappe). Der direkten Anwendung von Gleichung (3) für unser Problem steht allerdings im Wege, daß die Konstante m nur ungenau ($2 < m < 4$), der Felsuntergrund nicht eben und die Halbweite L unbekannt ist.

Die letzten beiden Umstände sind der *Abbildung 2* zu entnehmen, die einen Querschnitt durch die antarktische Eiskappe zwischen Mary-Byrd- und Edith-Ronne-Land gibt. Das Profil folgt annähernd der Linie der maximalen Oberflächenneigung bis zum Depot (B) und ebenfalls zwischen den Stationen 454 (C) und 401 (D); der zwischen dem Depot und Station 454 liegende Profiltteil wurde aus Messungen der Ellsworth-Byrd-Überquerung 1958/59 konstruiert. Die Höhen wurden barometrisch nach dem sog. „Laubfrosch“-Verfahren ermittelt, der relative Fehler der Einzelstation beträgt 2—3 m, der absolute Fehler der Höhe beim Depot bezogen auf die Höhe der Eisscheide (A) ist kleiner als 15 m. Die Eisdicke wurde an den mit kleinen Fähnchen markierten Stationen seismisch bestimmt, das Untergrundprofil zwischen den seismischen Stationen wurde aus Schweremessungen berechnet. Der relative Fehler der Eisdicke aus seismischen Messungen liegt bei 35 m, der aus Schwermessungen bei ≤ 150 m.

Wie aus *Abbildung 2* ersichtlich, ist der Untergrund zwischen der Eisscheide und dem Depot mehr oder weniger regelmäßig gewellt, wobei alle Täler rd. 400—500 m unterhalb des Meeresspiegels, alle Hügel in Meeresniveau liegen. Diese großwellige Struktur des Untergrundes kann in erster Näherung auch als zwei-dimensional betrachtet werden (nach Eisdickenmessungen der Ellsworth-Byrd-Überquerung 1958/59, die in 15—30 km Abstand von unserem Profil vorgenommen wurden).

Im Falle eines welligen Untergrundes (mit nahezu gleicher Amplitude) wäre die Gültigkeit von Gleichung (3) dadurch bewiesen, daß unter Annahme des richtigen Wertes für den Exponenten m das beobachtete Oberflächenprofil zwischen dem einer Referenzeiskappe (Felsuntergrund in Meeresniveau) und dem einer zweiten Referenzeiskappe (Felsuntergrund 400 m unterhalb des Meeresspiegels) zu liegen kommt. Nun ist aber die Halbweite L der beiden Referenzeiskappen unbekannt. Die Gültigkeit von Gleichung (3) läßt sich aber auch in diesem Fall prüfen; denn berechnet man die Halbweite L der beiden Referenzeiskappen nach (3) aus den beobachteten Höhen h einmal über Untergrundtäler, ein anderes Mal über Untergrundaufwölbungen als Funktion des Abstandes x von der Eisscheide, so dürfte

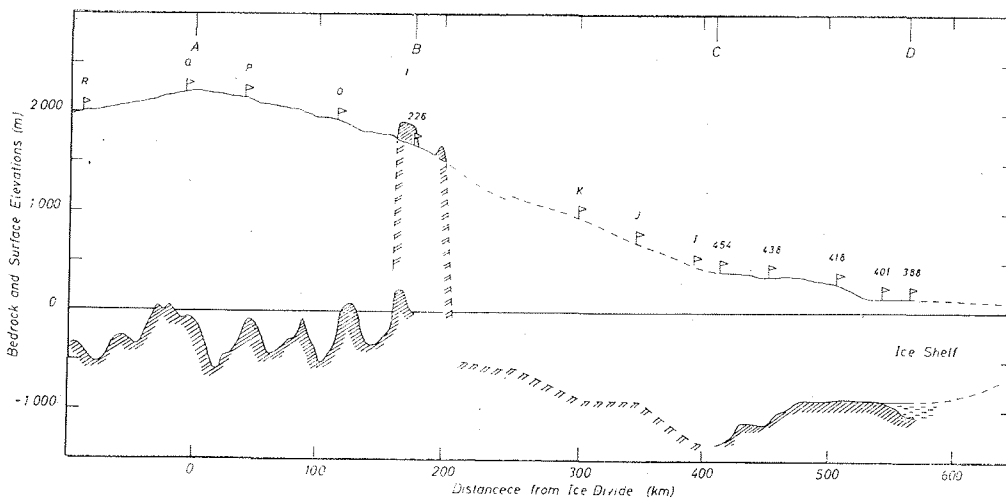


Abbildung 2

sich der berechnete Wert L bei einem Gleichgewichtsprofil nicht mit x ändern. Nun ist allerdings auch der Exponent m nicht genau bekannt; berechnen wir jedoch L mit m als Parameter, so ergibt sich eine Schar von Kurven, wobei die mit dem richtigen Wert für m eine Gerade $L = \text{konst.}$ sein müßte.

Die aus unseren berechneten Höhen berechnete Kurvenschar $L = f(x)$ mit m als Parameter sind in *Abbildung 3* (Untergrund in Meeresniveau) und *Abbildung 4* (Untergrund 400 m unterhalb Meeresspiegel) aufgetragen. Wie man sieht, ist die Kurve $L = f(x)$ für $m = 4$ in beiden Fällen eine Gerade.

