

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 187 • Nr. 7

EXPÉDITION GLACIOLOGIQUE INTERNATIONALE AU GROENLAND

E.G.I.G. 1967–1968 Vol. 4 No. 7

UNTERSUCHUNGEN ZUM
ENERGIEUMSATZ
IN DER AKKUMULATIONSZONE
DES GRÖNLÄNDISCHEN INLANDEISES

VON

WALTER AMBACH

MIT 17 ABBILDUNGEN UND 11 TABELLEN



Nyt Nordisk Forlag Arnold Busck

København 1977

ISBN 87-17-02375-0

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

Inhalt

Abstract	4
Résumé	4
Zusammenfassung	5
Vorwort	6
 1. Fühlbarer und latenter Wärmestrom	
1.1. Instrumentierung	8
1.2. Windgeschwindigkeiten	9
1.3. Schubspannungsgeschwindigkeit und Rauigkeitsparameter	16
1.4. Temperatur- und Dampfdruckgradienten in der bodennahen Luftschicht..	22
1.5. Vergleichsmessungen des latenten Wärmestromes mit Hilfe von »Verdampfungsschalen«	26
1.6. Ergebnisse des fühlbaren und latenten Wärmestromes	28
1.7. Diskussion	29
1.8. Abschätzung des fühlbaren und latenten Wärmestromes unter Verwendung der Temperatur und des Sättigungsdruckes in der quasilaminaren Grenz- schicht	30
1.9. Abschätzung des latenten Wärmestromes aus Verdunstungsmessungen von M. de Quervain	32
1.10. Schlußfolgerung	35
 2. Messungen in der Schneedecke	
2.1. Instrumentierung	36
2.2. Schneedichten	38
2.3. Schnee-Erwärmung	39
2.4. Jahresrücklagen	40
2.5. Freier Wassergehalt der Schneedecke	41
2.6. Schlußfolgerungen	44
 Literaturverzeichnis	45

Abstract

1 Flux of sensible and latent heat

Estimations of the convective heat fluxes and results of measurements in the snow cover of Carrefour station (1850 m a.s.l.) situated in the accumulation area of the Greenland Ice Cap are described for the period between the middle of May and end of July 1967.

Wind velocities measured up to a height of 250 cm on average satisfy very well the logarithmic wind profile. The following mean values were obtained: friction velocity 27,6 cm/sec and roughness parameter 0,012 cm.

The gradients of air temperature and vapor pressure are taken from records of air temperature and water vapor pressure with allowance for systematic errors.

Because of considerable difficulties of measuring the sensible and latent heat fluxes above a non-melting snow surface, these heat fluxes were estimated by three different techniques (gradient measurements, heat balance equation, saturation vapor pressure of the surface). The results within the error limit show satisfactory agreement. Owing to the prevailing influence of evaporation in the latent heat flux, latent heat flux and sensible heat flux almost compensate (sum: + 5,5 cal/cm² d; sensible heat flux: + 31,2 cal/cm² d; latent heat flux: - 25,7 cal/cm² d).

2 Measurements in the snow cover

Measurements of temperature fluctuations in the snow cover showed the daily amount of energy required for raising the snow temperature to be small: 10 cal/cm² d. Surface melting takes place over a period of only a few days, with the free water content of the layer beneath the surface increasing up to 7 % by volume.

Running-off melt water may be definitely excluded. The water equivalents of the annual net accumulation between 1967 and 1948 were determined from two cores by analyzing the $\delta(^{18}\text{O})$ values, the tritium content, and the gross beta activity.

The mean of the annual net accumulation in this period varies between 40 and 90 g/cm² (mean value: 57 g/cm² a). Despite the high values of incoming short-wave radiation of more than 800 cal/cm² d, radiation fluxes and convective processes change the energy state (temperature and free water content) of the snow cover over a summer period only very little.

Résumé

1 Flux de la chaleur sensible et latente

Voilà une description des résultats du flux de la chaleur convective pour une période de la moitié du mois de mai jusqu'à la fin du mois de juillet 1967. Les résultats se réfèrent à la station de Carrefour (1850 m altitude) dans la région d'accumulation de l'Indlandsis au Groenland.

Les vitesses du vent, mesurées jusqu'à une altitude de 250 cm correspondent en moyenne très bien au profil d'altitude logarithmique. Les valeurs moyennes de

la vitesse de friction s'élèvent à 27,6 cm/sec. et le paramètre de rugosité à 0,012 cm. En prenant en considération les défauts systématiques les gradients de la température et de la pression de la vapeur furent indiqués suivant les enregistrements de la température atmosphérique et de la pression de la vapeur.

Etant donné de la grande difficulté technique de mesurer les fluxes de la chaleur sensibles et latentes au-dessus d'une couche de neige non-fondante on employait les trois techniques différentes: mesurage du gradient, l'équation pour la balance de la chaleur, pression de la vapeur de saturation à la surface. Après avoir pris en considération les limites des défauts, nous constatons un accord satisfaisant entre les résultats. Par suite de l'influence prédominante de l'évaporation dans le flux de la chaleur latente, nous avons trouvé une compensation presque totale entre le flux de la chaleur latente et le flux de la chaleur sensible (Somme: + 5,5 cal/cm² d; flux de la chaleur sensible: + 31,2 cal/cm² d; flux de la chaleur latente: - 25,7 cal/cm² d).

2 Mesurages dans la couche de neige

Suivant les mesurages des changements de la température dans la couche de neige l'énergie de 10 cal/cm², nécessaire pour une augmentation de la température de neige, est peu considérable. La surface se fond seulement pour une période de quelques jours, la teneur en eau libre dans la couche près de la surface augmente jusqu'à 7 % de volume. Nous pouvons éliminer la supposition d'un écoulement de l'eau fondante. Grâce aux analyses de la valeur $\delta(^{18}\text{O})$, de la teneur en tritium et de l'activité totale de bêta on pouvait déterminer par deux sondages les équivalents de l'eau pour une accumulation nette par an de 1967 jusqu'à 1948. Pour cette période l'épaisseur moyenne de l'accumulation nette par an varie entre 40 et 90 g/cm² a (valeur moyenne: 57 g/cm² a). Malgré les valeurs élevées de la radiation à ondes courtes de plus de 800 cal/cm² d les fluxes de la radiation et les processus convectifs ne provoquent qu'un changement peu considérable de la balance d'énergie (température, teneur en eau libre) dans la couche de neige pendant une période d'été.

Zusammenfassung

1 Fühlbarer und latenter Wärmestrom

Für die Meßperiode von Mitte Mai bis Ende Juli 1967 werden für die Station Carrefour (1850 m Seehöhe) im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Inlandeises Abschätzungen der konvektiven Wärmeströme und Ergebnisse von Messungen in der Schneedecke mitgeteilt.

Die bis 250 cm Höhe gemessenen Windgeschwindigkeiten erfüllen im Mittel das logarithmische Höhenprofil sehr gut. Als Mittelwerte erhält man für die Schubspannungsgeschwindigkeit 27,6 cm/sec und für den Rauigkeitsparameter 0,012 cm. Aus Registrierungen der Lufttemperatur und des Dampfdruckes wurden nach Berücksichtigung von systematischen Fehlern die Gradienten der Temperatur und des Dampfdruckes angegeben.

Wegen der großen meßtechnischen Schwierigkeiten der Bestimmung des fühlbaren und latenten Wärmestromes über einer nicht schmelzenden Schneeoberfläche wurden diese Wärmeströme auf drei verschiedene Arten (Gradientmessungen, Wärmebilanzgleichung, Sättigungsdampfdruck der Oberfläche) abgeschätzt, wobei die Ergebnisse innerhalb der Fehlergrenzen befriedigende Übereinstimmung zeigen. Zufolge des überwiegenden Einflusses der Verdunstung im latenten Wärmestrom,

kompensieren sich der latente und der fühlbare Wärmestrom nahezu (Summe: $+ 5,5 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$; fühlbarer Wärmestrom: $+ 31,2 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$; latenter Wärmestrom: $- 25,7 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$).

2 Messungen in der Schneedecke

Messungen der Temperaturänderungen in der Schneedecke ergeben, daß der zur Schnee-Erwärmung verbrauchte Energiebetrag mit durchschnittlich $10 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ klein ist. Schmelzende Oberfläche tritt nur für eine kurze Periode von mehreren Tagen auf, wobei der freie Wassergehalt der oberflächennahen Schicht bis $7 \text{ Vol}\%$ ansteigt. Abfließendes Schmelzwasser kann mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Durch Analysen des $\delta(^{18}\text{O})$ Wertes, des Tritiumgehaltes und der Gesamt-Beta-Aktivität konnten aus zwei Kernbohrungen die Wasserwerte der Jahresrücklagen von 1967 bis 1948 bestimmt werden. Die mittlere Dicke der Rücklagenschicht beträgt ca 1 m/a , wobei in dieser Periode der Wasserwert der Jahresrücklage zwischen 40 und $90 \text{ g/cm}^2 \text{ a}$ schwankt (Mittelwert: $57 \text{ g/cm}^2 \text{ a}$). Trotz hoher Werte der kurzwelligen Einstrahlung von über $800 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ können Strahlungsströme und konvektive Prozesse den Energiezustand (Temperatur, freier Wassergehalt) der Schneedecke über eine sommerliche Periode nur in sehr geringem Maße ändern.

Vorwort

Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. H. HOINKES, Vorstand des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck und Herrn Dipl. Met. O. REINWARTH, Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften für die leihweise Überlassung von Geräten zu danken. Ferner gilt mein besonderer Dank den Expéditions Polaires Françaises (Direktor: P. E. VICTOR) für die vorzügliche technische Ausstattung des Lagers, Herrn Prof. Dr. F. STEINHAUSER, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien, für die Förderung der Beteiligung an der Expedition, dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Wien, für die finanzielle Unterstützung der Auswertarbeiten, sowie allen Helfern bei den Auswertarbeiten, insbesondere Herrn Mag. rer. nat. P. QUEHENBERGER. Nicht zuletzt gilt mein Dank Herrn G. MARKL, der mein Mitarbeiter während der Expedition war.

Die hauptsächliche Schwierigkeit der Bestimmung der Wärmebilanz eines polaren Akkumulationsgebietes besteht ohne Zweifel darin, daß sehr intensive Energieströme (z.B. kurzwellige Einstrahlung) beteiligt sind, jedoch kompensierende Effekte wirken und somit die energetischen Auswirkungen sehr gering sind (Erwärmung oder Schmelzen der Schneeschichten). Dieser kompensierende Effekt tritt sowohl bei den Strahlungsströmen im kurzwelligen und langwelligen Bereich auf, als auch bei den konvektiven Wärmeströmen (fühlbare und latente Wärme). Es scheint so zu sein, daß eine nicht schmelzende Schneeoberfläche mit hoher Albedo für keinen in Frage kommenden Prozeß als wesentlicher

Energieabsorber wirksam sein kann: Die kurzwellige Einstrahlung wird wegen der hohen Albedo nur in geringem Maße absorbiert, die langwelligen Strahlungsströme werden durch Bilanzbildung stark ausgeglichen und der fühlbare Wärmestrom wird durch Verdunstungseffekte ebenfalls weitgehend kompensiert. Durch umfassende Wärmehaushaltsstudien kann quantitativ gezeigt werden, daß das Akkumulationsgebiet eines Inlandeises ein energetisch sehr stabiles Gebilde ist.

In der Sommerkampagne 1959 und 1967 wurden Wärmehaushaltsstudien durchgeführt, wobei die Station im Sommer 1959 im mittleren Teil der Ablationszone (Camp IV-EGIG, 1013 m Seehöhe) und im Sommer 1967 im Akkumulationsgebiet (Station Carrefour, ca. 1850 m Seehöhe) eingerichtet wurde. Die Ergebnisse der Sommerkampagne 1959 sind bereits publiziert (W. AMBACH, 1963) und wurden in einem Nachtrag einer weiteren Bearbeitung unterzogen (W. AMBACH, 1977). Durch die Einrichtung der Station Carrefour im Akkumulationsgebiet bot sich die Möglichkeit, die charakteristischen Unterschiede im Wärmehaushalt des Ablations- und Akkumulationsgebietes mit gleichen Meßeinrichtungen zu erfassen. Einige Ergebnisse, die sich auf den Vergleich des Strahlungshaushaltes in beiden Zonen beziehen, wurden bereits publiziert (W. AMBACH, 1973). Charakteristische Ergebnisse des Strahlungshaushaltes des Akkumulationsgebietes, vor allem die Abhängigkeit der Gesamtstrahlungsbilanz von der Bewölkung, liegen ebenfalls in veröffentlichter Form vor (W. AMBACH, 1974).

In der vorliegenden Arbeit werden die Meß- und Auswertungsergebnisse für die Komponenten des Wärmehaushaltes der Station Carrefour (1967) behandelt. Es ist vorgesehen, die Ergebnisse des Strahlungshaushaltes in einer eigenen Publikation darzustellen. Wichtige, zusammenfassende Ergebnisse des Strahlungshaushaltes der Station Carrefour werden jedoch bereits hier einbezogen, soweit sie für den gesamten Wärmehaushalt von Bedeutung sind. Als Energieeinheit wurde die Kalorie gewählt, wobei gilt:

$$1 \text{ cal/cm}^2 \text{ d} = 0,484 \text{ W/m}^2 \text{ und}$$

$$1 \text{ cal/cm}^2 \text{ h} = 11,63 \text{ W/m}^2.$$

1. FÜHLBARER UND LATENTER WÄRMESTROM

1.1 Instrumentierung

1. Messungen der Windwege mit Schalenkreuzwindwegmessern (W. LAMBRECHT) mit mechanischem Zählwerk in vier Höhen von 40 cm bis 247 cm bei logarithmischer Anordnung.
2. Zur Unterbringung weiterer Geräte waren zwei Wetterhütten in Verwendung, wobei eine davon in Standardhöhe und eine zweite, kleinere Hütte direkt auf der Schneeoberfläche aufgestellt war.
3. Registrierung des Temperaturgradienten mit einer Thermokette zwischen 22 cm und 200 cm bei Anschluß an einen Fallbügelschreiber TH6CH (Hartmann & Braun). Der Eichfaktor beträgt $7,1 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C/Skt}$ (10^3 Skalenteile \triangleq Vollausschlag). Die Lötstellen waren in zwei Wetterhütten montiert und nur der natürlichen Belüftung ausgesetzt.
4. Registrierung der Lufttemperatur und der relativen Feuchtigkeit in zwei Höhen (10 cm und 200 cm) mit Hilfe von Pt-Thermometern und Pernix-Haaren bei Anschluß an einen Kreuzspulschreiber (Hartmann & Braun). Pt-Thermometer und Pernix-Haare waren in den Wetterhütten möglichst strahlungsgeschützt bei natürlicher Belüftung montiert.
5. Registrierung der Lufttemperatur und der relativen Feuchtigkeit in 200 cm Höhe in der oberen Wetterhütte mit Hilfe eines Thermo-hygrographen.

Messungen des fühlbaren und latenten Wärmestromes über einer nicht schmelzenden Schneeoberfläche sind unerhört schwierig durchzuführen. Die Ursache hierfür liegt einerseits in den kleinen Differenzen der Lufttemperatur und des Dampfdruckes in der bodennahen Schicht und andererseits in der Tatsache, daß der Strahlungsfehler wegen der hohen Albedo der Schneeoberfläche einen systematischen Fehler verursachen kann. Aus diesem Grunde ist mit konventionellen Mitteln nur eine Abgrenzung der Größe des fühlbaren und latenten Wärmestromes durch Messung möglich. Der Verzicht auf eine aufwendige Instrumentierung zur besseren Erfassung des fühlbaren und latenten Wärmestromes im vorliegenden Wärmehaushaltsprogramm läßt sich damit be-

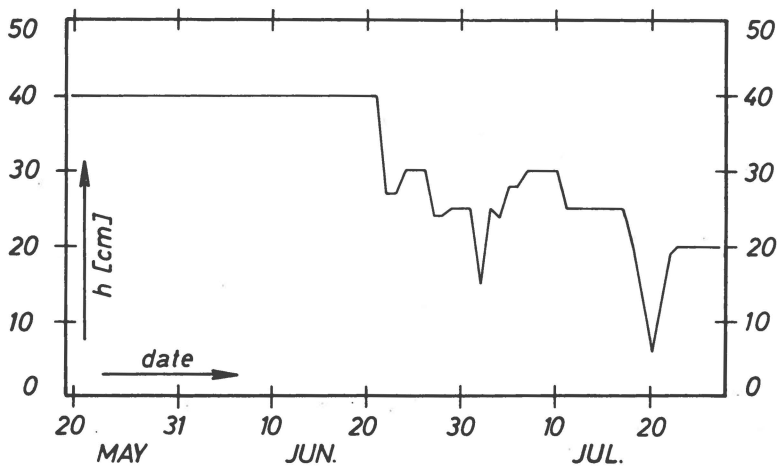


Abb. 1. Zeitlicher Verlauf der Höhe über der Schneeoberfläche für den untersten Windwegmesser. Weitere Angaben vgl. Tab. 1.

gründen, daß diese Wärmeströme gegenüber den Strahlungsströmen quantitativ eine untergeordnete Rolle spielen.

