

Werk

Jahr: 1936

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:12

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0012

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0012

LOG Id: LOG_0035

LOG Titel: Die Temperatur am Boden des grönländischen Inlandeises

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Die Auswertung der freien Eigenschwingungen, die durch plötzliches Abschalten der Maschinen angeregt wurden, läßt die Schwingungseigenschaften des Gebäudes besonders deutlich hervortreten.

Dem Leiter der Abteilung „Geophysikalische Warten“ der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, der die Forschungsstelle für Boden- und Gebäudeschwingungen angegliedert ist, Herrn Markscheider Lühr, danke ich herzlich für Hilfe und Rat bei der Planung, Ausführung und Bearbeitung der vorliegenden Untersuchungen. Herr Professor Angenheister hatte mich in entgegenkommender Weise für diese und andere Forschungsarbeiten beurlaubt. Dafür und für wertvolle Hinweise bei der Abfassung des Textes möchte ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Bochum, im April 1936.

Die Temperatur am Boden des grönländischen Inlandeises

Von Kurt Wegener, Graz — (Mit 1 Abbildung)

Die Temperatur am Boden von Inlandeis ist durch die Temperatur der Eisoberfläche die Eisdicke und den Wärmestrom nach unten, durch die Schmelztemperatur nach oben begrenzt. Am Boden des Inlandeises herrscht Schmelztemperatur

Die Grundlage der hier vorgelegten Arbeit, die April 1933 abgeschlossen war, aber aus äußeren Gründen liegen blieb, bilden die glaziologischen Beobachtungen der „Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener“, die jetzt, abgesehen von einzelnen noch ausstehenden Beobachtungen, publiziert vorliegen, insbesondere im Band I (Schneepegel-Beobachtungen und Schneefegen), Band II (Eisdickenmessungen) und Band III (Glaziologie) der „Ergebnisse“. Weil die Arbeit rein theoretischen Charakter hat, wird sie im Einverständnis mit der Deutschen Forschungsgemeinschaft außerhalb der „Ergebnisse“ veröffentlicht. Inzwischen ist die ausgezeichnete Arbeit von Lagally: „Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers“, Leipzig, Akad. Verlagsgesellschaft, 1934, erschienen, die einige ähnliche Überlegungen allgemeinsten Art bringt.

Die hauptsächlichsten Daten über das grönländische Inlandeis, die hier verwendet werden, sind folgende:

Randabstand:	Weststation	40	60	80	120	400 km
Höhe etwa:	950	1600	1800	2000	2200	3000 m
Eisdicke:	600	1200	1000—1500	1600	1800	— m
	neben der Station					
Temperatur an der Eis-						
oberfläche etwa:	— 11	— 17	— 19	— 21	— 23	— 31° C

1. Die Reibungswärme. Erfährt ein Körper von der Masse M über die Strecke h eine Beschleunigung g , so vermindert sich seine potentielle Energie oder Energie der Lage um den Betrag

$$M g h.$$

Diese Energie kann offenbar nicht verschwinden, sondern wird nur umgesetzt, und zwar 1. in kinetische oder Bewegungsenergie

$$\frac{M c^2}{2},$$

wo c die Geschwindigkeit ist, und 2. Wärmeenergie $M \cdot A \cdot Q$, wo A der Robert Mayersche Umrechnungsfaktor und Q die erzeugte Wärmemenge in Kalorien ist. Also gilt

$$\left. \begin{aligned} M g h &= \frac{M c^2}{2} + M A Q \\ g h &= \frac{1}{2} c^2 + A \cdot Q \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (1)$$

weil keine Energie verschwinden kann. Von elektrischen und magnetischen Begleiterscheinungen und Strahlung ist hierbei abgesehen.

Bei einem (fiktiven) reibungslosen Vorgang wird das zweite Glied $M \cdot A \cdot Q = 0$ und

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

Dies gilt für den freien Fall im luftleeren Raum ebenso wie für die ideale Pendelschwingung; für jede andere Beschleunigung ebenso wie für die Schwerebeschleunigung; c ist also nicht richtungsbedingt.

Das Eis, das sich von 2000 m Höhe bei einer genäherten Schwerebeschleunigung von 10 m/sec^2 zum Meeresniveau ohne Reibung abgesenkt hätte, müßte dann eine Geschwindigkeit

$$c = \sqrt{2 \cdot 10 \cdot 2000} = 200 \text{ m/sec}$$

besitzen. Die maximale Fließgeschwindigkeit beträgt aber 20 bis 30 m/Tag! Die Umwandlung potentieller in kinetische Energie ist also beim Eise so klein, daß wir die kinetische Energie unbedenklich vernachlässigen können. Die potentielle Energie wird fast vollständig in Wärme verwandelt.

