

Neue Untersuchungen über die Strahlungseigenschaften der Schneedecke

Autor(en): **Prohaska, F. / Thams, Chr.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Helvetica Physica Acta**

Band (Jahr): **13 (1940)**

Heft I

PDF erstellt am: **06.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-111049>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Neue Untersuchungen über die Strahlungseigenschaften der Schneedecke

von F. Prohaska und Chr. Thams.

Aus dem Physikalisch-Meteorologischen Observatorium Davos

Vorsteher: Dr. W. MÖRIKOFER.

In den Wintermonaten der Jahre 1936/37 und 1937/38 wurden von O. ECKEL und CHR. THAMS am Physikalisch-Meteorologischen Observatorium Davos verschiedene Untersuchungen über physikalische Eigenschaften der natürlichen Schneedecke angestellt^{1) 2)}. So wurden Dichte und Gesamtgewicht, Temperaturverhältnisse, Wärmehaushalt und Strahlungseigenschaften der Schneedecke untersucht und in ihrem zeitlichen Verlauf verfolgt. Dabei zeigte sich, dass das Verhalten der Schneedecke gegenüber Strahlung sehr kompliziert, weil komplex ist, so dass in diesen Untersuchungen nicht alle diesbezüglichen Fragen abgeklärt werden konnten. So sind die bisher vom Observatorium Davos publizierten Strahlungsuntersuchungen an Schnee vornehmlich im Spätwinter ausgeführt worden, in einer Zeit also, in der die Schneedecke schon starken Veränderungen unterliegt. Auch haben die bisher veröffentlichten Durchlässigkeitsmessungen verschiedener Forscher stark differierende Werte ergeben.

Es schien uns deshalb wünschenswert, einzelne dieser Teilfragen noch weiter abzuklären und z. B. die Strahlungseigenschaften der Schneedecke über einen ganzen Winter zu verfolgen, sowie an einem grösseren Material ihr unterschiedliches Verhalten bei verschiedenen Schneearten zu zeigen. Im direkten Anschluss an die Arbeiten der vergangenen Jahre wurden deshalb von Anfang Dezember 1938 bis Ende April 1939 am Observatorium Davos und wieder in der bewährten Zusammenarbeit mit der Schweizerischen Schnee- und Lawinenforschungskommission auf Weissfluhjoch neue Messungen angestellt.

1. Definitionen und Begriffe.

Unter den Strahlungseigenschaften der Schneedecke verstehen wir ihr Verhalten gegenüber der Strahlung, in erster Linie ihr *Reflexionsvermögen* und ihr *Durchlässigkeitsvermögen*. Ersteres wird durch die sogenannte *Albedo* gemessen, die definiert ist als das

Verhältnis der von der Schneedecke diffus, d. h. gleichmässig nach allen Richtungen der Halbkugel reflektierten zur darauf auffallenden Strahlungsenergie. Die Albedo hängt also wesentlich von den Eigenschaften der Oberflächenschicht, ausserdem aber auch von den Eigenschaften der darunter liegenden Schichten ab; denn aus diesen dringt, infolge der Strahlungsdurchlässigkeit des Schnees und der inneren diffusen Reflexionen und Brechungen, auch Licht durch die Oberfläche nach aussen. Trotzdem wird man den Wert der Albedo im wesentlichen als charakteristisch für die oberste Schneeschicht ansehen können, weil die direkt an der Oberfläche reflektierte Intensität den von innen kommenden Anteil bei weitem überwiegt.

Den Vorgang der *Lichtschwächung* in einer Schneeschicht können wir uns analog zum Vorgang der Lichtschwächung in der Atmosphäre vorstellen: durch Streuung, Beugung, Absorption, diffuse Reflexion und Brechung wird ein Intensitätsverlust des eindringenden Lichtes hervorgerufen. Bezeichnet I_h die in der Tiefe h unter der Oberfläche vorhandene Intensität, so ist der Intensitätsverlust dI beim Fortschreiten bis zur Tiefe $h + dh$ in erster Näherung proportional zu I_h und dh . Da dI eine negative Grösse ist, kann man den Proportionalitätsfaktor mit $-\varepsilon$ bezeichnen und erhält dann

$$dI = -\varepsilon I_h \cdot dh,$$

woraus durch Integration in bekannter Weise die BOUGUER-LAMBERTSche Formel $I = I_0 e^{-\varepsilon h}$ folgt. Hierbei ist $I = I_h$ die Intensität in der Tiefe h , I_0 die in die Schneeoberfläche eindringende Strahlungsintensität. Diese Grösse I_0 kann aber nicht direkt aus dem Verhältnis der reflektierten zur auffallenden Strahlung berechnet werden, da in der reflektierten Strahlung auch noch der aus dem Innern der Schneeschicht kommende Anteil enthalten ist. Die Grösse ε heisst *Extinktionskoeffizient* und ist ein Mass für die Gesamtwirkung der oben genannten lichtschwächenden Faktoren. Wir vermeiden deshalb das Wort *Absorptionskoeffizient*, das in verschiedenen früheren Arbeiten verwendet wurde, weil eigentlich in diesem Ausdruck nur einer der verschiedenen lichtschwächenden Faktoren enthalten ist. Im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Atmosphäre ist die molekulare Lichtstreuung im Schnee nur von untergeordneter Bedeutung. Dafür spielen hier die diffusen Reflexionen und Brechungen an den im Schnee zahlreich vorhandenen und ganz regellos orientierten optischen Grenzflächen die Hauptrolle. Aus diesem Grunde dürfte auch die Veränderlichkeit des Extinktionskoeffizienten ε mit der Wellenlänge

des Lichtes beim Schnee geringer sein als bei der Atmosphäre. Allerdings ist zu beachten, dass man verschiedene ε -Werte erhält, je nachdem man nur im sichtbaren Bereich misst, z. B. mit Photoelement, oder auch die ultrarote Strahlung mitmisst, z. B. mit Pyranometer, da der Schnee nach DEVAUX³⁾ letztere fast vollkommen absorbiert, während die Absorption im Sichtbaren sehr gering und für alle Wellenlängen annähernd gleich ist.

Von viel grösserer Bedeutung als die Wellenlängenabhängigkeit ist jedoch der Umstand, dass die bei Ableitung der BOUGUER-Schen Formel stillschweigend gemachte Voraussetzung der Homogenität des Mediums für Schnee meist nur sehr unvollkommen erfüllt ist. Es sind nicht nur die von den verschiedenen Schneefällen herrührenden Schichten sehr verschieden voneinander, sondern auch die von einem einzelnen Schneefall stammende Schicht selbst besitzt selten eine einheitliche Struktur. Der Zahlenwert des Extinktionskoeffizienten wird deshalb ganz verschiedene Werte annehmen. Wenn man aber aus Intensitätsmessungen in verschiedenen Tiefen h ein ε für eine bestimmte Schneeschicht berechnet, so muss man dies als eine Art Mittelbildung über die zu den benutzten Tiefen gehörenden ε -Werten ansehen. Wie weit es berechtigt ist, solche „mittlere ε -Werte“ einer Schneedecke zuzuordnen und somit den Intensitätsabfall in derselben durch die BOUGUER-Sche Formel darzustellen, lässt sich natürlich nur aus den experimentellen Ergebnissen der ε -Bestimmungen beurteilen. Nach unserer Erfahrung hat sich der Extinktionskoeffizient immerhin als brauchbar zur Charakterisierung der Durchlässigkeitseigenschaften der verhältnismässig homogenen, winterlichen und trockenen Schneedecke erwiesen. Zur Charakterisierung der Frühjahrsschneedecke muß man jedoch wegen ihres inhomogenen Aufbaues auf die Darstellung des Intensitätsabfalls in der Gesamtschneedecke durch einen bestimmten Wert des Extinktionskoeffizienten verzichten. Um immerhin einen Vergleich mit den ε -Werten der winterlichen Schneedecke zu erhalten, kann man sinngemäss die Extinktionskoeffizienten im Frühjahrsschnee nur für eine bestimmte Schicht innerhalb der Schneedecke angeben, oder für die Gesamtschneedecke den Schwankungsbereich, innerhalb dessen die ε -Werte variieren können. Hält man jedoch eine solche Charakterisierung nicht für ausreichend, so muss man sich auf die tabellarische Angabe des Intensitätsverhältnisses der in der Tiefe h gemessenen zu der in die Schneeoberfläche eindringenden Strahlung beschränken, ein Weg, den z. B. KALITIN⁴⁾ beschrritten hat.

Die BOUGUER-LAMBERTSche Formel benützt man auch manchmal in der Gestalt $I = I_0 q^h$, wobei $q = e^{-\varepsilon}$ ist, und nennt q *Trans-*

missionsfaktor. Physikalisch kommt es natürlich vollkommen auf dasselbe heraus, ob man mit ϵ oder q arbeitet. Wir haben wegen des bequemeren Vergleichs mit den Angaben anderer Forscher die Grösse ϵ benützt.

Die Frage der Wellenlängenabhängigkeit von Reflexion und Extinktion des Lichtes durch die Schneedecke wurde von uns nicht untersucht; wir werden aber über die bis jetzt hierüber vorliegenden Arbeiten kurz in den betreffenden Abschnitten referieren.