1.2 Windgeschwindigkeiten

Die Windwegzählwerke wurden drei mal täglich (7^h, 14^h, 21^h MOZ) abgelesen und die mittleren Windgeschwindigkeiten für die Zeiten 7–21^h, 21–7^h und 21–21^h MOZ berechnet. Für den obersten Windwegmesser wurden auch mittlere Windgeschwindigkeiten für die Zeiten 7–14^h und 14–21^h MOZ berechnet, um tageszeitliche Unterschiede auswerten zu können.

Grundlage der Auswertung der Windwegmesser waren Eichkurven, die durch Parallel-Lauf der Windwegmesser in gleicher Höhe am Anfang und am Ende der Meßzeit gewonnen wurden. Dabei wurde ein Instrument als Standard benutzt, bei dem die vom Hersteller gelieferte Eichkurve zugrunde gelegt wurde. Dieses Verfahren hat den Vorteil, daß kleine Differenzen der Windgeschwindigkeiten in verschiedenen Höhen durch den relativen Vergleich der Instrumente gut erfaßt werden können. Zuzufolge der geringen Akkumulations- und Ablationsbeträge während der Meßperiode mußten keine Veränderungen der Instrumentenhöhen durchgeführt werden. Die jeweilige Höhe der Windwegmesser über der Oberfläche wurde jedoch durch tägliche Ablesungen berücksichtigt (Abb. 1). Tab. 1 gibt eine vollständige Zusammenstellung der berechneten Windgeschwindigkeiten und zwar wird die mittlere Windgeschwindigkeit für die Perioden 7–21^h (Tagabschnitt), 21–7^h (Nachtabschnitt) und 21–21^h in allen vier Höhen gegeben. Abb. 2 zeigt die Verteilung der Windrichtungen. Bevorzugt treten Winde aus Richtung SE bis E (65,7 %) auf,

Tab. 1a

Mittlere Windgeschwindigkeiten u (m/sek) vom 20.5.–28.7.1967 in vier Höhen h (cm)
für die Zeitabschnitte 21 Uhr bis 21 Uhr.

Datum	h_1	u_1	h_2	h_2	h_3	u_3	h_4	u_4
20.5.	40	4,83	76	4,69	150	5,32	247	5,22
21.5.		6,81		6,80		7,55		7,69
22.5.		6,09		6,15		6,75		6,80
23.5.		6,18		6,29		6,87		7,06
24.5.		4,26		4,87		4,85		4,91
25.5.		6,13		6,19		6,78		6,90
26.5.		8,23		8,03		9,12		9,27
27.5.		5,61		5,50		6,26		6,29
28.5.		7,74		7,37		8,46		8,68
29.5.		4,94		5,52		6,12		6,25
30.5.		7,83		7,19		7,96		8,13
31.5.		7,51		7,93		8,50		9,07
1.6.		7,12		7,04		7,84		7,94
2.6.		9,00		8,98		9,88		10,21
3.6.		7,64		7,58		8,40		8,58
4.6.		6,62		6,22		7,26		7,32
5.6.		5,85		5,86		6,49		6,63
6.6.		7,32		7,78		8,16		8,86
7.6.		4,70		4,95		5,43		5,66
8.6.		3,65		3,53		4,11		4,07
9.6.		9,85		10,44		10,88		12,09
10.6.		3,45		3,87		3,96		4,34
11.6.		1,59		1,76		1,84		1,92
12.6.		6,48		6,63		6,23		7,52
13.6.		6,86		7,31		7,84		8,31
14.6.		7,00		6,51		7,68		8,53
15.6.		5,53		6,11		6,18		6,75
16.6.		5,08		6,25		5,92		7,29
17.6.		4,69		4,79		5,38		5,56
18.6.		3,72		4,07		4,49		4,75
19.6.		3,95		4,18		4,63		4,86
20.6.		3,92		3,93		4,36		4,44
21.6.		2,61		3,08		3,19		3,44
22.6.	27	5,80	63	6,33	137	6,81	234	7,17
23.6.		5,29		6,05		6,21		6,90
24.6.	30	6,43	66	6,91	140	7,26	237	7,13
25.6.		—		—		—		—
26.6.		—		—		—		—
27.6.		—		—		—		—
28.6.	24	5,31	60	5,40	134	6,30	231	6,35
29.6.	25	7,19	61	7,48	135	8,47	232	8,82
30.6.		3,97		3,98		—		4,73
1.7.	25	5,90	61	6,15	135	—	232	6,99
2.7.	15	4,33	51	4,67	125	5,48	222	5,35

Fortsetzung

Tab. 1a Fortsetzung

Datum	h_1	u_1	h_2	u_2	h_3	u_3	h_4	u_4
3.7.	25	6,49	61	6,91	135	7,74	232	9,13
4.7.	24	2,99	60	3,52	134	3,69	231	4,12
5.7.	28	2,99	64	3,81	138	3,80	235	4,02
6.7.		3,93		4,23		4,88		5,07
7.7.	30	6,01	66	6,14	140	7,24	237	7,34
8.7.		6,01		6,50		7,55		7,69
9.7.		7,36		7,35		8,55		8,98
10.7.		6,27		6,33		7,35		7,54
11.7.	25	5,82	61	5,95	135	6,82	232	6,95
12.7.		6,22		6,41		7,36		7,54
13.7.		4,68		4,93		5,59		5,76
14.7.		3,51		3,78		4,21		4,40
15.7.		6,40		6,66		7,58		7,87
16.7.		6,40		6,62		7,46		7,64
17.7.		5,13		5,84		6,08		6,74
18.7.	20	4,65	56	5,90	130	5,63	227	7,07
19.7.	14	6,51	50	8,04	124	8,67	221	9,55
20.7.	6	6,57	42	7,49	116	8,37	213	8,85
21.7.	12	6,62	48	7,22	122	7,99	219	8,45
22.7.	19	4,79	55	4,90	129	5,81	226	5,88
23.7.	20	5,85	56	6,25	130	7,22	227	7,45
24.7.		6,44		6,83		7,96		8,23
25.7.		4,41		4,77		5,52		5,69
26.7.		2,36		2,56		3,03		3,26
27.7.		6,42		6,53		7,58		7,68
28.7.		7,41		7,72		8,81		8,92

Tab. 1b

Mittlere Windbeschwindigkeiten u (m/sek) vom 19.5.–28.7.1967 in vier Höhen h (cm)
für den Abschnitt 21 Uhr bis 7 Uhr.

Datum	h_1	u_1	h_2	u_2	h_3	u_3	h_4	u_4
19.5.	40	4,22	76	4,13	150	4,54	247	4,51
20.5.		6,10		5,92		6,75		6,73
21.5.		6,95		6,87		7,72		7,82
22.5.		6,31		6,31		7,07		7,20
23.5.		5,11		4,97		5,74		5,74
24.5.		6,55		6,88		7,24		7,73
25.5.		9,23		9,02		10,21		10,42
26.5.		6,65		6,50		7,40		7,53
27.5.		8,64		8,34		9,38		9,50
28.5.		7,06		7,22		7,81		8,07
29.5.		8,03		6,45		7,32		7,33
30.5.		7,81		7,90		8,60		8,94
31.5.		7,58		6,61		7,41		7,63

Fortsetzung

Tab. 1b Fortsetzung

Datum	h_1	u_1	h_2	u_2	h_3	u_3	h_4	u_4
1.6.		9,69		9,46		10,51		10,81
2.6.		10,06		9,77		10,85		11,12
3.6.		7,74		7,53		8,19		8,58
4.6.		5,08		5,16		5,70		5,80
5.6.		5,41		8,10		9,04		9,21
6.6.		5,72		5,87		6,14		6,48
7.6.		2,77		2,50		3,18		3,15
8.6.		8,88		9,07		9,99		10,48
9.6.		4,05		4,64		4,74		5,33
10.6.		1,19		1,38		1,38		1,51
11.6.		4,03		3,98		4,76		4,82
12.6.		8,77		9,09		9,95		10,52
13.6.		6,74		7,00		7,58		7,97
14.6.		5,48		5,77		6,21		6,59
15.6.		3,95		4,94		4,59		5,70
16.6.		5,60		5,79		6,38		6,73
17.6.		2,14		2,26		2,60		2,78
18.6.		4,77		4,68		5,54		5,68
19.6.		4,04		3,96		4,66		4,75
20.6.		2,94		3,50		3,73		3,86
21.6.		5,80		6,51		6,87		7,51
22.6.	27	5,52	63	5,85	137	6,36	234	6,72
23.6.		8,34		9,00		9,88		10,52
24.6.		—		—		—		—
25.6.		—		—		—		—
26.6.		—		—		—		—
27.6.	24	4,73	60	4,80	134	5,69	231	5,76
28.6.		8,54		8,97		10,18		10,68
29.6.	25	4,51	61	4,47	135	4,33	232	5,41
30.6.		5,76		5,96		—		6,86
1.7.	25	5,33	61	5,72	135	6,86	232	6,79
2.7.	15	7,37	51	7,69	125	8,76	222	9,07
3.7.	25	4,19	61	4,35	135	3,82	232	4,02
4.7.	24	2,85	60	3,04	134	3,66	231	3,89
5.7.	28	4,50	64	5,04	138	5,66	235	6,05
6.7.		5,54		5,89		6,86		7,11
7.7.	30	7,42	66	7,39	140	8,62	237	8,86
8.7.		8,22		8,19		9,40		9,64
9.7.		6,84		6,97		8,15		8,33
10.7.		6,68		6,81		7,78		8,01
11.7.	25	6,55	61	6,62	135	7,77	232	7,89
12.7.		4,97		5,32		6,00		6,24
13.7.		4,19		4,31		4,98		5,03
14.7.		5,49		5,55		6,54		6,74
15.7.		6,92		7,09		8,08		8,26
16.7.		5,10		5,19		5,96		6,05
17.7.		4,78		5,71		5,67		6,63

Fortsetzung

Tab. 1b Fortsetzung

Datum	h_1	u_1	h_2	u_2	h_3	u_3	h_4	u_4
18.7.	20	6,55	56	7,42	130	8,15	227	8,76
19.7.	14	5,66	50	7,28	124	8,10	221	8,96
20.7.	6	8,12	42	8,73	116	9,75	213	10,35
21.7.	12	5,62	48	1,22	122	6,91	219	6,98
22.7.	19	5,57	55	5,86	129	6,83	226	7,01
23.7.	20	7,40	56	6,80	130	9,12	227	9,46
24.7.		5,33		5,55		6,56		6,68
25.7.		2,61		3,43		3,43		3,76
26.7.		5,66		6,04		6,86		7,07
27.7.		8,66		8,85		10,33		10,46
28.7.		7,72		7,99		9,20		9,41

Tab. 1c

Mittlere Windgeschwindigkeit u (m/sek) vom 20.5.–28.7.1967 in vier Höhen h (cm)
für den Abschnitt 7 Uhr bis 21 Uhr.

	h_1	u_1	h_2	u_2	h_3	u_3	h_4	u_4
20.5.	40	5,29	76	5,11	150	5,80	247	5,74
21.5.		7,30		7,42		8,13		8,35
22.5.		5,61		5,53		6,22		6,25
23.5.		6,09		6,26		6,75		6,94
24.5.		3,63		3,87		4,19		4,37
25.5.		5,82		5,68		6,38		6,31
26.5.		7,36		7,17		8,15		8,25
27.5.		4,92		4,76		5,45		5,43
28.5.		7,06		7,22		7,81		8,07
29.5.		3,80		4,77		5,32		5,39
30.5.		7,81		7,90		8,60		8,94
31.5.		6,06		6,61		6,92		7,52
1.6.		6,81		7,31		8,13		8,25
2.6.		8,51		8,61		9,42		9,78
3.6.		5,95		6,07		6,65		6,81
4.6.		6,34		5,83		6,50		6,53
5.5.		6,37		6,48		7,04		7,24
6.6.		8,78		8,06		7,54		8,61
7.6.		4,28		4,28		4,73		4,91
8.6.		4,28		4,23		3,89		4,75
9.6.		10,53		11,45		12,00		13,15
10.6.		3,03		3,30		3,41		3,60
11.6.		1,89		2,05		2,16		2,22
12.6.		8,09		8,19		9,50		9,39
13.6.		7,09		7,68		8,15		9,39
14.6.		7,37		7,91		8,33		8,94
15.6.		5,40		6,27		6,17		6,86
16.6.		5,92		7,21		6,86		8,50

Fortsetzung

Tab. 1c Fortsetzung

Datum	h_1	u_1	h_2	u_2	h_3	u_3	h_4	u_4
17.6.		4,06		4,05		4,61		4,70
18.6.		4,86		5,33		5,82		6,17
19.6.		3,34		3,81		3,97		4,31
20.6.		3,82		3,89		4,13		4,56
21.6.		2,36		2,70		2,77		3,12
22.6.	27	5,80	63	6,20	137	6,77	234	6,91
23.6.		5,19		5,99		6,09		6,98
24.6.		—		—		—		—
25.6.		—		—		—		—
25.6.		—		—		—		—
27.6.	24	3,81	60	3,92	134	4,51	231	4,63
28.6.		5,72		5,78		6,74		6,78
29.6.	25	6,26	61	6,44	135	7,27	232	7,52
30.6.		3,52		3,55		—		4,17
1.7.	25	6,00	61	6,30	135	6,86	232	7,12
2.7.	15	3,58	51	3,84	125	4,40	222	4,25
3.7.	25	5,86	61	6,34	135	6,98	232	7,31
4.7.	24	2,78	60	2,86	134	3,60	231	4,18
5.7.	28	3,07	64	3,42	138	3,87	235	4,14
6.7.		3,55		3,66		4,34		4,41
7.7.	30	6,33	66	6,40	140	7,37	237	7,52
8.7.		5,80		5,84		6,74		6,83
9.7.		6,72		6,71		7,90		8,03
10.7.		5,83		5,82		6,81		6,89
11.7.	25	5,19	61	5,31	135	6,11	232	6,18
12.7.		6,00		6,25		7,07		7,25
13.7.		4,48		4,66		5,35		5,43
14.7.		3,01		3,40		3,64		3,97
15.7.		7,00		5,35		8,28		8,65
16.7.		6,04		6,30		6,99		7,20
17.7.		5,15		6,26		6,14		7,40
18.7.		3,31	56	6,03	130	5,61	227	7,37
19.7.	14	6,46	50	8,51	124	9,07	221	10,11
20.7.	6	7,22	42	7,65	116	8,50	213	8,76
21.7.	12	5,57	48	6,06	122	6,76	219	7,12
22.7.	19	4,00	55	4,25	129	5,00	226	5,09
23.7.	20	6,06	56	6,51	130	7,52	227	7,77
24.7.		5,76		6,12		7,12		7,31
25.7.		3,77		4,24		4,75		4,99
26.7.		2,19		2,36		2,72		2,91
27.7.		6,78		6,88		8,05		8,10
28.7.		6,48		6,87		7,71		7,80

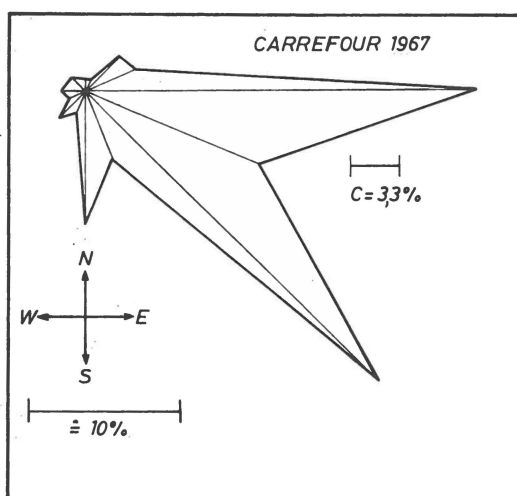


Abb. 2. Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen (239 Beobachtungen).

