

# Zum Wärmehaushalt im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Inlandeises: Interpretation der thermischen Stabilität von kalten Schneesichten

Von Walter Ambach \*

**Zusammenfassung:** Die Station Carrefour liegt im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Inlandeises (1850 m Seehöhe,  $69^{\circ} 49' 25''$  N,  $47^{\circ} 25' 57''$  W). Während des Hochsommers tritt an der Schneeoberfläche nur für wenige Tage geringe Schmelzung auf. Das Schmelzwasser friert wiederum innerhalb der Schneedecke, so daß mit Sicherheit kein Abfluß feststellbar ist. Folgende Wärmequellen und Wärmesenken wurden quantitativ bestimmt: kurz- und langwellige Einstrahlung, reflektierte kurzwellige Strahlung, langwellige Ausstrahlung, fühlbarer Wärmestrom, latenter Wärmestrom, Energieverbrauch zur Schnee-Erwärmung. Die Summe sämtlicher Energiequellen ergibt über die Periode vom 13. Mai bis 28. Juli 1967 im Mittel  $1228 \text{ cal/cm}^2\text{d}$  und einen innerhalb der Meßgenauigkeit gleich großen Betrag für die Summe der Energiesenken. Trotz des großen Energieangebotes tritt keine wesentliche Änderung des thermischen Zustandes der Schneedecke auf: Zur Schnee-Erwärmung werden im Mittel nur  $10 \text{ cal/cm}^2\text{d}$  verbraucht. Die Gesamtstrahlungsbilanz ergibt im Mittel  $13 \text{ cal/cm}^2\text{d}$ .

Weiterführende Überlegungen zeigen, daß eine kalte Schneeoberfläche durch einen Regelmechanismus auch während des Hochsommers trotz erhöhten Energieangebotes durch kurzwellige Einstrahlung thermisch stabil ist. Induzierte Störungen durch Änderungen eines Wärmestromes lösen Reaktionen anderer Wärmeströme aus, die in der Lage sind, den stabilen thermischen Zustand weitgehend aufrecht zu erhalten. Beim Erreichen der Schmelztemperatur der Oberfläche bricht dieser Regelmechanismus zusammen, da die Temperatur konstant bleibt und das freie Wasser in der Schneedecke die Albedo stark vermindert.

**Summary:** Carrefour station lies in the accumulation area of the Greenland ice cap (1850 m. a. s. l.,  $69^{\circ} 49' 25''$  N,  $47^{\circ} 25' 57''$  W). In midsummer, the snow surface melts for a few days only. The melt water freezes again within the snow cover so that no run-off can be observed. The following heat sources and sinks have been determined quantitatively: short-wave and long-wave incoming radiation, reflected short-wave radiation, outgoing long-wave radiation, sensible heat flux, latent heat flux, energy consumption for snow heating. The sum of all the sources of energy over the period from 13 May to 25 July 1967, yields a mean value of  $1228 \text{ cal/cm}^2\text{d}$ . An equally high value within the measuring accuracy is obtained for all energy sinks. In spite of the high energy supply, the thermal state of the snow cover does not change considerably: for snow heating, a mean value of  $10 \text{ cal/cm}^2\text{d}$  is consumed. The net radiation balance amounts to a mean value of  $13 \text{ cal/cm}^2\text{d}$ .

Detailed studies show that a cold snow surface is thermally stable also during midsummer because of a feed back mechanism, regardless of the high amount of energy owing to short-wave radiation. Disturbances induced by changes in one heat flux cause reactions of other heat fluxes which cause the stable thermal state to be largely maintained. When the melt temperature of the surface is reached, this feed back mechanism collapses, as the temperature remains constant and the free water in the snow cover strongly reduces the albedo.

## 1. EINLEITUNG

Im Rahmen der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition (EGIG II/1967) wurde im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Inlandeises in Station Carrefour eine vollständige Wärmehaushaltsstudie durchgeführt (1850 m Seehöhe,  $69^{\circ} 49' 25''$  N,  $47^{\circ} 25' 57''$  W). Sämtliche Energiequellen und Energiesenken wurden vom 13. Mai bis 28. Juli 1967 unabhängig voneinander gemessen.

Der Wärmehaushalt einer kalten Schneeoberfläche ist im Hochsommer dadurch charakterisiert, daß sehr große Energiebeträge durch die einfallenden Strahlungsströme auftreten, jedoch im Endeffekt sich der thermische Zustand der Schneesichten nur geringfügig ändert. Einerseits treten zufolge hoher Albedo und langwelliger Ausstrahlung der Oberfläche beachtliche Energiesenken auf und andererseits wirken die Energieströme in einem Regelmechanismus zusammen, der in der Lage ist, induzierten Temperaturänderungen der Schneeoberfläche entgegenzuwirken. Dadurch ergibt sich eine thermisch stabile Schneeoberfläche. Wird jedoch der Schmelzpunkt an der Oberfläche erreicht, so bricht der Regelmechanismus zusammen und Störungen werden verstärkt.

In der vorliegenden Arbeit wird am Beispiel des Wärmehaushalts der Station Carrefour

\* Prof. Dr. Walter Ambach, Physikalisches Institut der Universität, Schöpfstraße 41, A-6020 Innsbruck.

dieser thermisch stabilisierende Regelmechanismus diskutiert, wobei auf meßtechnische Details und methodische Gesichtspunkte der Studie nicht eingegangen wird. Diese Probleme wurden bereits in anderen Publikationen eingehend behandelt (W. Ambach 1963; W. Ambach 1975).

## 2. DER WÄRMEHAUSHALT IN STATION CARREFOUR

### 2.1. Strahlungsströme \*

Die einfallenden und ausgehenden kurz- und langwelligen Strahlungsströme wurden getrennt registriert. Abb. 1 zeigt den zeitlichen Verlauf der Strahlungsströme, der Albedo und der Bewölkung. Als mittlere Albedo, berechnet aus den kurzwelligen Strahlungs-

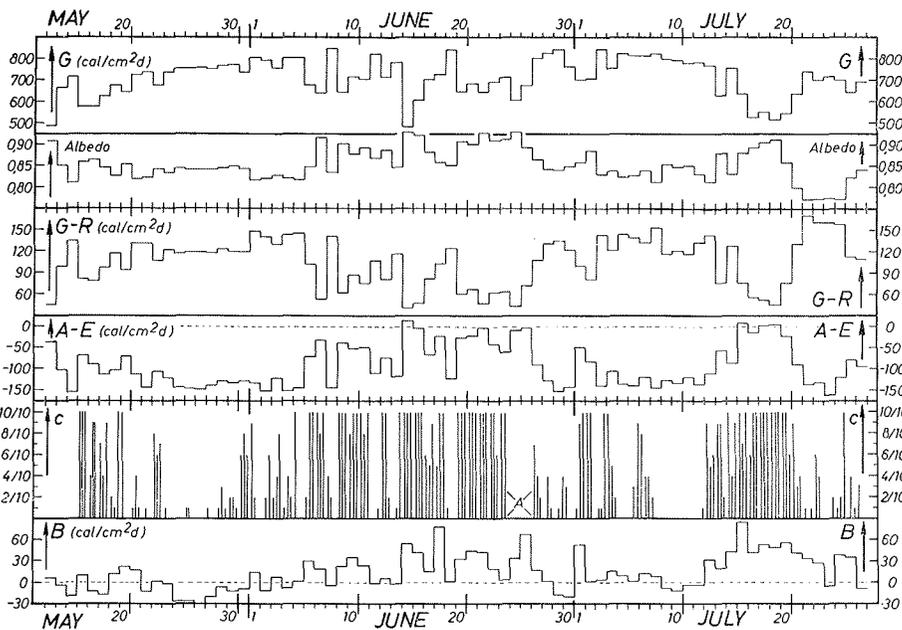


Abb. 1: Zeitlicher Verlauf der Globalstrahlung (G), der Albedo, der kurzwelligen Strahlungsbilanz (G-R), der langwelligen Strahlungsbilanz (A-E), der Bewölkung (c) und der Gesamtstrahlungsbilanz (B). A = Periode ohne Angaben.

