

Die thermische Tiefbohrung in Station Jarl-Joset und ihre theoretische Auswertung

Von Karl Philberth*

Zusammenfassung: Im Jahre 1968 wurde auf der grönländischen Station Jarl-Joset zur Tiefbohrung im Eis eine neue elektro-thermische Methode angewandt: Das Kabel spult sich aus dem Inneren der nichtrückgewinnbaren Sonde heraus und wird von dem wieder einfrierenden Schmelzwasser festgehalten. Die gemessenen Temperaturen sind $-29,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 218 m Tiefe, $-29,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 615 m Tiefe und $-30,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 1 005 m Tiefe; an der Oberfläche des Felsbettes (in 2 500 m Tiefe) beträgt die extrapolierte Temperatur $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Summary: In 1968, a new electro-thermal ice deep-drilling method was used at the Greenland station Jarl-Joset: the cable is paid out from the non-retrievable probe and becomes fixed in the refreezing melt water. The measured temperatures are: $-29,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ at 218 m depth, $-29,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ at 615 m depth, and $-30,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ at 1005 m depth. At the bedrock surface (2500 m depth) the extrapolated temperature is $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$.

BETRIEB DER SONDEN, MESSUNGEN UND MESSERGEBNISSE

Im Rahmen der EGIG wurden im Juni und Juli 1968 in der zentralgrönländischen Expeditions-Station Jarl-Joset ($33^{\circ} 28' \text{ W}$, $71^{\circ} 21' \text{ N}$, 2865 m abs. Höhe) zwei thermische Tiefbohrungen in dem dort 2500 m mächtigen Eisschild durchgeführt. Die Bohrungen erfolgten mit einem Schmelzsonden-Typ, der vom Verfasser konzipiert und unter Mithilfe von USA-CRREL entwickelt worden ist. Das Unternehmen sollte einerseits technische Erfahrung mit den Sonden, andererseits ein möglichst tief reichendes Temperaturprofil liefern. Beide Aufgaben wurden zufriedenstellend erfüllt.

Die Besonderheit des Sonden-Typs besteht darin, daß der die elektrische Heizenergie übertragende Doppel-Draht nicht von oben nachgeführt wird, sondern sich aus dem Inneren der Sonde abspult und einfriert. Die Sonde bleibt im Eis zurück und überträgt ihre Meß-Information durch den selben Draht nach oben.

Sonde I enthält einen isolierten und einen blanken Abspuldraht, Sonde II enthält zwei isolierte Abspuldrähte. Die Drahtwickel sind orthozyklisch gewickelt, der Draht wird von innen her abgezogen. Die Hohlräume sind mit wasserunlöslichem, schwerem Öl gefüllt. Sonde I trägt über den Wickeln ein als Ölreservoir dienendes Rohrstück. Zusammen mit diesem erst im Feld aufgesetzten Rohrstück ist Sonde I 292 cm lang; Sonde II ist 255 cm lang. Beide Sonden haben 10,8 cm Durchmesser (Abb. 1).

Um die vertikale Lage der Sonde zu stabilisieren, wird bei den EGIG-Sonden die Stabilisierung durch

* Dr. Karl Philberth, Peter-Rosegger-Str. 6, 8039 Puchheim

Zwei der vom Verf. Anfang der 60er Jahre entwickelten elektro-thermischen Eis-Schmelzsonden wurden während der Sommer-Kampagne 1968 der EGIG (Expédition Glaciologique Internationale au Groenland) im Programm „Thermische Tiefbohrung“ (Landesgruppen Schweiz und Bundesrepublik Deutschland) eingesetzt. Die beiden Sonden nebst allen zugehörigen Geräten wurden vom Schweizerischen Nationalfonds für Wissenschaft und Forschung finanziert, die Personalkosten von der Deutschen Forschungsgemeinschaft getragen. Den technischen Rahmen für die EGIG-Programme erstellten die Expéditions Polaires Françaises. Eine gemäß EGIG-Vereinbarung vom Verf. vorgenommene umfangreiche Auswertung konnte bislang auf Grund von Schwierigkeiten in der Finanzierung der EGIG-Berichte nicht publiziert werden; der obige Beitrag stellt zwangsläufig nur eine stark gekürzte und auf einige wenige Teilaspekte beschränkte Übersicht dar. Exemplare des ausführlichen Berichts sind leihweise beim Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung, CH-7260 Weissfluhjoch/Davos, verfügbar.

