

METHODEN UND MÖGLICHKEITEN VON MASSEN- HAUSHALTSSTUDIEN AUF GLETSCHERN

ERGEBNISSE DER MESSREIHE HINTEREISFERNER
(ÖTZTALER ALPEN) 1953-1968

von H. HOINKES, Innsbruck

Mit 11 Abbildungen und 7 Tabellen

INHALTSÜBERSICHT

1. Einleitung	38
2. Die geodätische Methode	41
3. Die hydrologisch-meteorologische Methode	43
4. Die direkte glaziologische Methode	
a) Feldarbeiten	46
b) Definitionen und Analyse	51
c) Ergebnisse	58
d) Möglichkeiten	62
5. Beziehungen zwischen Massenbilanz und klimatischer Umwelt	
a) Wärmehaushalt der Gletscheroberfläche	72
b) Klimadaten aus der Umgebung der Gletscher	80
6. Literaturverzeichnis	85

ZUSAMMENFASSUNG

Die geodätische und die hydrologisch-meteorologische Methode der Bestimmung der Massenbilanz der Gletscher werden kurz diskutiert und sodann die direkte glaziologische Methode ausführlich erläutert. Dabei wird besonderes Gewicht auf die Definition der Begriffe gelegt, um der im englischen Schrifttum bereits weitgehend akzeptierten Terminologie nach dem Vorschlag von M. Meier den erwünschten Eingang in das deutschsprachige Schrifttum zu erleichtern. Feldarbeiten und Analysenmethoden werden am Beispiel der Meßreihe am Hintereisferner beschrieben, deren Ergebnisse für den 16jährigen Zeitraum 1952/53 bis 1967/68 zusammenfassend dargestellt sind. Die mittlere spezifische Massenbilanz dieser Periode war -26 g/cm^2 , bei einer mittleren Höhe der Gleichgewichtslinie von 2960 m, entsprechend einem kumulativen Massenverlust des Gletschers von 41 Millionen Kubikmeter Wasser. Während von den ersten zwölf Haushaltsjahren bis 1963/64 zehn eine negative und nur zwei (1955, 1960) eine ausgeglichene Massenbilanz aufzuweisen hatten (mittlere spezifische Bilanz -48 g/cm^2), war von den vier Haushaltsjahren seit 1964/65 die Massenbilanz dreimal positiv und einmal (1967) ausgeglichen (mittlere spezifische Bilanz $+41 \text{ g/cm}^2$). Wenn diese Tendenz anhält, ist eine neue Vorstoßperiode der Alpengletscher zu erwarten.

Besonderes Interesse beanspruchen die sich abzeichnenden Möglichkeiten, mit einem wesentlich reduzierten Aufwand an Feldarbeit zu Aussagen über die Massenbilanz zu gelangen. Dazu eignen sich die gefundenen Beziehungen zwischen der mittleren spezifischen Massenbilanz und folgenden Größen: Flächenverhältnis von Akkumulationsgebiet zur Gesamtfläche des Gletschers, oder zum Ablationsgebiet; Abweichung der Bilanz-Höhenkurve vom stationären Zustand; Abweichung der Höhe der Gleichgewichtslinie vom Wert des stationären Zustandes und der Aktivitätsindex; Höhenverteilung des Bilanzvolumens und Konzentration der Feldarbeiten auf die „wichtigen“ Höhenzonen des Gletschers.

Schließlich wird die Wärmebilanz der Gletscheroberfläche und ihr Zusammenhang mit der Massenbilanz diskutiert. Wegen der überragenden Bedeutung der Strahlungsbilanz für die Wärmebilanz hat die Albedo der Gletscheroberfläche einen dominierenden Einfluß auf die Ablation und damit auf die Massenbilanz. Besondere Aufmerksamkeit wird der Frage zuge-

wendet, wie die Beobachtungen der konventionellen Klimastationen aus der Umgebung der Gletscher mit der Massenbilanz in einen quantitativen Zusammenhang gebracht werden können. Da die Massenbilanz der Gletscher vorwiegend vom Witterungscharakter der Ablationsperiode abhängig ist, sind positive Temperatursummen mit Berücksichtigung der Verzögerung der Nettoablation durch sommerliche Neuschneefälle dazu geeignet.