2. Messmethoden.

Da in den eingangs erwähnten Arbeiten¹⁾²⁾ die Apparaturen wie auch ihre Fehlerquellen eine eingehende Darstellung erfahren haben, soll hier nur das Wesentliche über Instrumente und Messmethoden gesagt werden. Für die Bestimmung der Albedo wurden

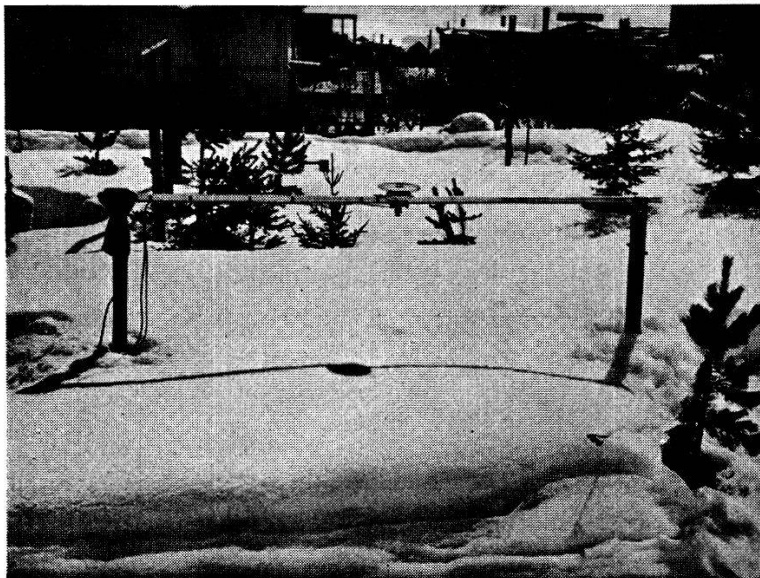


Fig. 1.

Anordnung zur Registrierung der Schnealbedo mit zwei Solarimetern.

zwei Solarimeter nach MOLL-GORCZYNSKI verwendet. Diese wurden in ihrer Empfindlichkeit aufeinander abgestimmt und auf einen vier Meter langen T -Träger etwa 1—1,50 m über der Schneeoberfläche so montiert, dass das eine die von oben auffallende, das andere die von unten reflektierte Strahlung empfing (Fig. 1).

Ferner wurde für Feldmessungen ein transportables Solarimeter in kardanischer Aufhängung verwendet (Fig. 2). Dieses Instrument wurde an einem langen Rohr aus Leichtmetall befestigt, das auf einem Dreibeinstativ ruhte; für die Messungen wurde das Solarimeter abwechselnd nach oben und unten gerichtet.

Die Thermostrome wurden bei der festen Montierung mit zwei Solarimetern mit einem Schlagbügelgalvanometer von Hartmann & Braun registriert, beim transportablen Instrument an einem Zeigermillivoltmeter von Kipp & Zonen abgelesen. Die so montierten Albedometer hatten eine Messgenauigkeit von 1—2%.

Für die Durchlässigkeitsbestimmungen benützten wir ein Stechphotometer (Fig. 3) mit einem Sperrschichtphotoelement,

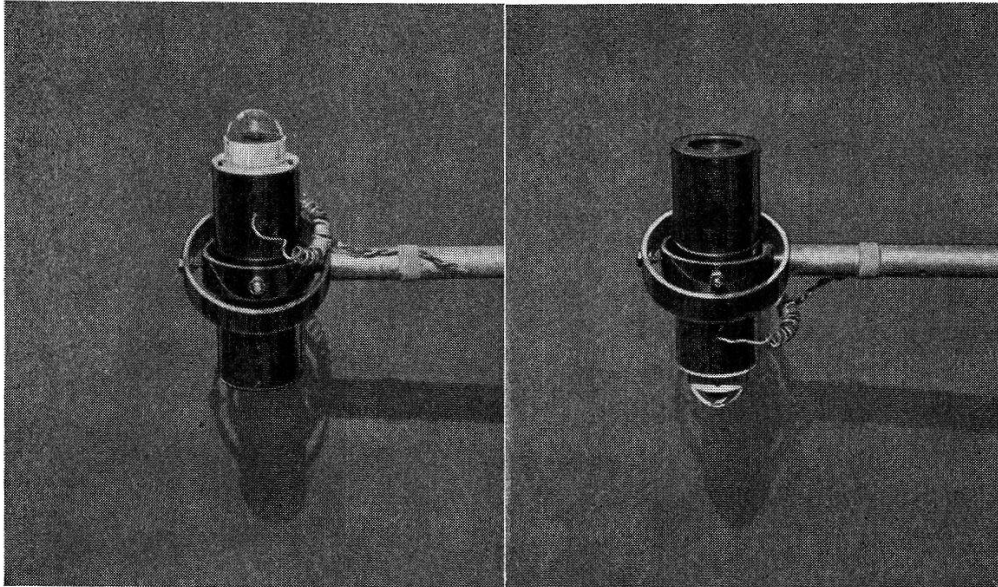


Fig. 2.

Solarimeter MOLL-GORCZYNSKI in kardanischer Aufhängung.

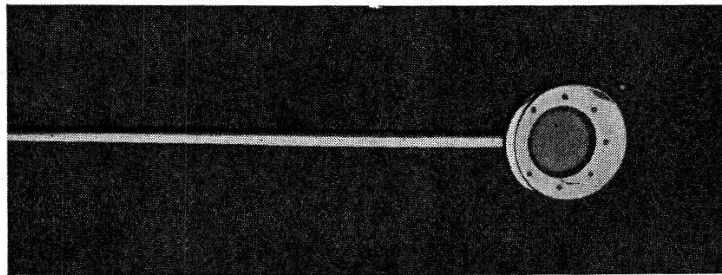


Fig. 3.

Stechphotometer mit Sperrschichtphotoelement.

das nach Angabe des Herstellers einen Bereich von 300—800 $m\mu$ mit optischem Schwerpunkt bei 575 $m\mu$ umfasst. Der Strom wurde mit einem Mikroamperemeter der A. E. G. gemessen. Die Zelle ist mit einem Grauglasfilter NG 5 von 4 mm Dicke von Schott & Gen. versehen und in eine flache, am vordern Rande spitz zulaufende Fassung eingebaut. Das auf diese Weise geschützte Photoelement ist an eine 90 cm lange Stossstange befestigt, die ihrerseits eine breite Platte aus Antikorodal trägt, um das Absinken

des Instrumentes in lockeren Schneeschichten zu verhindern. Diese Methode hat eine Unsicherheit von durchschnittlich $\pm 5\%$. Dieser Wert wurde aus Messungen in der Schneeschicht selber bestimmt, indem das Stechphotometer bei konstanten Strahlungsverhältnissen wiederholt in dieselbe Schicht und an ein und denselben Ort horizontal eingestossen wurde. Natürlich kann eine gewisse Streuung der Werte auch dadurch bedingt sein, dass man beim Einstechen nicht immer an die gleiche Stelle gelangt. Hier zeigt sich schon die wesentlichste Schwierigkeit, durch die die Genauigkeit der Durchlässigkeitsmessungen im Felde beeinträchtigt wird. Bekanntlich wird die Durchlässigkeit des Schnees für Strahlung dadurch bestimmt, dass man sowohl die in die Schneeoberfläche eindringende (auffallende Strahlung abzüglich Reflexstrahlung) wie auch die bis zu einer gewissen Tiefe hindurchgedrungene Strahlung misst; oder aber man stellt die durchgelassene Strahlung in zwei verschiedenen Tiefen fest. Wir haben uns, abgesehen von den Messungen im Hochwinter immer nur der letzteren Methode bedient. Bei jeder Messung trachtet man danach, das Photometer möglichst horizontal in die Schneeschicht einzuführen. Die Tiefe, in der die Zelle unter der Oberfläche liegt, wird dadurch bestimmt, dass man nach der Messung einen Metallmasstab von oben senkrecht zur Fläche des Photometers so weit in die Schicht steckt, bis er auf die Zelle stösst. Nun kann es (vor allem im Hochgebirge) vorkommen, dass zwischen der Oberfläche und der zu messenden Schichttiefe starke Harst- oder Eisschichten eingelagert sind. In diesen Fällen ist es nicht möglich, den Masstab durch die Schichten hindurchzustossen; man kann dann die Tiefe nur an der Einstichstelle selber messen und muss darauf sehen, das Instrument möglichst gut horizontal einzustossen. Zuweilen sind aber alle Schneeschichten so fest, dass ein Eindringen mit dem keilförmigen Photometer ohne besondere Hilfsmittel unmöglich ist.

Das registrierende Albedometer war während des ganzen Winters auf einer dem Observatorium benachbarten, fast horizontalen und ziemlich windgeschützten Wiese aufgestellt. Auch die Durchlässigkeitsmessungen wurden bis 5. April 1939 auf derselben Wiese durchgeführt. Später wurden die Untersuchungen der Durchlässigkeit wie auch die Albedomessungen auf das Versuchsfeld der Schweiz. Schnee- und Lawinenforschungskommission im Dorftäli unterhalb Weissfluhjoch verlegt. Dieses Feld liegt ungefähr auf 2540 m ü. M. südlich der Endstation der Parsennbahn, ist das einzige grössere horizontale Feld dieses Gebietes und hat eine verhältnismässig geringe Horizontabschirmung.