Allen an der Entwicklung und dem Einsatz der Sonde Beteiligten wird hiermit Dank gesagt. Ein besonderer Dank gilt den beiden Freunden Pater Hugo Jännichen OSB und Erwin Gmeineder, mit denen gemeinsam die Bohrung 1968 durchgeführt wurde, und den französischen Expeditions-Kameraden, die an diesem Programm mitarbeiteten.

Wärmefluß-Steuerung mittels eines teilweise mit Quecksilber gefüllten Spaltes angewandt.

Jede Sonde wird gespeist durch einen Benzingenerator, der unter Grönlandbedingungen 5 KVA Einphasen-Leistung liefert. Wegen des Leistungsverbrauchs in Leitungen und Geräten stehen aber jeder Sonde nur bis 3,7 KW Dauer-Gleichstromleistung zur Verfügung, womit eine Geschwindigkeit bis zu 50 m pro Tag erreicht wird. Durch eine Spezial-Brückenschaltung wird während des Betriebs laufend der Ohmsche Widerstand und — mithilfe der Oberwellen (100 und 300 Hz) — die Induktivität, die Kapazität und der Wirkwiderstand gemessen.

Sonde I wird mit 7 m Tiefe gestartet. Bis zur Tiefe von 35 m saugt der Firn das Schmelzwasser auf. Daher erreicht die mittlere Wickeltemperatur 90 °C bei einem Strom von 1,8 A. Im späteren Betrieb mit 2,7 A (entsprechend 3,7 KW Totalleistung) und einer Geschwindigkeit von 2,0 m/h bleibt die mittlere Temperatur des Isolierwickels unter 80 °C, der Thermistoren unter 55 °C, und des Chromaxdrahtes der Heizpatrone bei 300 °C. Sonde II wird mit 45 m Tiefe eingesetzt und erreicht bei 2,3 A (entsprechend 3,7 KW Totalleistung) eine Geschwindigkeit von 1,9 m/h. Dabei ist die mittlere Temperatur der Wickel unter 80 °C, der Thermistoren unter 50 °C, und des Chromaxdrahtes unter 250 °C. Die Heizpatrone von Sonde I gab in 218 m Tiefe, die Heizpatrone von Sonde II in 1005 m Tiefe Kurzschluß und beendet damit die Fahrt. Ursache des Kurzschlusses sind vermutlich elektrolytische Effekte infolge eines Feuchtigkeitsge-