Fig. 1: Global radiation (G), albedo, short-wave radiation balance (G-R), long-wave radiation balance (A-E), cloudiness (c), and net radiation balance (B) as functions of time.

strömen über die gesamte Meßperiode, ergibt sich 85.1 %. Der antiphase Verlauf von Globalstrahlung und Albedo ist auf den Umstand zurückzuführen, daß Schlechtwetterperioden mit Neuschneefällen durch verminderte Globalstrahlung und erhöhter Albedo charakterisiert sind. Die langwellige Strahlungsbilanz zeigt deutlich einen konphasen Verlauf mit der Bewölkung, wobei der numerische Zusammenhang bereits früher publiziert wurde (W. Ambach 1974). Außerdem fällt der antiphase Verlauf von langwelliger und kurzwelliger Strahlungsbilanz auf. Er kann wiederum auf Schlechtwetterperioden mit vermehrter Bewölkung und Neuschneefällen zurückgeführt werden, da die langwellige Strahlungsbilanz mit der Bewölkung zunimmt und die kurzwellige Strahlungsbilanz bei Neuschneefällen zufolge der vermehrten Bewölkung und der erhöhten Albedo

\* SI-Einheiten: 1 cal = 4,187 Joule  
1 cal/cm² = 41,87 kJoule/m²  
1 cal/cm²d = 0.484 Watt/m²

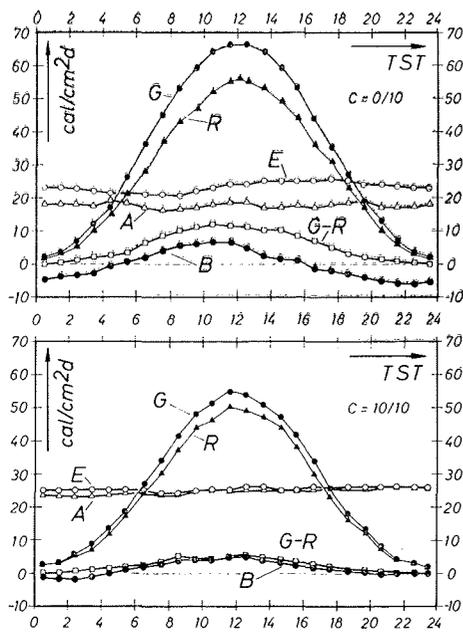


Abb. 2: Mittlerer tageszeitlicher Verlauf der Strahlungsströme bei 0/10 und 10/10 Bewölkung. Es bedeuten G die Globalstrahlung, R die reflektierte Globalstrahlung, E die langwellige Ausstrahlung, A die langwellige Einstrahlung und B die Gesamtstrahlungsbilanz.

Fig. 2: Mean diurnal fluctuation of radiation fluxes at 0/10 and 10/10 cloudiness. G global radiation, E outgoing long-wave radiation, A incoming long-wave radiation and B net radiation balance.

abnimmt. Abb. 2 zeigt die mittleren Tagesgänge der Strahlungsströme bei 0/10 und 10/10 Bewölkung. Bei 10/10 Bewölkung ist die langwellige Einstrahlung etwa gleich groß wie die langwellige Ausstrahlung, wobei kein signifikanter Tagesgang auftritt. Der Tagesgang der Gesamtstrahlungsbilanz bei 10/10 Bewölkung ist verflacht und zeigt kaum negative Werte. Im Gegensatz dazu zeigt die Gesamtstrahlungsbilanz bei 0/10 Bewölkung einen ausgeprägteren Tagesgang und ergibt während der Zeit niedrigen Sonnen-

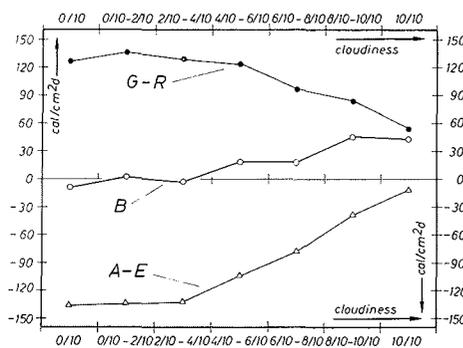


Abb. 3: Abhängigkeit der Strahlungsbilanz von der Bewölkung. Es bedeuten G-R die kurzwellige Strahlungsbilanz, A-E die langwellige Strahlungsbilanz und B die Gesamtstrahlungsbilanz.

Fig. 3: Dependence of the radiation balances on the cloudiness. G-R short-wave radiation balance, A-E long-wave radiation balance and B net radiation balance.

standes (16.00—5.00 TST) negative Werte. Dies bewirkt eine kleinere Tagessumme der Gesamtstrahlungsbilanz bei 0/10 Bewölkung als bei 10/10. Noch deutlicher wird dieser Effekt durch Abb. 3 gezeigt, in der die mittleren Tagessummen der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz sowie der Gesamtstrahlungsbilanz in Abhängigkeit von der Bewölkung dargestellt sind. Die Zunahme der langwelligen Strahlungsbilanz mit der Bewölkung vermag die Abnahme der kurzwelligen Strahlungsbilanz mehr als auszugleichen. Dieser Effekt der Zunahme der Gesamtstrahlungsbilanz mit der Bewölkung bezogen auf Tagessummen, kann im Sommer allerdings nur bei hoher Albedo auftre-

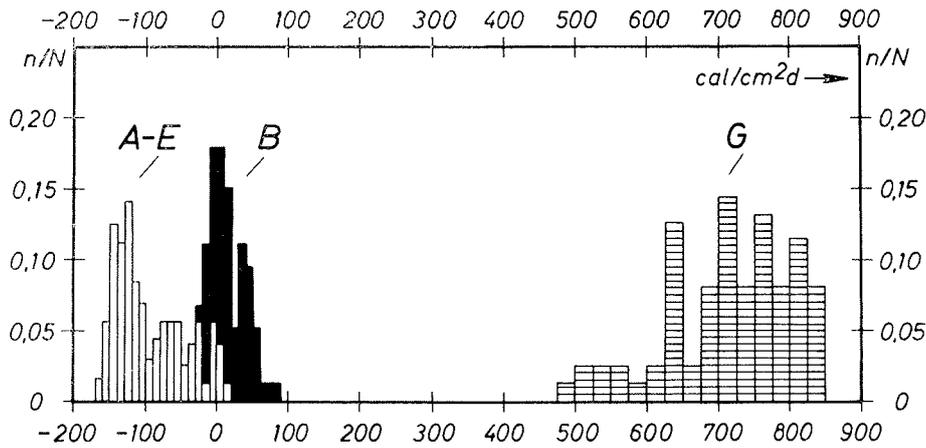


Abb. 4: Häufigkeitsverteilung ( $n/N$ ) der Tagessummen der Globalstrahlung (G), der langwelligen Strahlungsbilanz (A-E) und der Gesamtstrahlungsbilanz (B).