3. Ergebnisse der Albedobestimmungen.

In den eingangs erwähnten beiden Arbeiten des Observatoriums Davos¹⁾²⁾ konnte mit Hilfe eines grossen Materials das Verhalten der Tagesmittel der Albedo in bezug auf die grossen Veränderungen in der Schneedecke vor allem während der Abschmelzperiode gezeigt werden. Dabei ergab sich, dass für Neuschnee die Albedo am grössten ist und im allgemeinen zwischen 77 und 88% schwankt, gelegentlich sogar noch höher steigt. Für gelagerten, trockenen Schnee beträgt die Albedo je nach der Beschaffenheit der Schneeoberfläche etwa 70—80%. Bei Lufttemperaturen über dem Gefrierpunkt fällt die Albedo weiter und beträgt für grobkörnigen, durchnässten Frühjahrschnee etwa 55—65%; ausnahmsweise wurden bei starker Verunreinigung des nassen Schnees auch Werte von 45—55% gefunden.

Bei der Zuordnung der gemessenen Albedowerte zur Schneeoberflächenschicht ist jedoch zu beachten, dass auch die darunter liegenden Schichten, soweit noch Strahlung eindringt, an der Rückstrahlung teilhaben und dadurch die Albedowerte beeinflussen; so kann sich gelegentlich ein eindeutig gemessener Albedowert aus der Rückstrahlung einer stark reflektierenden dünnen Neuschneesicht und derjenigen einer darunter liegenden schlecht reflektierenden Naßschneesicht zusammensetzen. Damit einer Rückstrahlung aus Schichten tiefer als etwa 30 cm unter der Schneeoberfläche praktisch nicht gerechnet werden muss, gelangen so bei den Albedobestimmungen nur die obersten Schneeschichten zu wesentlicher Wirkung.

Bei den Davoser Untersuchungen konnte festgestellt werden, dass die Albedowerte keinerlei Abhängigkeit von dem Einfallswinkel zeigen, unter dem die Sonnenstrahlung auf die Schneeoberfläche fällt. Dagegen machten wir die Feststellung, dass infolge selektiver Empfindlichkeit und verschiedenartiger Montierung die Wahl der verwendeten Instrumente von grossem Einfluss auf die erhaltenen Resultate ist. Diese Tatsache wurde durch Parallelmessungen mit thermoelektrischen Pyranometern und Sperrschichtphotoelementen von uns wie auch von OLSSON⁵⁾ in Spitzbergen in gleicher Weise festgestellt. Dabei ergab sich, dass man mit Photoelementen meist zu wesentlich höheren Albedowerten gelangt als mit Pyranometern; während diese Differenz sich für OLSSONS Beobachtungsmaterial (unter Benützung lediglich der gleichzeitigen Messungen) im Mittel zu 17% berechnen lässt, variiert sie bei unseren Untersuchungen zwischen 0 und 10%.

Dieser Unterschied, der bei allgemeinen Betrachtungen über

den Strahlungshaushalt der Schneedecke nicht zu vernachlässigen ist, kann mehrere Ursachen haben. Vor allem ist die spektrale Empfindlichkeit der beiden Instrumente verschieden; während das kalorimetrische Pyranometer die ganze Sonnen- und Himmelsstrahlung im Bereich von $0,3\text{--}4\ \mu$ aufnimmt, spricht das selektive Photoelement auf das Gebiet von etwa $0,3\text{--}0,8\ \mu$ an und misst somit in der Hauptsache die sichtbare Strahlung. Nun hat aber DEVAUX³⁾ festgestellt, dass oberhalb $1,5\ \mu$ die Strahlung im Schnee vollkommen absorbiert wird; trotz der geringen Energie der Sonnenstrahlung im oberhalb $1,5\ \mu$ gelegenen Bereich muss demnach die Albedo des Schnees für die gesamte Sonnenstrahlung etwas geringer sein als im sichtbaren Bereich allein. Ausserdem ist zu beachten, dass die Auffangfläche bei den Pyranometern durch eine durchsichtige geschliffene Glashalbkugel, bei den Photoelementen durch eine Milchglasscheibe geschützt ist. Nun befolgt die aus einer solchen Milchglasscheibe austretende Strahlung das LAMBERTSche Cosinusetz nicht genau, indem unter flachem Winkel auffallende Strahlen in stärkerem Masse geschwächt werden. Gerade im Winter, wo die direkte Sonnenstrahlung unter flachem Winkel einfällt, erhält man deshalb mit dem Photoelement zu niedrige Werte der von oben einfallenden Strahlung, während die Werte der von unten reflektierten Strahlung durch diesen Umstand nicht beeinflusst werden. Schliesslich erfährt die von der Seite einfallende direkte Strahlung eine weitere Schwächung durch die Schattenwirkung der Fassung.

Alle diese Ursachen bewirken eine Erhöhung der mit Photoelementen gemessenen Albedowerte. Milchglasmängel und Schattenwurf der Fassung sind schwer vermeidbare Fehler der Versuchsanordnung, die spektrale Empfindlichkeit bedingt reelle Unterschiede, so dass mit Photoelementen lediglich die Albedo des Schnees im Sichtbaren oder in Teilen desselben gemessen werden kann. Im gleichen Sinne erklären sich auch die Unterschiede der Albedobestimmungen, die KALITIN 1929 mit Pyranometern⁶⁾ und 1937 mit Photoelementen⁷⁾ angestellt hat.

So können wir auf Grund dieser Überlegung nur diejenigen Zahlen als repräsentativ für die Albedo im gesamten Spektralbereich ansehen, die mit Pyranometern gemessen wurden. Da diese Instrumente mit grosser Präzision hergestellt werden, untereinander fast keine Unterschiede zeigen und eine grosse Messgenauigkeit besitzen, möchten wir sie auch ihrer Kleinheit und leichten Handhabung wegen als die geeignetsten und genauesten Instrumente für Messungen der Gesamtalbedo bezeichnen. So zeigen auch alle bis jetzt von verschiedenen Forschern veröffentlichten

Albedowerte, die mit Pyranometern gemessen wurden, eine vorzügliche Übereinstimmung untereinander und mit unseren Resultaten. Das Photoelement wird zur Messung der Albedo nur in besonderen Fällen herangezogen werden dürfen, wenn man Fragen der spektralen Abhängigkeit untersuchen will. Aber auch dann sollten die oben besprochenen instrumentellen Fehlerquellen in geeigneter Weise berücksichtigt werden.

Der Vollständigkeit halber seien hier zwei neuere Arbeiten von KALITIN⁷⁾ und von SAUBERER⁸⁾ erwähnt, die sich mit der Wellenlängenabhängigkeit der Reflexion des Schnees befassen. KALITIN⁷⁾ untersuchte in der Zeit vom 23. Februar bis 14. April 1937 an 28 Tagen in 59 Messreihen die Albedo für 5 Spektralbereiche getrennt mit Hilfe eines Photoelements unter Vorschaltung von Filtern. Für die winterliche Schneedecke fand er die grössten Reflexionswerte (etwa 95%) im Spektralbereich von 450—610 $m\mu$; die Albedo ist über diesen Bereich nahezu konstant, nimmt jedoch unterhalb 450 $m\mu$ resp. oberhalb 610 $m\mu$, also schon im Rot und Blau, etwas ab. Die Veränderung der Schneeoberfläche im Laufe des Winters wirkt sich auch in der spektralen Abhängigkeit der Albedo aus; so ist z. B. für trockenen und reinen Schnee die Verminderung im Rot und Blau wesentlich geringer als für nassen und schmutzigen.

Die Resultate, die SAUBERER⁸⁾ aus 10 Messungen ableitet, decken sich mit der von KALITIN⁷⁾ gefundenen Wellenlängenabhängigkeit; doch sind die Variationen wesentlich geringer und werden deshalb von SAUBERER als innerhalb der Messgenauigkeit liegend und als nicht reell angesehen.

Es war nicht Aufgabe unserer neuen Untersuchung, die bereits durch die früheren Davoser und sonstige Arbeiten festgestellten Werte der Albedo neuerdings zu bestätigen, sondern es war unsere Absicht, einige bei den bisherigen Untersuchungen aufgetretenen Spezialfragen zu prüfen. Vor allem war es notwendig, die Reflexionsverhältnisse der Schneedecke während eines ganzen Winters zu verfolgen, da unsere früheren Messungen ausschliesslich im Spätwinter und in der Schmelzperiode vorgenommen worden waren. Auch wurden Fragen des Tagesganges der Albedo bei Lufttemperatur über und unter dem Gefrierpunkt, wie auch die Reflexionseigenschaften einer nicht matten Schneeoberfläche bei Firnspiegel untersucht; schliesslich wurde auch geprüft, ob die Wahl von gerichteter oder diffuser Strahlung bei der Bestimmung der Albedo von Einfluss ist. Für diese Untersuchungen standen uns rund 1000 Albedowerte aus Einzelmessungen und Registrierungen vom 5. Dezember 1938 bis 21. April 1939 zur Verfügung.