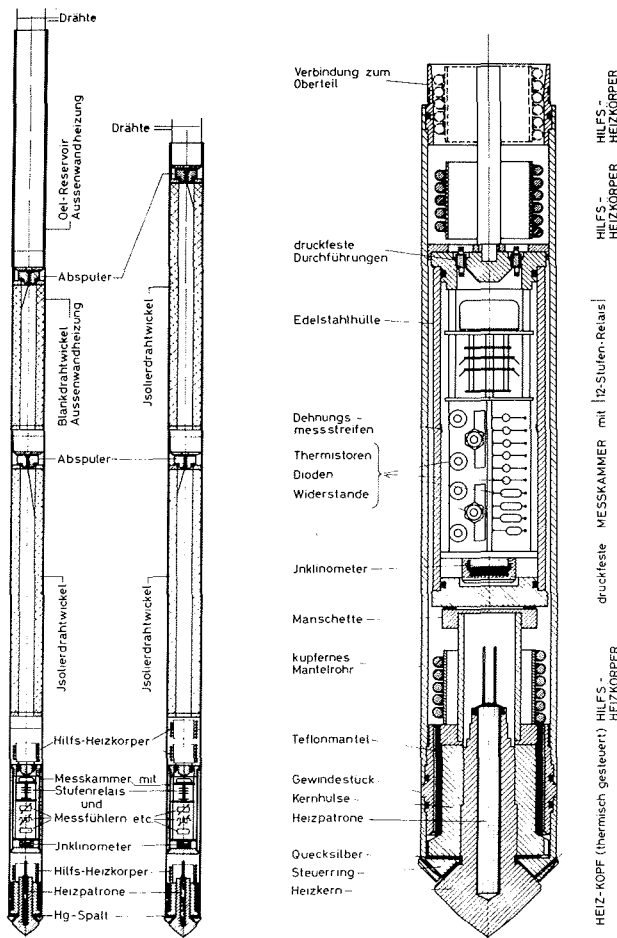


Abb. 1: a) Sonde I (links) und Sonde II (rechts) in halbschematischer, verhältnismäßiger Darstellung: Der Durchmesser ist 10,8 cm, die totale Länge ist 292 cm bzw. 255 cm. Die im Inneren der Sonde aufgespulten Drähte treten nach oben heraus und werden vom wieder gefrierenden Schmelzwasser festgehalten. Sie übertragen die elektrische Heizenergie und die Meßwerte.
b) Unterteil der beiden Sonden: Die Heizpatrone am unteren Ende („Kopf“) erzeugt die Schmelzleistung. Ein Teil dieser Leistung wird durch das Quecksilber so gesteuert, daß die Sonde stets ihre vertikale Lage aufrechterhält. Der am oberen Ende in gestrichelten Linien gezeichnete Hilfsheizkörper befindet sich nur in Sonde II.

Fig. 1: a) Probe I (left) and probe II (right) in a half-schematic view with true ratios. The diameter is 10,8 cm, the total length is 292 cm and 255 cm respectively. The internally stored conductors are paid out from the advancing probe and are fixed in the refreezing melt water. They transmit the heating power and the measured values.
b) The lower part of both probes. The cartridge heater at the lower end ("head part") produces the melting power. A portion of this power is controlled by the mercury in such a way, that the probe maintains its vertical position. Only probe II contains the auxiliary heater at the top (interrupted lines).

haltes des Isoliermaterials.

Mit Sonde I wurde in 218 m Tiefe über 5 Tage die Abkühlung verfolgt und daraus die jungfräuliche Temperatur T_j zu $-29,0\text{ }^\circ\text{C}$ bestimmt. Mit Sonde II wurde bei einer absichtlichen Unterbrechung in 615 m Tiefe über 6,5 Tage mit 3 Thermistoren die Abkühlung verfolgt und daraus T_j zu $-29,3\text{ }^\circ\text{C}$ bestimmt. In 1 005 m Tiefe konnte die Abkühlung wegen Drahtbruch nur über 5,2 Stunden verfolgt werden. Durch genaue Vergleichsanalysen konnte daraus auf $T_j = -30,0\text{ }^\circ\text{C}$ geschlossen werden.

Die Übertemperatur gegenüber T_j verringert sich ungefähr proportional der reziproken Abkühlungszeit. Die Tiefen wurden nach insgesamt vier Methoden gemessen: Induktion der Drahtwickel, Widerstand des abgespulten Blankdrahtes (nur bei Sonde I), Zeitintegral der aus der Leistung bestimmten Geschwindigkeit und Druckmessung durch Dehnungsmeßstreifen.

Das gesamte Temperaturprofil läßt sich darstellen als Superposition von fünf Teilfunktionen: T_g berücksichtigt den geothermischen Fluß, T_α die Oberflächen-Neigung, T_f die auf den Boden extrapolierte Reibungsleistung, T_q den Sitz der Reibungsleistung im Eis selbst, T_k die klimatische Veränderung der Oberflächentemperatur.

DIE WICHTIGSTEN GLAZIOLOGISCHEN ERGEBNISSE

Temperaturprofil

Der Vergleich der Meßwerte in 615 m und 1005 m Tiefe ($h = 1885\text{ m}$ und 1495 m) mit dem theoretischen Temperaturprofil erlaubt Aussagen über das Paläoklima. Unterstellt man einen vor 10 000 Jahren erfolgten Sprung der Lufttemperatur — ein Modell, das durch verschiedenartige Eiszeituntersuchungen nahegelegt ist — so ergibt unser Vergleich einen Sprung ($T_W - T_E$) von $5\text{ }^\circ\text{C}$. Dieser ist den folgenden Angaben zugrundegelegt. Ein 12 000 Jahre zurückliegender Sprung würde eine Differenz $T_W - T_E$ von $6\text{ }^\circ\text{C}$ ergeben (vgl. Abb. 3 u. 4).