Tab. 2
Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen.

E	25,9 %	SSW	1,7 %	N	0,8 %
ESE	12,6 %	SW	2,5 %	NNE	0,8 %
SE	27,2 %	WSW	1,3 %	NE	3,3 %
SSE	5,0 %	W	1,7 %	EWE	3,8 %
S	8,8 %	NW	1,3 %		

selten aus N bis NW (2,1 %). Das häufige Auftreten von Winden aus SE und E hängt mit der Ausbildung von katabatischen Winden an der Westseite des Inlandeises zusammen. Tab. 2 enthält die Angaben der relativen Verteilung der Windrichtungen. Abb. 3 zeigt Häufigkeitsverteilungen der mittleren Windgeschwindigkeiten in etwa 250 cm Höhe für die vier Perioden 7–14^h, 14–21^h, 21–7^h und 21–21^h MOZ. Dabei wurden die Windgeschwindigkeiten in Klassen von 2 m/sek zusammengefaßt. Als Ergebnis zeigt sich, daß die Geschwindigkeitsklasse 7–8 m/sek im Intervall 21–21^h MOZ mit 41,0 % und im Intervall 21–7^h MOZ (Nachtabschnitt mit 38,6 % am häufigsten auftritt. Demgegenüber ist zwischen den Vormittagswerten (7–14^h MOZ) und den Nachmittagswerten (14–21^h MOZ) eine deutliche Verschiebung des Häufigkeitsmaximums in der Weise zu sehen, daß am Vormittag größere Windgeschwindigkeiten häufiger auftreten als am Nachmittag. Das Häufigkeitsmaximum liegt im Vormittagsintervall (7–14^h MOZ) mit 34,8 % in der Klasse 8–10 m/sek, im Nachmittagsintervall (14–21^h MOZ) mit 32,8 % dagegen in der Klasse 4–6 m/sek.

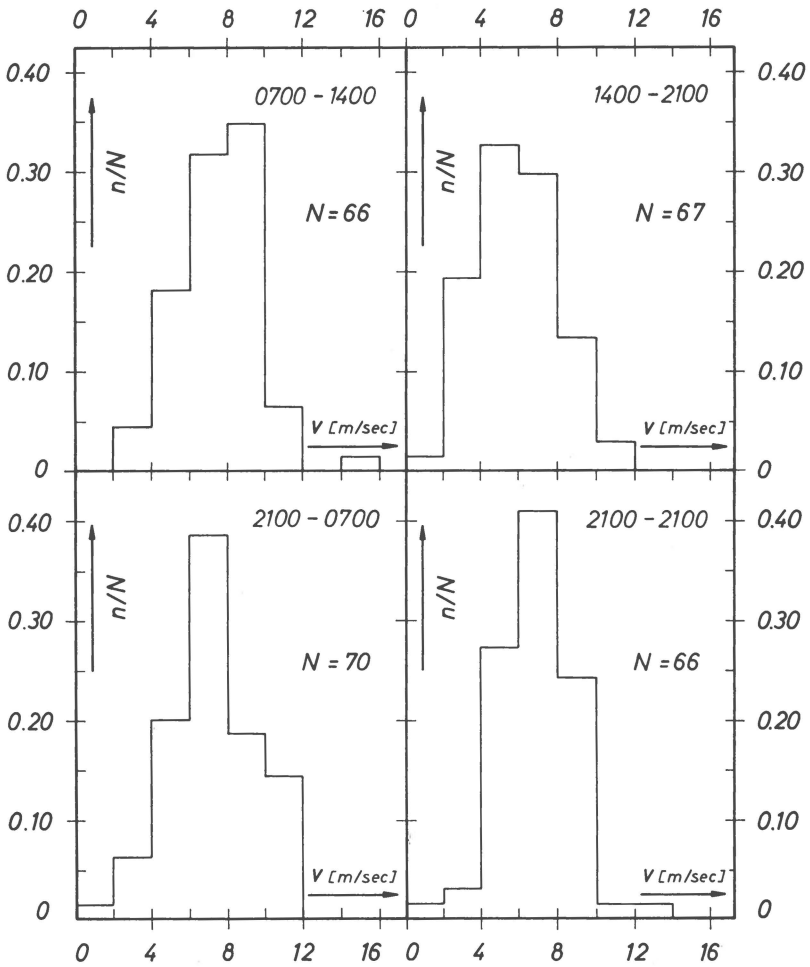


Abb. 3. Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeiten (n/N) für vier Zeitabschnitte. N ist die Anzahl der Tage.

1.3 Schubspannungsgeschwindigkeit und Rauigkeitsparameter

Für jeden Tag (21–21^h MOZ) wurden die mittleren Windgeschwindigkeiten $u(z)$ gegen den Logarithmus der Höhe ($\log z$) aufgetragen, um nach dem Ansatz ($z \gg z_0$)

$$u(z) = 5,75 u_* \log \frac{z}{z_0} \quad (1)$$

die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* und den Rauigkeitsparameter z_0 zu bestimmen. Da der Anwendung von Gleichung (1) der statistische Ausgleich von zeitlichen Schwankungen zugrunde liegt, ist das logarith-

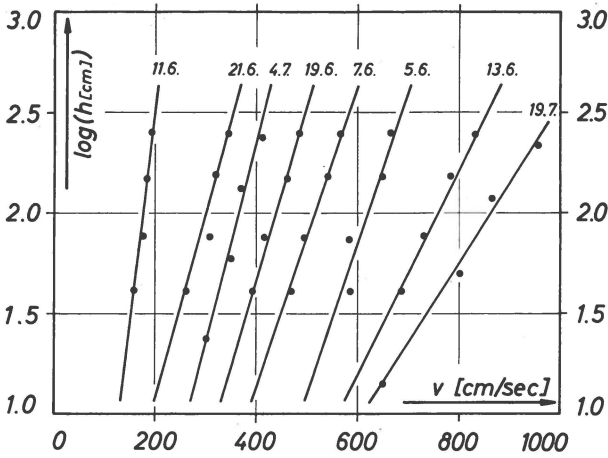


Abb. 4. Beispiele für Windprofile in halblogarithmischer Darstellung.

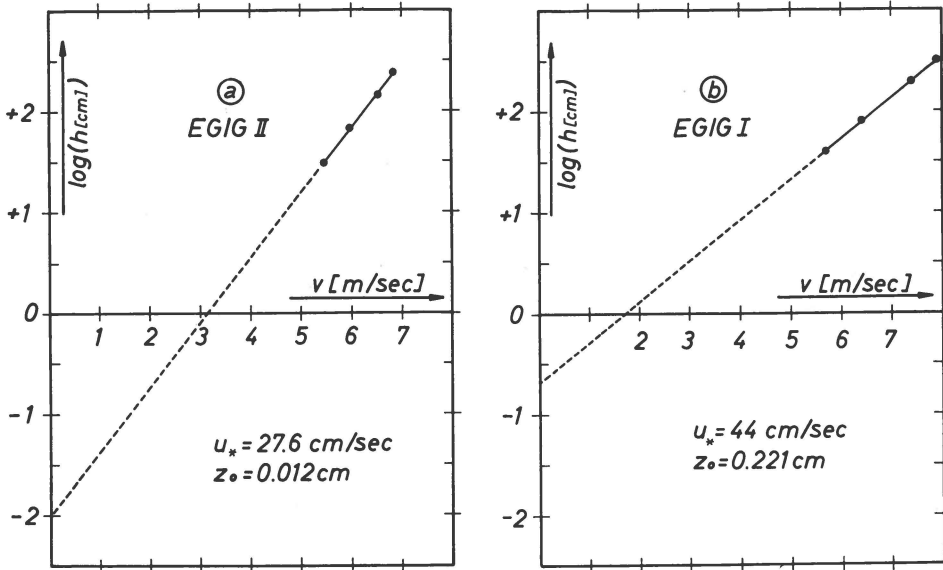


Abb. 5. Mittlere Windprofile für die gesamte Meßperiode in halblogarithmischer Darstellung.

- a) EGIG I: Camp IV-EGIG, 1959, hauptsächlich Eisoberfläche.
- b) EGIG II: Station Carrefour, 1967, Schneeoberfläche.

misches Gesetz der Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit von der Höhe nur bei Mittelung über längere Zeitabschnitte erfüllt. Abb. 4 gibt einige ausgewählte Windprofile, um die Streuung der Meßpunkte für die tägliche Auswertung des Windprofiles zu zeigen. Das mittlere Profil über die gesamte Meßperiode (20.5. bis 28.7.1967) erfüllt den logarithmischen Ansatz (Gleichung 1) sehr gut. Das mittlere Profil ist in Abb. 5 halb-

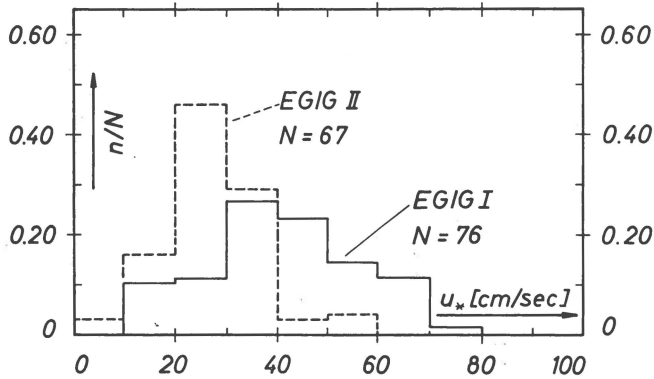


Abb. 6. Häufigkeitsverteilung (n/N) der Schubspannungsgeschwindigkeit aus täglichen Windprofilen (N = Anzahl der Tage).

EGIG I: Camp IV-EGIG, 1959 (hauptsächlich Eisoberfläche).

EGIG II: Station Carrefour, 1967 (Schneeoberfläche).

logarithmisch zusammen mit dem bei EGIG-I gewonnenen Windprofil (W. AMBACH, 1963, Abb. 42 S. 114) dargestellt und ergibt eine Schubspannungsgeschwindigkeit $u_* = 27,6$ cm/sec und einen Rauigkeitsparameter $z_0 = 0,012$ cm. Dieser Wert des Rauigkeitsparameters ist für eine Schneeoberfläche typisch und unterscheidet sich wesentlich vom mittleren Rauigkeitsparameter der Meßperiode im Ablationsgebiet ($z_0 = 0,22$ cm), in der vorwiegend Eisoberfläche (60 % der Meßzeit) vorlag (W. AMBACH, 1963, Abb. 45, S. 118). Eine ausführliche Diskussion gemessener Werte des Rauigkeitsparameters einer Schnee- und Eisoberfläche ist bereits bei W. AMBACH, 1963 (S. 118) erfolgt. Der wesentliche Unterschied ist die Tatsache, daß eine Schneeoberfläche einen Rauigkeitsparameter ergibt, der um etwa 10^{-1} kleiner ist als jener einer Eisoberfläche. Dies führt bei gleicher Windgeschwindigkeit zu einem wesentlich kleineren Wert der Schubspannungsgeschwindigkeit über Schnee und damit auch zu kleineren Werten des Austauschkoefizienten, der im gleichen Sinn den fühlbaren und latenten Wärmestrom beeinflusst.

Eine Gegenüberstellung der Häufigkeitsverteilungen der Schubspannungsgeschwindigkeiten u_* , gemessen bei EGIG-I (W. AMBACH, 1963, Abb. 44, S. 118), mit den hier vorliegenden Werten zeigt eine deutliche Verschiebung der Verteilung zu kleineren Werten über einer Schneeoberfläche (Abb. 6). Das Maximum verlagert sich von der Klasse 30–40 cm/sec (Camp IV-EGIG) in die Klasse 20–30 cm/sec (Station Carrefour), wobei hier Werte über 60 cm/sec überhaupt nicht vorkommen. Bei der Meßreihe Camp IV-EGIG hingegen liegen die größten Werte der Schubspannungsgeschwindigkeit in der Klasse 70–80 cm/sec.

Die als Tagesmittel gültigen Werte der Schubspannungsgeschwindigkeit, des Rauigkeitsparameters und des Austauschkoefizienten für adiabatische Schichtung sind in Abb. 7 dargestellt. Die Werte sind

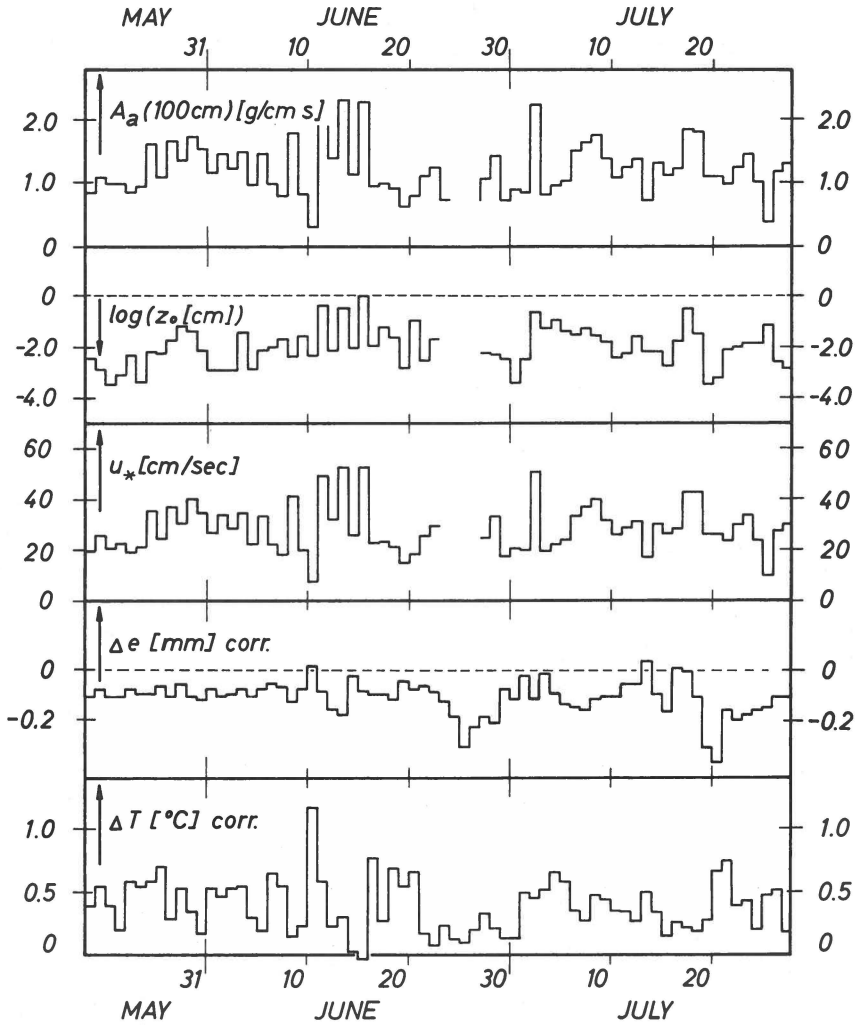


Abb. 7. Zeitlicher Verlauf des Austauschkoeffizienten für adiabatische Schichtung A_a in 100 cm Höhe (g/cm sek), des Logarithmus des Rauigkeitsparameters z_0 (cm), der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* (cm/sec), der Dampfdruckdifferenz Δe (zwischen 10 cm und 200 cm Höhe) und der Temperaturdifferenz ΔT (zwischen 10 cm und 200 cm Höhe). Alle Angaben sind als Tagesmittelwerte zu verstehen.

außerdem in Tab. 3 enthalten. Für jeden Tag wurde der für adiabatische Schichtung gültige Wert des Austauschkoeffizienten A_a für die Höhe $z = 100$ cm nach ($z \gg z_0$)

$$A_a = \kappa \rho u_* z$$

berechnet. Darin bedeutet κ die Karman'sche Konstante (0,42), ρ die Luftdichte, u_* die Schubspannungsgeschwindigkeit und z die Höhe. Wegen des geringen Wertes des Temperaturgradienten wurde auf eine Berechnung der Korrektur für nicht adiabatische Schichtung verzichtet.

