

Wärmehaushalt und Ablation der Schneeoberfläche

Von Gustav Hofmann, München *)

Führt man in die Wärmehaushaltsgleichung einer Schnee- oder Eisoberfläche

$$Q + (B + S) + L + V = 0$$

für den Strom fühlbarer Wärme L und den Strom der latenten Verdunstungswärme V die Formeln ein, die die Abhängigkeit dieser Wärmeströme von den meteorologischen Parametern beinhalten, so kann man bei schmelzender Oberfläche aus dem Schmelzwärmestrom $-S$, bei nichtschmelzender Oberfläche aus dem Verdunstungswärmestrom $-V$ den in eine äquivalente Wasserschicht umgerechneten Abbau $-M$ berechnen. Dieser hängt dann außer von der Strahlungsbilanz Q , dem Wärmestrom aus dem Untergrund B , der Lufttemperatur ϑ_L , dem Wasserdampfdruck e_L und dem Luftdruck p noch von der Wärmeübergangszahl α_L ab, die die Güte des Transports von der Oberfläche zur Luft kennzeichnet und von der Windgeschwindigkeit sowie der Oberflächenform abhängt.

Der so gefundene Zusammenhang zwischen dem Abbau $-M$ und den meteorologischen Parametern läßt sich dann in einem Schau-

bild darstellen, das für $p = 525$ Torr (etwa 3000 m ü. NN) die *Abb. 1* zeigt.

Aus ihr kann man für vorgegebene Werte von Q, B, ϑ_L, e_L und α_L den Abbau $-M$ ablesen. Die von links oben nach rechts unten laufende gestrichelte Gerade teilt den Gesamtbereich in den (linken) Bereich der nichtschmelzenden und den (rechten) Bereich der schmelzenden Oberfläche. Zusammen mit der (geknickten) Kurve $M = 0$ und der abszissenparallelen Geraden $e_L = 4,58$ Torr kann man den Gesamtbereich in fünf Teilbereiche aufteilen, die den in *Abb. 2* angegebenen unterschiedlichen Vorgängen an der Oberfläche entsprechen.

Deutlich erkennt man in *Abb. 1*, daß Veränderungen der im Abszissenwert enthaltenen meteorologischen Parameter bei nichtschmelzender Oberfläche wesentlich kleinere Veränderungen im Abbau zur Folge haben als bei schmelzender Oberfläche. Wie eine genauere Analyse zeigt, ist bei gleicher Änderung der meteorologischen Parameter das Verhältnis der Änderung im Abbau merklich kleiner als dem Verhältnis der

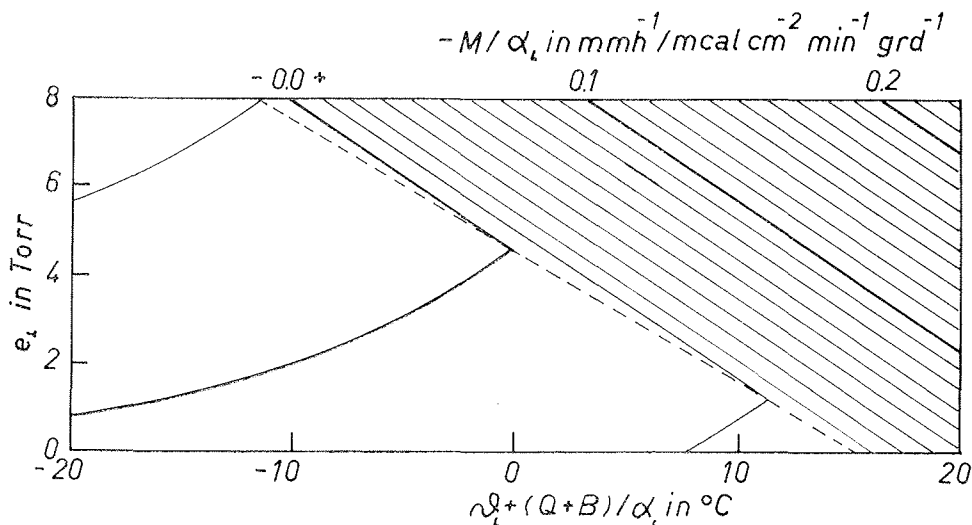


Abb. 1: M/α_L in Abhängigkeit von $\vartheta_L + (Q+B)/\alpha_L$ und e_L

*) Prof. Dr. Gustav Hofmann, 8 München 13, Amalienstr. 52/III, Meteorologisches Institut