Fig. 4: Frequency distribution ( $n/N$ ) of the daily totals of incoming short-wave radiation (G), of the long-wave radiation balance (A-E), and net radiation balance (B).

ten und wurde bereits in einer früheren Arbeit als Strahlungsparadoxon ausführlich diskutiert (W. Ambach 1974). Abb. 4 gibt ein Histogramm der Wertebereiche der Tagessummen der Globalstrahlung, der langwelligen Strahlungsbilanz und der Gesamtstrahlungsbilanz. Es ist eindrucksvoll zu sehen, daß sich die häufigsten Werte der Tagessummen der Gesamtstrahlungsbilanz um den Wert Null  $\text{cal/cm}^2\text{d}$  gruppieren, obwohl sehr hohe Tagessummen der Globalstrahlung vorliegen. Wegen der hohen Albedo vermögen sich die kurzwellige und die langwellige Strahlungsbilanz annähernd auszugleichen.

## 2.2. Konvektiv transportierte Energieströme: Fühlbarer und latenter Wärmestrom

Die Energieströme der fühlbaren und latenten Wärme wurden auf konventionelle Weise ermittelt: 4 Windwegmesser in logarithmischer Vertikalverteilung bis ca. 250 cm Höhe dienten zur Erfassung des Windprofils, strahlungsgeschützte Platinwiderstandsthermometer und Pernix-Harfen in zwei Höhen zur Erfassung des Temperatur- bzw. Dampfdruckgradienten. Die Berechnung der fühlbaren und latenten Wärmeströme erfolgte mit dem Prandtl'schen Ansatz unter Voraussetzung von logarithmischen Vertikalprofilen der Windgeschwindigkeit, der Temperatur und des Dampfdruckes. Abb. 5 gibt für einzelne Tage das logarithmische Höhenprofil der Windgeschwindigkeiten und bestätigt

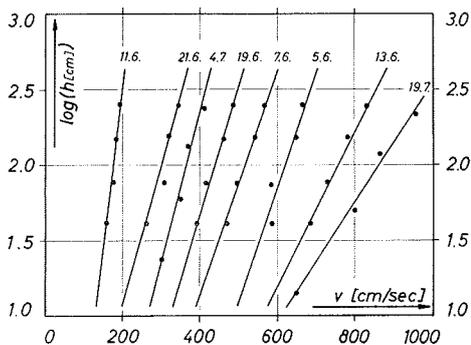


Abb. 5: Tagesmittel der Windgeschwindigkeiten in vier Höhen in halblogarithmischer Darstellung. Ausgewählte Beispiele.

Fig. 5: Daily means of wind velocities at four different levels in semi-logarithmic representation. Selected examples.

die zur Berechnung des Austauschkoeffizienten gemachte Annahme einer höhenkonstanten Schubspannungsgeschwindigkeit. Wegen der vorherrschenden starken katabatischen Winde aus östlichen Richtungen, die vom zentralen Teil des Inlandeises gegen die Westküste strömen, treten nur in seltenen Fällen Schwierigkeiten wegen Verstrah-

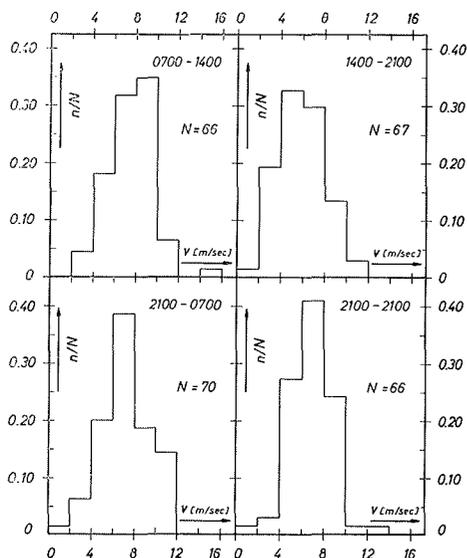


Abb. 6: Häufigkeitsverteilung ( $n/N$ ) der mittleren Windgeschwindigkeit (ca. 250 cm Höhe) in den Zeitabschnitten 07–14, 14–21, 21–07 und 21–21 Uhr.  $N$  = Gesamtanzahl für die gesamte Periode.  
 Fig. 6: Frequency distribution ( $n/N$ ) of the mean wind velocity (approx. 250 cm above surface) during the time intervals of 07–14, 14–21, 21–07 and 21–21 hours.  $N$  = total number covering the entire period.

lung der Meßfühler auf. Abb. 6 zeigt eine Statistik von gemessenen Windgeschwindigkeiten für vier verschiedene Tagesabschnitte. Für den Zeitabschnitt 07.00 bis 14.00 LST liegt der häufigste Wert der Windgeschwindigkeit zwischen 8 und 10 m/s, für den Zeitabschnitt 14.00 bis 21.00 LST in der wesentlich niedrigeren Klasse von 4 bis 6 m/s. Die Mittelwerte der Windgeschwindigkeiten über die gesamte Meßperiode in den vier

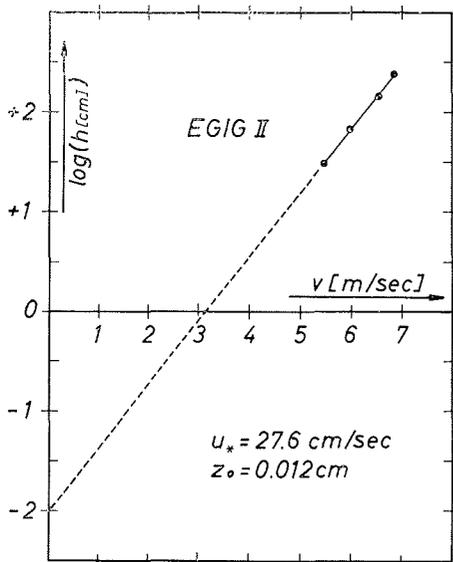


Abb. 7: Mittelwerte der Windgeschwindigkeiten in vier Höhen in halblogarithmischer Darstellung für die gesamte Meßperiode.  $u_*$  = Schubspannungsgeschwindigkeit,  $z_0$  = Rauigkeitsparameter.  
 Fig. 7: Mean values of wind velocities at four different altitudes in semi-logarithmic representation for the entire period of measurements.  $u_*$  = friction velocity,  $z_0$  = roughness parameter.

verschiedenen Höhen erfüllen befriedigend das logarithmische Profil (Abb. 7). Daraus erhält man für die Schubspannungsgeschwindigkeit den Mittelwert 27.6 cm/s und für den Rauigkeitsparameter den Mittelwert 0.012 cm. Der gemessene Rauigkeitsparameter für die Schneeoberfläche ist um mehr als eine Zehner-Potenz kleiner als jener einer Eisoberfläche im Ablationsgebiet des Grönländischen Inlandeises ( $z_0 = 0.221$  cm, W. Ambach 1963).