Der Verlauf der Tagesmittel der Albedo während der Monate März und April in den Jahren 1937 und 1938 wurde eingehend in der letzten Arbeit²⁾ in Zusammenhang mit Lufttemperatur und Schneefällen diskutiert. Da eine ähnliche Untersuchung für den Winter 1938/1939 nichts prinzipiell Neues ergeben hat, sei hier nur das Wesentliche aus den Ergebnissen der neuen Untersuchungsperiode erörtert. In Fig. 4 haben wir für die Zeit vom 10. Januar bis 21. April 1939 die Tagesmittel der Lufttemperatur und der Schneealbedo dargestellt, wie auch die Neuschneehöhen eingetragen und in der punktierten Kurve angegeben, wieviel Strahlung in gcal/cm² Tag in die Schneedecke eindringt. Wenn wir die beiden oberen Kurven betrachten, fällt vor allem der nahezu

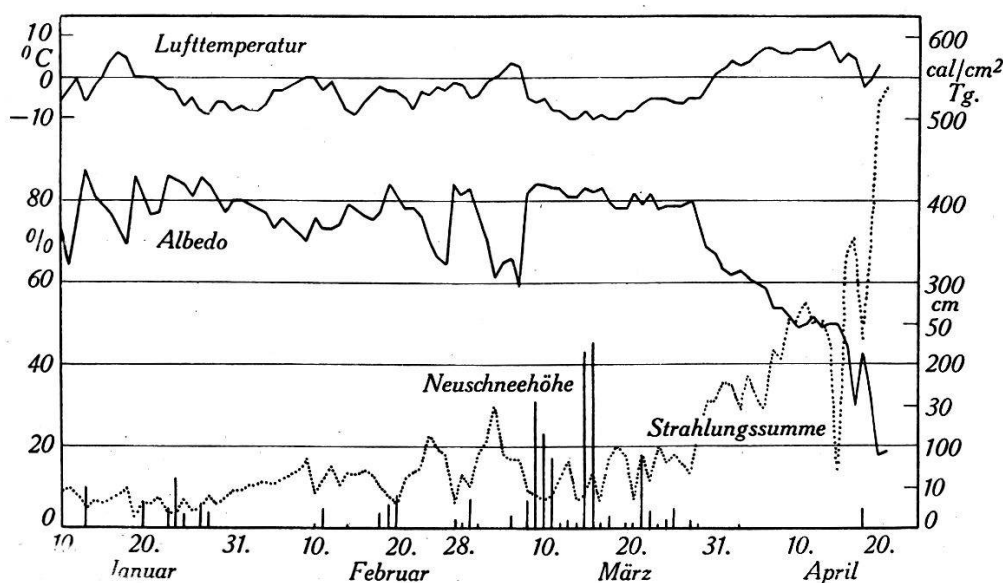


Fig. 4.

Tagesmittel der Lufttemperatur und Albedo, Tagessumme der in die Schneedecke eindringenden Strahlung in gcal/cm² und Neuschneehöhen im Winter 1938/39.

spiegelbildliche Verlauf von Lufttemperatur und Schneealbedo auf, der hauptsächlich dann gut ausgeprägt ist, wenn die Lufttemperatur bei oder über dem Gefrierpunkt liegt. Dieser inverse Verlauf hat zwei Ursachen, einmal die Erhöhung der Albedo durch Schneefall, der im Gebirge häufig mit Temperaturerniedrigung einhergeht, und sodann die Erniedrigung der Albedo durch den Setzungs- und Schmelzprozess, der durch die Erwärmung der umgebenden Luft über 0° stark gefördert wird. Daraus erklärt sich auch der gegenüber dem Frühjahr gleichmässiger Verlauf der Albedo im Winter, der nur gelegentlich durch Schwankungen, wie sie z. B. durch Warmluftvorstösse hervorgerufen werden, gestört werden kann.

Für die von der Schneedecke aufgenommene Strahlungsenergie setzen wir näherungsweise $I_a = I_e(1 - \alpha)$, wobei I_e die auf die Schnee-

oberfläche fallende Globalstrahlung von Sonne und Himmel (zu entnehmen aus den Registrierungen eines Pyranometers oder Aktinographen ROBITZSCH) und α das Tagesmittel der Albedo bedeutet. Diese auf solche Weise errechneten Energiewerte sind in Fig. 4 als unterste Kurve aufgetragen. Diese Energie wird allerdings bei kleineren Schneehöhen (etwa unter 30 cm) nicht vollständig vom Schnee absorbiert und dringt daher zu einem kleinen Teil noch in den Erdboden ein, durch dessen Erwärmung sie aber zum Teil der Schneedecke wieder zugute kommt. Man sieht aus der Kurve, dass oft recht beträchtliche Wärmemengen vom Schnee aufgenommen werden. Aus der Formel ergibt sich, dass eine Abnahme der Albedo eine Vergrößerung der eindringenden Strahlung bewirkt. Durch den Umstand, dass sich die Strahlung dabei in Wärme umsetzt, wird eine Vergrößerung der absorbierten Strahlungsenergie wieder eine Verringerung der Albedo bewirken. Die beiden Vorgänge steigern sich somit gegenseitig. So erklärt sich auch die rasch einsetzende Durchnässung der Schneedecke im Frühjahr, wenn die Lufttemperatur über 0° steigt und die Intensität der Einstrahlung schon stark zunimmt. Man erkennt diese Tatsache gut an dem raschen Anstieg der Kurve des Strahlungsgenusses ab Ende März, zu welchem Zeitpunkt der kräftige Abschmelzvorgang einsetzte. Der plötzliche Anstieg ab 16. April entspricht dem Übergang zu Grasboden, der über 80% der einkommenden Strahlung absorbiert. Der nicht vollkommen inverse Verlauf zur Albedo erklärt sich daher, dass gleichzeitig auch die Intensität der Globalstrahlung stark zunimmt.

Zum besseren Verständnis der Fig. 4 sei noch kurz der Witterungsablauf dieses Winters, soweit er sich auf die Schneedecke bezieht, geschildert. Zur Bildung der ersten Schneedecke, deren Mächtigkeit grösser als 20 cm war, kam es erst durch die lang andauernde Schneefallperiode um die Jahreswende. Bis zum 8. Januar gab es während dieses Zeitraumes fast täglich Neuschnee. Zufuhr warmer Luft um Mitte Januar liess die Schneedecke zusammensinken, und erst die neuerlichen kleinen Schneefälle Ende Januar bauten sie wieder auf. Diese Schneedecke veränderte sich dank dem winterlichen Wetter nur wenig und nur kleinere Schneefälle Mitte Februar erhöhten sie zeitweilig. Erst im März kam es zu den grössten Schneefällen dieses Winters. Die Schneedecke, die bisher selten und nur vorübergehend 50 cm überschritten hatte, wuchs plötzlich auf 130 cm. Allerdings aperte sie dann wegen der warmen Witterung und der schon intensiven Strahlung in kurzer Zeit vollkommen aus, und Mitte April war die Beobachtungswiese schneefrei.

Den Schwankungsbereich und die Häufigkeitsverteilung der Albedo sehen wir in Fig. 5, in der die nach $\frac{a+2b+c}{4}$ ausgeglichene Häufigkeitskurve, für Winter und Frühjahr getrennt, gezeichnet ist. Zur Beurteilung der Kurve muss noch folgendes berücksichtigt werden. Es wurden nur diejenigen Albedowerte verwendet, die aus den Registrierungen des Albedometers auf der Observatoriumswiese ausgewertet waren. An Tagen mit Schneefall führt jedoch eine Auswertung der Registrierung zu unrichtigen Werten, weil das die Globalstrahlung empfangende Instrument immer beschneit wird. So mussten, um in der Häufigkeitsstatistik

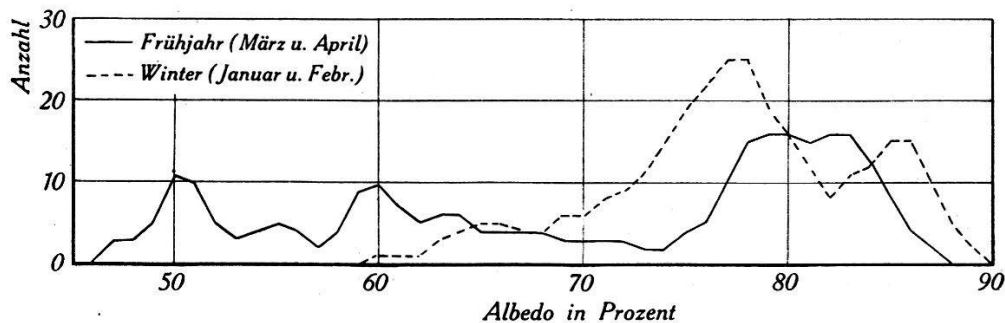


Fig. 5.

Ausgeglichene Häufigkeitskurve der Albedowerte im Winter 1938/39.

die Schneefalltage nicht ganz ausfallen zu lassen, für diese Tage die Albedowerte interpoliert werden. Diese Interpolation beruht auf der Annahme, dass die Albedo während des Schneefalls sich nicht wesentlich von der unterscheidet, die gleich nach dem Schneefall registriert wird. Da auch wegen der verschiedenen Tageslänge und der oft stark wechselnden Bewölkung nicht täglich gleich viel Werte ausgemessen werden konnten, entschlossen wir uns, um jedem Tag gleiches Gewicht zu geben, aus jedem Tagesgang nur 6 typische, über den ganzen Tag möglichst gleichmässig verteilte Werte herauszunehmen, oder sie sinngemäss auf 6 zu ergänzen, falls nicht den ganzen Tag registriert werden konnte.

Die Häufigkeitskurve der winterlichen Schneedecke (Fig. 5) hat ihr Hauptmaximum zwischen 74 und 80%; dies entspricht der Albedo des trockenen Schnees, der in langsamer Setzung begriffen ist. Das kleine Maximum zwischen 84 und 86% rührt hauptsächlich von den Tagen mit Schneefall her; doch ist es mit gewissem Vorbehalt aufzunehmen, da, wie erwähnt, die Albedo für Stunden mit Schneefall nur durch Interpolation bestimmt werden konnte.