Tab. 3.

Tagesmittelwerte der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* (cm/sek), des Logarithmus des Rauigkeitsparameters z_0 (log cm), des Luftdrucks b (mm), der Lufttemperatur in 200 cm Höhe (K), des Austauschkoeffizienten für die adiabatische Schichtung A_a (g/cm sek) in 100 cm Höhe, der Differenz der Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$) zwischen 10 cm und 200 cm Höhe, der Profilkonstanten k_T ($^{\circ}\text{C}$), des fühlbaren Wärmestromes Q_F (cal/cm² d), der Differenz des Dampfdruckes (mm) zwischen 10 cm und 200 cm Höhe, der Profilkonstanten k_e (mm) und des latenten Wärmestromes Q_L (cal/cm² d). Q_F und Q_L wurden aus Gradientmessungen berechnet.

Datum	u_* cm/sec	$\log z_0$ z_0 in cm	b mm	\bar{T} K	A_a (100 cm) g/cmsec	ΔT_{Pt} $^{\circ}\text{C}$	k_T $^{\circ}\text{C}$	Q_F cal/ cm ² d	Δe Torr	k_e Torr	Q_L cal/ cm ² d
20. Mai	19,38	-2,48	606,5	266,9	0,857	0,39	0,131	23,3	-0,10	0,033	-17,3
21. —	25,68	-2,87	606,5	266,9	1,135	0,55	0,184	43,3	-0,07	-0,023	-16,0
22. —	20,35	-3,50	606,5	266,9	1,000	0,40	0,134	27,8	-0,10	0,033	-20,2
23. —	22,40	-3,11	611,2	263,3	1,011	0,21	0,072	15,1	-0,10	-0,033	-20,4
24. —	19,03	-2,30	612,3	262,5	0,864	0,59	0,197	35,3	-0,07	-0,023	-12,2
25. —	20,99	-3,37	611,2	262,2	0,952	0,55	0,184	36,3	-0,09	-0,030	-17,3
26. —	35,76	-2,20	611,5	260,5	1,633	0,59	0,197	66,7	-0,09	-0,030	-29,6
27. —	24,07	-2,26	612,0	261,6	1,096	0,71	0,237	53,8	-0,06	-0,020	-13,3
28. —	37,15	-1,76	611,8	264,2	1,674	0,29	0,097	33,7	-0,10	-0,033	-33,8
29. —	30,67	-1,20	612,7	263,6	1,387	0,54	0,180	51,8	-0,05	-0,017	-14,0
30. —	39,92	-1,37	610,2	263,9	1,767	0,35	0,117	42,8	-0,10	-0,033	-35,6
31. —	34,52	-2,15	612,9	264,8	1,554	0,18	0,060	19,3	-0,11	-0,036	-34,5
1. Juni	26,28	-2,94	609,6	262,7	1,186	0,54	0,180	44,3	-0,07	-0,023	-16,7
2. —	33,50	-2,93	604,2	266,8	1,476	0,47	0,157	48,1	-0,10	-0,033	-29,8
3. —	28,18	-2,95	603,0	266,7	1,240	0,53	0,177	45,5	-0,09	-0,031	-22,5
4. —	34,41	-1,44	601,6	268,4	1,501	0,55	0,184	57,3	-0,07	-0,023	-21,2
5. —	21,99	-2,88	603,8	264,2	0,978	0,30	0,100	20,3	-0,10	-0,033	-19,7
6. —	33,45	-2,16	601,6	265,7	1,474	0,20	0,067	20,5	-0,07	-0,023	-20,8
7. —	22,14	-2,06	600,7	260,8	0,992	0,65	0,217	44,6	-0,05	-0,017	-10,0
8. —	17,91	-1,71	600,6	257,3	0,814	0,55	0,184	31,1	-0,06	-0,020	- 9,8
9. —	41,30	-2,40	596,5	264,2	1,814	0,15	0,050	18,8	-0,12	-0,040	-43,9
10. —	19,05	-1,55	600,9	263,2	0,846	0,24	0,080	14,0	-0,07	-0,023	-11,9
11. —	7,10	-2,34	603,7	261,7	0,319	1,17	0,391	25,8	+0,02	+0,007	+ 1,3
12. —	49,25	-0,36	606,1	261,9	1,998	0,59	0,197	81,6	-0,08	-0,027	-32,2
13. —	31,81	-2,13	607,1	267,2	1,406	0,23	0,077	22,4	-0,15	-0,050	-42,5
14. —	52,90	-0,43	605,3	268,4	2,321	0,31	0,104	50,1	-0,17	-0,056	-79,6
15. —	26,32	-2,04	602,2	268,7	1,148	0,03	0,010	2,4	-0,02	-0,007	- 4,6
16. —	52,90	-0,00	603,9	269,9	2,292	-0,04	-0,012	- 5,7	-0,08	-0,027	-37,0
17. —	22,39	-1,94	601,5	270,9	0,967	0,77	0,257	51,5	-0,09	-0,030	-17,5
18. —	22,90	-1,22	600,6	268,5	0,997	0,37	0,124	25,6	-0,09	-0,030	-18,1
19. —	21,00	-1,63	598,7	265,0	0,923	0,69	0,231	44,2	-0,11	-0,037	-20,5
20. —	14,83	-2,86	601,2	264,5	0,656	0,55	0,184	25,0	-0,04	-0,013	- 5,3
21. —	18,14	-0,94	605,4	263,9	0,810	0,66	0,221	37,1	-0,07	-0,023	-11,4
22. —	25,45	-2,53	603,5	264,8	1,129	0,17	0,057	13,8	-0,06	-0,020	-13,7
23. —	29,08	-1,72	602,8	269,6	1,265	0,08	0,027	7,1	-0,08	-0,027	-20,4
24. —	17,19	-5,06	602,8	269,6	0,749	0,24	0,080	12,4	-0,12	-0,040	-18,1

Fortsetzung

Tab. 3. Fortsetzung

Datum	u_* cm/sec	$\log z_0$ z_0 in cm	b mm	T K	A_a (100cm) g/cm sec	ΔT_{Pt} °C	k_T °C	Q_F cal/ cm ² d	Δe Torr	k_e Torr	Q_L cal/ cm ² d
25. —	17,19	-5,06	602,8	269,6	0,749	0,13	0,043	6,7	-0,18	-0,060	-27,2
26. —	17,19	-5,06	602,8	269,6	0,749	0,10	0,033	5,1	-0,30	-0,100	-45,3
27. —	17,19	-5,06	602,0	268,6	0,749	0,20	0,067	10,4	-0,22	-0,073	-35,0
28. —	24,55	-2,22	600,4	266,8	1,075	0,33	0,110	24,5	-0,18	-0,060	-39,0
29. —	33,01	-2,29	603,1	268,0	1,445	0,22	0,073	21,8	-0,20	-0,066	-58,3
30. —	16,97	-2,50	606,7	266,8	0,751	0,13	0,043	6,7	-0,07	-0,023	-10,6
1. Juli	20,75	-3,46	603,2	267,5	0,911	0,14	0,047	8,9	-0,11	-0,036	-20,2
2. —	19,93	-2,49	605,7	266,7	0,880	0,49	0,164	30,0	-0,02	-0,007	- 3,6
3. —	51,00	-0,65	601,9	266,1	2,245	0,45	0,150	69,8	-0,11	-0,036	-49,8
4. —	19,35	-1,30	602,8	268,9	0,844	0,52	0,174	30,4	-0,01	-0,003	- 1,7
5. —	21,87	-0,96	604,7	264,1	0,975	0,65	0,217	43,9	-0,09	-0,030	-17,7
6. —	23,55	-1,40	607,2	265,0	1,050	0,58	0,194	42,2	-0,13	-0,043	-27,5
7. —	33,30	-1,53	610,4	263,2	1,503	0,35	0,150	46,7	-0,14	-0,046	-42,5
8. —	37,09	-1,30	611,0	266,3	1,656	0,27	0,090	30,9	-0,15	-0,050	-50,1
9. —	39,74	-1,57	611,4	266,3	1,776	0,47	0,157	57,8	-0,11	-0,036	-39,4
10. —	31,58	-1,82	613,1	268,2	1,405	0,44	0,147	42,8	-0,10	-0,033	-28,3
11. —	25,39	-2,45	615,3	270,2	1,125	0,35	0,117	27,3	-0,10	-0,033	-22,7
12. —	28,62	-2,25	611,4	268,8	1,265	0,34	0,114	29,9	-0,05	-0,018	-12,8
13. —	30,99	-1,59	612,0	267,5	1,379	0,27	0,090	25,7	-0,05	-0,018	-13,9
14. —	16,78	-2,19	612,0	268,3	0,746	0,50	0,167	25,8	+0,04	+0,013	+ 6,0
15. —	30,12	-2,19	612,4	269,4	1,332	0,34	0,114	31,5	-0,09	-0,030	-24,2
16. —	26,18	-2,75	611,4	271,0	1,154	0,15	0,050	12,0	-0,16	-0,053	-37,3
17. —	28,01	-1,76	610,2	272,0	1,226	0,26	0,087	22,1	+0,01	+0,003	+ 2,5
18. —	42,49	-0,49	609,6	269,4	1,870	0,22	0,074	28,7	0,00	0,000	0,0
19. —	42,90	-1,49	607,6	272,0	1,865	0,19	0,063	24,4	-0,10	-0,033	-37,6
20. —	26,05	-3,52	605,6	273,3	1,123	0,28	0,094	21,9	-0,30	-0,100	-68,0
21. —	25,99	-3,26	606,0	274,3	1,117	0,66	0,221	51,2	-0,36	-0,120	-81,1
22. —	23,18	-2,13	606,8	273,5	1,000	0,74	0,247	51,3	-0,15	-0,050	-30,3
23. —	29,72	-2,04	606,5	272,7	1,281	0,39	0,130	34,5	-0,19	-0,063	-49,1
24. —	33,77	-1,91	605,9	271,1	1,468	0,43	0,147	43,8	-0,17	-0,057	-50,4
25. —	23,45	-1,89	608,1	270,2	1,027	0,20	0,067	14,3	-0,15	-0,050	-31,1
26. —	9,26	-1,17	609,9	270,8	0,406	0,47	0,157	13,2	-0,14	-0,046	-11,5
28. —	27,31	-2,61	610,1	267,7	1,211	0,51	0,170	42,7	-0,10	-0,033	-24,4
28. —	30,15	-2,85	611,2	267,7	1,339	0,18	0,060	16,6	-0,10	-0,033	-27,0
Mittelwert. . . .	27,61	-2,06	606,5	266,9	1,215	0,39	0,131	31,2	-0,10	-0,037	-25,7

1.4 Temperatur- und Dampfdruckgradient in der bodennahen Luftschicht

Temperaturdifferenz aus der Registrierung mit einer Thermokette.

Höhen der Lötstellen: $z_1 = 200$ cm, $z_2 = 22$ cm. Zur Berechnung des Temperaturgradienten wurden die registrierten Temperaturdifferenzen zwischen 200 und 22 cm als stündliche Mittelwerte ausgewertet. Die 24-stündlichen Mittelwerte der Temperaturdifferenzen in der Periode 16.5. bis 28.7.1967 sind in *Abb. 7* dargestellt. Als Mittelwert erhält man $0,65^\circ \text{C}^*$

Temperaturdifferenz aus der Registrierung mit zwei Pt-Thermometern.

Höhen $z_1 = 200$ cm, $z_2 = 10$ cm. Die Auswertung der Registrierung erfolgte für beide Pt-Thermometer ebenfalls nach Stundenmittelwerten unter Berücksichtigung der Instrumentenkorrektur, die durch Parallel-Lauf der zwei Pt-Thermometer gewonnen wurde (vgl. Abschnitt »Instrumentenvergleich«). Die 24-stündigen Mittelwerte der Temperaturdifferenzen sind ebenfalls in *Abb. 7* eingezeichnet. Als Mittelwert für die Periode 20.5. bis 28.7.1967 erhält man hier $0,39^\circ \text{C}$.

Dampfdruckdifferenzen aus der Registrierung mit zwei Pernix-Haar-Gebern.

Höhen: $z_1 = 200$ cm, $z_2 = 10$ cm. Die Auswertung der Registrierung erfolgte analog wie für die Pt-Thermometer nach Stundenmittelwerten für beide Pernix-Geber unter Berücksichtigung der Instrumentenkorrektur, die ebenfalls durch Parallel-Lauf gewonnen wurde (vgl. Abschnitt »Instrumentenvergleich«). Die 24-stündigen Mittelwerte sind in *Abb. 7* eingetragen. Als Mittelwert für die Periode 20.5. bis 28.7.1967. erhält man $-0,10$ mm (Verdunstung).

Instrumentenvergleich der Pt-Thermometer und der Pernix-Geber.

Beide Geräte wurden zum Vergleich während der Meßperiode drei mal und zwar am 19./20. Mai, 29./30. Juni und 28./29. Juli 1967 über insgesamt 59 Stunden in gleicher Höhe nebeneinander in einer Wetterhütte montiert, um eine relative Instrumentenkorrektur zu ermitteln. Es zeigen sich geringe Abweichungen in der Registrierung beider Geräte,

*) Eine Analyse zeigt, daß dieser Wert wahrscheinlich mit einem systematischen Fehler behaftet ist. Er wird in weiteren Berechnungen nicht mehr verwendet.

Tab. 4.

Mittelwerte für die Instrumentenkorrekturen aus Testläufen zur Berechnung der Differenzen von Temperatur und relativer Feuchtigkeit zwischen 10 cm und 200 cm Höhe. Es bedeuten $Pt(i_T)$ die Instrumentenkorrektur für die Temperaturdifferenz aus Messungen mit Pt-Thermometern, $Pernix \%$ die Instrumentenkorrektur für die Differenz der relativen Feuchtigkeit aus Messungen mit Pernix-Hygrometern und i_e (mm) die entsprechende Instrumentenkorrektur für die Dampfdruckdifferenz. Negatives Vorzeichen der Instrumentenkorrektur bedeutet, daß der obere Geber (200 cm) zu hohe Werte liefert.

	$\Delta Pt (i_T)$	$\Delta Pernix \%$	i_e (mm)
19./20. Mai	-0,29 °C	-0,05	-0,047
29./30. Juni	-0,20 °C	-0,77	-0,045
28./29. Juli	-0,17 °C	+2,1	+0,027

die in *Tab. 4* als Instrumentenkorrektur enthalten sind. Die registrierten Temperatur- und Dampfdruckdifferenzen (ΔT_{reg} , Δe_{reg}) werden nach

$$\Delta T = \Delta T_{reg} + i_T \quad (3a)$$

$$\Delta e = \Delta e_{reg} + i_e \quad (3b)$$

korrigiert, wobei i_T und i_e die in *Tab. 4* angegebenen Instrumentenkorrekturen sind. *Abb. 8* gibt den zeitlichen Verlauf der für die weiteren Berechnungen angewendeten interpolierten Instrumentenkorrekturen wieder.