Abb. 8 zeigt den zeitlichen Verlauf der zur Berechnung des fühlbaren und latenten Wärmestromes erforderlichen Meßgrößen. Eine Korrektur wegen nicht adiabatischer

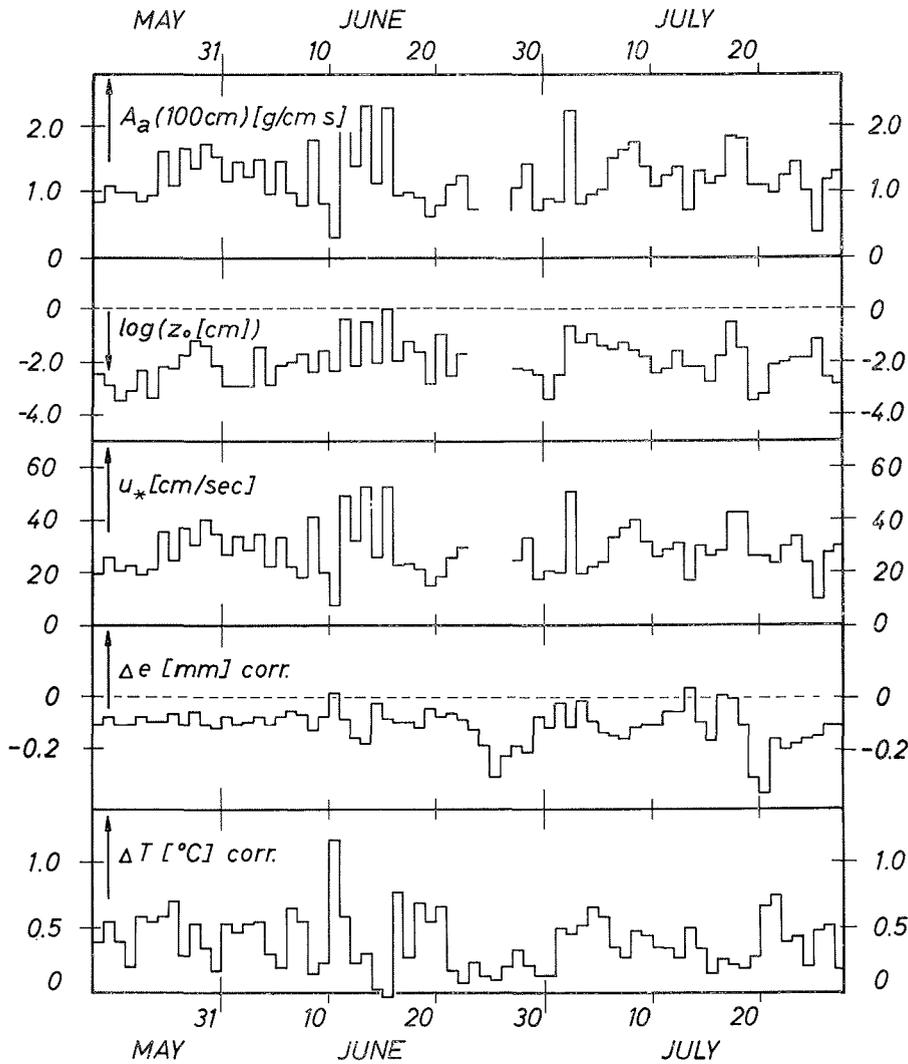


Abb. 8: Zeitlicher Verlauf der Tagesmittelwerte des Austauschkoefizienten bei adiabatischer Schichtung in 100 cm Höhe ( $A_a$ ), des Logarithmus des Rauigkeitsparameter ( $\log z_0$ ), der Schubspannungsgeschwindigkeit ( $u_*$ ), der Dampfdruckdifferenz ( $\Delta e$ ) in den Höhen 200 cm und 10 cm und der Temperaturdifferenz ( $\Delta T$ ) in den Höhen 200 cm und 10 cm. Corr. = auf systematische Fehler korrigiert.

Fig. 8: Daily mean values of Austausch coefficients in adiabatic stratification at 100 cm above surface ( $A_a$ ), logarithm of the roughness parameter ( $\log z_0$ ), friction velocity ( $u_*$ ), vapor pressure difference ( $\Delta e$ ) at 200 cm and 10 cm, and temperature difference ( $\Delta T$ ) at 200 cm and 10 cm versus time. Corr. = corrected for systematic errors.

Schichtung war bei der Berechnung des Austauschkoeffizienten nicht erforderlich. Die Differenzwerte des Dampfdruckes ( $\Delta e$ ) und der Lufttemperatur ( $\Delta T$ ) beziehen sich auf die mittleren Höhen 10 cm und 200 cm. Als Mittelwert über die gesamte Meßperiode, erhält man für den fühlbaren Wärmestrom  $+ 31.2 \text{ cal/cm}^2\text{d}$  und für den latenten Wärmestrom  $- 25.7 \text{ cal/cm}^2\text{d}$ . Die zwei Wärmeströme kompensieren sich innerhalb der Meßperiode weitgehend. Die Auswertung für Einzeltage zeigt an 67 Tagen den Fall der Verdunstung und an nur 3 Tagen den Fall der positiven Sublimation.

### 2. 3. Schneetemperaturen

Mit Hilfe von Platinthermometern wurden die Schneetemperaturen bis 6 m Tiefe registriert. Die Änderung des Temperaturprofils während der Meßperiode ist in Abb. 9, der zeitliche Verlauf der Schneetemperaturen in Abb. 10 dargestellt. Das an der Oberfläche ausgelegte Thermometer gibt zeitweise durch Strahlungsfehler bedingte Übertemperaturen, die hier nicht korrigiert wurden. Aus den Temperaturprofilen (Abb. 9) wurde mit Hilfe von Dichtemessungen die zur Erwärmung der Schneeschichten verbrauchte Energie

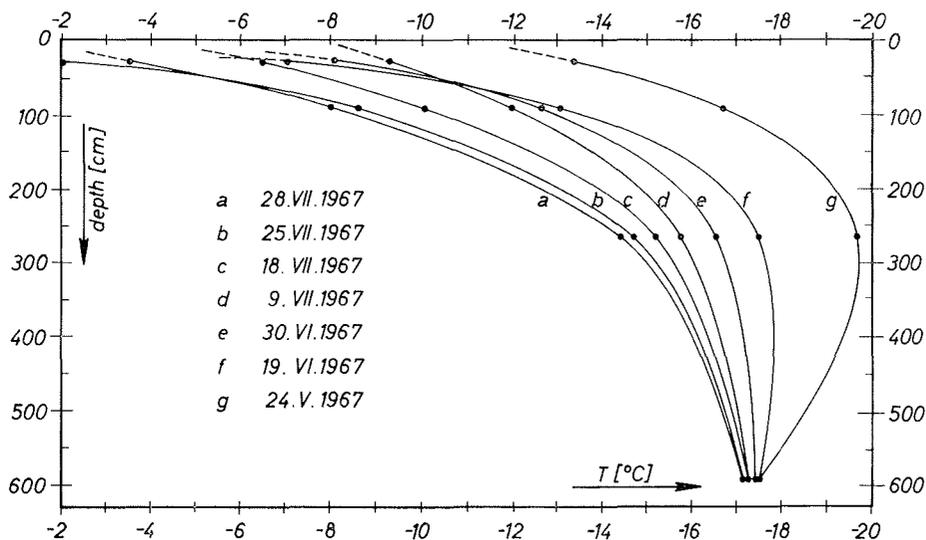


Abb. 9: Vertikale Temperaturtiefenprofile in der Schneedecke zu den angegebenen Zeiten.  
Fig. 9: Vertical temperature depth profiles in the snow cover at the indicated times.

berechnet. Für die Meßperiode vom 24. Mai bis 28. Juli 1967 ergibt sich ein Energieverbrauch von insgesamt nur  $673 \text{ cal/cm}^2$ . In der kurzen Periode vom 17. Juli bis 26. Juli 1967 trat an der Oberfläche fallweise Schmelzung auf, wobei an einem Tag ein freier Wassergehalt von 7 Vol. % als Maximalwert gemessen wurde. Die Messung des freien Wassergehalts erfolgte auf dielektrischem Wege (Ambach, W. und F. Howorka 1966). Es kann mit Sicherheit angenommen werden, daß durch Wiederfrieren des Schmelzwassers die entsprechende Wärmemenge täglich wieder der Schneedecke zugeführt wurde, so daß sich dieser Energiebetrag in der täglichen Wärmebilanz aufhebt und nicht berücksichtigt werden muß.