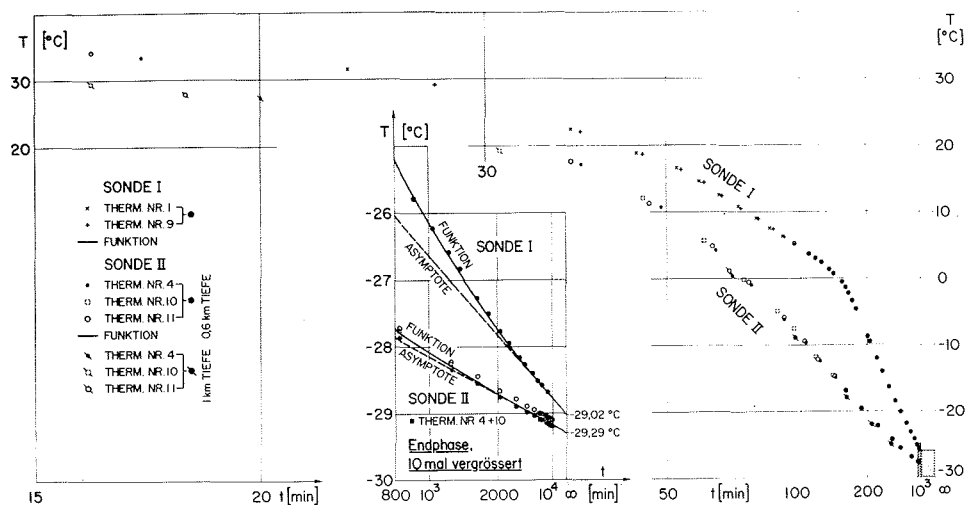


Abb. 2: Die gemessenen Temperaturen T über der hyperbolisch aufgetragenen Zeit t . In dieser Darstellung hat die Abkühlungs-Funktion eine Asymptote mit endlicher Steilheit. Der Grenzwert für $t = \infty$ ist die jungfräuliche Eistemperatur T_j .

Fig. 2: The measured temperatures T over a hyperbolic time scale. Thus the cooling function has an asymptote with finite inclination. The limiting value for $t = \infty$ is T_j , the virgin ice temperature.

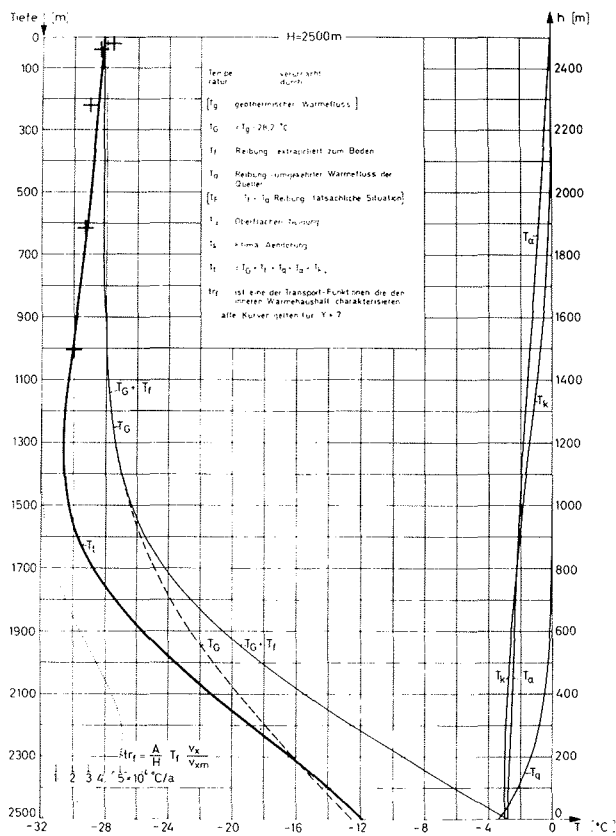


Abb. 3: T_t ist das totale, aber noch nicht feinkorrigierte Temperatur-Profil. Es ist aus theoretischen Teil-Funktionen zusammengesetzt und an die Meßpunkte (+) angehängt. Die „Transport-Funktion“ T_{tr} ist T_r mal Akkumulationsrate A pro Eisdicke H mal Horizontalgeschwindigkeit v_x pro deren Mittelwert v_{xm} .