Nach den heutigen Vorstellungen der Physik ist Wärme molekulare Bewegung.

Das erste Glied unserer Gleichung betraf die Bewegung, die allen Molekülen unserer Masse gleichzeitig in gleicher Richtung und in gleichem Maße zusätzlich erteilt wird. Diese Bewegung allein sind wir gewöhnt Bewegung zu nennen. Die zweite Form der Bewegung messen wir als Wärme, sie wird in unserem Falle durch Reibung hervorgerufen. Die Moleküle werden hierdurch in Flüssigkeiten und Gasen ungeordnet durcheinander geworfen, ihre Bewegung ist zwar (bei kon-

stanter Temperatur) statistisch der Größe nach definiert, die Richtung aber so verschieden, daß keine „Bewegung“ der Masse im ganzen zustande kommt.

Bei Kristallen (Eis) schwingen die Moleküle zwar in Gittern. Aber die Kristalle selbst sind ungeordnet, so daß die Molekülbewegungen, wenn wir größere Gruppen von Kristallen betrachten, dann doch ungeordnet erscheinen.

Wir hatten gesehen, daß beim Abwärtsfließen zäher Eismassen das erste Glied der rechten Seite unserer Gleichung (1) sehr klein wird. Wir setzen dieses Glied = 0. Dann muß offenbar die Zunahme der ungeordneten Bewegung der Moleküle, die wir als Wärmebewegung auffassen, ebenso groß sein, als wir vorher die gemeinsame geordnete reibungslose Bewegung berechnet hatten.

Mit einer Arbeitsleistung von 427 m · kg können wir 1 kg-Cal produzieren.

Wir wählen in Formel (1) $M \cdot g \cdot h = 427 \text{ m} \cdot \text{kg}$ bei Normalschwere: sinkt 1 kg-Gewicht irgendwelchen Materials um 427 m ($h = 427$) und kann $\frac{M \cdot c^2}{2}$ vernachlässigt werden, so wird der Masseneinheit in jeder festen oder flüssigen Masse 1 Kalorie durch Reibung zugetührt.

Cal	1	2	3	4	5	6	7	8
h	427	854	1281	1708	2135	2562	2989	3416
Δt_{Eis}	2	4	6	8	10	12	14	16° C

Die wirklich zugeführte Wärme ist um verschwindende Bruchteile kleiner, weil Bewegung in jedem Falle stattfindet. Es läßt sich nicht unterscheiden, ob die Wärme einfach durch Deformierung des Körpers oder durch Reibung an Gleitschichten oder am Boden erzeugt wurde. Wir können nur die Gesamterzeugung feststellen, von der bei gemeinsamer Bewegung ein Teil nach außen, beim Eise an den Boden, abgegeben oder örtlich zusammengedrängt werden könnte.

Setzen wir nun die spezifische Wärme des Eises, d. h. die Wärmemenge, die wir der Masseneinheit zuführen müssen, um sie um 1° zu erwärmen, = $\frac{1}{2}$ (cal), so brauchen wir die Kalorienzahl der obigen Liste, die den Höhenverlust h gibt, nur mit 2 multiplizieren, um die dazugehörige Temperaturerhöhung Δt im Eis zu erhalten. *Die Wärmeproduktion im Gletscher durch Reibung ist lediglich eine Funktion des Höhenverlustes.*

Die energetische Temperaturhöhenstufe im Eis ist damit — $427/2 = -213\text{m}$ pro Grad, wenn wir die Höhe nach oben, wie üblich, positiv rechnen, und das energetische Temperaturgefälle — $0.005^{\circ}/\text{m}$.

Eis, das aus 2135 m Höhe in Grönland zum Meeresniveau abinkt, hat also durch Reibung 5 Cal gewonnen, seine Temperatur ist um 10° gestiegen, d. h. von etwa — 22 auf — 12°. Die Reibungswärme im Inlandeis Grönlands kann im extremen Falle bei einem Höhenverlust von etwa 3000 m und einer Temperatur von — 31° nicht mehr bewirken als eine Erwärmung um etwa 15°, auf etwa — 16°. Dabei ist noch vorausgesetzt, daß an den Boden keine Reibungswärme abgegeben wird. Wahrscheinlich wird sich die Wärmeproduktion durch Reibung in den unteren Schichten des Eises häufen auf Kosten der oberen.