SUMMARY: METHODS AND POTENTIALITIES OF MASS BALANCE STUDIES ON GLACIERS. RESULTS OF A SERIES OF MEASUREMENTS ON THE HINTEREISFERNER (ÖTZTAL ALPS) 1953-1968

The geodetical and the combination of hydrological and meteorological methods for the assessment of the mass balance of glaciers are briefly discussed followed by an extensive explanation of the direct glaciological method. Special emphasis is placed on the definition of the terms in order to facilitate the much desired introduction into the German literature of the terminology according to M. Meier that has now been widely accepted in the English literature. A series of measurements on the Hintereisferner serves as an example for the description of field work and methods of analysis. The results of this series are summarized for the period of 16 years from 1952/53 through 1967/68. The mean specific mass balance during this period was -26 g/cm^2 , mean altitude of the equilibrium line was 2960 m resulting in a cumulative mass loss of 41 million m^3 of water. Of the first twelve budget years up to 1963/64 ten showed a negative mass balance and only two (viz. 1954/55 and 1959/60) were in equilibrium, the mean specific balance of the twelve year period being -48 g/cm^2 . On the other hand, of the four budget years after 1964/65 three had a positive, and one (1966/67) a zero mass balance (mean specific balance $+41 \text{ g/cm}^2$). If this tendency is maintained a new period of advance of the alpine glaciers has to be expected.

The possibilities thus arising deserve special interest as one might be able to assess the mass balance with a significantly reduced effort. A number of relations established possibly lend themselves to this aim, viz. the relation between the mean specific balance and the following quantities: the ratio of the accumulation area to the area of the entire glacier or to the ablation area; deviation of an individual balance - altitude curve from that typical for stationary conditions; deviation of the altitude of equilibrium lines from the value for a stationary glacier, and the activity index; variation of balance volume with altitude. As a consequence field work could be concentrated on the "important" zones of the glacier.

Finally, the heat balance of the glacier surface and its relation to mass balance is discussed. On account of the superior importance of the radiation balance for the heat balance the albedo of the glacier surface exerts a dominating influence on the ablation and thus on the mass balance. Special attention is given to the question how the observations of the conventional weather stations near the glacier can be quantitatively connected to the mass balance. As the mass balance of the glaciers predominantly depends on the synoptic weather situations during the ablation period, sums of positive temperatures are important for such a statistical method, due regard being made for the delay of net ablation after snowfalls in summer.

1. EINLEITUNG

Seit dem Jahre 1948 wird im Rofental bei Vent ($46^{\circ}52' \text{ N}$, $10^{\circ}55' \text{ E}$) in den Ötztaler Alpen ein glazial-meteorologisches-hydrologisches Forschungsprogramm von Angehörigen des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck durchgeführt, als dessen Beginn die Aufstellung des ersten Niederschlagstotalisators im Firngebiet des Hintereisferners bei 2970 m Höhe im Sommer 1926 angesehen werden kann (Haeuser 1932, Hoinkes 1954 A, 1959). Unter der Leitung des Innsbrucker Meteorologen A. Wagner wurden bis zum Jahre 1940 einige weitere Totalisatoren aufgestellt, eine Klimastation in Vent (1893 m) eingerichtet und wertvolles hydro-meteorologisches Beobachtungsmaterial gesammelt (Ekhart 1939 A, B; Lernhart 1937), bis der frühe Tod A. Wagners im Jahre 1942 und die Schwierigkeiten der Kriegszeit eine Einstellung dieses durchaus modern konzipierten Forschungsvorhabens (Wagner 1937) erzwingen. Das Verhalten der großen Gletscher des Rofentales, das sich von Vent etwa 15 km nach Westen und Südwesten zwischen Weißkamm und Kreuzkamm erstreckt, wird seit nunmehr 80 Jahren in ständiger