Die Kurve des Frühjahrs in Fig. 5 mit ihrem Maximum zwi-

schen 78 und 83% zeigt, dass in dieser Jahreszeit die Albedo bei Schneefall und bei Neuschnee etwas tiefer liegt als im Winter. Das breite Band zwischen 60 und 75% stellt die stark veränderliche Albedo bei Setzung des Schnees dar, während die Werte um 50% auf die Albedo schmelzenden Schnees zurückzuführen sind.

Was die absoluten Extreme anbelangt, so erreichte der höchste von uns gemessene Wert 89% am 20. Januar um 11 Uhr; jedoch sank an diesem Tage, da die Temperatur der umgebenden Luft stark über 0° stieg, die Albedo bis 14 Uhr auf 74%. Dies war der einzige Wintertag mit so grosser Schwankung. Auch unter günstigsten Bedingungen werden so hohe Werte nur 1—2 Tage bestehen können, da schon ein kleiner Setzungs- oder Schmelzvorgang die Albedo sinken lässt. Eine untere Grenze der Albedo des Schnees ist kaum anzugeben, da in der Schmelzperiode häufig schon schneefreie Stellen mitgemessen werden. Für unser Material können wir aber doch 47% ziemlich einwandfrei als untere Grenze der Schneeralbedo angeben. Bei allen darunter liegenden Werten wurde mehr oder minder schon die Albedo des Grasbodens mitgemessen. Es sei noch beigefügt, dass wir über nassem, chlorophyllarmem Gras nach gänzlichem Verschwinden des Schnees eine Albedo von 18% (vgl. Fig. 4, 20. April) gemessen haben. Dies dürfte der niedrigste Wert sein, der über Gras in diesem Zustand gemessen werden kann, da bei beginnendem Grünwerden die Albedo langsam wieder ansteigt. Auch KALITIN⁶⁾ kommt zu zahlenmässig genau gleichen Ergebnissen.

Die Frage, ob ein Einfluss der Bewölkung auf die Albedobestimmungen besteht, konnten wir selbst auf Grund unseres umfangreichen Materials nicht mit Sicherheit entscheiden. Immerhin scheint während der Wintermonate die Albedo bei diffusem Licht etwas tiefer zu liegen als bei Sonnenlicht. Doch kann ein Teil dieser Differenz durch den Umstand erklärt werden, dass bei tiefen Sonnenständen infolge der Abweichung der Strahlungsaufnahme vom Cosinusetz die einfallende Sonnenstrahlung relativ zu klein gemessen wird.

Was den täglichen Gang der Albedo betrifft, so wollen wir nur Tage mit ausgeglichenen Strahlungsverhältnissen betrachten, und zwar einmal für Tage, an denen das Temperaturmaximum der Luft unter dem Gefrierpunkt lag, und das andere Mal für Tage, wo die Temperatur während des Tages über 0° stieg oder den ganzen Tag über 0° lag. Die Albedowerte an Strahlungstagen bei Temperaturen unter 0° zeigten ein vollkommen einheitliches Bild sowohl nach ihrem Tagesgang als auch nach der absoluten

Höhe ihres Betrages. In Tabelle 1 geben wir einige solcher Mess-tage in extenso wieder. Aus diesen Werten kann für manche Tage eine ganz leichte Abnahme der Albedo abgeleitet werden, doch liegen die Schwankungen an der Grenze der Messgenauigkeit. Die Grösse der Albedo zwischen 76 und 83% entspricht dem Wert der winterlichen Schneedecke; auch im März kommen noch Tage mit rein winterlichem Charakter (Schneefall und Temperaturmaximum $< 0^{\circ}$) vor. Sofern die Temperatur der obersten Schneeschicht unter Null liegt, ist der Betrag der Temperatur ohne nachweisbaren Einfluss auf die Albedo der Schneeoberfläche; die kleinen auftretenden Differenzen lassen sich auch durch andere Einflüsse erklären. Als Beispiel seien der erste und der letzte Tag der Tabelle 1 angeführt. Für den 31. Januar betrug der Mittelwert der Albedo 81%, für den 19. März 78% und gleichzeitig war die Temperatur der obersten Schneeschicht Ende Januar -23° , Mitte März -3° .

Tabelle 1.

Albedo an Strahlungstagen mit Temperaturmaxima der Luft unter dem Gefrierpunkt.

1939	10 ⁰⁰	10 ²⁰	10 ⁴⁰	11 ⁰⁰	11 ²⁰	11 ⁴⁰	12 ⁰⁰	12 ²⁰	12 ⁴⁰	13 ⁰⁰	13 ²⁰	13 ⁴⁰	14 ⁰⁰	14 ²⁰	14 ⁴⁰	15 ⁰⁰	15 ²⁰	15 ⁴⁰
31. I.	80	83	81	82	81	81	80	82	79	80								
1. II.	81	80	80	81	81	81	80	80	79	79	79							
2. II.	—	—	80	79	80	78	79	80	78	78	79							
3. II.	80	77	78	78	79	78	77	78	80	77	78							
4. II.	77	77	77	78	78	77	77	77	78	79	76							
15. II.	78	78	77	79	78	78	79	77	77	76	76	76						
22. II.	78	78	79	79	79	79	79	79	78	78	78	79	77	77	77			
19. III.	—	—	—	76	78	78	78	76	77	77	76	77	78	77	78	79	79	78

Steigt jedoch die Temperatur der umgebenden Luft über 0° , so geht der Setzungs- und Abschmelzvorgang rascher und intensiver vor sich; infolgedessen nimmt die Albedo des Schnees ab und zeigt gleichzeitig stärkere räumliche und zeitliche Unterschiede. Die Zunahme der Strahlungsabsorption nassen Schnees ist einerseits auf die dichtere Packung und andererseits auf den Wassergehalt mit seinem grossen Absorptionsvermögen für ultrarote Strahlung zurückzuführen. Die grossen Schwankungen der Albedo in der Schmelzperiode wurden bereits in den früheren Davoser Veröffentlichungen¹⁾²⁾ mit Beispielen belegt.

Sinkt die Temperatur nachts, namentlich unter dem Einfluss der Ausstrahlung unter 0° , und findet Reifbildung statt, dann kann am Morgen der Reif die Albedo vorübergehend bis um 5%

erhöhen; so erklären sich auch die häufig auftretenden hohen Morgenwerte. Der Betrag der Abnahme der Albedo während eines Tages hängt hauptsächlich von der Höhe der Temperatur über 0° und auch von der Intensität der Strahlung ab, da letztere den Abschmelz- und Setzungsvorgang sehr wirksam unterstützen kann. Die Albedowerte von 17 Strahlungstagen, bei denen die Mittagstemperatur über 0° lag, zeigen einen prinzipiell gleichen Tagesgang, jedoch sind die Absolutwerte sehr verschieden; ihre Grösse hängt davon ab, wie weit der Schmelz- und Setzungsprozess schon fortgeschritten ist. In Tabelle 2 geben wir für 8 Tage die Albedowerte bei Temperaturen über Null in extenso wieder. Auch an allen Tagen mit teilweise oder ausschliesslich diffuser Strahlung und Temperaturen über Null konnte eine solche Ab-

Tabelle 2.

Albedo an Strahlungstagen bei Lufttemperaturen über dem Gefrierpunkt.

1939	9 ⁰⁰	9 ²⁰	9 ⁴⁰	10 ⁰⁰	10 ²⁰	10 ⁴⁰	11 ⁰⁰	11 ²⁰	11 ⁴⁰	12 ⁰⁰	12 ²⁰	12 ⁴⁰	13 ⁰⁰	13 ²⁰	13 ⁴⁰	14 ⁰⁰	14 ²⁰	14 ⁴⁰	15 ⁰⁰	15 ²⁰	
7. II.	—	—	—	76	76	76	76	76	75	75	74	76	72	71	70						
8. II.	—	—	75*	72	72	73	73	73	72	72	73	70	70	69	69						
9. II.	—	—	73*	71	72	72	70	72	71	68	70	68	68	67	67						
3. III.	—	71	73	75	75	74	75	74	74	72	72	71	69	68	67	67	66	66			
4. III.	—	65	65	66	67	66	66	66	65	64	63	62	60	60	60	60	59	59	57	58	
30. III.	—	71	73	72	73	72	71	72	67	67	65	66	68	68	70	69	69	—	68		
10. IV.	51	51	51	50	50	50	48	49	48	47	48	48	48	49	49	48	48	48	48	48	
12. IV.	54	53	55	53	52	52	51	52	51	51	51	51	51	51	51	51	51	50			

nahme der Albedo festgestellt werden. Wie bei der winterlichen, so konnte auch bei der abschmelzenden Schneedecke kein Unterschied der Albedowerte bei gerichtet und bei diffus auffallender Strahlung festgestellt werden, da der Tagesgang und die stets auftretenden kleinen Schwankungen solche Unterschiede vollkommen überdecken und verwischen. Eine gewöhnliche Mittelbildung der Werte bei diffuser bzw. bei gerichteter Strahlung und bei Lufttemperatur über dem Gefrierpunkt ist deshalb zwecklos, weil die wesentlichen Komponenten des Abschmelz- und Setzungsvorganges so verschiedener Natur sind, dass man nie ein auf diese Weise gefundenes Resultat ausschliesslich auf den Unterschied zwischen diffuser und gerichteter Strahlung zurückführen könnte.

* Reif.