### 2. 4. Wärmebilanz

Die Wärmebilanz aus den Strahlungsströmen, dem fühlbaren und latenten Wärmestrom, sowie aus der für die Schnee-Erwärmung verbrauchten Energie ergibt, umgerechnet auf die

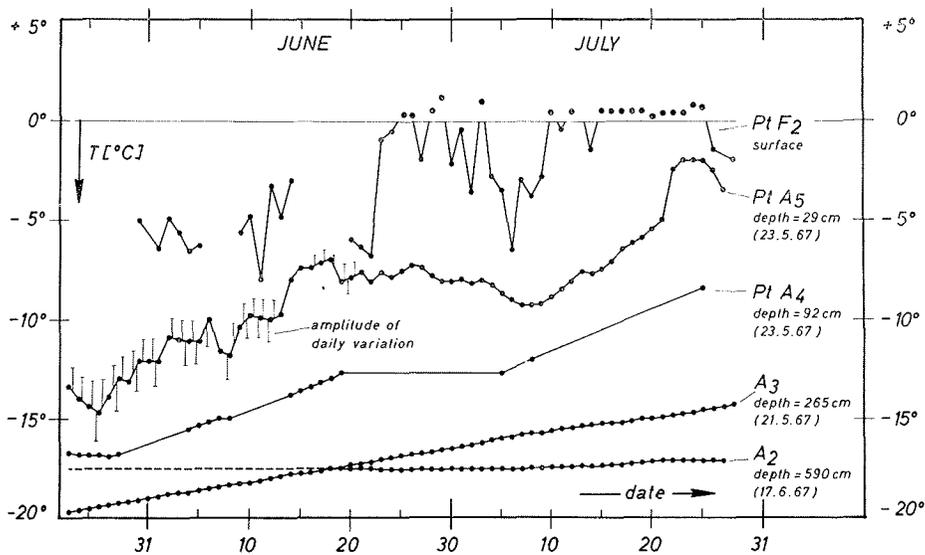


Abb. 10: Zeitlicher Verlauf der Schneetemperatur in verschiedenen Tiefen. Meßfühler Pt F2 an der Oberfläche zeitweise verstrahlt (nicht korrigiert). Tageszeitliche Temperaturwelle beim Meßfühler Pt A5 durch Balken dargestellt.

Fig. 10: Snow temperature at various depths versus time. Temperature sensor Pt F2 at the surface intermittent with radiation error (not corrected). Daily temperature amplitude of the measuring sensor Pt A5 presented by bars.

Einheit  $\text{cal/cm}^2\text{d}$ , die in Tab. 1 angeführten Werte. Die Summe der Tagesmittel aller Energiequellen ergibt  $+ 1228 \text{ cal/cm}^2\text{d}$ , jene der Energiesenken  $- 1220 \text{ cal/cm}^2\text{d}$ . Die Differenz von  $8 \text{ cal/cm}^2\text{d}$  liegt innerhalb der Meßgenauigkeit. Das Charakteristische der vorliegenden Ergebnisse ist, daß trotz des großen Energieangebotes von  $1228 \text{ cal/cm}^2\text{d}$  im Wärmehaushalt nur  $10 \text{ cal/cm}^2\text{d}$  für die Schnee-Erwärmung umgesetzt werden können.

cal/cm <sup>2</sup> d	Energiequelle	Energiesenke
	+ 714	— 608
Kurzwellige Einstrahlung		
Reflektierte kurzwellige Strahlung	+ 483	— 576
Langwellige Einstrahlung		
Langwellige Ausstrahlung	+ 31	— 26
Fühlbare Wärme		
Latente Wärme	—	— 10
Schnee-Erwärmung		
Schmelzung		
Summe	+ 1228	— 1220

Tab. 1: Wärmebilanz für Station Carrefour 13. Mai — 28. Juli 1967.

Tab. 1: Heat-balance for Station Carrefour, May 13 — July 28, 1967.

Dasselbe Ergebnis haben bereits andere Autoren bei Meßserien im Sommer in der Antarktis, in der kanadischen Arktis und am Grönländischen Inlandeis erhalten. In Tab. 2 wurden vergleichsweise Ergebnisse von Wärmehaushaltsstudien einer nicht schmelzenden Schneeoberfläche zusammengestellt, die in Sommermonaten gemessen wurden und somit mit dem vorliegenden Ergebnis vergleichbar sind. Nicht in allen Fällen wurden jedoch sämtliche Wärmeströme unabhängig voneinander gemessen. Vielfach wurde der konvektive Anteil als Restglied aus der Wärmebilanz ermittelt, da die Meßgenauigkeit zur Bestimmung des latenten Wärmestromes höchstens  $\pm 10 \text{ cal/cm}^2\text{d}$

beträgt. Das Charakteristische der in Tab. 2 angegebenen Werte ist, daß in jedem Falle nur ein absolut kleiner Energiebetrag zur Erwärmung der Schnee- bzw. Eisschichten aufgewendet werden kann, da sowohl die Gesamtstrahlungsbilanz als auch die konvektiv zugeführten Energieströme klein sind.

Station	Gesamtstrahlungsbilanz	Fühlbarer Wärmestrom	Latenter Wärmestrom	Schnee- und Eiserwärmung	Autor
Devon Island, 62° N, 83° W Ice Cap Station 1320 mNN 29. Mai — 3. Juli 1962	+ 32	+ 12	— 13	— 22 (a)	B. Holmgren 1971 a
Devon Island, 62° N, 83° W Ice Cap Station 1320 mNN 4. Juni — 8. August 1963	+ 14	+ 16	— 12	— 19 (a)	B. Holmgren 1971 a
Grönland, 69° 49' N, 47° 26' W Station Carrefour 1850 mNN 13. Mai — 28. Juli 1967	+ 13	+ 31	— 26	— 10 (b)	W. Ambach, vorliegende Arbeit
Grönland Site 2, 2300 mNN 25. Juli — 6. August 1955	+ 10		— 2 (c)	— 8	M. Diamond, R. W. Gerdel 1956
Antarktis, Maudheim 71° 03' S, 10° 56' W, 37 mNN Dezember	+ 27		+ 14 (d)	— 41	G. H. Liljequist 1957
South Pole Station 90° S, 2800 mNN 22. September — 21. März 1958	— 17		+ 24 (c)	— 7	K. J. Hanson, M. J. Rubin 1962
Antarktis, Mirnyi 67° S, 93° E, 35 mNN November — Dezember 1957	+ 57 (e)	+ 29.5	— 83 (d)	— 3.5	J. D. Kopanev 1960

(a) Beitrag durch Wärmeleitung in 10 m Tiefe und Beitrag durch frierenden Regen nicht enthalten.