zum Teil sehr intensiver Vermessungsarbeit überwacht (Vernagtferner $9,5 \text{ km}^2$ seit 1888; Hintereisferner 9 km^2 , seit 1893; Hochjochferner $8,5 \text{ km}^2$, seit 1893; Kesselwandferner 4 km^2 , Guslarferner 3 km^2 , weitere sieben kleine Gletscher mit zusammen 9 km^2). Die gesamte vergletscherte Fläche beträgt heute etwa 43 km^2 oder 44% des Einzugsgebietes der Rofenache von 98 km^2 mit einer mittleren Höhe von etwa 2920 m. Eine für die Teilnehmer des „Symposium on the Variation of the Regime of Existing Glaciers“ in Obergurgl, 10. bis 18. September 1962, zusammengestellte umfangreiche glaziologische Bibliographie (Rudolph 1963 B) läßt den Umfang der geleisteten Arbeit erkennen. Zahlreiche dieser Untersuchungen wurden durch den Deutschen und Österreichischen bzw. den Deutschen und den Österreichischen Alpenverein gefördert, die damit einen bedeutenden Anteil an der wissenschaftlichen Erschließung der zentralen Ötztaler Alpen hatten und heute noch haben. Es erschien daher aussichtsreich, neue Beiträge zum alten Problem der Beziehungen zwischen den Schwankungen der Gletscher und der klimatischen Umwelt hier in einen längeren zeitlichen Ablauf einordnen zu können. In dieser Möglichkeit ist der entscheidende Vorzug des Arbeitsgebietes Rofental zu sehen, das durch die katastrophalen Vorstöße des Vernagtferners seit dem Jahre 1599 (Hoinkes 1969) die Aufmerksamkeit der Wissenschaft immer wieder auf das große Gletschergebiet der zentralen Ötztaler Alpen gelenkt hat. Die vergletscherte Fläche im Bereich des Ötztaler Hauptkammes zwischen Timmelsjoch und Similaun, sowie im Bereich des Weißkammes von der Weißkugel (3739 m) zur Wildspitze (3772 m) ergibt sich nach der Alpenvereinskarte 1:25.000 der Ötztaler Alpen, Blatt Gurgl und Blatt Weißkugel-Wildspitze mit dem Stand um 1938 bzw. 1940 zu 170 km^2 (Morawetz 1952, 1954). Nach den Aufnahmen des k. k. Militärgeographischen Institutes in Wien war das vergleichbare Areal in den Jahren 1870/73 etwa 222 km^2 (Richter 1888), heute dürfte es noch etwa 150 km^2 betragen¹. Fast die Hälfte der vergletscherten Fläche (etwa 67 km^2) liegt im Einzugsgebiet der Pegelmeßstelle Vent (165 km^2), das damit zu 40% vergletschert ist, mit dem größeren Anteil im Rofental (vgl. Kartenskizze Abb. 1).

Nur Schwankungen im Massenhaushalt eines Gletschers stehen in unmittelbarer Beziehung zu Schwankungen der klimatischen Umwelt (Hoinkes 1964). Es ist daher erforderlich, zusätzlich zu den seit Jahrzehnten vorgenommenen Messungen der Längenänderung zahlreicher Gletscherzungen, an einzelnen ausgewählten Gletschern Beobachtungsreihen des Massenhaushaltes einzurichten und so lange wie möglich fortzuführen, um Beziehungen zu Schwankungen der klimatischen Umwelt, besonders der atmosphärischen Zirkulation, analysieren zu können (Hoinkes 1967, 1968 A). Wegen der noch bestehenden Schwierigkeiten bei der Messung und der Interpretation sollte die geodätische, die direkte glaziologische und die hydrologisch-meteorologische Methode der Massenhaaltsbestimmung gleichzeitig und vergleichend angewendet werden. Nur durch unabhängige Überbestimmung der Parameter wird es möglich sein, zu begründeten Aussagen über die Leistungsfähigkeit der einzelnen Methoden der Bestimmung des Massenhaaltes der Gletscher zu gelangen. Diese Konzeption liegt dem Forschungsprogramm im Rofental seit 1948 zugrunde, wobei der Umfang der Feldarbeiten nur allmählich erweitert

¹ Eine genaue Angabe der vergletscherten Fläche wird wieder auf Grund der Luftaufnahme sämtlicher Gletscher in den Österreichischen Alpen möglich sein, die im Spätsommer und Herbst 1969 vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien im Auftrage des Österreichischen Nationalkomitees für die Internationale Hydrologische Dekade durchgeführt wurde.