Eine spezielle Aufgabe war die Messung der Reflexion des sogenannten *Firnspiegels*, also der dünnen Eisschichten, die sich im Frühjahr über nassem durchgefirntem Schnee bilden, wie dünnes Glas über der Schneeoberfläche liegen und eine starke, gerichtete Reflexion zeigen. Da es im Tale nur selten zur Bildung eines gut ausgeprägten Firnspiegels kommt, waren hiefür Untersuchungen in höheren Lagen notwendig, und es wurden an 3 Strahlungstagen im April 21 Messungen an der Firnspiegeldecke auf dem Versuchsfeld Weissfluhjoch durchgeführt. Trotz der geringen Zahl von Messungen konnte doch eindeutig das Verhalten der Reflexion über einer vereisten Schneeoberfläche festgestellt werden.

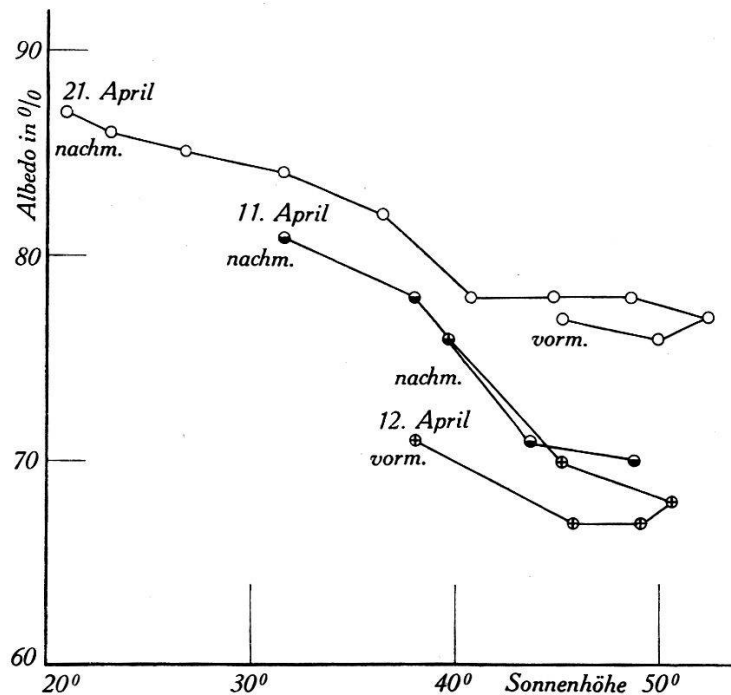


Fig. 6.

Albedo des Firnspiegels in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe.

Fig. 6 zeigt ganz deutlich eine Abhängigkeit der Albedo von der Sonnenhöhe. Im Prinzip verhält sich eine solche vereiste Schneefläche ähnlich wie eine spiegelnde Wasserfläche, nur dass bei Firnspiegel der Unterschied in der Albedo zwischen höchstem und tiefstem Sonnenstand nach unseren Messungen im beobachteten Bereich nicht viel mehr als 15% beträgt. Wenn man aus zwei Tagesgängen etwas schliessen darf, so könnte man die Tatsache hervorheben, dass nachmittags die Reflexstrahlung bei gleicher Sonnenhöhe relativ grösser als am Vormittag ist; daraus dürften wir auf eine Verbesserung des Firnenspiegels infolge der besonders im Frühjahr intensiven Strahlung schliessen.

4. Ergebnisse der Durchlässigkeitsuntersuchungen.

Über die Schwächung des Lichtes beim Eindringen in die Schneedecke liegen nur wenige Untersuchungen vor. Erst in den letzten Jahren haben einige Forscher in den verschiedensten Gebieten der Erde begonnen, sich mit diesem Problem zu befassen. Diese Messungen sind mit Apparaturen durchgeführt worden, die auf ganz verschiedenen Prinzipien beruhten. So versuchte man die in die Schneedecke eindringende Strahlung mit kalorimetrischen, photoelektrischen, wie auch mit photochemischen Methoden zu messen. Die Resultate waren sehr verschieden, und man sprach nur den Werten grössere Glaubwürdigkeit zu, die durch eine grössere Anzahl Messungen belegt werden konnten und einigermaßen mit den Ergebnissen anderer Autoren übereinstimmten. Die grössten resp. kleinsten Werte des Extinktionskoeffizienten fanden KALITIN⁴⁾ in der nordrussischen Tiefebene mit 0,45 für durchnässten, resp. OLSSON⁵⁾ auf Spitzbergen mit 0,07 für trockenen Schnee. Die bisherigen eigenen Davoser Untersuchungen haben mit dem Graukeilphotometer für trockenen Schnee einen mittleren Extinktionskoeffizienten von 0,08 ergeben. Die Abhängigkeit der Extinktion des Schnees von der Wellenlänge wurde in einigen Messerien von SAUBERER⁸⁾ untersucht. Er fand keine wesentlichen Unterschiede der Durchlässigkeit im Wellenlängenbereich zwischen 380 und 760 m μ .

Es war darum unbedingt nötig, das Problem der Durchlässigkeit des Schnees einmal durch eine grosse Anzahl von Messungen bei den verschiedensten Schneearten und über einen längeren Zeitraum mit ein und derselben Apparatur abzuklären. Zu diesem Zwecke stellten wir mit dem oben beschriebenen Sperrschicht-photoelement an 27 Tagen bei ausgeglichenen Strahlungsverhältnissen vom 16. Januar bis 5. April 1939 auf der Wiese beim Observatorium Davos und vom 11. bis 21. April 1939 auf dem Versuchsfeld Weissfluhjoch Durchlässigkeitsmessungen an. Da diese wegen der beträchtlichen Extinktion nur in den obersten Schneeschichten durchgeführt werden können, die naturgemäss am meisten den atmosphärischen Einflüssen ausgesetzt sind, müssen auch die durch den Wetterablauf verursachten Veränderungen der Schneedecke die Werte des Extinktionskoeffizienten wesentlich beeinflussen. Daher ergibt sich von selbst eine Gliederung des Beobachtungsmaterials von insgesamt 180 Messungen in drei Perioden. Die erste umfasst die Untersuchungen der winterlichen Schneedecke von Mitte Januar bis Mitte Februar, die zweite die Messungen nach den grossen Schneefällen im März während des Setzungs-

und Abschmelzvorganges bis 5. April. Als dritte Gruppe werden noch die Messungen auf Weissfluhjoch erörtert, die vom 11. bis 21. April unter anderen Verhältnissen gewonnen wurden. Auch die Einzelwerte der Extinktionskoeffizienten lassen diese Teilung in drei Perioden als begründet erscheinen.

Die grundsätzlich neue Erkenntnis, die in allen drei Messperioden in gleicher Weise bestätigt wurde, ist die Feststellung der *grossen Variabilität* des Extinktionskoeffizienten mit der Verschiedenheit der Schneearten. Alle bis jetzt in der Literatur angeführten Werte des Koeffizienten, die z. B. in der russischen Tiefebene, in Japan oder auf Spitzbergen gemessen wurden, sind auch auf der Wiese des Observatoriums Davos gefunden worden.

Die erste Periode umfasst die Messungen, die in der winterlichen Schneedecke in der Zeit vom 16. Januar bis 16. Februar in Schichttiefen zwischen 0 und 34 cm durchgeführt wurden. Die Temperatur der Schneedecke lag an der Oberfläche zwischen -10° und -25° C und nahm mit der Tiefe zu, an der Grenze mit der Erdoberfläche hielt sie sich ständig zwischen 0° und -1° . Häufige Schneefälle von geringer Ergiebigkeit verursachten eine grosse Zahl verschiedener, dünner Schichten, weil 26 Tage mit Schneefall die Schneedecke um nicht mehr als 46 cm erhöhten. Die mittlere Schneedeckenhöhe in dieser Periode betrug rund 50 cm. Die Schneebeschaffenheit in den einzelnen Schichten war daher hinsichtlich Kristallstruktur, Korngrösse, Kohäsion und Temperatur sehr verschieden. Das Zusammenwirken der verschiedenen Schneeigenschaften gestattet schon von vornherein nicht eine einfache Zuordnung des Extinktionskoeffizienten zu einer gegebenen, ja sogar kaum zu einer wohldefinierten Schneesicht. Abgesehen davon ist es aber auch bis jetzt fast unmöglich, die Beschaffenheit einer Schneesicht genau zu charakterisieren, da alle Faktoren in weiten Bereichen variieren können, und man die Eigenschaften der Schneesichten höchstens entwicklungs-mässig verfolgen, jedoch nicht zahlenmässig erfassen kann. Ausführlich erörtert werden diese Beziehungen in der neuen Veröffentlichung der Schweiz. Schnee- und Lawinenforschungskommission über den „Schnee und seine Metamorphose“⁹⁾. So wird es nur für ganz eindeutig definierte, einheitliche Schneearten wie Neuschnee oder Nassschnee möglich sein, die Extinktionskoeffizienten genau anzugeben, während man sich in allen anderen Fällen mit der Angabe eines mehr oder weniger grossen Schwankungsbereiches der Werte wird begnügen müssen.