2. *Der aus der Erde austretende Wärmestrom.* Setzen wir den aus der Erde austretenden Wärmestrom q im ungefähren Mittelwert an

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

die Wärmeleitfähigkeit des Eises

$$\lambda = 57 \cdot 10^{-4} \text{ [g cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{Grad}^{-1} \cdot \text{cm]},$$

so ist allgemein

$$q = \lambda \cdot \gamma,$$

wo γ das Temperaturgefälle ist. Also ist im Inlandeis für den vollen Erdstrom

$$\gamma = \frac{q}{\lambda} = \frac{17 \cdot 10^{-7}}{57 \cdot 10^{-4}} = 0.3 \cdot 10^{-3} \left[\frac{\text{Grad}}{\text{cm}} \right]$$

oder, mit Rücksicht auf die Richtung = $-0.03 \left[\frac{\text{Grad}}{\text{m}} \right]$, was praktisch mit dem Temperaturgefälle im festen Boden übereinstimmt.

Das Temperaturgefälle im Eis, das durch den Erdstrom erzeugt werden kann, ist also (negativ) sechsmal größer als das energetische Temperaturgefälle, die Höhenstufe also sechsmal kleiner.

Dieser Wärmestrom kann nun an sich offenbar gar keine Änderung der Temperatur des Inlandeises bewirken, ebenso wie in den Gesteinsschichten der Erdoberfläche. Er bewirkt ein lineares Temperaturgefälle, das bei ruhendem Eis unverändert bestehen bleiben würde durch die Wärmezufuhr unten und Wärmeentziehung oben. Das Eis der Oberfläche kann durch ihn nur erwärmt werden, wenn es in ihn hinabsteigt.

Eine Erwärmung des Inlandeises im ganzen durch die Erdwärme könnte infolge des Abflusses des Inlandeises zur Küste eintreten, falls die Temperatur des Bodens unter dem Eis dort höher wäre. Das könnte einmal der Fall sein, wenn etwa die Wassermassen an der Küste ein horizontales Temperaturgefälle im Felsboden Grönlands hervorrufen, und ferner, wenn Inland unter dem Eise größere Höhen erreicht werden. Eine um 100 m größere Höhe der Gesteinsoberfläche würde, bei konstanter geothermischer Tiefenstufe, unter dem Inlandeis bereits eine um rund 3° tiefere Temperatur ergeben als am Rande (geothermische Höhenstufe $\cong 30 \text{ m/Grad}$).

3. Die Frage, welche Temperaturen wir am Boden des Inlandeises zu erwarten haben, sieht zunächst problematisch aus. Wir können mit Sicherheit feststellen, daß unter allen Umständen die Temperatur am Boden des Inlandeises nicht höher sein kann als die Schmelztemperatur des Eises, d. h. bei 120 km Randabstand tiefer sein muß als -1.2° . (Bei 1800 m Eisdicke oder unter 170 Atm. Druck beträgt die Schmelzpunktserniedrigung 1.2° .) Die Beobachtungen der Oberflächentemperatur des Eises ergeben für Eismitte -31° , für 120 km Randabstand etwa -23° Jahresdurchschnitt (interpoliert zwischen Weststation und Eismitte). Die

Eismächtigkeit von Eismitte ist unsicher: die bei 120 km beträgt rund 1800 m. Wenn der volle Erdstrom q das Eis passiert, muß offenbar das berechnete Temperaturgefälle von $-0.08^{\circ}/\text{m}$ vorhanden sein, wobei wir das energetische Temperaturgefälle vernachlässigen; d. h. also am Boden des Eises würde eine Temperatur herrschen, die bei 120 km um $0.08 \cdot 1800 = 54^{\circ}$ höher wäre ($+ 31^{\circ} \text{C}$). Da dort aber höchstens Schmelztemperatur (-1.2°) herrschen kann, ergibt sich, daß nur ein Teil des Erdstroms das Eis passiert, d. h. also ein Teil des Erdstroms muß am Boden des Eises verbraucht worden sein für Schmelzung, mit anderen Worten, *wir haben am Boden des Eises Schmelztemperatur von -1.2°* . Falls am Boden des Eises nur die Schmelztemperatur erreicht sein sollte, aber keine Schmelzung stattfände, müßte der aus der Erde kommende Wärmestrom unter dem grönländischen Eis nur $22/54$ des normalen sein, was sehr unwahrscheinlich ist. Bei normalem Erdstrom muß rund die Hälfte zur Schmelzung von Eis am Boden verbraucht werden.