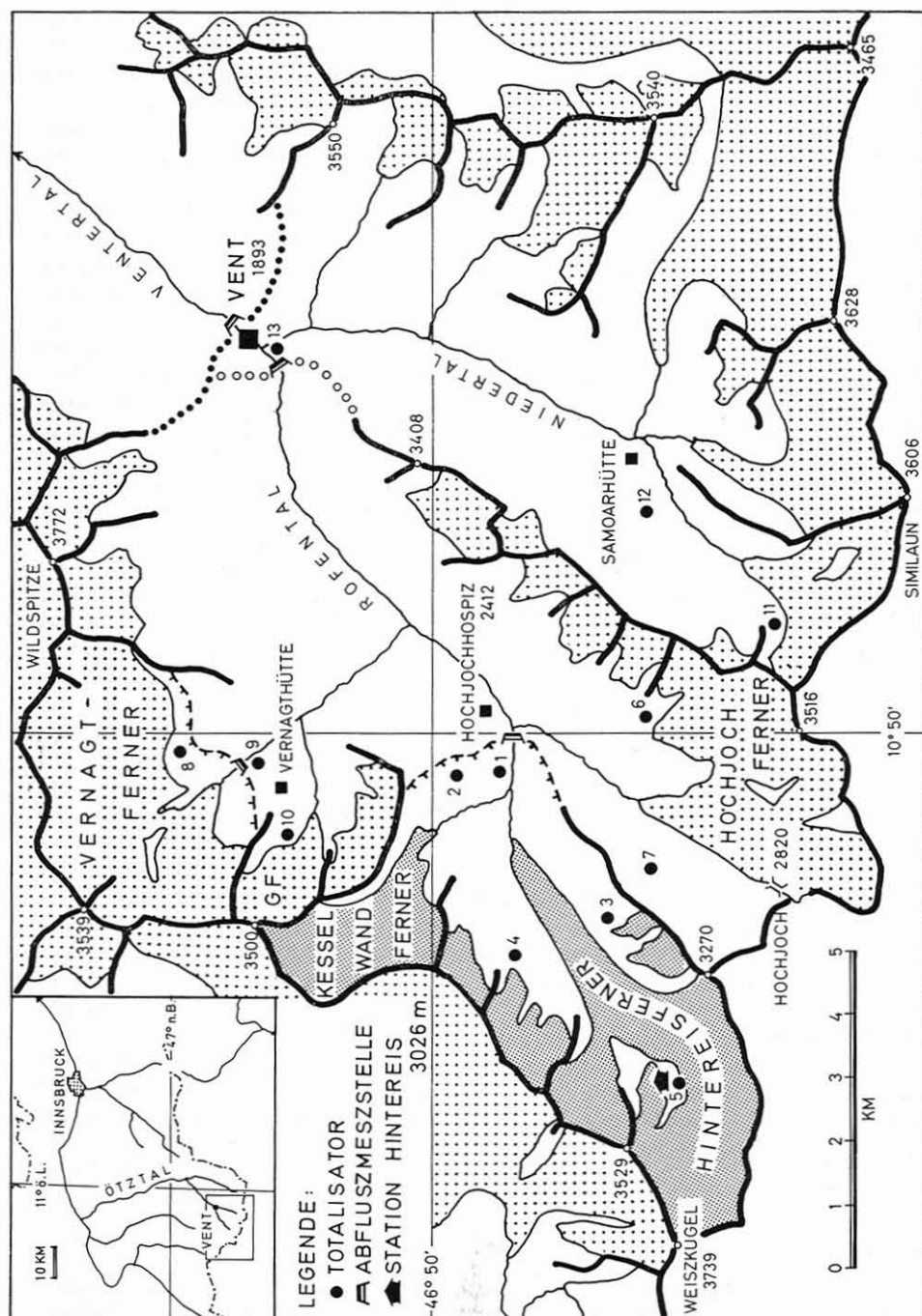


Abb. 1 Übersichtskarte des Einzugsgebietes der Schreibepege Vent-Venterache (165 km²), Vent-Rofenache (98 km²) und Steg-Hospiz (26,6 km², Gletscherflächen eng gerastert).

werden konnte. Erst nach Einbeziehung des Kesselwandferners in die Massenhaaltsuntersuchungen während des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957—58 war ausreichendes Beobachtungsmaterial für eine kombinierte Studie des Massenhaaltes im Einzugsgebiet von Hintereis- und Kesselwandferner verfügbar (Hoinkes und Lang 1962 A, 1962 B, Hoinkes und Wendler 1968). Seit dem Jahre 1964 konnte der Umfang der Feldarbeiten dank einer beträchtlichen Erhöhung der seit vielen Jahren gewährten Subvention durch die Geophysikalische Kommission bei der Österreichischen Akademie der Wissenschaften wieder stark erweitert werden. Die Erfolgsaussichten des Forschungsprogrammes erscheinen erheblich durch den erfreulichen Umstand verbessert, daß koordinierte Beobachtungen des Massenhaaltes von Vernagt- und Guslarferner seit dem Jahre 1965 von Mitarbeitern der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften ausgeführt werden.