Fehlerdiskussion der registrierten Temperatur- und Dampfdruckdifferenzen

Die vorliegenden Ergebnisse der Temperatur- und Dampfdruckdifferenzen können sicherlich nur zu einer Abschätzung des fühlbaren und latenten Wärmestromes herangezogen werden. Dies aus folgenden Gründen:

1. Es muß angenommen werden, daß sich das »Hüttenklima« von jenem der freien Umgebung unterscheidet, da das Turbulenzfeld durch die Hütte erheblich gestört werden kann und außerdem die Geber wegen der hohen Albedo der Schneeoberfläche verstrahlt sein können.
2. Die verwendeten Geber zeigen zufolge ihrer Größe (Harfenlänge 20 cm) die Klimawerte in einem mittleren Höhenbereich. Die Geberhöhe kann damit nicht genau präzisiert werden, was vor allem im unteren Niveau eine größere Unsicherheit ergibt.
3. Durch Wächtenbildung in unmittelbarer Umgebung der auf der Schneeoberfläche aufstehenden Wetterhütte kommt bei der Höhenangabe ein weiterer Unsicherheitsfaktor hinzu.

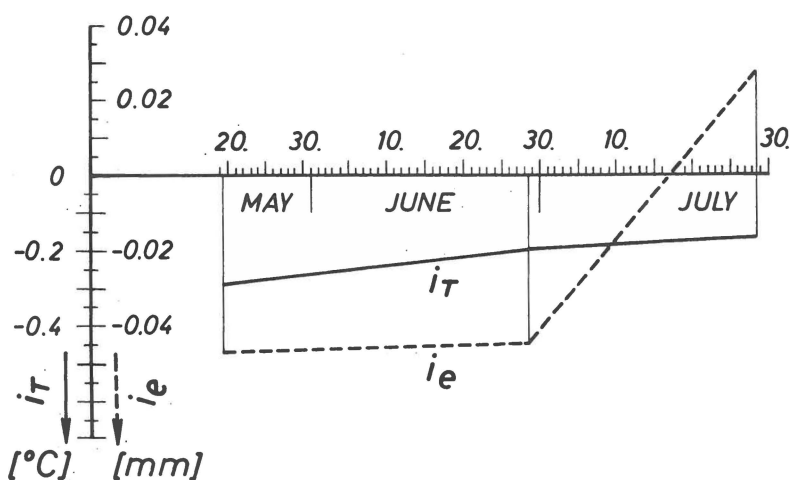


Abb. 8. Zeitlicher Verlauf der Instrumentenkorrekturen zur Bestimmung von Temperatur- und Dampfdruckdifferenzen.

Experiment zur Ermittlung des Strahlungsfehlers der Geber in der Wetterhütte:

Folgendes Experiment führt zu einer Abschätzung des Strahlungsfehlers der Geber. Es werden mit Hilfe eines Solarimeters bei offener und geschlossener Wetterhütte, etwa an der Stelle des Gebers, Messungen der Globalstrahlung in der Hütte durchgeführt. Gleichzeitig wird die Änderung der Anzeige des Gebers beim Öffnen der Hütte bestimmt. Eine Abschätzung für den Strahlungsfehler erhält man, indem man die Anzeige des Gebers auf die Strahlung Null reduziert und mit der tatsächlichen Anzeige bei geschlossener Hütte vergleicht. Zum Beispiel (für Pt-Thermometer):

Geschlossene Hütte: Solarimeter: 2 Skt; Geber: $-6,0^{\circ}\text{C}$

Offene Hütte: Solarimeter: 10 Skt; Geber: $-5,6^{\circ}\text{C}$

Die Zunahme der Strahlung von 2 auf 10 Skt um insgesamt 8 Skt (relative Einheiten) ergibt einen Temperaturanstieg von $-6,0^{\circ}\text{C}$ auf $-5,6^{\circ}\text{C}$, also um $0,4^{\circ}\text{C}$. Bei geschlossener Hütte verbleibt ein restlicher Strahlungsfehler zufolge der Anzeige am Solarimeter von 2 Skt, er beträgt in diesem Beispiel $0,1^{\circ}\text{C}$ (8 Skt ergeben $0,4^{\circ}\text{C}$; 2 Skt $0,1^{\circ}\text{C}$).

Ergebnis des Experimentes.

Das Experiment wurde an sechs Tagen durchgeführt und zeigt, daß der Strahlungsfehler am Pt-Thermometer bei geschlossener Hütte bis $0,2^{\circ}\text{C}$, der der Thermokette bis zu $0,9^{\circ}\text{C}$ betragen kann (Tab. 5). Der Mittelwert des Strahlungsfehlers bei geschlossener Hütte beträgt für das

Tab. 5.

Strahlungsfehler der Temperatugeber in der geschlossenen Wetterhütte. Es bedeuten Pt (Platinthermometer) und Th (Thermokette), die Indizes o (oben) und u (unten). Werte in °C.

Datum	8. VII.	13. VII	14. VII.	15. VII.	16. VII.	17. VII.	Mittel°C
Pt _o	0,03	0,09	0,11	0,13	0,07	0,16	0,10
Pt _u	0,05	0,10	0,10	0,20	0,10	0,02	0,10
Pt _o - Pt _u	-0,02	-0,01	0,01	-0,07	-0,03	0,14	0,00
Th _o	0,10	0,17	0,90	0,19	0,12	0,20	0,28
Th _u	0,10	0,10	0,60	0,42	0,12	0,08	0,24
Th _o - Th _u	0,00	0,07	0,30	-0,23	0,00	0,12	0,04

Pt-Thermometer in der oberen Hütte 0,1° C, für das Pt-Thermometer in der unteren Hütte ebenfalls 0,1° C. Die mittlere Differenz des Strahlungsfehlers bei geschlossener Hütte zwischen dem oberen und dem unteren Geber (nur die Differenz verfälscht den Temperaturgradienten) ist somit Null.

Bei der Thermokette verbleibt ein größerer Strahlungsfehler. Der mittlere Strahlungsfehler der oberen Lötstelle beträgt bei geschlossener Hütte 0,28° C, jener der unteren Lötstelle 0,24° C. Die Differenz zeigt einen Restbetrag eines verbleibenden Strahlungsfehlers im Sinne einer zu hohen Temperatur der oberen Lötstelle.

Das Experiment gibt die Größenordnung der durch den Strahlungsfehler bedingten Korrektur. Bei der Thermokette ist der Strahlungsfehler doppelt so groß wie bei den Pt-Thermometern. Der größere Strahlungsfehler der Thermokette ist vermutlich durch die Montage innerhalb der Hütte zu verstehen, da die Fühler nahe der Seitenwand befestigt waren. Es sei betont, daß diese Methode nur zu einer Abschätzung des Strahlungsfehlers der Geber führt, über die Verfälschung der Klimadaten durch die Hütte selbst (»Hüttenklima«) damit kein Aufschluß erhalten wird.

Berechnung des Gradienten der Lufttemperatur und des Dampfdruckes.

Im folgenden wird die Gültigkeit des logarithmischen Gesetzes von Temperatur und Dampfdruck nach dem Ansatz ($z \gg z_0$)

$$T(z) = T_0 + k_T \ln \frac{z}{z_0} \quad (4a)$$

$$e(z) = e_0 + k_e \ln \frac{z}{z_0} \quad (4b)$$

vorausgesetzt. z_0 ist darin eine charakteristische Höhe (Rauigkeitsparameter), T_0 und e_0 die Temperatur und der Dampfdruck an der Oberseite der quasilaminaren Grenzschicht ($z = z_0$) der Dicke z_0 . Die Parameter k_T und k_e haben die Bedeutung von Profilkonstanten, die den Wert des Gradienten bestimmen. Die Gradienten von Temperatur und Dampfdruck ergeben sich aus (4a, 4b) zu

$$\frac{dT}{dz} = \frac{k_T}{z} \quad \text{und} \quad \frac{de}{dz} = \frac{k_e}{z}. \quad (5a, 5b)$$

Zur Berechnung von k_T und k_e sind die Werte von T_0 , e_0 und z_0 nicht erforderlich, da Differenzenmessung in zwei Niveaus (z_1 , z_2) vorliegen:

$$k_T = \frac{T(z_2) - T(z_1)}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \quad \text{und} \quad k_e = \frac{e(z_2) - e(z_1)}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \quad (6a, 6b)$$

Die täglichsten Mittelwerte der Profilkonstanten k_T und k_e sind in *Tab. 3* enthalten.

1.5 Vergleichsmessungen des latenten Wärmestromes mit Hilfe von „Verdunstungsschalen“

Zur direkten Messung der verdunsteten Schneemasse wurden drei Schalen aus Plexiglas (3 mm Wandstärke, 200 mm Durchmesser, 70 mm Höhe) in einer geeigneten Periode oberflächengleich ausgelegt. Die Massenänderung wurde mit einer Balkenwaage mit einer Genauigkeit von $\pm 0,05$ g bestimmt. Voraussetzung für die Anwendung dieser Methode ist, daß die Massenänderung in der Schale ausschließlich durch Verdunstung vor sich geht. Diese Bedingung ist sicherlich nur in Zeiten ohne Schneedrift erfüllt. Am Ende der Meßperiode (vom 22. Juli–26. Juli 1967) konnte die Vergleichsmessung über eine Zeitdauer von 93 Stunden 50 Minuten durchgeführt werden. Die Schalen wurden oberflächengleich in den Schnee eingesetzt und der Massenverlust zwei mal täglich bestimmt. Die Oberfläche war zu diesem Zeitpunkt so verfestigt, daß kein Schneetransport durch Drift erfolgte. Aufgrund sehr poröser Oberflächenstrukturen konnte auf starke Verdunstung geschlossen werden. Für die oben angegebene Vergleichsperiode kann der latente Wärmestrom in zweifacher Weise berechnet werden:

1. Aus der verdunsteten Masse Δm :

$$Q_L = \frac{\Delta m l}{A} \quad (7)$$

Tab. 6.

Werte des latenten Wärmestromes für Vergleichsabschnitte nach zwei Verfahren: Der latente Wärmestrom $Q_L(1)$ wurde aus Messungen der verdunsteten Schneemasse (»Verdunstungsschalen«), $Q_L(2)$ aus Gradientmessungen bestimmt.

Datum	Uhrzeit	$Q_L(1)$ cal/cm ²	$Q_L(2)$ cal/cm ²	$Q_L(1) - Q_L(2)$
22. VII.	12 ⁰⁰ - 18 ¹⁵	- 3,0	- 3,0	0,0
22./23. VII.	18 ⁴⁰ - 11 ³⁰	- 24,3	-15,1	- 9,2
23. VII.	11 ³⁰ - 18 ²⁰	- 17,6	-12,6	- 5,0
23./24. VII.	18 ¹⁵ - 18 ¹⁵	- 64,1	-23,5	-40,6
24./25. VII.	18 - 11	- 20,4	- 9,7	-10,7
25. VII.	11 ²⁰ - 22 ³⁰	- 14,0	-13,7	- 0,3
25./26. VII.	22 ³⁰ - 10 ⁴⁵	- 4,0	- 5,0	+ 1,0
Summe		-147,4	-82,6	-64,8

darin ist l die spezifische Verdunstungswärme (680 cal/g) und A die freie Oberfläche der Verdunstungsschale.

2. Aus dem Dampfdruckgradienten de/dz :

$$Q_L = 680 A_a \frac{0,623}{b} \frac{de}{dz} t \text{ cal/cm}^2. \quad (8)$$

Darin bedeuten A_a den Austauschkoeffizienten für adiabatische Schichtung ($A_a = \kappa \rho u_* z$), b den Luftdruck und t die Zeit.

Tab. 6 enthält die Gegenüberstellung der beiden Ergebnisse: Aus der direkten Verdunstungsmessung nach Gleichung (7) folgt ein Wärmeverlust von $-147,4 \text{ cal/cm}^2$ für die gesamte Vergleichsperiode, aus Messungen des Dampfdruckgradienten nach Gleichung (8) $-82,6 \text{ cal/cm}^2$. Zur Berechnung nach Gleichung (8) wurden die Tagesmittelwerte des Austauschkoeffizienten für adiabatische Schichtung (Tab. 3) und die genau für die Vergleichsperiode gültigen Werte des Dampfdruckgradienten unter Berücksichtigung der Instrumentenkorrektur nach Gleichung (3b) verwendet. Der aus beiden Methoden resultierende Unterschied ist vermutlich auf den Unterschied zwischen »Hüttenklima« und Klima der freien Umgebung zurückzuführen. Im folgenden wurden die Ergebnisse der direkten Verdunstungsmessungen (Verdunstungsschalen) als fehlerfrei angenommen. Die Differenz beider Methoden wird als zeitunabhängiger systematischer Fehler angesehen, der bei der Messung der Dampfdruckdifferenz zwischen 10 und 200 cm auftritt. Als Betrag dieser systematischen Korrektur, die an den Meßwerten anzubringen ist, ergibt sich $-0,07 \text{ mm}$, entsprechend einer Korrektur von $-2,34 \cdot 10^{-4} \text{ mm/cm}$ für den Dampfdruckgradienten in 100 cm Höhe ($k_e/100$). Somit setzt sich die Korrekturgröße der Dampfdruckdifferenzen aus zwei Teilen zusam-

men: Die Instrumentenkorrektur i_e und die systematische Korrektur s_e . Damit erhält man für die Dampfdruckdifferenz

$$\Delta e = \Delta e_{\text{reg}} + i_e + s_e. \quad (9)$$

Die Instrumentenkorrektur i_e ist in *Abb. 8* als Zeitfunktion dargestellt. Die systematische Korrektur s_e ist dagegen konstant und beträgt $-0,07$ mm.

Für den systematischen Fehler bei der Messung des Temperaturgradienten können keine entsprechenden Angaben gemacht werden.

1.6 Ergebnisse des fühlbaren und latenten Wärmestromes

Fühlbarer Wärmestrom.

Die Berechnung des fühlbaren Wärmestromes erfolgte als Tagessumme für jeden Tag nach

$$Q_F = c_p \cdot A_a \cdot \frac{dT}{dz} \cdot t \text{ cal/cm}^2 \quad (10)$$

dabei bedeuten c_p ($0,24$ cal/ggd) die spezifische Wärme von Luft, A_a den Austauschkoeffizienten für adiabatische Schichtung, $\frac{dT}{dz}$ den Gradienten der potentiellen (= aktuellen) Temperatur und t die Zeit.

Da A_a nach Gleichung (2) proportional der Höhe z und dT/dz nach Gleichung (5a) proportional $1/z$ ist, ergibt sich in der oberflächennahen Luftschicht ein höhenkonstanter Wärmestrom. Tagesmittelwerte für A_a und dT/dz (vgl. Gleichung (5a)) wurden aus *Tab. 3* entnommen. Eine Berücksichtigung des nicht-adiabatischen Falles ist in diesem Zusammenhang wegen der großen Werte der Schubspannungsgeschwindigkeiten und der kleinen Werte des Temperaturgradienten nicht erforderlich. Eine Abschätzung nach einer bereits von H. HOINKES & N. UNTERSTEINER (1952) verwendeten Formel zeigt, daß der Austauschkoeffizient für den nicht-adiabatischen Fall, berechnet nach

$$A = \frac{A_a}{(1+x)^2} \quad (11)$$

$$\text{mit} \quad x = \frac{g}{T} \frac{(z+z_0)^2}{u_*^2} \frac{dT}{dz} \quad (12)$$

ein Korrekturglied x in der Größenordnung von 10^{-3} ergibt ($g = 981$ cm/sek², $T = 266$ K, $z_0 \ll z$, $u_* = 27$ cm/sek, $dT/dz = 0,7 \cdot 10^{-3}$ °C/cm). Zur Abschätzung des Korrekturgliedes wurde dT/dz nach Gleichung (4a) und (5a)

$$\frac{dT}{dz} = \frac{\Delta T}{z \cdot 2,30 \cdot \log \frac{z_2}{z_1}} \quad (13)$$

berechnet und für $\Delta T = 0,4^\circ \text{C}$ (Mittelwert, *Tab. 3*), $z_1 = 10 \text{ cm}$, $z_2 = 200 \text{ cm}$ und $z = 100 \text{ cm}$ gesetzt.

Als Summe des fühlbaren Wärmestromes für die Periode 20. Mai bis 28. Juli 1967 erhält man $2184,0 \text{ cal/cm}^2$ das sind $31,2 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$. Zum Vergleich wurde der fühlbare Wärmestrom unter Verwendung der Mittelwerte der Größen A_a , dT/dz für dieselbe Periode berechnet, wobei sich für den fühlbaren Wärmestrom der Wert $32,9 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ in guter Übereinstimmung ergibt.