Aus diesem Grunde glauben wir den besten Einblick in die Zusammenhänge zu erhalten, wenn wir die Häufigkeitsverteilung

der Extinktionskoeffizienten einer statistischen Betrachtung unterwerfen und uns dabei der Darstellungsweise bedienen, die STEINHAUSER¹⁰⁾ für Anwendungen in der Klimatologie empfohlen hat. Für solche Darstellungen beschreibender Statistik berechnet man u. a. ausser dem arithmetischen Mittel auch den am häufigst auftretenden Wert (Scheitelwert) und den Zentralwert, der die Gesamtzahl der Beobachtungen in zwei gleich grosse Gruppen teilt und die Hälfte der Beobachtungen mit kleineren Werten von der Hälfte mit grösseren Werten trennt. Unterteilt man die unter- und oberhalb des Zentralwertes liegenden Hälften nochmals in zwei gleiche Teile, so erhält man eine Einteilung des gesamten Materials in vier gleich grosse Gruppen (Quartile). Die beiden mittleren Quartile, d. h. der Bereich zwischen der oberen Grenze des unteren und der unteren Grenze des oberen Quartils, enthalten somit 50% aller Beobachtungen, während das obere und untere Quartil nur je 25% der Gesamtzahl der Messungen enthalten; die beiden Grenzen der mittleren Quartile stellen somit die „wahrscheinlichen Grenzen“ der Häufigkeitsverteilung dar, während die gesamte Variationsbreite durch die Differenz zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Wert gegeben ist.

Die Anwendung dieser Darstellungsweise auf unser Beobachtungsmaterial an Extinktionskoeffizienten führt nun für die einzelnen drei Perioden zu den Werten der Tabelle 3, für das ganze Material zur letzten Kolonne dieser Tabelle sowie zur Häufigkeitsverteilungskurve Fig. 7. Aus den 76 Einzelbeobachtungen der ersten, die Wintermonate umfassenden Periode errechnet sich für den Extinktionskoeffizienten gemäss Tabelle 3 ein Mittelwert von 0,13; Zentralwert und Scheitelwert (siehe Fig. 7) wurden beide zu 0,12 bestimmt. Diese Werte mit einem relativ engen Schwankungsbereich zwischen den wahrscheinlichen Grenzen 0,11 und 0,14 sind die charakteristischen Grössen für die Lichtschwächung in der trockenen, winterlichen Schneedecke. Sehr viel grösser ist die gesamte Variationsbreite, indem in der winterlichen Periode Werte des Extinktionskoeffizienten zwischen 0,03 und 0,25 beobachtet wurden.

Im besonderen haben Messungen gleich nach Schneefall, also im lockeren, trockenen Neuschnee, die grösste Lichtdurchlässigkeit gezeigt; für solchen Schnee liegen die Extinktionskoeffizienten zwischen 0,08 und 0,09, was sich mit dem von THAMS¹⁾²⁾ mittels photochemischer Methode an ähnlichen Schneeschichten bestimmten Mittelwert gut deckt. Ebenso niedrige Werte konnten jedoch gegen den Frühling auch bei ganz grobkörnigem Altschnee gefunden werden, da dieser bei Umbildung zu Schwimmschnee oder zu

einer Eisschicht offenbar sehr lichtdurchlässig wird. So ist das sekundäre Häufigkeitsmaximum für den Wert 0,08 in Fig. 7 durch das Zusammentreffen zweier verschiedener Entstehungsursachen zu erklären.

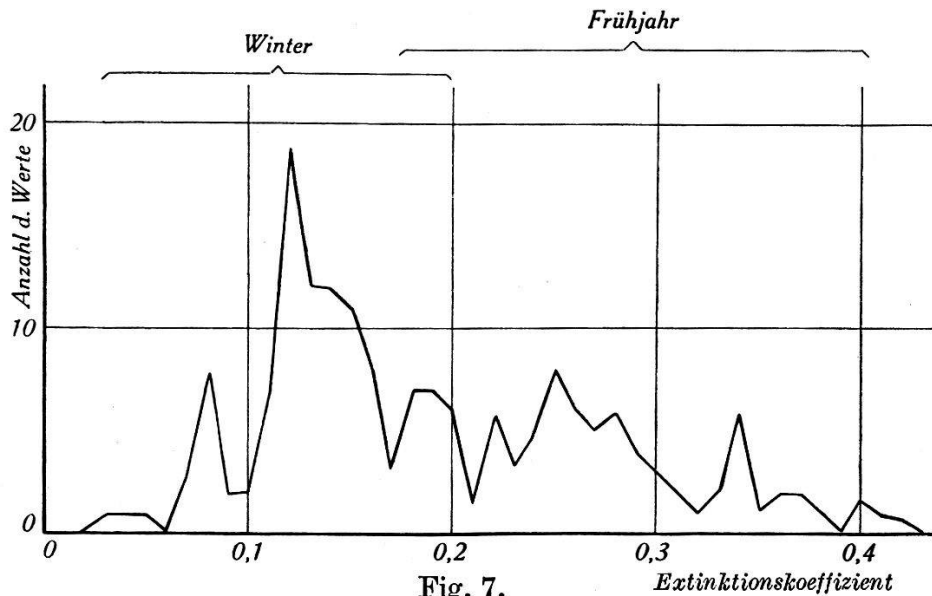


Fig. 7.
Häufigkeitskurve der Extinktionskoeffizienten im Winter 1938/39.

Tabelle 3.

Statistische Charakteristiken des Extinktionskoeffizienten des Schnees
im Winter 1938/39 in Davos und auf Weissfluhjoch.

	1. Periode Trocken- schnee (Davos)	2. Periode Naßschnee (Davos)	3. Periode Schnee im Hochgebirge (Weißfluhjoch)	ganzes Material
Zahl der Tage	16	7	4	27
Zahl der Messungen	76	48	56	180
Arithmetisches Mittel . . .	0,131	0,282	0,200	0,193
Scheitelwert	0,12	0,25; 0,34	0,19; 0,27	0,12
Zentralwert	0,12	0,27	0,19	0,17
Obere Quartilsgrenze . . .	0,14	0,33	0,25	0,26
Untere Quartilsgrenze . . .	0,11	0,24	0,14	0,12
Absolutes Maximum	0,25	0,41	0,42	0,42
Absolutes Minimum	0,03	0,12	0,04	0,03
Variationsbreite	0,22	0,29	0,38	0,39

Die zweite Messperiode beginnt nach den grossen Schneefällen im März, während welcher die Schneedecke in acht Tagen fast um einen Meter zunahm; sie umfasst im wesentlichen die Frühjahrschmelze vom 27. März bis 5. April. Hinzu nahmen wir noch einen Messtag am 22. Februar, der ganz ähnliche Schnee- verhältnisse mit starkem Setzungs- und Abschmelzprozess nach kräftigem Schneefall zeigte. So wurden in dieser Zeit an 7 Tagen 48 Messungen durchgeführt. Die Tiefen, in denen gemessen wur-

den, lagen zwischen 3 und 20 cm; in höheren Schichten war zu dieser Jahreszeit die Strahlung für unser Photoelement schon zu stark, in grösseren Tiefen dagegen unmessbar schwach. Das ganze Material kann man als repräsentativ für einen Schnee ansehen, der in starker Setzung begriffen ist, und in dem sich die Durchnässung bereits ziemlich stark durchgesetzt hat, da die Temperaturen der Schneeschichten schon in der Nähe des Gefrierpunktes lagen. Die schon früher ausgesprochene Vermutung, dass Nassschnee wesentlich undurchdringlicher für Licht ist als Trockenschnee, wird durch diese Messungen vollauf bestätigt. Aus der Tabelle 3 können wir für diese Periode entnehmen, dass der Extinktionskoeffizient des Frühjahrsschnees innerhalb ziemlich weiter Grenzen variieren kann. Die Häufigkeitskurve Fig. 7 lässt mehrere Maxima erkennen, deren wichtigste bei 0,25 und 0,34 liegen. Ähnlich liegt auch der Bereich der wahrscheinlichen Schwankung, während arithmetisches Mittel und Zentralwert 0,28 bzw. 0,27 betragen. Auch die Variationsbreite von 0,29 lässt die im Frühjahr grössere Schwankung erkennen. Als Illustration hiefür sei

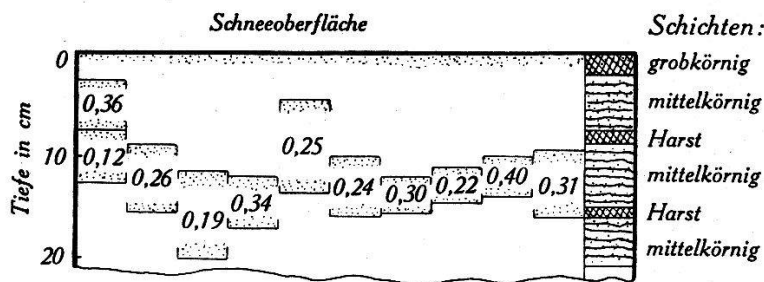


Fig. 8.

Extinktionskoeffizienten bei Naßschnee in verschiedenen Schichten und Tiefen unter der Schneeoberfläche am 4. April 1939.

in Fig. 8 ein Messtag im April wiedergegeben; in dieser Figur sind eine Anzahl zeitlich aufeinander folgender Messungen aus verschiedenen Tiefen desselben Versuchsfeldes in einem schematischen Profil nebeneinander gestellt und lassen so die starken räumlichen Schwankungen des Extinktionskoeffizienten erkennen.