Fig. 3: T_t is the total temperature-profile without final corrections. It is composed of theoretical partial functions and is attached to the measured values (+). The "transport-function" T_{tr} is T_r times accumulation rate A over ice thickness H times horizontal velocity v_x over its mean value v_{xm} .

Bis in 600 m Tiefe besteht eine Abweichung des nach den Meßpunkten konstruierten realen vom theoretisch idealisierten Profil. Diese Abweichung läßt sich prinzipiell durch die unterschiedlichen Eigenschaften von Firn gegenüber Eis und vor allem als viele Jahrhunderte zurückliegende „eingefrorene“ Kälte-welle erklären. Sie stimmt — wenn man von den kurzfristig gestörten obersten 50 Metern absieht — in Größe (bis fast $-0,5$ °C) und Charakter (Form und Tiefenbereich) auffallend gut mit der entsprechenden Abweichung in Camp Century überein. Auch der in rund 20 m und 40 m Tiefe gemessene zeitliche Temperaturanstieg legt nahe, daß die mittlere Lufttemperatur in diesem Jahrhundert höher liegt als in den letzten Jahrhunderten (vgl. Abb. 4).

Das Temperatur-Minimum beträgt $-30,3$ °C und liegt bei $h = 1300$ m. Ohne paläoklimatische Änderung der Lufttemperatur (also ohne die Teilfunktion T_k) hätte man ein Temperaturminimum von $-29,8$ °C bei $h = 1500$ m (vgl. Abb. 4).

Oberhalb des Temperaturminimums verschwindet der Einfluß der Reibungswärme (Teilfunktionen T_f und T_q), während der Einfluß der Erdwärme (Teilfunktion T_g) erst oberhalb $h = 1900$ m verschwindet (vgl. Abb. 3).

Der Unterschied von $-2,1$ °C zwischen der idealisierten Oberflächentemperatur ($-28,2$ °C bei $h = 2500$ m) und der minimalen Temperatur ($-30,3$ °C bei $h = 1300$ m) entfällt zu $-1,7$ °C auf den Einfluß der Oberflächenwölbung (Teilfunktion T_a), zu $-1,3$ °C auf den Einfluß des kälteren Eiszeitklimas (Teilfunktion T_k) und zu $+0,9$ °C auf den Einfluß der Erdwärme (Teilfunktion T_g) (vgl. Abb. 3 u. 4).