Es sei darauf aufmerksam gemacht, daß bei der bisherigen Diskussion von Gletschertemperaturen offensichtlich ein Mißverständnis unterlaufen ist, insofern, als man dem Wärmestrom der Erde eine Erwärmung des Inlandeises zuschiebt. Wir sind hier zu dem Ergebnis gekommen, daß sich die Erwärmung, die von der Reibung herrührt, exakt bestimmen läßt, daß dagegen der Wärmestrom der Erde keine Änderung in der Temperatur des Eises herbeiführen kann, außer wenn wir an der Basis des Eises verschiedene Temperaturen für Küste und Inland annehmen oder das im Wärmestrom absteigende Eis betrachten. Am Boden des Inlandeises herrscht Schmelztemperatur, und wahrscheinlich — an den Stellen, an denen die Eisdicke bestimmt wurde, bestimmt. — Abschmelzung; bei 120 km Randabstand in 2900 m Höhe, bei 1800 m Eisdicke, von etwa $0.4 \text{ cm}/\text{Jahr}$.

Für den Wärmestrom der Erde gilt allgemein

$$q = \lambda \cdot \gamma.$$

Da q und λ im Eis praktisch konstant bleiben, bleibt auch $\gamma = \frac{\Delta t}{\Delta h}$ konstant,

also wird $\Delta h = \frac{\Delta t}{\gamma} = \frac{\Delta t \cdot \lambda}{q}$ und in Zahlen

$$\Delta h = \frac{\Delta t}{0.08} = \frac{100 \cdot \Delta t}{8} \text{ [m]} \dots \dots \dots (2)$$

Δh ist die maximale Eishöhe, die ein Gletscher haben kann, wenn durch ihn der volle Erdstrom passiert, sobald wir für Δt die Differenz zwischen Schmelzpunkts-temperatur und Temperatur der Eisoberfläche oder angenähert die Temperatur der Oberfläche des Eises einsetzen, unter Vernachlässigung der Schmelzpunkts-erniedrigung durch Druck. Also für -30° z. B. wird $\Delta h = -\frac{100 \cdot 30}{8} = 1000 \text{ m}$

Tiefe. Bei 120 km Randabstand ist die Temperatur oben etwa -28° , die maximale Eisdicke, durch die der volle Erdstrom gehen könnte, also etwa 800 m. Gemessen

wurden 1800 m, folglich wird hier etwa der halbe Erdstrom für Schmelzung verbraucht, und am Boden herrscht Schmelztemperatur.

Würde zwischen 800 und 1800 m Tiefe Isothermie herrschen, so müßte der Erdstrom ganz am Boden verbraucht werden, weil durch isothermes Material kein Wärmestrom läuft. Dann würde bei 800 m, wo d^2t/dh^2 von 0 verschieden ist, Abkühlung wirksam, bis von der Oberfläche bis zum Boden gleichmäßiges Temperaturgefälle herrschen würde.

Für Eismitte bei einer Außentemperatur von -31° dürfte die Eisdicke nicht mehr als etwa 1000 m betragen, wenn der volle Erdstrom das Eis passieren sollte. Die Eismächtigkeit in Eismitte konnte nicht zuverlässig bestimmt werden, es ist aber offenbar ganz unwahrscheinlich, daß sie < 1000 m ist.

Also auch dort ist wohl Schmelztemperatur am Boden genügend gesichert und Abschmelzung wahrscheinlich. Wird $\Delta h > \frac{\Delta t \cdot \lambda}{q}$, so muß Abschmelzung eintreten. Temperaturen unterhalb des Schmelzpunktes können am Boden des Inlandeises nur da auftreten, wo $\Delta h < \frac{\Delta t \cdot \lambda}{q}$ ist. Für sämtliche Eisdickenmessungen der Expedition ist $\Delta h > \frac{\Delta t \cdot \lambda}{q}$.

An einigen Stellen der Nordhalbkugel, wie z. B. in Nord-Sibirien, finden sich Eiskörper, die sich unter dem Schutz einer Erdkruste von 1 bis 2 m seit Jahrtausenden konserviert haben. Gleichung (2) gibt uns die Möglichkeit, die maximal mögliche Dicke Δh dieser Eisschichten zu berechnen, wenn wir die Mitteltemperatur der Erdoberfläche (als Näherung) für Δt einsetzen.

4. Die Temperatur im Inlandeis. Der Schacht in Eismitte reichte nur bis 16 m Tiefe und kann uns offenbar, da die Jahresperiode weiter hinabreicht, keine Auskunft über die Temperaturverteilung im Innern des Eises geben, um so mehr, als ja die obersten Firnschichten, die erst in etwa 70 m Tiefe die Dichte von Eis erreichen, ziemlich luftdurchlässig sind und sich infolgedessen mehr oder weniger der Temperatur der Außenluft anpassen bzw. λ verändern.