Die Durchlässigkeitsuntersuchungen, die in der dritten Periode vom 11.—21. April an vier Strahlungstagen auf dem Versuchsfeld Weissfluhjoch angestellt wurden, umfassen 56 Messungen über die mannigfaltigsten Schneeschichten vom kompakten, feinkörnigen und durchnässen Schnee mit hohen Extinktionskoeffizienten bis zu den fast klaren Eisschichten mit geringer Extinktion. Wie schon eingangs angegeben wurde, führten diese Eisschichten wegen ihrer Härte häufig zu Messschwierigkeiten. Die auf Weissfluhjoch bestimmten Extinktionskoeffizienten sind im einzelnen daher mit

Vorbehalt aufzunehmen. Die für diese Periode in Tabelle 3 angegebenen Werte liegen im allgemeinen etwa in der Mitte zwischen den in Davos für trockenen Winterschnee und für nassen Frühjahrschnee gefundenen Werten, doch sind wahrscheinlicher Bereich und gesamte Variationsbreite Mitte April auf Weissfluhjoch sehr gross.

Zusammenfassend können wir für die Lichtdurchlässigkeit des Schnees während der ganzen Periode seiner Metamorphose folgende Feststellungen machen. Am lichtdurchlässigsten ist der frischgefallene, trockene Pulverschnee. Im Laufe der Setzung und Verfestigung nimmt die Lichtdurchlässigkeit ab und erreicht gegen das Frühjahr, wenn infolge des Schmelzprozesses die Durchnässung dazukommt, ihre geringsten Werte. Nur wenn sich grobkörniger Altschnee zu einer Harst- oder Eisschicht umwandelt, kann die Strahlungsdurchlässigkeit wieder zunehmen, falls die Kristalle klar und durchsichtig zu werden beginnen.

Vergleichen wir nun die in den drei Beobachtungsperioden festgestellten charakteristischen Grössen für den Extinktionskoeffizienten untereinander und mit den in der letzten Kolonne der Tabelle 3 angegebenen Werten für das gesamte Beobachtungsmaterial, so können wir die Feststellung machen, dass die Lichtdurchlässigkeit des Schnees im Hochgebirge grundsätzlich innerhalb der gleichen Grenzen variiert wie in dem 1000 Meter tiefer gelegenen Hochtale. Dabei muss natürlich damit gerechnet werden, dass in den höheren Lagen der lichtdurchlässigere Trockenschnee während längerer Dauer anzutreffen ist als in geringerer Meereshöhe. Bemerkenswert ist es auch, dass schon unser Betrachtungsmaterial, das während eines Winters mit einem einzigen Messinstrument gefunden wurde, den Schwankungsbereich der von verschiedenen Autoren mit verschiedenen Methoden und in verschiedenen Regionen bestimmten Extinktionskoeffizienten, die wir am Anfang dieses Abschnittes angeführt haben, ziemlich genau umfasst, nach der Seite geringer Extinktion sogar bedeutend überschreitet. Auch aus dieser Feststellung einer grossen Variabilität der Strahlungsdurchlässigkeit des Schnees lässt sich der Schluss ziehen, dass diese sich in den bisher untersuchten Ländern (Alpen, Alpenvorland, Spitzbergen, Nordrussland, Japan) überall innerhalb der gleichen Grenzen bewegt.

Neben der grossen durch Witterung und Schneebeschaffenheit bedingten Variabilität des Extinktionskoeffizienten spielt der Einfluss einer spektralen Selektivität der verwendeten Messmethoden nur eine untergeordnete Rolle. Immerhin ist damit zu rechnen, und es wird auch durch die Vergleichsmessungen von OLSSON⁵⁾ bestätigt, dass Messungen mit einem kalorimetrischen Strahlungs-

instrument höhere Extinktionskoeffizienten ergeben als solche mit einem Photoelement oder einem Graukeilphotometer. Bei einem kalorimetrischen Instrument gelangt eben ausser der sichtbaren auch noch ultrarote Strahlung zur Messung, und diese unterliegt nach DEVAUX³⁾ der Absorption in viel höherer Masse als das sichtbare Gebiet. Die von uns in dieser Arbeit festgestellten Extinktionskoeffizienten gelten somit streng genommen nur für sichtbare Strahlung; für den gesamten Bereich der kalorischen Sonnenstrahlungsenergie muss unbedingt mit wesentlich grösseren Extinktionskoeffizienten gerechnet werden.

Schliesslich mag es noch von Interesse sein zu erwähnen, dass wir auch die Strahlung, die jedem Punkt innerhalb der oberen Schneeschichten infolge der starken Diffusion von unten und von allen Seiten zukommt, gemessen haben. Zu diesem Zwecke haben wir in Tiefen zwischen 6 und 21 cm unter der Schneeoberfläche das Stechphotometer abwechselnd mit Richtung nach oben und nach unten horizontal in die Schneedecke eingestossen. Dabei hat sich aus 14 Messungen ergeben, dass auf einen Punkt in diesen Tiefen aus der unteren Hemisphäre 10—20%, im Mittel 16% derjenigen Strahlungsenergie kommt, die von oben her an denselben Punkt gelangt; eine systematische Abhängigkeit dieses Prozentsatzes von der Tiefe konnte nicht festgestellt werden. Aus diesem Resultat ergibt sich ein neuer Beweis dafür, dass an der Reflexion einer Schneedecke nicht nur die Schneeoberfläche beteiligt ist, sondern in schwächerer Masse auch die oberen Schneeschichten, soweit Licht in sie eindringt.

5. Schlussbemerkungen.

In der vorliegenden Arbeit haben wir die Strahlungseigenschaften der Schneedecke mit Hilfe eines grossen, sich über einen ganzen Winter erstreckenden Beobachtungsmaterials genauer untersucht und zeitlich verfolgt. Dabei hat die Albedo Schwankungen über einen beträchtlichen Bereich ergeben, die sich von mehr als 80% für trockenen Neuschnee über etwas niedrigere Werte für trockenen Altschnee zu etwa 50—60% für Nassschnee erstrecken. Noch ausgesprochener sind die Schwankungen der Strahlungsdurchlässigkeit, die für trockenen Neuschnee sehr hohe Werte zeigt, bei Setzung und Durchnässung des Schnees jedoch sehr stark abnimmt. Angesichts der starken Schwankungen wurde weniger Gewicht auf die Gewinnung von Mittelwerten als auf die Festlegung der Grenzen der für bestimmte Witterungs- und Schneebedingungen gültigen Bereiche gelegt. Die klimatologische Auswirkung der Schwankung der Strahlungseigenschaften auf Strah-

lungs- und Wärmehaushalt der Schneedecke wurde nur kurz gestreift.

Da die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung in guter Übereinstimmung mit den Resultaten der vorausgehenden Davoser Beobachtungen wie auch mit den Arbeiten anderer Forscher stehen, glauben wir, die von uns festgelegten Zahlenwerte als charakteristisch für den Schnee in den Alpen möglicherweise sogar für den in anderen Erdteilen ansehen zu dürfen. Damit können wir die Felduntersuchungen über Albedo und Strahlungsdurchlässigkeit des Schnees im wesentlichen als abgeschlossen betrachten. Ein weiterer Fortschritt auf diesem Gebiet wird nach unserer Meinung nur dadurch erzielt werden können, dass man die Untersuchungen vom freien Feld ins Kältelaboratorium verlegt und einen in seinen kristallographischen wie auch mechanischen Eigenschaften wohl definierten Schnee zur Untersuchung benützt.

Es sei uns noch gestattet, Herrn Dr. W. MÖRIKOFER für sein stets reges Interesse und seine fördernde Anteilnahme, wie auch der SCHWEIZERISCHEN SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNGSKOMMISSION für die finanzielle Unterstützung unserer Untersuchungen bestens zu danken.

Literatur.

- 1) CHR. THAMS, Über die Strahlungseigenschaften der Schneedecke. Gerl. Beitr. Geophys. **53**, 371 (1938).
- 2) O. ECKEL und CHR. THAMS, Untersuchungen über Dichte-, Temperatur- und Strahlungsverhältnisse der Schneedecke in Davos. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, Geotechn. Serie, Hydrologie, Liefg. 3, S. 273—340, Zürich 1939.
- 3) J. DEVAUX, Etude de l'Albedo de la neige dans le spectre infrarouge. C. R. Acad. Paris **200**, 80 (1935).
- 4) N. N. KALITIN, Die Strahlungseigenschaften der Schneedecke. Gerl. Beitrag Geophys. **34**, 354 (1931).
- 5) H. OLSSON, Radiation measurements on Isachsen's Plateau. Geograf. Ann. Stockholm **18**, 225 (1936) Scient. res. Norweg.-Swed.-Spitzbergen Exp. 1934.
- 6) N. N. KALITIN, The measurements of the albedo of a snow cover. Month. Weather Rev. **58**, 59 (1930).
- 7) N. N. KALITIN, L'albedo spectral de la couche de neige (russ.). Bull. Cl. sciences math. natur., Sér. géogr. géophys. No. 2—3 163 (1938), Acad. Sciences Moscou.
- 8) F. SAUBERER, Versuche über spektrale Messungen der Strahlungseigenschaften von Schnee und Eis mit Photoelementen. Met. Ztschr. **55**, 250 (1938).
- 9) H. BADER, R. HAEFELI, E. BUCHER, J. NEHER, O. ECKEL, CHR. THAMS (Schweiz. Schnee- und Lawinenforschungskommission), Der Schnee und seine Metamorphose. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, Geotechn. Serie, Hydrologie, Liefg. 3, Zürich 1939.
- 10) F. STEINHAUSER, Ein Beitrag zur Anwendung der beschreibenden Statistik in der Klimatologie. Met. Ztschr. **52**, 206 (1935).