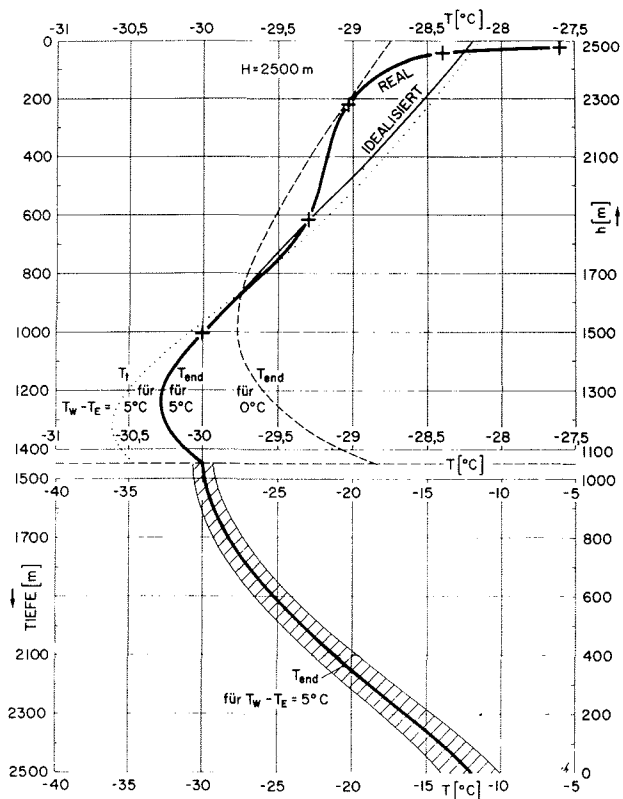


Abb. 4: Oben: Aus dem rohen Temperatur-Profil T_1 (punktiert) nach Abb. 3 geht durch Feinkorrekturen das endgültige Temperatur-Profil T_{end} hervor: Die gestrichelte Linie T_{end} würde bei immer konstantem Klima gelten ($T_W - T_E = 0^\circ\text{C}$); die ausgezogene Linie T_{end} berücksichtigt, daß seit 10 000 Jahren die mittlere Lufttemperatur 5°C höher ist als vorher ($T_W - T_E = 5^\circ\text{C}$). Unten: Endgültiges Temperatur-Profil mit dem Bereich seines wahrscheinlichen Fehlers (schraffiert).

Fig. 4: Above: From T_1 , the crude temperature-profile according to Fig. 3, second-order corrections bring about final temperature-profile T_{end} : the interrupted line T_{end} is fictitious, it corresponds to constant climate ($T_W - T_E = 0^\circ\text{C}$); the full line T_{end} takes into account that for 10 000 years the mean air temperature has been 5°C higher than before ($T_W - T_E = 5^\circ\text{C}$). Below: The final temperature-profile with the range of its probable error (hatched).

Die Temperatur am Boden ($h = 0$) beträgt $-12,0^\circ\text{C}$. Sie bestimmt sich aus der idealisierten Oberflächentemperatur ($-28,2^\circ\text{C}$) und folgenden Einflüssen: Erdwärme (T_g ; $+15,7^\circ\text{C}$), Reibungswärme ($T_F = T_1 + T_q$; $+9,6^\circ\text{C} - 3,3^\circ\text{C} = +6,3^\circ\text{C}$), Oberflächenwölbung (T_α ; $-2,8^\circ\text{C}$), Klimaeinfluß (T_k ; $-3,0^\circ\text{C}$). Der erste und der letzte Einfluß sind mit der größten Unsicherheit behaftet, weil der Wert des Erdwärmeflusses und das Paläoklima nicht genügend genau bekannt sind (vgl. Abb. 3 u. 4; PHILBERTH 1972a).

Rheologie

Wegen der niedrigen Bodentemperatur (-12°C) ist das Eis am Boden angefroren.

Die Oberflächen-Topographie in der großräumigen Umgebung von Jarl-Joset legt nahe, zweidimensionalen Eisfluß anzunehmen. Das bedeutet für stationären Zustand, daß die mittlere Horizontalgeschwindigkeit gleich x (Abstand von der Eisscheide) mal A (Akkumulation) durch H (Eisdicke) ist.

Auch in den untersten Eisschichten ist die Temperatur tiefer als -10°C . Daher ist auch in diesen Schichten der thermische Koeffizient k wesentlich kleiner als $0,2/^\circ\text{C}$, so daß reibungsbedingte thermische Instabilität im Bereich zwischen Eisscheide und Jarl-Joset nicht auftreten kann.

Das Geschwindigkeitsprofil weicht wesentlich ab von den beiden Grenzfällen einerseits temperaturunabhängiger Liquidität und andererseits unbegrenzttemperaturabhängiger Liquidität, die dem Blockflußmodell entspricht.

Das theoretische Verhältnis der oberflächlichen zur mittleren Horizontalgeschwindigkeit ist 1,11. Das

stimmt gut überein mit dem Verhältnis der geodätisch an der Oberfläche gemessenen Horizontalgeschwindigkeit (17 m/Jahr) zur mittleren Horizontalgeschwindigkeit, wie sie sich für stationäre Verhältnisse bei zweidimensionalem Eisfluß ergibt (nämlich $x \cdot A/H = 125 \cdot 0,3/2,5 = 15$ m/Jahr; $17/15 = 1,13$).