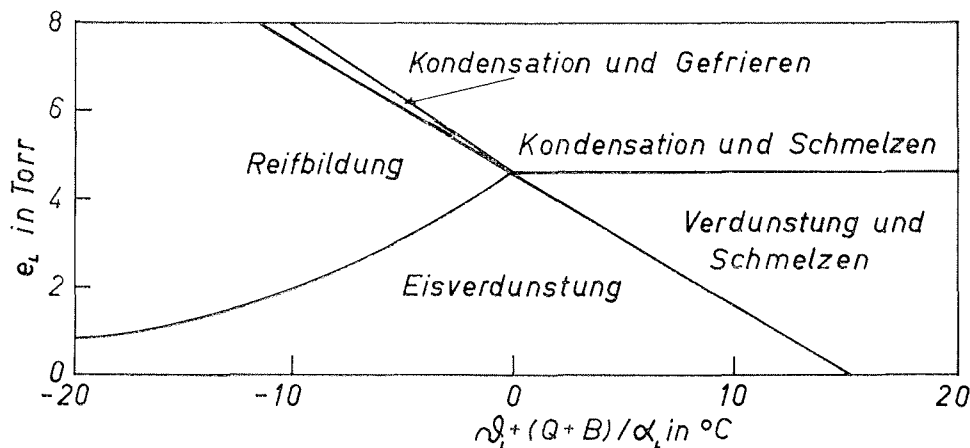


Abb. 2: Die fünf Bereiche mit verschiedenen Vorgängen an der Oberfläche

Schmelzwärme zur Verdunstungswärme des Eises (0,11) entspricht. Bei Änderungen des Ordinatenwertes e_L ist überdies noch das Vorzeichen verschieden, da bei einer Zunahme des Dampfdruckes bei nichtschmelzender Oberfläche der Abbau sinkt, bei schmelzender aber steigt.

Die höchsten Ablationswerte durch Eisverdunstung treten bei wasserdampffreier Luft ($e_L = 0$) beim Übergang von nichtschmelzender zu schmelzender Oberfläche auf (Schnittpunkt der gestrichelten Grenzgeraden mit der Abszisse). Mit der für eine ebene Oberfläche bei mäßigem Wind charakteristischen Wärmeübergangszahl $\alpha_L = 10 \text{ mcal cm}^{-2}\text{min}^{-1}\text{grd}^{-1}$ findet man bei

p	760	525	354	280	Torr
(d. h. etwa	0	3	6	9	km ü. NN)
—M	0.09	0.14	0.20	0.31	mm h ⁻¹
$\theta_s + (Q+B)/\alpha_L$	10.6	15.3	22.8	35.0	$^{\circ}\text{C}$

Diese Werte sollen gleichzeitig einen rohen Anhaltspunkt für das Aussehen der zu Abb. 1 und 2 analogen Schaubilder bei p 525 Torr geben, deren Gesamteindruck aber nicht entscheidend von Abb. 1 und 2 abweicht.

Wesentlich höhere Ablationswerte als bei Eisverdunstung können beim Schmelzen auftreten. So würden beispielsweise bei schmelzender Oberfläche durch eine für Strahlungswetter keineswegs besonders hohe Strahlungsbilanz $Q = 200 \text{ mcal cm}^{-2}\text{min}^{-1}$ bei

$B = L = V = 0 \text{ mmh}^{-1}$ abgebaut werden. Nun ist wohl B meist klein, so daß es vernachlässigt oder bei Q als kleines Zusatzglied berücksichtigt werden kann. Der mit der vorbeistreichenden Luft ausgetauschte Strom fühlbarer und latenter Wärme $L + V$ verschwindet aber nur dann, wenn — wie eine eingehendere Analyse zeigt — die Feuchttemperatur der Luft $\theta_f = 0^{\circ}\text{C}$ ist. Ist $\theta_f > 0^{\circ}\text{C}$, so wird mehr abgebaut, als allein durch $Q + B$ bewirkt wird. Im umgekehrten Fall ($\theta_f < 0^{\circ}\text{C}$) ist der Abbau vermindert und zwar umso mehr, je größer die Wärmeübergangszahl α_L und damit das zu α_L proportionale $-(L + V)$ ist.

An Kanten und Spitzen treten wesentlich höhere α_L -Werte auf als an ebenen Oberflächen, für die die oben angegebenen $10 \text{ mcal cm}^{-2}\text{min}^{-1}\text{grd}^{-1}$ einen rohen Richtwert bilden. Unter gleichen Ventilationsverhältnissen wäre an der Anströmkannte eines Zylinders mit 1 cm Radius $\alpha_L = 100 \text{ mcal cm}^{-2}\text{min}^{-1}$ zu erwarten. Noch größere Werte gelten für kleinere Krümmungsradien, kleinere als für die ebene Fläche dagegen für Mulden und Vertiefungen.