(b) Anteil der Wärmeleitung in 6 m Tiefe vernachlässigbar.

(c) Fühlbarer und latenter Wärmestrom als Restglied der Wärmebilanz ermittelt.

(d) Latenter Wärmestrom als Restglied der Wärmebilanz ermittelt.

(e) Berechneter Wert.

Tab. 2: Vergleich von Ergebnissen im Wärmehaushalt von kalten Schneeoberflächen bei sommerlichen Bedingungen. Energieströme in cal/cm<sup>2</sup>d. Positive Werte Energiequellen, negative Werte Energiesenken.

Tab. 2: Comparison of results of heat balance of cold snow surfaces with summer conditions. Energy flux in cal/cm<sup>2</sup>d. Positive values energy sources, negative values energy sinks.

### 3. ZUR THERMISCHEN STABILITÄT EINER KALTEN SCHNEEOBERFLÄCHE

#### 3.1. Kompensation der Strahlungsströme und der konvektiven Wärmeströme

Im Hochsommer stehen einer Schneeoberfläche durch die kurzwellige und die langwellige Einstrahlung große Energiequellen zur Verfügung, die jedoch aus verschiedenen Gründen keine wesentlichen thermischen Zustandsänderungen (Erwärmung und Schmelzung) bewirken können. Zuzufolge der hohen Albedo kann von der Schneeoberfläche nur ein kleiner Bruchteil (14.9%) absorbiert werden. Die langwellige Einstrahlung wird durch die langwellige Ausstrahlung in fast allen Fällen überkompensiert, so daß sich im Endeffekt eine negative langwellige Strahlungsbilanz ergibt. Dieser Energiesenke steht im Strahlungshaushalt nur die kurzwellige Strahlungsbilanz als Energiequelle kompensierend gegenüber, so daß sich je nach Meßperiode und geographischer Lage für den Strahlungshaushalt insgesamt eine Energiequelle oder Energiesenke ergeben kann. Es kann eindrucksvoll gezeigt werden, daß — wie im vorliegenden Fall — trotz eines Maximalwertes der Tagessumme der Globalstrahlung von 850 cal/cm<sup>2</sup>d (8. 6. 1967) für die Gesamtstrahlungsbilanz nur — 5 cal/cm<sup>2</sup>d resultiert. Die Energiequellen im Strahlungshaushalt (kurz- und langwellige Einstrahlung) ergeben im vorliegenden Fall im Tagesmittel + 1197 cal/cm<sup>2</sup>d. Die Energiesenken im Strahlungshaushalt (reflektierte kurzwellige Strahlung und langwellige Ausstrahlung) ergeben — 1184

cal/cm<sup>2</sup>d, so daß für die Gesamtstrahlungsbilanz ein schwach positiver Wert von nur + 13 cal/cm<sup>2</sup>d resultiert.

Die durch die dynamische Konvektion ausgetauschten fühlbaren und latenten Wärmeströme wirken im vorliegenden Fall ebenfalls kompensierend, da der fühlbare Wärmestrom als Energiequelle und der latente Wärmestrom zufolge überwiegender Verdunstung als Energiesenke wirksam ist. Das Ergebnis, daß im konvektiven Anteil der Fall der Verdunstung überwiegt, kann durch Ergebnisse anderer Autoren aus Messungen mit Verdunstungsschalen bestätigt werden. Die von M. de Quervain (1969) so ermittelten Verdunstungsraten im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Inlandeises sind in Abb. 11 dargestellt. Es zeigt sich, daß selbst bei Werten der relativen Feuchtigkeit von 80 bis 90 % Verdunstung auftritt.

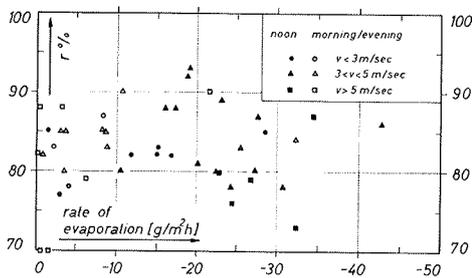


Abb. 11: Verdunstungsraten über einer kalten Schneeoberfläche in Abhängigkeit von der relativen Feuchtigkeit. Station Jarl-Joset, Grönländisches Inlandeis nach M. de Quervain (1969).

Fig. 11: Evaporation rates above a cold snow surface as dependent on the relative humidity. Jarl-Joset station, Greenland Ice Sheet according to M. de Quervain (1969).

Die kompensierende Wirkung der Strahlungsströme und der konvektiv ausgetauschten Wärme geht aus Tab. 1 hervor. Als Summe aller Energiequellen erhält man für die Meßperiode von 70 Tagen 86.000 cal/cm<sup>2</sup>d. Diese Energie würde genügen um eine Wasserschicht von 8.6 m Dicke oder eine Schneeschicht der Dichte 0.4 g/cm<sup>3</sup> von 43 m um 100° C zu erwärmen. In Wirklichkeit stehen jedoch zur Schnee-Erwärmung insgesamt nur 673 cal/cm<sup>2</sup>d zur Verfügung, was weniger als 1 % von 86.000 cal/cm<sup>2</sup>d entspricht.

### 3.2 Kompensation von Störungen im Wärmehaushalt

Die thermische Stabilität der kalten Schneeschichten ergibt sich nicht nur durch die Kompensation von Energieströmen. Zusätzlich ist ein Regelmechanismus in der Lage, bei kalten Schneeoberflächen relative Änderungen in den Energiequellen durch relative Änderungen in den Energiesenken so auszugleichen, daß eine thermische Stabilität resultieren kann. In Abb. 12 wird dieser Regelmechanismus an Hand von drei Beispielen besprochen. Bei der oberen Darstellung (Abb. 12a) wird angenommen, daß die Störung in Form von Verstärkung des einfallenden kurz- oder langwelligen Strahlungsstromes auftritt (+  $\Delta G$ , +  $\Delta A$ ). Zufolge der erhöhten absorbierten Energie kann sich die Schneeoberfläche erwärmen und der Sättigungsdampfdruck der Oberfläche steigt. Als Reaktion ergibt sich wegen der erhöhten Oberflächentemperatur eine vergrößerte langwellige Ausstrahlung und ein reduzierter fühlbarer Wärmestrom. Der erhöhte Sättigungsdampfdruck der Oberfläche bewirkt entweder verstärkte Verdunstung oder verminderte Kondensation (positive Sublimation). Wie Abb. 12a zeigt, wird in jedem Falle die Störung +  $\Delta G$ , +  $\Delta A$  durch die Reaktion -  $\Delta E$ , -  $\Delta Q_F$ , -  $\Delta Q_L$  vermindert.

Bei der mittleren Darstellung (Abb. 12b) wird angenommen, daß sich die Lufttemperatur erhöht, womit als Störung ein vergrößerter fühlbarer Wärmestrom auftritt. Der Regelmechanismus wirkt wiederum über eine erhöhte Oberflächentemperatur und eine Erhöhung des Sättigungsdampfdruckes mit einer vergrößerten langwelligen Ausstrahlung, verstärkter Verdunstung bzw. reduzierter Kondensation (positive Sublimation).