Latenter Wärmestrom.

Die Berechnung des latenten Wärmestromes erfolgte als Tagessumme für jeden Tag nach

$$Q_L = L A_a \frac{0,623}{b} \frac{de}{dz} t \text{ cal/cm}^2 \quad (14)$$

dabei bedeuten L (680 cal/g) die Summe der spezifischen Verdampfungs- und Schmelzwärme, b den Luftdruck, $\frac{de}{dz}$ den Dampfdruckgradienten und t die Zeit.

Für den Austauschkoefizienten A_a und de/dz gilt dasselbe wie bei der Berechnung des fühlbaren Wärmestromes festgestellt wurde. A_a ist proportional z und de/dz proportional $1/z$, somit ist auch der latente Wärmestrom in der oberflächennahen Schicht höhenkonstant.

Für jeden Tag wurde aus der nach Gleichung (9) korrigierten Dampfdruckdifferenz zusammen mit den in *Tab. 3* enthaltenen Angaben für A_a und b der latente Wärmestrom berechnet. Als Summe für die Periode 20. Mai bis 28. Juli 1967 ergibt sich $-1799,2 \text{ cal/cm}^2$ entsprechend einem täglichen Mittelwert von $-25,7 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$.

1.7 Diskussion

Die Summe des fühlbaren und latenten Wärmestromes ($Q_F = 31,2 \text{ cal/cm}^2$, $Q_L = -25,7 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$) mit $+5,5 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ steht im Einklang mit der Energiebilanz. Bei einer Unsicherheit der Temperatur- und Dampfdruckdifferenz von

$$(T_2 - T_1) = \pm 0,1^\circ \text{C}, \quad (e_2 - e_1) = \pm 0,05 \text{ mm}$$

(gerundete Werte) resultiert ein Fehler beim fühlbaren Wärmestrom von $\pm 10 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ und beim latenten Wärmestrom ebenfalls von $\pm 10 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$.

Ein weiterer Fehler, der durch das verfälschte »Hüttenklima« entsteht, ist in dieser Betrachtung nicht enthalten.

Folgender Überblick soll zeigen, daß der hier ermittelte fühlbare und latente Wärmestrom innerhalb der Meßgenauigkeit die Gleichung für die Wärmebilanz erfüllt. Die Bilanzgleichung lautet:

$$G - R + A - E + Q_F - Q_L - Q_W = 0.$$

Hierin gelten für die Meßperiode folgende Mittelwerte:

G	=	716 cal/cm ² d	± 7	Kurzwellige Einstrahlung
R	=	602 —	± 6	Reflektierte kurzwellige Einstrahlung
A-E	=	- 99 —	± 3	Langwellige Strahlungsbilanz
Q _F	=	31 —	±10	Fühlbarer Wärmestrom
Q _L	=	- 25 —	±10	Latenter Wärmestrom
Q _W	=	- 10 —	± 0	Schnee-Erwärmung
<hr/>				
Summe:	+	11 cal/cm ² d	±17	(Fehler = mittlerer absoluter Fehler)

Ergebnis: Die Summe aller Energiequellen und Energiesenken ist innerhalb der Meßgenauigkeit Null, wie es die Bilanzgleichung verlangt.

1.8 Abschätzung des fühlbaren und latenten Wärmestromes unter Verwendung der Temperatur und des Sättigungsdruckes in der quasilaminaren Grenzschicht

Im vorangegangenen Abschnitt wurde der fühlbare und latente Wärmestrom unter Verwendung von Temperatur- und Dampfdruckmessungen in zwei Niveaus (Wetterhütten) berechnet. Im weiteren wird ein mittlerer Betrag des fühlbaren und latenten Wärmestromes für die gesamte Periode unter Verwendung von folgenden Angaben abgeschätzt:

1. Aufgrund des Wärmehaushaltes ergibt sich für die Summe des fühlbaren und latenten Wärmestromes $-5 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ (vgl. Abschnitt I/6).
2. Die Teilbeträge des fühlbaren und latenten Wärmestromes können vergleichsweise berechnet werden, wenn die Gradienten dT/dz und de/dz nach folgender Formel ermittelt werden:

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_{100 \text{ cm}} = \frac{\Delta T^*}{100.2,3 \log \frac{200}{z_0}} \quad \text{und} \quad \left(\frac{de}{dz}\right)_{100 \text{ cm}} = \frac{\Delta e^*}{100.2,3 \log \frac{200}{z_0}}$$

(15a, 15b)

Tab. 7.

Abschätzungen des latenten und fühlbaren Wärmestromes (Q_L , Q_F) für Annahmen der Temperaturdifferenz ΔT^* zwischen den Höhen 200 cm und z_0 , der relativen Feuchtigkeit in 200 cm Höhe (%) und des Rauigkeitsparameters z_0 .

Tab. 7a: $z_0 = 10^{-2}$ cm, Tab. 7b: $z_0 = 10^{-5}$ cm. Die Ergebnisse bedeuten: 1. Zahl: Q_L (cal/cm² d), 2. Zahl: Q_F (cal/cm² d) und 3. Zahl: $Q_L + Q_F$. Beispiel: Für $z_0 = 10^{-2}$ cm (Tab. 7a), $r = 95\%$, $\Delta T^* = 0.5^\circ\text{C}$ ist $Q_L = -1,5$ cal/cm² d und $Q_F = 12,5$ cal/cm² d.

Tab. 7a

$\Delta T^* \text{ } ^\circ\text{C}$	95 %	90 %	$r \text{ } \%$ 85 %	80 %	75 %
	- 1,5	-10,5	-20,0	-30,0	-35,5
0,5	+12,5	+12,5	+12,5	+12,5	+12,5
	+11,0	+ 2,0	- 7,5	-17,5	-23,0
	+ 6,0	- 3,0	-12,5	-22,5	-28,0
1,0	+25,5	+25,5	+25,5	+25,5	+25,5
	+31,5	+22,5	+13,0	+ 3,0	- 2,5
	+13,5	+ 4,5	- 5,0	-15,0	-21,0
1,5	+38,0	+38,0	+38,0	+38,0	+38,0
	+51,5	+42,5	+33,0	+23,0	+17,0
	+21,0	+12,0	+ 2,0	- 7,5	-13,5
2,0	+51,0	+51,0	+51,0	+51,0	+51,0
	+72,0	+63,0	+53,0	+43,5	+37,5
	+34,0	+25,0	+ 8,0	+ 6,0	0,0
3,0	+76,5	+76,5	+76,5	+76,0	+76,0
	+110,5	+101,5	+84,5	+82,0	+76,0

Tab. 7b

$\Delta T^* \text{ } ^\circ\text{C}$	95 %	90 %	$r \text{ } \%$ 85 %	80 %	75 %
	- 1,0	- 6,0	-12,0	-17,0	-21,0
0,5	+ 7,5	+ 7,5	+ 7,5	+ 7,5	+ 7,5
	+ 6,5	+ 1,5	- 4,5	- 9,5	-13,5
	+ 3,5	- 1,5	- 7,5	-13,0	-17,0
1,0	+15,0	+15,0	+15,0	+15,0	+15,0
	+18,5	+13,5	+ 7,5	+ 2,0	- 2,0
	+ 8,0	+ 3,0	- 3,0	- 9,0	-12,0
1,5	+22,5	+22,5	+22,5	+22,5	+22,5
	+30,5	+25,6	+19,5	+13,5	+10,5
	+12,0	+ 7,0	+ 1,3	- 4,5	- 8,0
2,0	+30,0	+30,0	+30,0	+30,0	+30,0
	+42,0	+37,0	+31,3	+25,5	+22,0
	+20,0	+15,0	+ 5,0	+ 3,5	0,0
3,0	+45,0	+45,0	+45,0	+45,0	+45,0
	+65,0	+60,0	+50,0	+48,5	+45,0

wobei ΔT^* und Δe^* Temperatur- und Dampfdruckdifferenzen zwischen den Niveaus $z = 200$ cm und $z = z_0$ (Rauigkeitsparameter) sind.

Tab. 7 enthält die Ergebnisse der so geschätzten Werte des fühlbaren und latenten Wärmestromes unter Verwendung des mittleren Austauschkoefizienten für die gesamte Periode und unter Verwendung von Gleichung (15a, 15b) zur Berechnung des Temperatur- und Dampfdruckgradienten. Die Werte ΔT^* und Δe^* wurden variiert, wobei die Berechnung von Δe^* nach

$$\Delta e^* = r e_0(z = 200 \text{ cm}) - e_0(z = z_0) \quad (16)$$

erfolgt. Darin bedeuten e_0 den Sättigungsdruck und r die relative Feuchtigkeit. Der Wert für den Sättigungsdruck in 200 cm Höhe $e_0(z = 200 \text{ cm})$ wird aus der mittleren registrierten Temperatur ($-7,0^\circ \text{C}$) und der Sättigungsdruck in der quasilaminaren Grenzschicht $e_0(z = z_0)$ entsprechend der Oberflächentemperatur¹⁾ als Tafelwert entnommen. Somit sind ΔT^* und r wählbare Parameter, die zur Berechnung des fühlbaren und latenten Wärmestromes variiert werden können (*Tab. 7*). Diese Tabelle wurden für zwei verschiedenen Annahmen von z_0 erstellt. Die numerische Rechnung zeigt, daß die Größe des Rauigkeitsparameters das Ergebnis in dem in Frage kommenden Bereich $80\% < r < 90\%$ und $0,5 < \Delta T^* < 1,5^\circ \text{C}$ nicht sehr stark beeinflusst (*Tab. 7*).

Eine weitere Einschränkung der in *Tab. 7* gegebenen Wertebereiche für $Q_F + Q_L$ kann mit Hilfe der Energiebilanzgleichung erfolgen. Unter Berücksichtigung der Fehler im Strahlungshaushalt nach W. AMBACH, 1968, (Globalstrahlung 2% , Reflektierte Globalstrahlung 2% , langwellige Strahlungsbilanz 5%) erhält man aus der Energiebilanzgleichung eine Abschätzung für das Restglied $Q_F + Q_L$:

$$-17 < (Q_F + Q_L) < 7 \text{ cal/cm}^2 \text{ d.}$$

Benützt man ferner den registrierten Mittelwert der relativen Feuchtigkeit von 83% (200 cm Höhe), so ist obige Gleichung laut *Tab. 8* nur für $\Delta T^* < 1,0^\circ \text{C}$ erfüllt.

1.9 Abschätzung des latenten Wärmestromes aus Verdunstungsmessungen von M. DE QUERVAIN

M. DE QUERVAIN (1969) hat im Sommer 1959 im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Inlandeises (Station Jarl-Joset) in den Monaten Juni und Juli mit Hilfe von Plexiglasschalen Verdunstungsmessungen durchgeführt. Es wird die Verdunstungsrate ($\text{g/m}^2 \text{ h}$) in Abhängig-

¹⁾ Oberflächentemperatur = $T(z = 200) - \Delta T^*$.

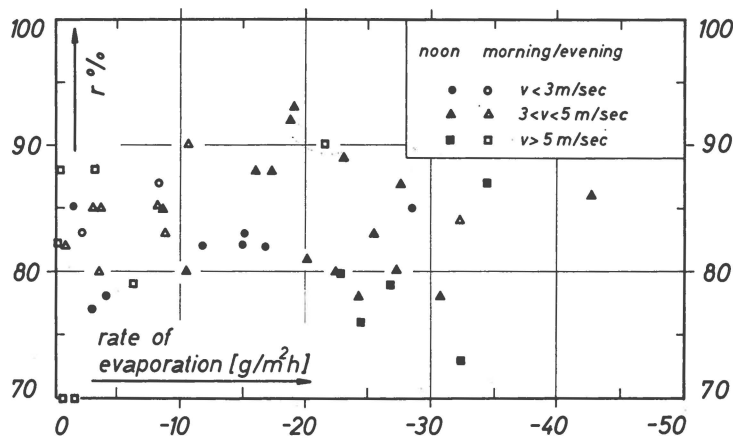


Abb. 9. Verdunstungsraten gegen relative Feuchtigkeit nach M. de Quervain (1969), ausgewertet für verschiedene Zeitabschnitte; noon: Abschnitt 8–14 Uhr; morning/evening: Abschnitte 20–8 Uhr und 14–20 Uhr.

Tab. 8.

Summe von fühlbarem und latentem Wärmestrom für Annahmen von ΔT^* und z_0 bei einer relativen Feuchtigkeit von 83 % in 200 cm Höhe. Es bedeuten ΔT^* die Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 200 cm und z_0 (z_0 = Rauigkeitsparameter). Interpolierte Werte für $r = 83\%$ aus Tab. 7.

	ΔT^*	+0,5° C	+1,0° C	+1,5° C
$z_0 = 10^{-2}$ cm	$Q_F + Q_L$	-11,5	+9,0	+29,0 cal/cm² d
$z_0 = 10^{-5}$ cm	$Q_F + Q_L$	- 6,5	+5,0	+17,0 cal/cm² d

keit von Mittelwerten der relativen Feuchtigkeit, der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit gegeben. (M. DE QUERVAIN, 1969, Tab. 64, S. 190). Die Massenveränderungen der mit Schnee gefüllten Schalen wurden drei mal täglich (ca. 8^h, 14^h, 20^h) gemessen, so daß für verschiedene Abschnitte die Verdunstungsrate getrennt angegeben werden kann. Eine detaillierte Bearbeitung dieser Ergebnisse zeigt, daß in der Zeit von 8–14^h wesentlich größere Verdunstungsraten auftreten als in den übrigen Zeitabschnitten (Abb. 9). Eine Aufgliederung der Verdunstungsrate für den Zeitabschnitt 8–14^h in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und der relativen Feuchtigkeit zeigt vor allem, daß hohe Verdunstungsraten bei großen Windgeschwindigkeiten in Erscheinung treten. Tab. 9 gibt die Mittelwerte der Verdunstungsraten in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und relativer Feuchtigkeit für die Zeitabschnitte ca. 8–14^h und 14–8^h. Die Verdunstungsrate wächst bei großen Windgeschwindigkeiten etwa auf den doppelten Betrag an (–13,3 g/m² h bei $v < 3$ m/sec, auf –28,3 g/m² h bei $v > 5$ m/sec), wobei die relative Feuchtigkeit gleichzeitig von 82,2 % auf 79,0 % sinkt. Das mit Ge-

Tab. 9.

Mittelwerte der Verdunstungsrate l ($\text{g/m}^2 \text{ h}$), berechnet aus Messungen von M. DE QUERVAIN (1969) Tab. 64, S. 190, aufgegliedert für drei Klassen der Windgeschwindigkeit. Es bedeuten r die relative Feuchtigkeit und n die Zahl der Tage.