Dies hat zur Folge, daß bei genügend starker Einstrahlung (genauer: $Q + B > 0$) und passenden Temperatur- und Feuchteverhältnissen ($\theta_f < 0^{\circ}\text{C}$) Erhebungen weniger stark abgebaut werden als Vertiefungen, sofern in letzteren der Abbau durch Schmel-

zen erfolgt. Dieser kantenfördernde Abbau verstärkt also im Laufe der Zeit Ungleichförmigkeiten in der Schneeoberfläche. Die für das Auftreten dieser Form der selektiven Ablation erforderlichen meteorologischen Voraussetzungen entsprechen weitgehend den „Gunstfaktoren der Penitentesbildung“, die C. Troll aus vielen Beobachtungen ableitete. Natürlich können und werden bei der Ausbildung des Büßerschnees und ähnlicher Formen der selektiven Ablation auch Einflüsse eine Rolle spielen, die hier nicht betrachtet wurden.

Worauf hier im Anschluß an die Behandlung der allgemeineren Frage des Wärmehaushalts und der Ablation einer Schnee- oder Eisoberfläche hingewiesen werden sollte, war, daß sich einige Eigenheiten der selektiven Ablation zwanglos aus den Gesetzen des Wärmehaushalts einer Oberfläche und den damit verbundenen Gesetzen des Wärme- und Stoffübergangs ableiten lassen.

Eine ausführliche Darstellung ist im Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, Band 13, 1963, S. 1—20 erschienen.

Schnee-Metamorphose und Sonnenbestrahlung

Von M. Bossolasco **), G. Cicconi, C. Eva G. Flocchini, Istituto Geofisico, Università di Genova

Im Winter 1962—63 haben wir in Sauze d'Oulx (1865 m ü. b. MN) ¹⁾ laufende Registrierungen der Schneedecken-Temperatur durchgeführt und zwar durch Verwendung von Thermistoren und Thermoelementen, die in den Höhen von 10, 20, 30, . . . 70 cm über dem Boden aufgestellt waren. Außerdem sind auch tägliche Bestimmungen der Schnee-Dichte in den entsprechenden Tiefen gemacht worden, während laufende Registrierungen der dortigen Global-Strahlung erfolgten durch eine Kipp-Thermosäule verbunden mit dem Honeywell Registrier-Gerät (mit 24 Linien), mit dem auch die Schneedecken-Temperatur an den erwähnten Stellen sowie andere meteorologische Elemente gemessen wurden.

Über die Ergebnisse der Auswertung dieses umfangreichen Materials wird an anderer Stelle ausführlich berichtet werden.

Hier wollen wir nur auf eine Erscheinung hinweisen, die für die thermischen Verhältnisse im Innern der Schneedecke charakteristisch erscheint und welche daher auch ausschlaggebend für die Schnee-Metamorphose ist.

Zu unserem Zweck haben wir nur die Tage mit unbedecktem Himmel, an denen die

Lufttemperatur immer unter 0 °C geblieben ist, untersucht. In den vier Monaten Dezember 1962 — März 1963 betrug die Zahl solcher Tage 18 (unter Berücksichtigung der Notwendigkeit, die Einflüsse von anomalen vorhergehenden Tagen zu vermeiden).

Für jeden Tag dieser Art haben wir das Verhältnis $R/\Delta t$ berechnet, wo Δt die Zeit-Differenz zwischen dem Sonnenaufgang am Schneefeld und dem Eintritt des Maximums der Schnee-Temperatur des Tages in den entsprechenden Tiefen bis 25 cm ist (von der Oberfläche der Schneedecke gerechnet), während R die Global-Strahlung ist, welche der Zwischenzeit Δt entspricht. Die graphische Darstellung der Werte von $\log R/\Delta t$ in Funktion der Tiefe ist in Abb. 1 gegeben.

Trotz der kleinen Zahl der Daten und der Streuung der entsprechenden Punkte, ersieht man aus der Abbildung, daß in der Tiefe von 10—12 cm die Absorption der Sonnenstrahlung ihre größte Wirkung zur Erwärmung des Schnees im Verhältnis zur Wärmeleitung erreicht. Unten ist eine Übergangsschicht zwischen 12 und 18 cm angedeutet, während in größeren Tiefen fast ausschließlich die Wirkung der Wärmeleitung eintritt. Das Ergebnis ist auch durch andere Aus-

*) Prof. Mario Bossolasco, Genua, P. O. Box 3145.