Die ebengenannte Übereinstimmung bestätigt die langzeitliche Stationarität des Eisschildes im Großraum zwischen Eisscheide und Jarl-Joset.

Methodik

Unser theoretisches Temperaturprofil beruht auf einem einigermaßen realen Geschwindigkeitsprofil. Viele Theoretiker rechnen aber mit der vereinfachenden Annahme, daß die Vertikalgeschwindigkeit v_h proportional der Höhe h ist (Block-Modell). Diese Vereinfachung führt zu merklichen Fehlern (vgl. PHILBERTH & FEDERER 1971).

Der Einfluß der Oberflächenwölbung (Teilfunktion T_a) konnte aufgrund einer mathematisch und physikalisch einwandfreien Methode festgelegt werden. Diese Methode berücksichtigt den Verlauf des Neigungswinkels α zwischen Eisscheide und Station Jarl-Joset. Sie ist genauer als die bisher gebrauchten, zum Teil hypothetischen Ansätze (vgl. PHILBERTH & FEDERER 1973, 1974).

Die gesamte Erd- und Reibungswärme wird in horizontaler Richtung durch den Materialtransport weggeführt. Daraus ergibt sich eine energetische Haushaltsgleichung zwischen der einer betrachteten Fläche zugehörigen Erd- bzw. Reibungswärme und der durch den Umfang dieser Fläche abtransportierten Energie, die proportional dem dh -Integral über dem Produkt aus T_g bzw. T_F und der Horizontalgeschwindigkeit („Transportfunktion“) ist (vgl. PHILBERTH 1972b).

Literatur (Auswahl)

- A a m o t , H. W. C. (1967): The Philberth probe for investigating polar ice caps. — USA-CRREL Special Report 119, Hanover.
- A a m o t , H. W. C. (1967): Heat transfer and performance analysis of a thermal probe for glaciers. — USA-CRREL Techn. Report 194, Hanover.
- A a m o t , H. W. C. (1968): Instrumented probes for deep glacial investigations. — J. Glaciol. 7 (50): 321—328.
- B u d d , W. F., J e n s s e n , D. & U. R a d o k (1969): The extent of basal melting in Antarctica. — Polarforschung 39 (1): 293—306.
- D a n s g a a r d , W. & S. J. J o h n s e n (1969): A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. — J. Glaciol. 8 (53): 215—223.
- F e d e r e r , B., v. S u r y , H., P h i l b e r t h , K. & M. d e Q u e r v a i n (1970): Outflow and accumulation of ice in Jarl-Joset Station, Greenland. — J. Geophys. Res. 75 (24): 4567—4569.
- H a e f f l i , R. (1961): Contribution to the movement and the form of ice sheets in the arctic and antarctic. — J. Glaciol. 3 (30): 1133—1151.
- H a e f f l i , R. & F. B r a n d e n b e r g e r (1968): Rheologisch-glaziologische Untersuchungen im Firngebiet des grönländischen Inlandseises. — Medd. Grønland 177 (1): 1—340.
- L i b o u t r y , L. (1968): Steady-state temperatures at the bottom of ice-sheets and computation of the bottom ice flow law from the surface profile. — J. Glaciol. 7 (51): 363—376.
- N y e , J. F. (1951): The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. — Proc. Royal Soc. A 207: 554—572.
- P h i l b e r t h , B. (1956): Beseitigung radioaktiver Abfallssubstanzen — Atomkern-Energie (München) 1 (11/12): 396—400.
- P h i l b e r t h , B. (1959): Beseitigung radioaktiver Abfallssubstanzen in den Eiskappen der Erde. — Atomkern-Energie (München) 4 (3): 116—119.
- P h i l b e r t h , B. (1959): Stockage des déchets atomiques dans les calottes glaciaires de la terre. — Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Acad. des Sciences (Paris) 248 (14): 2090—2092.
- P h i l b e r t h , B. (1961): Beseitigung radioaktiver Abfallssubstanzen in den Eiskappen der Erde. — Schweiz. Z. Hydrologie 23 (1): 263—284.
- P h i l b e r t h , K. (1962a): Une méthode pour mesurer les températures à l'intérieur d'un Inlandsis. — Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences 254: 3881—3883.
- P h i l b e r t h , K. (1962b): Remarque sur une sonde thermique pour mesurer la température des couches de glace. — Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences 255: 3022—3024.
- P h i l b e r t h , K. (1962c): Ecoulement de la glace Groenlandaise. — Revue Géomorph. Dynamique 1, 2, 3.
- P h i l b e r t h , K. (1963): Bericht über die Schmelzsonden-Messungen am Jungfrauoch vom 4. 6. 1963—29. 6. 1963. — Unveröff. Handexemplare.
- P h i l b e r t h , K. (1964): Über zwei Elektro-Schmelzsonden mit Vertikal-Stabilisierung. — Polarforschung 34 (1/2): 278—280.