	8 – 14 Uhr			14 – 8 Uhr		
	\bar{l}	\bar{r}	n	\bar{l}	\bar{r}	n
	$\text{g/m}^2 \text{ h}$	%		$\text{g/m}^2 \text{ h}$	%	
$v < 3 \text{ m/sek}$	-13,3	82,2	7	-4,5	82,2	3
$3 < v < 5 \text{ m/sek}$	-22,2	84,4	15	-7,8	85,3	17
$v > 5 \text{ m/sek}$	-28,3	79,0	5	-5,0	82,2	6
Mittelwerte	-21,0	82,8		-6,7	84,1	
Mittelwerte über 24 Stunden: $\bar{l} = 10,3 \text{ g/m}^2 \text{ h}$, $\bar{r} = 83,0 \%$						

wichten (= Zeit) berechnete Mittel ergibt für die Verdunstungsrate etwa $-10,3 \text{ g/m}^2 \text{ h}$ bei einer mittleren relativen Feuchtigkeit von $83,8 \%$. Diese Verdunstungsrate gilt als großer Näherungswert, da über nicht-lineare Beziehungen gemittelt wurde und außerdem die Meßwerte große Streuung zeigen. Der oben angegebene Mittelwert für die Verdunstungsrate von $-10,3 \text{ g/m}^2 \text{ h}$ entspricht einem Energieverbrauch für Verdunstung von $-16,8 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$. Ein Vergleich mit dem Ergebnis aus den Gradientenmessungen in Carrefour 1967 zeigt gute Übereinstimmung nach folgenden Gesichtspunkten:

1. Latenter Wärmestrom aus Messungen der mittleren Verdunstungsrate von M. DE QUERVAIN, 1969: $Q_L = -16,3 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ (Station Jarl-Joset, 1959).
2. Latenter Wärmestrom aus Gradientmessungen des Dampfdruckes: $Q_L = -25,7 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ bei einem Mittelwert der relativen Feuchtigkeit von 83% und der Schubspannungsgeschwindigkeit $27,6 \text{ cm/sek}$ (Station Carrefour).
3. Latenter Wärmestrom aus Tab. 7 (für 83% relative Feuchtigkeit):

$$\begin{array}{lll} \Delta T^* = & 0,5 & 1,0 & 1,5 \text{ } ^\circ\text{C} \\ Q_L = & -24,0 & -16,5 & -9,0 \text{ cal/cm}^2 \text{ d} \end{array}$$

wobei ΔT^* die Temperaturdifferenz zwischen der Höhe 200 cm und z_0 bedeutet (z_0 = Rauigkeitsparameter). Eine befriedigende Übereinstimmung mit 1) und 2) ist für die sinnvolle Annahme $\Delta T^* < 1,0^\circ \text{ C}$ gegeben.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der aus Gradientmessungen unter Anwendung der Instrumentenkorrektur bestimmte Wert des latenten Wärmestromes durch unabhängige Schätzungen gestützt werden kann.

Tab. 10.

Summe von fühlbarem und latentem Wärmestrom nach folgenden drei Methoden: a) Gradientmessungen, b) Restglied der Wärmebilanz, c) Temperatur und Sättigungsdampfdruck der Oberfläche (nach Tab. 8). Es bedeuten ΔT^* die Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 200 cm und z_0 (z_0 = Rauigkeitsparameter). Ergebnisse für eine relative Feuchtigkeit von 83 % und einer Lufttemperatur von $-7,0^\circ \text{C}$ in 200 cm Höhe.

Methode	Summe fühlbarer und latenter Wärmestrom
a	+5,5 cal/cm ² d
b	-5 cal/cm ² d
c	+9 cal/cm ² d für $\Delta T^*=1,0^\circ \text{C}$, $z_0=10^{-2}$ cm
	-11,5 cal/cm ² d für $\Delta T^*=0,5^\circ \text{C}$, $z_0=10^{-2}$ cm

1.10 Schlussfolgerungen

Abschätzungen der Summe des fühlbaren und latenten Wärmestromes nach drei unabhängigen Methoden (Tab. 10) lassen den Schluß zu, daß sich beide Wärmeströme innerhalb der Meßgenauigkeit (± 10 cal/cm² d) nahezu kompensieren. Es werden somit der Schneeoberfläche an der Meßstelle durch konvektive Wärmeströme keine nennenswerten Energiebeträge zugeführt oder entzogen. Aufgrund von Studien anderer Autoren (M. DIAMOND & R. W. GERDEL, 1956; G. H. LILJEQUIST, 1957; B. HOLMGREN, 1971) kann vermutet werden, daß dieses Ergebnis für große Teile des Akkumulationsgebietes Gültigkeit hat, solange die Temperatur der Oberfläche unter dem Gefrierpunkt bleibt.

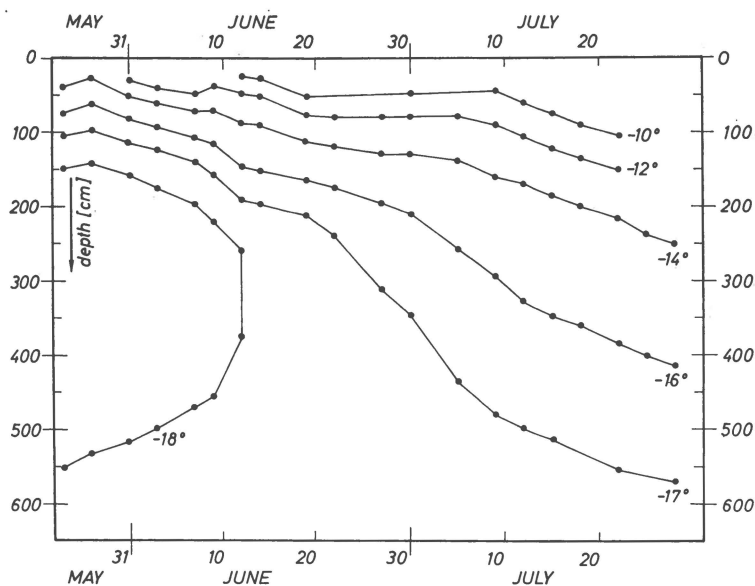


Abb. 10: Isothermendarstellung der Schneetemperaturen.

2 MESSUNGEN IN DER SCHNEEDECKE

2.1 Instrumentierung

Zur Messung der Firntemperaturen wurden Platin-Widerstandsthermometer (100 Ohm) im Firn eingesetzt. Ein weiteres Platin-Widerstandsthermometer wurde beweglich gehalten und zeitweise an der Schneeoberfläche ausgelegt. Der Anschluß erfolgte an ein Kreuzspulmeßwerk für 100 Ohm Normwiderstand (6 Farben-Punktschreiber, Hartmann & Braun).

Die Auslegung der Widerstandsthermometer erfolgte für folgende Tiefen:

Datum der Auslegung	Bezeichnung des Thermometers	Tiefe	Bemerkung
22. Mai 1967	A 3	265 cm	Zusammen mit Vergleichslötstelle für die Instrumententemperatur des Lupolengerätes
23. Mai 1967	A 4	92 cm	
23. Mai 1967	A 5	29 cm	
29. Mai 1967	F 2	0 cm	
17. Juni 1967	A 2	590 cm	Anschluß wie A 4, wahlweise auf F 2 oder A 4 umschaltbar. Zeitweise mit Staniolpapier zum Strahlungsschutz umwickelt

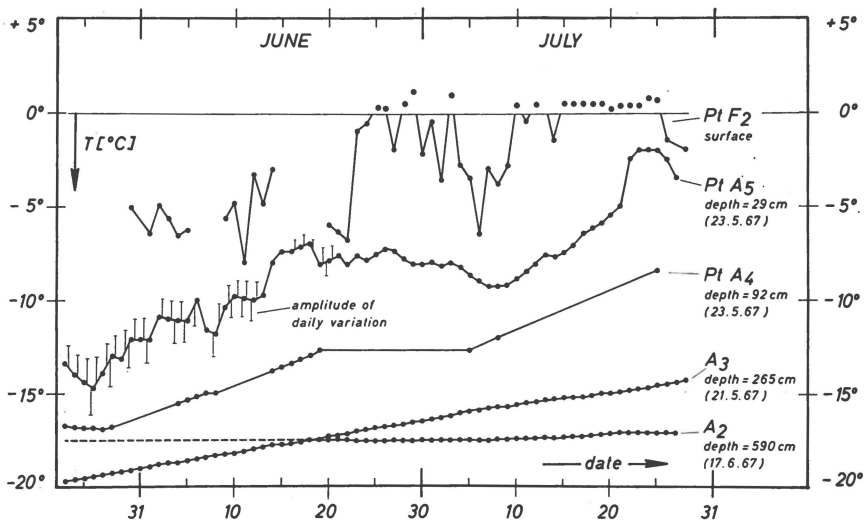


Abb. 11. Zeitlicher Verlauf der Schneetemperaturen in verschiedenen Tiefen. Für den Meßfühler Pt A 5 ist für den ersten Teil der Meßperiode die Amplitude der täglichen Temperaturänderung eingezeichnet. Meßfühler Pt F 2 verstrahlt (Punkte nicht verbunden).

Die gemessenen Temperaturänderungen sind in folgenden Abbildungen wiedergegeben:

Abb. 10 ist eine Isothermendarstellung. Darin ist sowohl der winterliche »Kältekern«, umgrenzt von der Isotherme -18°C , ersichtlich, als auch das Tiefersinken der Isothermen im Laufe der Zeit, entsprechend der sommerlichen Erwärmung.

Abb. 11 gibt den zeitlichen Temperaturverlauf der Meßfühler, abgelesen um 12 Uhr MOZ. Für den in 29 cm Tiefe ausgelegten Fühler (Pt A 5) wurde zusätzlich die tageszeitliche Temperaturamplitude durch Striche bis zum 21. Juni 1967 vermerkt. Nach diesem Zeitpunkt waren die tageszeitlichen Amplituden durch den Neuschneezuwachs (20 bis 30 cm Neuschnee) so stark gedämpft, daß keine Angaben mehr erfolgen konnten.

Die vom Widerstandsthermometer F 2 angezeigte Oberflächen-temperaturen sind zum Teil verstrahlte Werte, obwohl das Widerstandsthermometer mit Staniolpapier umwickelt war und in die Oberfläche leicht eingedrückt wurde.

Im Temperaturverlauf, angezeigt von den Widerstandsthermometern A 2 und A 3, ist am 19. Juni 1967 eine Überschneidung feststellbar, die sich durch den Abbau des winterlichen »Kältekerns« ergibt. Diese Überschneidung entspricht einer Umkehrung des Temperaturgradienten in dieser Schicht.

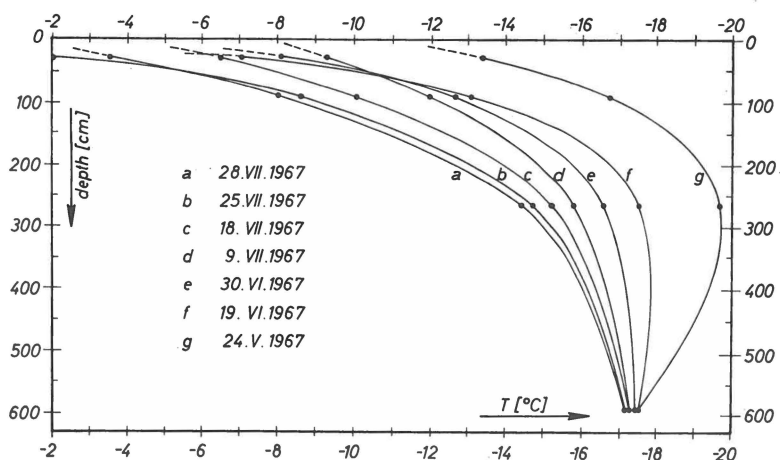


Abb. 12. Tiefenprofile der Schneetemperaturen.

Abb. 12 zeigt Temperatur-Tiefenprofile mit der Zeit als Parameter. Diese Profile wurden zur Berechnung des abgebauten Kältevorrates verwendet.

Folgende Temperaturänderungen wurden gemessen:

Tiefe zu Beginn der Messung	Periode	Temperatur- erhöhung
590 cm	19. Juni–28. Juli 1967	+0,4° C
265 cm	23. Mai–28. Juli 1967	+5,4° C
92 cm	24. Mai–28. Juli 1967	+8,7° C
29 cm	24. Mai–28. Juli 1967	+9,9° C

Wegen des Neuschneezuwachses von 20–30 cm an der Oberfläche im Verlauf der 2. Junihälfte ist die Tiefenangabe, bezogen auf die Oberfläche, nicht konstant. Die Fühler waren im Schnee schichttreu eingesetzt.

Bei Schachtgrabungen wurden zusätzlich Temperaturprofile zu verschiedenen Zeitpunkten bis zum Sommerhorizont 1966 aufgenommen und in Abb. 13 dargestellt.

2.2 Schneedichten

Bei fünf Schachtgrabungen wurden Messungen der Schneedichte durchgeführt und Angaben der Stratigraphie gemacht, um die Wasservertsänderungen der obersten Jahresschichte im Verlauf des Sommers zu verfolgen. Für den tieferen Bereich (bis 18 m Tiefe) wurden Dichtewerte von charakteristischen Proben anlässlich einer Bohrung gewonnen. In Abb. 14 sind sämtliche Dichtemessungen und das mittlere Dichteprofil dargestellt.

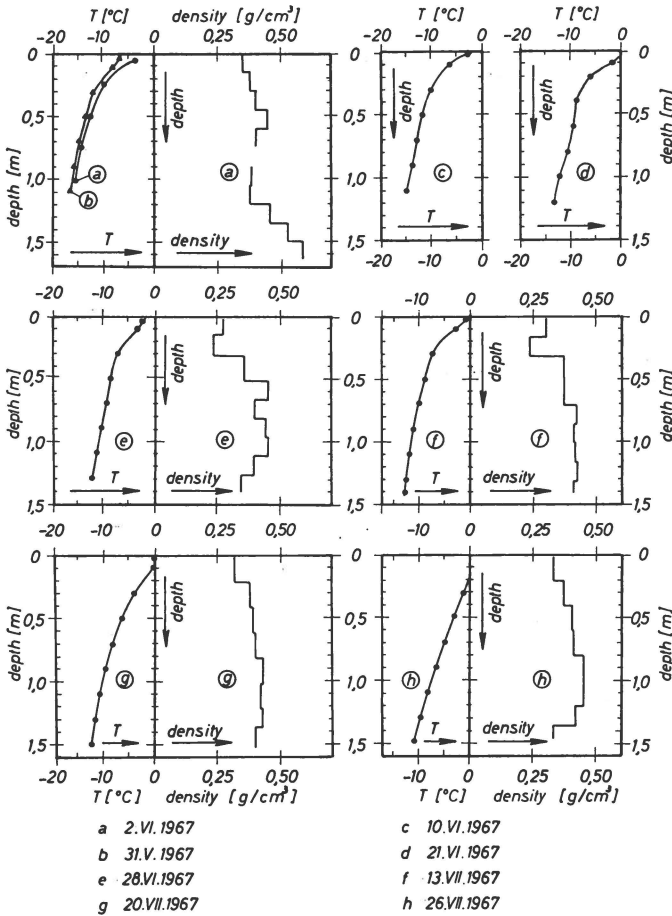


Abb. 13. Profile der Dichte und Temperatur für die oberste Jahresschicht.

2.3 Schnee-Erwärmung

Der Energieverbrauch für Schnee-Erwärmung wurde nach

$$Q_w = c \int_0^{\infty} \rho(z) \Delta T(z) dz$$

berechnet. Darin ist c die spezifische Wärme von Eis ($0,50 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$), $\rho(z)$ die Schneedichte und $\Delta T(z)$ die Temperaturänderungen in Abhängigkeit von der Tiefe. Die berechnete Energie Q_w bezieht sich auf die Energieänderung zwischen zwei Zeitpunkten.

Für die Periode vom 24. Mai bis 28. Juli 1967 (65 Tage) enthält Tab. 11 die Berechnung von Q_w und die dabei benützten Angaben für $\Delta T(z)$ und $\rho(z)$. Als Ergebnis erhält man für die Schnee-Erwärmung verbrauchte Energie $Q_w = 673 \text{ cal/cm}^2$, das sind $10 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ im Durch-

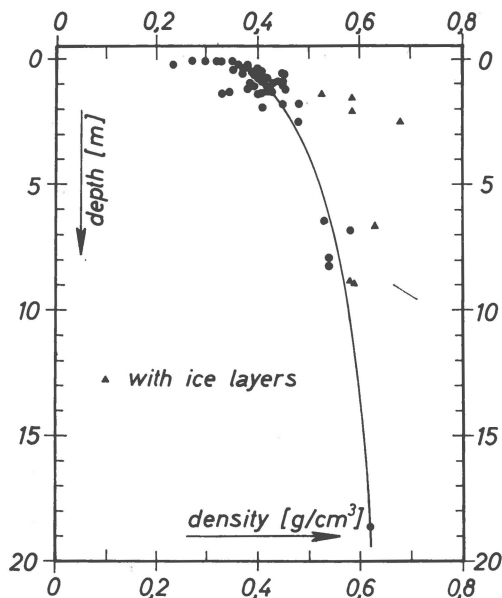


Abb. 14. Ergebnisse der Dichtemessungen und mittleres Dichteprofil.

schnitt. Da die Wärmeleitung von Schnee gering ist, ist der durchschnittliche Wert von $10 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ auch annähernd für jeden einzelnen Tag gültig, so daß hier mit einem zeitlich annähernd konstanten Betrag gerechnet werden kann.