Abbildung 3

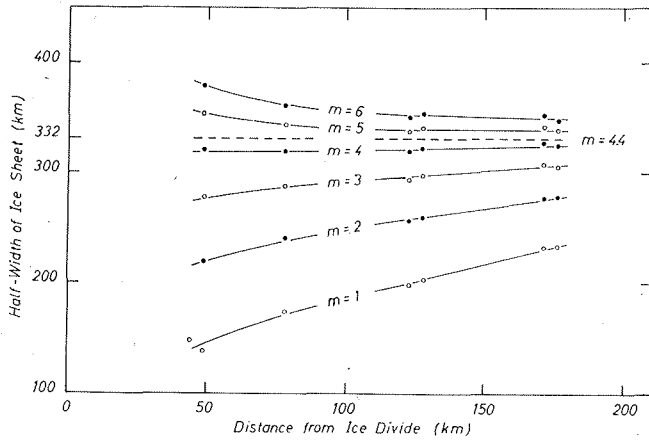
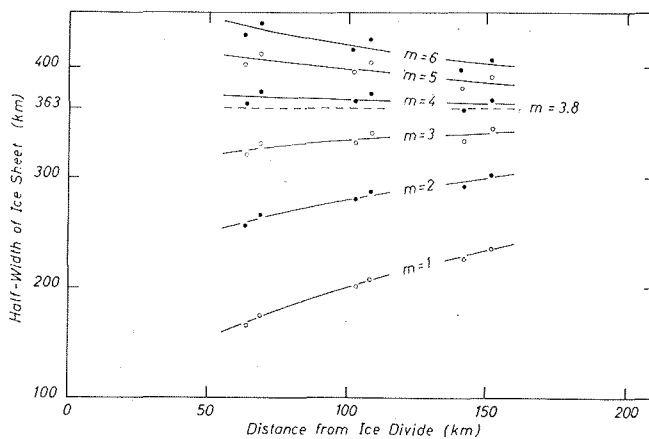


Abbildung 4



Berechnen wir, da nun L und m näherungsweise bekannt sind, das Oberflächenprofil der beiden Referenzeiskappen und tragen diese zusammen mit dem beobachteten Oberflächenprofil auf, so finden wir jedoch, daß das beobachtete Oberflächenprofil keineswegs zwischen den beiden theoretischen Profilen hin- und herschwankt, sondern wesentlich darüber hinausgreift (*Abbildung 5*).

Das Oberflächenprofil der Eiskappe zwischen Mary-Byrd- und Edith-Ronne-Land läßt sich also in erster Näherung durch das einer im Gleichgewicht befindlichen Eiskappe nach der Theorie von Nye beschreiben;

diesem Gleichgewichtsprofil sind jedoch Oberflächenstörungen überlagert, die wesentlich größer sind als nach der Theorie zu erwarten wäre. Diese Oberflächenstörungen lassen eine eindeutige Beantwortung der Frage, ob das Höhenprofil oberhalb des Depots durch die gemessene (anormale) Geschwindigkeit gestört ist, nicht zu.

Um zu untersuchen, ob diese Oberflächenstörungen in irgendeinem Zusammenhang mit dem Untergrund stehen, wurde die Scherspannung τ am Boden und die Differenz der theoretischen und beobachteten Höhen zusammen mit dem Untergrundprofil aufgetragen.

Wie *Abbildung 6* zeigt, fallen die Maxima der Scherspannung mit den Aufwölbungen im Untergrund zusammen, während die Höhendifferenz Maxima über den Stellen aufweist, wo in Fließrichtung gesehen der Felsuntergrund am steilsten abfällt. Die Oberflächenstörungen stehen also in einem Zusammenhang mit dem Untergrund.

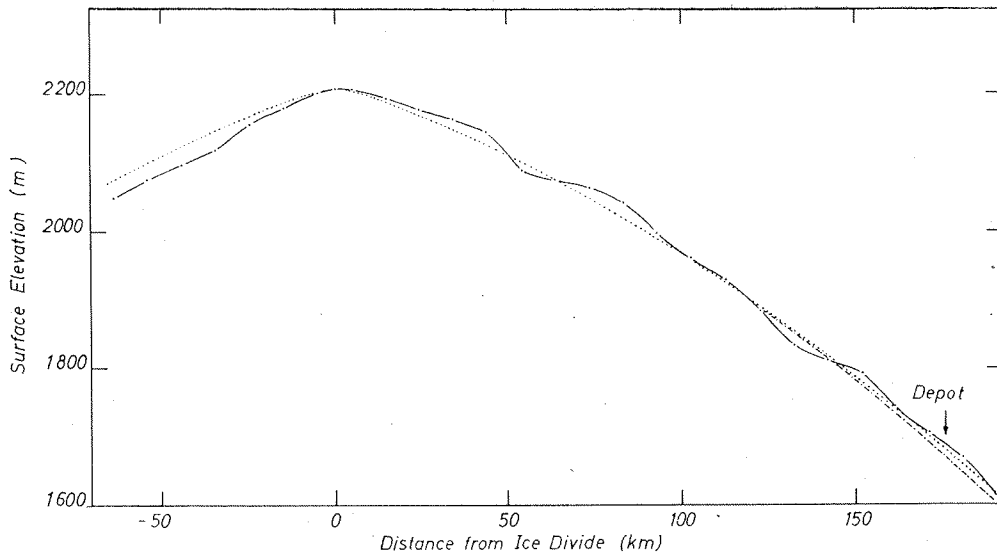


Abbildung 5

Abbildung 6