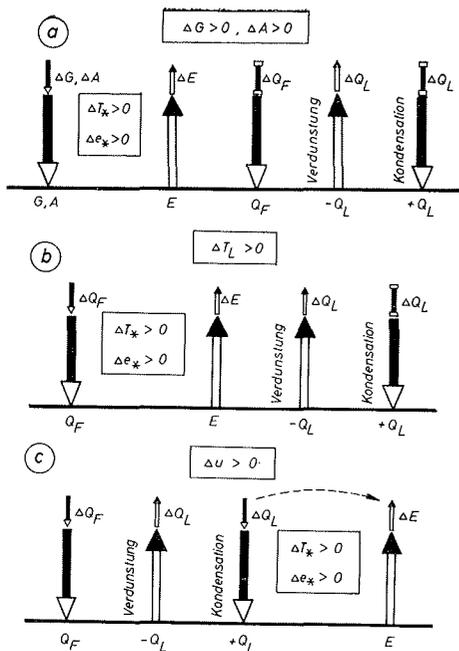


Abb. 12: Energieströme im Wärmehaushalt, symbolisierte Darstellung. Pfeile nach unten bedeuten Energiequellen, Pfeile nach oben Energiesenken. Änderungen der Energieströme sind durch zusätzliche Pfeile (Zunahme) und Balken (Abnahme) dargestellt. Es bedeuten G die kurzwellige Einstrahlung, A die langwellige Einstrahlung, E die langwellige Ausstrahlung,  $Q_F$  der fühlbare Wärmestrom und  $Q_L$  der latente Wärmestrom.  
a) Störung des Wärmehaushaltes durch Zunahme von G oder A ( $\Delta G, \Delta A > 0$ ).  
b) Störung des Wärmehaushaltes durch Zunahme der Lufttemperatur ( $\Delta T_L > 0$ ).  
c) Störung des Wärmehaushaltes durch Zunahme der Windgeschwindigkeit ( $\Delta u > 0$ ).  
Es bedeuten  $\Delta T_s$  und  $\Delta e_s$  Änderungen der Temperatur und des Sättigungsdampfdruckes an der Oberfläche.

Fig. 12: Energy fluxes in the heat balance, symbolic presentation. Downward arrows mean energy sources, upward arrows mean energy sinks. Changes in energy fluxes are marked by additional arrows (increase) and bars (decrease). G means short-wave incoming radiation, A long-wave incoming radiation, E long-wave outgoing radiation,  $Q_F$  sensible heat flux and  $Q_L$  latent heat flux.  
a) Disturbance of the heat balance by an increase in G or A ( $\Delta G, \Delta A > 0$ ).  
b) Disturbance of the heat balance by an increase in the air temperature ( $\Delta T_L > 0$ ).  
c) Disturbance of the heat balance by an increase in wind velocity ( $\Delta u > 0$ ).  
 $\Delta T_s$  and  $\Delta e_s$  are changes in temperature and saturation vapor pressure at the surface.

Bei der unteren Darstellung (Abb. 12c) wird als Störung eine vergrößerte Windgeschwindigkeit angenommen. Damit verstärkt sich der fühlbare und latente Wärmestrom unabhängig vom Vorzeichen des Dampfdruckgradienten. Im Falle der verstärkten Verdunstung ergibt sich bereits eine direkte Kompensation der Störung in den konvektiven Wärmeströmen durch  $+\Delta Q_F$  und  $-\Delta Q_L$ . Im Falle der Kondensation (positive Sublimation) ergibt sich vorerst eine zur Störung gleichsinnig verstärkte Kondensation, die der Regelmechanismus erst jetzt durch die Temperaturerhöhung der Oberfläche und der damit verbundenen verstärkten langwelligen Ausstrahlung kompensieren kann. Außerdem wird gleichzeitig durch die Erhöhung des Sättigungsdampfdruckes der Oberfläche die Kondensation (positive Sublimation) vermindert.

In den beiden letzten Beispielen (Abb. 12b und c) bewirkt die Temperatur der Schneeoberfläche auch eine Abnahme des Temperaturgradienten in den oberflächennahen Luftschichten, wodurch die Zufuhr von fühlbarer Wärme wieder vermindert wird. Es ist dies ein Regelmechanismus der unmittelbar, also nicht über andere Wärmeströme, kompensierend wirkt.

Einen unmittelbar durch Messungen bestätigten Beweis für die Wirksamkeit dieses Regelmechanismus hat B. Holmgren (1971 a) durch Bestimmung der tageszeitlichen Variation des fühlbaren und latenten Wärmestromes gegeben\*). Der fühlbare Wärmestrom zeigt in den Mittagsstunden den kleinsten Wert, der latente Wärmestrom (Verdunstung) den größten, wie dies auf Grund der Temperaturerhöhung der Oberfläche durch Strahlungsabsorption sein muß (B. Holmgren 1971 a, Fig. 11, p. 40—41). Bei dieser Beweisführung ist wesentlich, daß die tageszeitliche Variation der konvektiven Wärmeströme hauptsächlich durch die Variation des Temperaturgradienten geprägt ist. Dies geht direkt aus Messungen der Lufttemperaturen in zwei Niveaus hervor (B. Holmgren 1971 b, Fig. 12, p. 27).

\*) Die Perioden Juni 1962 und Juli 1963 sind auf Grund der Tab. 1, p. 7 wegen fehlender Schmelzung für diesen Beweis brauchbar.

### 3.3. Numerische Abschätzung zum Regelmechanismus

Für die vorliegende Meßperiode in Carrefour wird im Folgenden eine numerische Abschätzung der Änderungen der Energieströme bei einer aufgeprägten Erhöhung der Oberflächentemperatur von  $1^{\circ}\text{C}$  durchgeführt.

#### Langwellige Ausstrahlung:

Bei einer Erhöhung der Oberflächentemperatur um  $1^{\circ}\text{C}$  vergrößert sich die langwellige Ausstrahlung nach dem Stefan-Boltzmann'schen Gesetz um  $9.6\text{ cal/cm}^2\text{d}$ .

#### Fühlbarer Wärmestrom:

Erhöht sich die Temperatur an der Oberfläche (bzw. an der quasi-laminaren Grenzschichte), so wird der Temperaturgradient vermindert. Bei einer Verminderung des Temperaturunterschiedes um  $1^{\circ}\text{C}$  zwischen der Oberfläche und einem Bezugsniveau (z. B. 200 cm Höhe) wird unter den in der Meßperiode gegebenen Bedingungen der dynamischen Konvektion (Schubspannungsgeschwindigkeit  $27.6\text{ cm/s}$ ) der fühlbare Wärmestrom um  $26\text{ cal/cm}^2\text{d}$  reduziert. Für den Rauigkeitsparameter des Temperaturprofils wurde dabei  $10^{-2}\text{ cm}$  angenommen. Bei Annahme eines Rauigkeitsparameters von  $10^{-5}\text{ cm}$  reduziert sich der fühlbare Wärmestrom um  $15\text{ cal/cm}^2\text{d}$ .

#### Latenter Wärmestrom:

Erhöht sich die Oberflächentemperatur um  $1^{\circ}\text{C}$ , so erhöht sich gleichzeitig der Sättigungsdampfdruck in der quasi-laminaren Grenzschichte entsprechend. Zur numerischen Abschätzung werden die für die Meßperiode gültigen Mittelwerte angenommen:

Lufttemperatur in 200 cm Höhe:	$-7^{\circ}\text{C}$
Relative Feuchtigkeit:	$85\%$
Anstieg der Oberflächentemperatur:	$1^{\circ}\text{C}$

Bei den gegebenen Bedingungen der dynamischen Konvektion während der Meßperiode (Schubspannungsgeschwindigkeit  $27.6\text{ cm/s}$ ) erhält man eine Erhöhung des latenten Wärmestromes (Verdunstung) um  $15\text{ cal/cm}^2\text{d}$  im Sinne einer verstärkten Verdunstung.