Die von Brockamp angegebene Methode, die seismischen Wellen, deren Geschwindigkeit von der Temperatur des Eises abhängt, zur Temperaturbestimmung zu benutzen, wird dadurch eingeschränkt, daß die Geschwindigkeit der Wellen mit der Tiefe nur wenig zunimmt, so daß seine tiefsten Wellen nur etwa 200 m unter die Oberfläche hinabgetaucht sind. Die Beobachtungen endlich an der Weststation und ebenso die Beobachtungen von meinem Bruder Alfred und J. P. Koch auf dem Storstrøm in Ost-Grönland zeigen ein starkes Gefälle von $-0.1^{\circ}/\text{m}$ an der Oberfläche, das offenbar von der starken Ausstrahlung der Eisoberfläche herrührt. Im Storstrøm wurde in der Tiefe eine Verlangsamung des Gefälles gefunden.

Es sei in Fig. 1 AB die Luft- und Oberflächentemperatur des Inlandeises; das Temperaturgefälle $\frac{dt}{dh} = \gamma_1$ ist längs der Oberfläche des Inlandeises

$$\gamma_1 = -0,010 \text{ [Grad} \cdot \text{m}^{-1}\text{]},$$

das von der Abschmelzung unten übrigbleibende, vom Erdstrom herrührende Temperaturgefälle im Eis ist ungefähr

$$\gamma = -0,015 \text{ [Grad} \cdot \text{m}^{-1}\text{]},$$

wenn der halbe Erdstrom zur Schmelzung am Boden verbraucht wird. Die Temperatur im Inlandeis bei 120 km Randabstand (etwa 2300 m Höhe) ist dann angenähert AC , wo C die Schmelztemperatur ist. Dicht an der Eisoberfläche A ist das Gefälle im Eis etwas vermindert durch die dauernde Auflagerung neuer Schneeschichten von konstanter Temperatur. Die jährliche Auflagerung beträgt etwa 1 m Schnee ($\frac{1}{3}$ m Eis), der Temperaturgradient ändert sich hierdurch, d^2t/dh^2 ist nicht mehr 0. Aber die hieraus folgende Temperaturänderung wandert im Schnee mit rund 10 m/Jahr, gegen $\frac{1}{3}$ m Eisauftragung. Der Gradient kann also nirgends 0 werden durch die Auflagerung von Schnee.

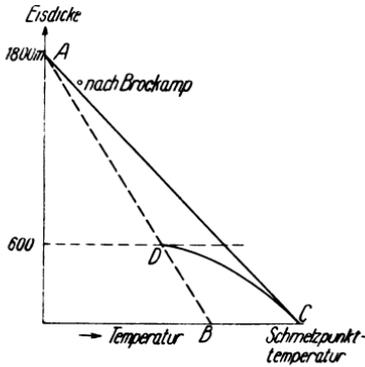


Fig. 1

Die Fließfähigkeit des Eises wächst mit der Temperatur. Der Hauptabfluß des Eises vollzieht sich also in der Tiefe. Am Eisrande, wo die kalte Oberflächenschicht nur dünn ist, wird diese stückweise mitgenommen, wobei

Spalten aufgerissen werden. Im Innern, von 60 km Randabstand an, reicht die Reibung der nur noch schwachen Strömung in der Tiefe nicht mehr aus, um die hier dickere kalte Oberflächenschicht zu zerreißen. Diese ruht wie eine dicke Eisschicht auf einem strömenden Fluß. Der Grenzwert wird bei 60 km Randabstand in 1800 m Höhe erreicht. Oberhalb wird die Oberfläche nicht mehr zerrissen.

Die Temperatur des Eises, das nach dem Rande infolge des Abflusses seine Dicke vermindert, und der Abschmelzung unten, im Sommer schließlich auch oben, unterliegt, ändert sich beim Zusammensinken ungefähr längs der Geraden AC . AC wird in dem Maße steiler, bei unveränderter Lage von C , in dem mehr Erdstrom zur Eisschmelze am Boden des Eises verbraucht wird. An den Ausflüssen des Inlandeises ist der Temperaturverlauf im Eis in der Nähe der Sohle wohl fast isotherm, d. h. praktisch der gesamte Erdstrom wird an der Sohle zur Eisschmelzung verbraucht. Die Temperatur der Oberfläche aber ändert sich längs der Linie AB , so daß wir im Randgebiet die Temperaturkurve DC erhalten, mit starkem Temperaturgefälle an der Oberfläche, wie es die Beobachtungen bestätigen.