- Philberth, K. (1966a): Sur la stabilisation de la course d'une sonde thermique. — *Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences* 262: 456—459.
- Philberth, K. (1966b): Eine Schmelzsonde zur Messung des Temperaturprofils in Eiskalotten. — *Umschau in Wiss. u. Technik* 11: 360.
- Philberth, K. (1970): Thermische Tiefbohrung in Zentralgrönland. — *Umschau in Wiss. u. Technik* 16: 515—516.
- Philberth, K. (1972a): Factors influencing deep ice temperatures. — *Nature Physical Science* 237 (72): 44—45.
- Philberth, K. (1972b): Über den inneren Wärmehaushalt in mächtigen Eisschilden. — *Polarforschung* 42 (1): 11—17.
- Philberth, K. (1976a): Atomkernenergie-Risiken und Atommüll-Deponierung im Eis. — *Polarforschung* 46 (2): 106—120.
- Philberth, K. (1976b): On the temperature response in ice sheets to radioactive waste deposits. — *J. Glaciol.* 16 (74): 89—98.
- Philberth, K. (1976c): The thermal probe deep-drilling method by EGIG in 1968 at Station Jarl-Joset, central Greenland. — In: J. F. Spletstoesser, ed., *Ice Core Drilling, Proc. of a Symposium, University of Nebraska, Lincoln, 28—30 August 1974*, 117—121. Lincoln — London.
- Philberth, K. (1977): The disposal of radioactive waste in ice sheets. — *J. Glaciol.* 19 (81): 607—617.
- Philberth, K. & B. Federer (1970): A note on the surface profile of the Greenland ice sheet. — *J. Glaciol.* 9 (55): 150—153.
- Philberth, K. & B. Federer (1971): On the temperature profile and the age profile in the central part of cold ice sheets. — *J. Glaciol.* 10 (58): 3—14.
- Philberth, K. & B. Federer (1973): On the temperature gradient in cold ice sheets. — *Intern. Ber. 530, Eidgen. Institut f. Schnee- u. Lawinenforschung, Davos.*
- Philberth, K. & B. Federer (1974): On the temperature gradient in the upper part of cold ice sheets. — *J. Glaciol.* 13 (67): 148—151.
- Radok, U., Barry, R. G., Jenssen, D., Keen, R. A., Kiladis, G. N. & B. McInnes (1982): Climatic and physical characteristics of the Greenland ice sheet. Parts I and II. — *Coop. Institute Res. Environm. Sci. Univ. of Colorado, Boulder*: 1—193.
- Robin, G. de Q. (1955): Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. — *J. Glaciol.* 2 (18): 523—532.
- Robin, G. de Q. (1970): Stability of ice sheets as deduced from deep temperature gradients. — *Intern. Ass. Scientific Hydrology, Commission of Snow and Ice, Publ. 86*: 141—151.
- Weertman, J. (1968): Comparison between measured and theoretical temperature profiles of the Camp Century, Greenland, borehole. — *J. Geophys. Res.* 73 (8): 2691—2700.
- Weertman, J. et al. (1973): Radioactive wastes on ice. — *Bull. Atomic Scientists* 29 (4): 2—3, 53—56.