Für den Rauigkeitsparameter des Dampfdruckprofils wurde dabei der Wert  $10^{-2}\text{ cm}$  angenommen. Bei einem Rauigkeitsparameter von  $10^{-5}\text{ cm}$  für das Dampfdruckprofil ergibt sich eine Zunahme des latenten Wärmestromes (Verdunstung) um  $9\text{ cal/cm}^2\text{d}$ .

Bei dieser Abschätzung wurde die Gültigkeit der logarithmischen Wind-, Temperatur- und Dampfdruckprofile zwischen dem Bezugsniveau 200 cm und der quasi-laminaren Grenzschichte vorausgesetzt. Für die Dicke der quasi-laminaren Grenzschichte im Windprofil wurde der gemessene Wert  $0.012\text{ cm}$ , für den Rauigkeitsparameter des Temperatur- und Dampfdruckprofils vergleichsweise  $10^{-2}\text{ cm}$  und  $10^{-5}\text{ cm}$  verwendet.

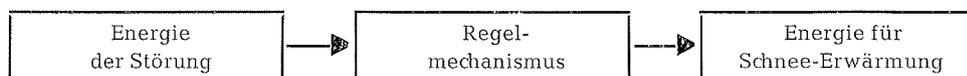
Für den Wärmehaushalt von Schneeoberflächen ist nun von entscheidender Bedeutung, daß der besprochene Regelmechanismus bei Erreichen der Schmelztemperatur nicht mehr funktionieren kann. In diesem Fall bleibt die Oberflächentemperatur konstant und eine vergrößerte Energiequelle wird zur Schmelzung verbraucht. Mit Einsetzen der Schmelzung nimmt die Albedo der Oberfläche durch Zunahme des freien Wassers im Schnee ab, so daß die Absorption von kurzwelliger Strahlung und damit auch die Schmelzung zunimmt. Darin ist die Bedeutung der Schneetemperatur von  $0^{\circ}\text{C}$  im Wärmehaushalt klar ersichtlich.

Ein ähnlicher Regelmechanismus wie bei einer kalten Schneeoberfläche im Sommer ist übrigens auch bei fehlender kurzwelliger Einstrahlung sowie bei nicht schneebedeck-

tem Boden wirksam. Beispielsweise hat M. Kuhn et al. (1975) darauf hingewiesen, daß sich in der antarktischen Dunkelperiode die Lufttemperatur mit einer Rate von nur  $-6.2^{\circ}\text{C}$  in 100 Tagen langsam abkühlt, wobei derselbe Betrag für die Abkühlungsrate der Schneeoberfläche angenommen werden kann.

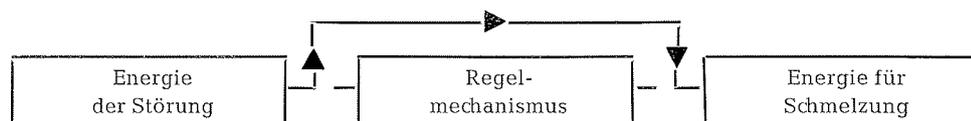
Das umfassende Prinzip für diesen hier beschriebenen Regelmechanismus ist selbstverständlich der 2. Hauptsatz der Thermodynamik, durch den auch ausgedrückt wird, daß sich Temperaturunterschiede in der Natur von selbst ausgleichen. Der Wärmehaushalt einer kalten und einer schmelzenden Oberfläche reagiert jedoch markant unterschiedlich. Dieser Unterschied wird hier nochmals durch ein vereinfachtes Modell dargestellt.

Im Falle einer kalten Oberfläche gilt:



Der Energieverbrauch zur Schnee-Erwärmung ist dabei kleiner als die Energie der aufgeprägten Störung. Die Störung wirkt sich geschwächt auf eine Temperaturänderung der Schneeschichten aus.

Im Falle einer schmelzenden Oberfläche gilt:



Der Energieverbrauch für Schneeschmelzung ist gleich groß wie die Energie der Störung. Die Störung wirkt sich mit vollem Betrag auf die Schmelzung aus. Der Regelmechanismus zur Dämpfung der Störung ist ausgeschaltet.

Dem Fonds zur Förderung wissenschaftlicher Forschung wird für die Unterstützung der Auswertarbeiten bestens gedankt. Ebenfalls gilt mein Dank Herrn G. Markl für die Mitarbeit bei den Feldarbeiten, sowie Herrn P. Quehenberger und Frau J. Conen für die Hilfe bei der Auswertung.

#### L i t e r a t u r

- A m b a c h, W. (1963): Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablationszone des Grönländischen Inlandeises; Meddelelser om Grønland, Bd. 174, No. 4, 1—311, EGIG 1957—1960, Vol. 4, No. 4.
- A m b a c h, W. (1974): On the influence of cloudiness on the net radiation balance of snow surface with high albedo; Journal of Glaciology, Vol. 13, No. 67, 73—84.
- A m b a c h, W. (1975): Untersuchungen zum Energieumsatz in der Akkumulationszone des Grönländischen Inlandeises, eingereicht: Meddelelser om Grønland.
- A m b a c h, W. and F. H o w e r k a (1966): Avalanche activity and free water content of snow at Obergurgl (1980 masl) spring 1962; IASH, Publ. No. 69, International Symposium on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches, 65—72.
- D i a m o n d, M. and R. W. G e r d e l (1956): Radiation measurements on the Greenland Ice Cap; S. I. P. R. E. Research Report 19.
- H a n s o n, K. J. and M. J. R u b i n (1962): Heat exchange at the snow-air interface at the South-Pole; Journal of Geophysical Research 67, 3415—3424.
- H o i n k e s, H. C. (1964): Glacial Meteorology; Research in Geophysics, Vol. II, Ed. H. Odishaw, MIT-press.
- H o l m g r e n, B. (1971 a): Climate and energy exchange on a subpolar ice cap in summer; Arctic Institute of North America, Devon Island Expedition 1961—1963, Part F, On the Energy exchange of the snow surface at ice cap station, Meteorologiska Institutionen, Uppsala Universitet, Meddelande No. 112.
- H o l m g r e n, B. (1971 b): Climate and energy exchange on a subpolar ice cap in summer; Arctic Institute of North America, Devon Island Expedition 1961—1963, Part A, Physical Climatology, Meteorologiska Institutionen, Uppsala Universitet, Meddelande No. 112.
- K o p a n e v, J. D. (1960): Snow cover of the Antarctic; Hydrometeorological Service, Leningrad, zitiert nach H. C. Hoinkes, 1964, Glacial Meteorology; Research in Geophysics, Vol. II, Ed. H. Odishaw, MIT-press.

- Kuhn, M. H., A. J. Riordan and I. A. Wagner (1975): The climate of Plateau Station, Climate of the Arctic; Ed. G. Weller and S. Bowling, Geophysical Inst. of Univ. of Alaska, Fairbanks, 24. Alaska Science Conference, 1973, 255—267.
- Liljequist, G. H. (1957): Energy exchange of an Antarctic snow field, wind structure in the low layer; Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949—1952, Scientific Results, Vol. II.
- Quervain, M. de (1969): Schneekundliche Arbeiten der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition (Nivologie), Meddelelser om Grönland, Bd. 177, No. 4, EGIG 1957—1960, Vol. 5, No. 1.