Der Energieverbrauch, der zur Erwärmung von Neuschneesichten (Q_w) auftritt, hat nach

$$Q'_w = c\rho\Delta T h$$

mit $h = 30 \text{ cm}$ Neuschneezuwachs, $\rho = 0,3 \text{ g/cm}^3$, $c = 0,50 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$, $\Delta T = 5^\circ \text{C}$ den Wert

$$Q'_w = 22,5 \text{ cal/cm}^2.$$

Er ist also im Durchschnitt kleiner als $1 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ und damit im Energiehaushalt vernachlässigbar klein.

2.4 Jahresrücklagen

Mit Hilfe eines S.I.P.R.E. Bohrers wurden zwei Kernbohrungen von 20 m Tiefe und 10 m Tiefe zur Entnahme von Schneeproben durchgeführt, an denen die Werte $\delta(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})$, der Tritiumgehalt und die Gesamt-Beta-Aktivität bestimmt wurden. Aus diesen Analysen konnten die Jahresschichten für den Zeitraum von 1967 bis 1948 ermittelt werden.

In Abb. 15 ist die Lage der Sommerhorizonte dargestellt, in Abb. 15a für die 20 m tiefe und in Abb. 15b für die 10 m tiefe Bohrung. Unter

Tab. 11.

Mittlere Dichte, Temperaturanstieg und Energiebedarf zur Erwärmung der Schneeschichten bis 6 m Tiefe vom 24. Mai bis 28. Juli 1967.

Schicht (cm)	Dichte (g/cm ³)	Temperatur- änderung °C	Energiebedarf Q _w (cal/cm ²)
0-50	0,390	10,10	98,5
50-100	0,415	8,90	92,3
100-150	0,435	7,95	86,5
150-200	0,450	6,95	78,2
200-250	0,465	6,00	69,8
250-300	0,480	5,20	62,4
300-350	0,490	4,40	53,9
350-400	0,503	3,55	44,6
400-450	0,513	2,80	35,9
450-500	0,520	2,00	26,0
500-550	0,530	1,25	16,6
550-600	0,535	0,65	8,7
0-600			673,4

Verwendung des mittleren Dichteprofiles (*Abb. 14*) wurden die Wasserwerte der Jahresrücklagen berechnet und in *Abb. 15c* dargestellt. Da einige Sommerhorizonte durch drei unabhängige Methoden, andere durch zwei oder nur durch eine Analysenart festgestellt werden konnten, wurde der Grad der Sicherheit durch verschiedene Stricharten veranschaulicht. Die drei angewendeten Verfahren zeigen gut übereinstimmende Ergebnisse. In 19 Jahren ergibt sich eine gesamte Rücklagendicke von 20 m, so daß bei stationärer Oberfläche die Vertikalkomponente der Bewegung ca. 1 m/a sein muß.

Der Wasserwert der Jahresschichten variiert zwischen 40 und 90 g/cm² a, wobei der Mittelwert mit 57 g/cm² a in guter Übereinstimmung mit Angaben von C. S. BENSON (1962) und B. FEDERER (1969) steht. Zur weiteren Diskussion wird auf eine früher publizierte Arbeit verwiesen (W. AMBACH & W. DANSGAARD, 1970).

2.5 Freier Wassergehalt der Schneedecke

Am Ende der Meßzeit erreichte die Oberfläche an mehreren Tagen 0° C, im allgemeinen allerdings nur wenige Stunden am Tag. Einen Überblick über den Verlauf der Oberflächentemperatur erhält man in *Abb. 16*, wobei allerdings beachtet werden muß, daß das an der Oberfläche liegende Widerstandsthermometer etwas verstrahlt ist.

Das Schneeprofil vom 20. und 26. Juli 1967 zeigt eine etwa 20 cm dicke, durchfeuchtete Oberflächenschicht. Tieferes Eindringen von

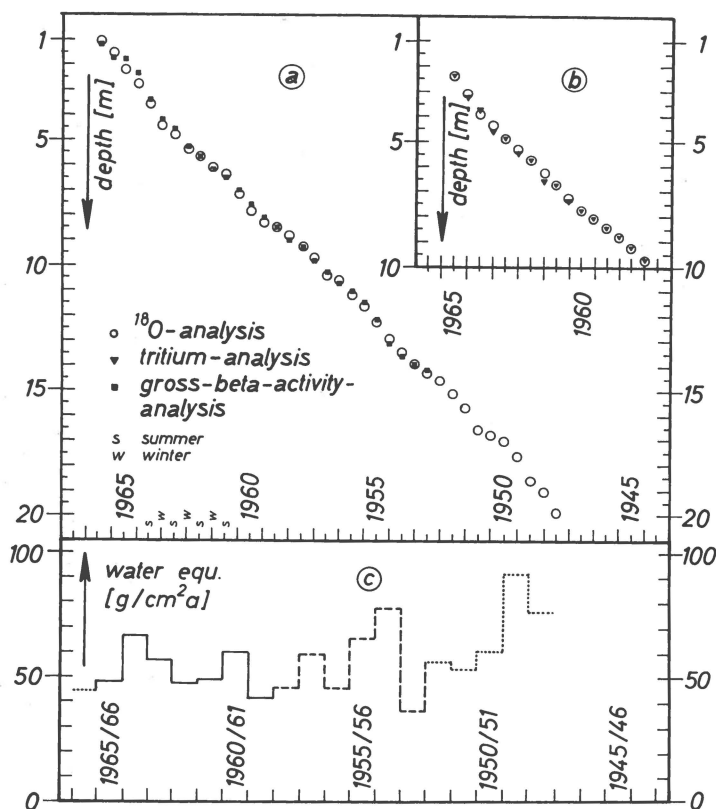


Abb. 15. Lage der Sommer- und Winterhorizonte:

a) Ermittelt aus $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Analysen und Messungen der Gesamt-Beta-Aktivität (20 m Bohrung).

b) Ermittelt aus $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und Tritiumanalysen (10 m Bohrung).

c) Wasserwerte der Jahresrücklagen.

Dicker Strich: Horizonte durch drei Methoden bestimmt

Strichlierter Teil: Horizonte durch zwei Methoden bestimmt

Punktierter Teil: Horizonte durch eine Methode bestimmt.

Schmelzwasser wurde nicht festgestellt, so daß gesichert ist, daß kein Massenverlust durch Abfluß von Schmelzwasser auftrat.

Die Messung des freien Wassergehaltes in der oberflächennahen Schicht von ca. 13 cm Dicke wurde mit einem elektronischen Gerät durchgeführt, das die Messung der Dielektrizitätskonstanten des Schnees gestattet. Das Gerät wurde bereits früher beschrieben (F. HOWORKA, 1964) und bei Feldmessungen angewendet (W. AMBACH & F. HOWORKA, 1966).

Abb. 17 enthält für die Periode mit schmelzender Oberfläche den mittleren freien Wassergehalt der oberflächennahen Schicht, zusammen mit der Registrierung der Lufttemperatur in 200 cm Höhe.

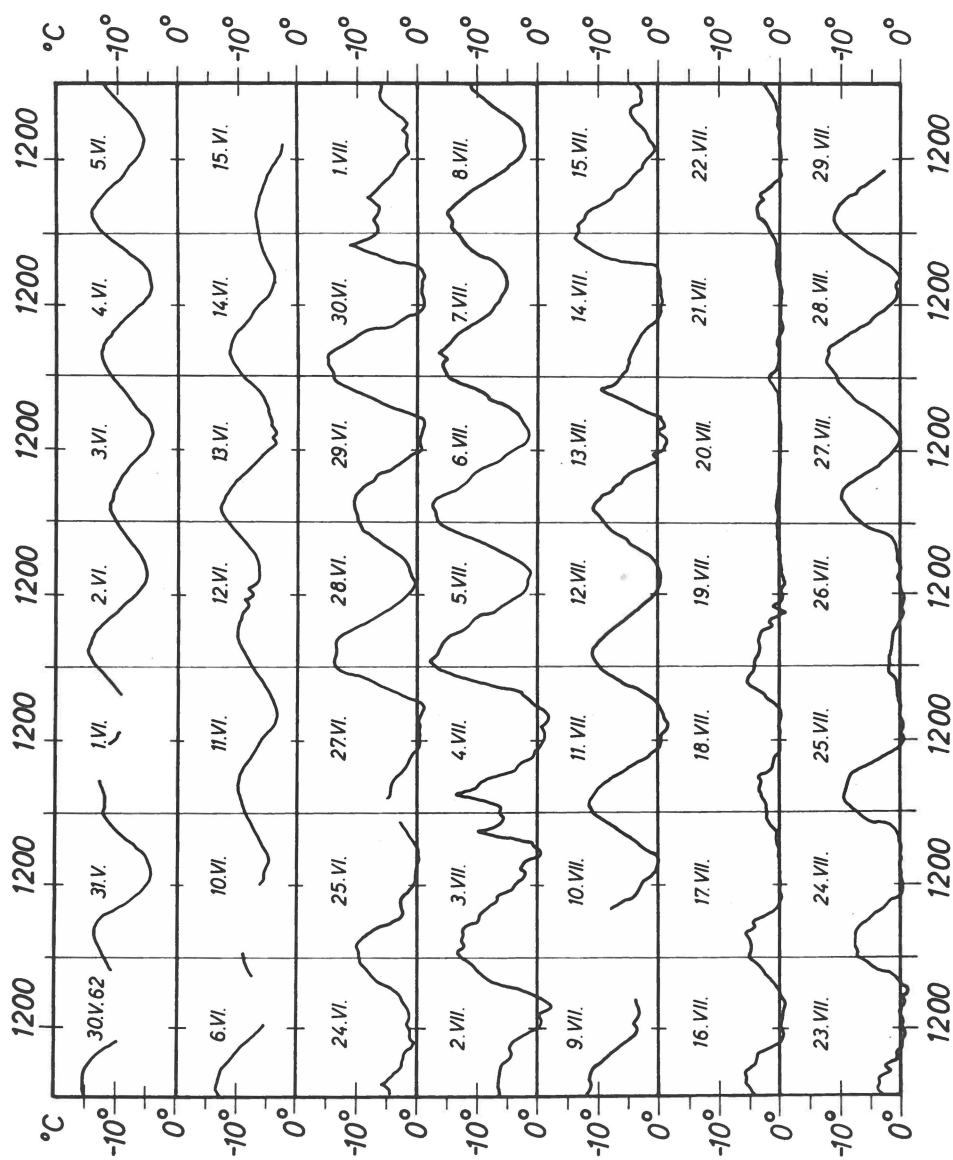


Abb. 16. Registrierung der Oberflächentemperatur mittels eines Pt-Thermometers

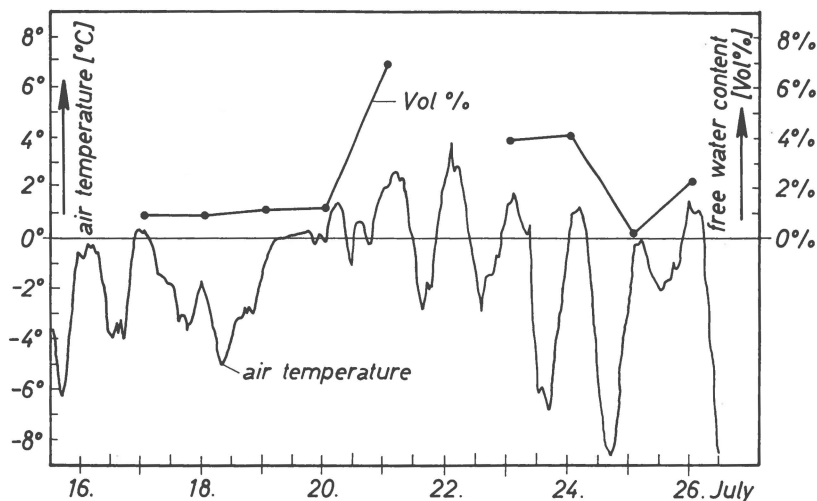


Abb. 17. Freier Wassergehalt der oberflächennahen Schneeschicht für die Periode mit schmelzender Oberfläche sowie die Registrierung der Lufttemperatur in 200 cm Höhe.

2.6 Schlussfolgerungen

Für die Meßperiode bildet die Schnee-Erwärmung mit $10 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ eine – wenn auch kleine – Energiesenke, die im wesentlichen vom Netto-Strahlungsstrom gespeist wird, da die konvektiven Prozesse sich im Mittel weitgehend kompensieren. Schmelzenenergie kommt als weitere Energiesenke nur in ganz unbedeutendem Maße in Frage und kann daher in einer Gesamtübersicht vernachlässigt werden. Abfließendes Schmelzwasser kann mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Bedenkt man, daß Werte für die kurzweilige Einstrahlung von über $800 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$ vorkommen, so ist es erstaunlich, daß Strahlungsströme und konvektive Prozesse den Energiegehalt der Schneedecke (Temperatur, freier Wassergehalt) über eine sommerliche Periode nur in einem sehr geringem Maße verändern können.

Literaturverzeichnis

- AMBACH, W., 1963: Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablationszone des Grönländischen Inlandeises (Camp IV-EGIG, 69°40'05" N, 49°37'58" W). *Meddr Grønland*, Bd 174, Nr. 4. E.G.I.G. 1957-1960 Vol. 4, No. 4.
- 1968: Ein Beitrag zur Kenntnis des Wärmehaushaltes am Grönländischen Inlandeise. *Polarforschung*, VI, 38. Jg. Heft 1/2, 207-211.
- 1973: Zum Strahlungshaushalt des Grönländischen Inlandeises: Vergleichende Studie im Akkumulationsgebiet und Ablationsgebiet. *Polarforschung*, 43. Jg., 1-2, 10-22.
- 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.
- 1977: Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablationszone des Grönländischen Inlandeises: Nachtrag, (Camp IV-EGIG, 69°40'05" N, 49°37'58" W). *Meddr Grønland*, Bd. 187, Nr. 5. E.G.I.G. 1957-1960, Vol. 4, No. 5.
- & F. HOWORKA, 1966: Avalanche activity and free water content of snow at Obergurgl (1980 m a.s.l.), spring 1962. International Association of Scientific Hydrology Nr. 69, Symposium on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches, 65-72.
- & W. DANSGAARD, 1970: Fallont and climate studies on firn cores from Carrefour, Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 8, 311-316.
- BENSON, C. S., 1962: Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet, S.I.P.R.E. *Res. Report*, No. 70.
- DIAMOND, M. & R. W. GERDEL, 1956: Radiation measurements on the Greenland Ice Cap. *S.I.P.R.E. Research Report* 19, Oct. 1956.
- FEDERER, B., 1969: Nivologische Arbeiten der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition, 1968. Eidg. Inst. f. Schnee und Lawinenforschung. *Interner Bericht* No. 491, Fig. 18.
- HOINKES, H. & N. UNTERSTEINER, 1952: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern, I. Vernagtferner (Öztaler Alpen), August 1950. *Geografiska Annaler*, XXXIV, 99-158.
- HOLMGREN, B., 1971: On the vertical turbulent fluxes of water vapour at Ice Cap Station (Part D). Arctic Institute of North America Devon Island Expedition 1961-1963, Meteorologiska Institutionen, Uppsala Universitet. *Meddelander* Nr. 110.
- HOWORKA, F., 1964: Dielektrische Messung des freien Wassergehaltes der Schneedecke. Dissertation Univ. Innsbruck, Phil. Fak.
- LILJEQUIST, G. H., 1957: Energy exchange of an Antarctic snow-field, surface inversions and turbulent heat transfer (Mandheim, 71°03' S, 10°56' W). Norwegian - British - Swedish Antarctic Expedition, 1949-1952, Scientific Results, Vol. II, Part 1.
- QUERVAIN, M. DE, 1969: Schneekundliche Arbeiten der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition (Nivologie). *Meddr Grønland*, Bd. 177, Nr. 4. E.G.I.G. 1957-1960 Vol. 5, No. 1.