Die Untersuchungen im Rofental bei Vent sind seit 1965 zugleich ein Beitrag zum glaziologischen Forschungsprojekt der Internationalen Hydrologischen Dekade „Kombinierte Studien von Eis-, Wasser- und Wärmehaushalt vergletschter Einzugsgebiete“ (Hoinkes *et al.* 1967, Hoinkes 1968 B, 1968 C). Dieses Projekt ist besonders interessant, weil es in der „thermodynamischen Hydrologie“ vergletschter Einzugsgebiete noch keine konventionellen Arbeitsmethoden gibt, und weil auch die sehr wichtigen Fragen der Terminologie noch diskutiert werden (Meier 1962, 1963, Glen 1963, Anonym 1969). Aus diesen Gründen war die Vergleichbarkeit der Ergebnisse von Untersuchungen des Massenhaaltes bisher nicht immer gegeben. Die Internationale Kommission für Schnee und Eis hat daher eine Arbeitsgruppe unter der Leitung von Mark F. Meier damit betraut, Richtlinien und Empfehlungen für die kombinierten Haushaltsstudien zusammenzustellen. Damit sollen vor allem die minimalen Anforderungen bezüglich Art und Präzision der durchzuführenden Messungen festgelegt werden, die zur Sicherung der Vergleichbarkeit und wissenschaftlichen Aussagekraft der Ergebnisse unerlässlich sind, die aus den zahlreichen Forschungsprojekten der an den glaziologischen Programmen der Internationalen Hydrologischen Dekade teilnehmenden Länder erwartet werden. Die Erfahrungen aus bereits bestehenden Forschungsprojekten wurden bereits vielfach zugänglich gemacht, so vom Storglaciären (Schytt 1962), vom Blue Glacier (LaChapelle 1960, 1965), vom South Cascade Glacier (Meier and Tangborn 1965), oder in vereinfachter Form in der von G. Östrem und A. Stanley (1969) verfaßten Anleitung zur Durchführung von Messungen des Massenhaaltes in Norwegen und Canada. Es ist beim heutigen Stand des Problems immer noch interessant, die in einigen Punkten etwas abweichenden Erfahrungen aus anderen Gletschergebieten mitzuteilen. Der vorliegende Bericht über die Ergebnisse der am Hintereisferner durchgeführten Messungen des Massenhaaltes sei jedoch nicht als eine Anleitung aufgefaßt, sondern als ein Diskussionsbeitrag zu den Methoden und Möglichkeiten von Massenhaaltsstudien auf Gletschern. Daß dabei die Gültigkeit einiger Aussagen auf die Verhältnisse in den zentralen Ostalpen beschränkt bleibt, sollte kein Nachteil sein.

2. DIE GEODÄTISCHE METHODE

Als unentbehrliche Unterlage für die Analyse der Massenhaaltsgrößen Akkumulation, Ablation und Massenbilanz sind exakte Karten des Gletschers erforderlich².

² Mit gebührendem Dank sei hier vermerkt, daß Dipl.-Ing. H. Baumert vom Institut für Photogrammetrie, Topographie und allgemeine Kartographie der Technischen Hochschule München

Zwei in einem bestimmten Zeitabstand aufgenommene Karten können, wie R. Finsterwalder (1953, 1962) in mehreren wichtigen Abhandlungen ausgeführt hat, direkt dazu verwendet werden, um aus einem Vergleich zahlenmäßige Angaben über die Veränderungen der Gletscher zu gewinnen. Die Schwierigkeit in der Anwendung der geodätischen Methode besteht darin, daß besonders in den schneebedeckten Teilen des Gletschers die erzielbare Genauigkeit in der Auswertung der Höhe der Oberfläche kaum hinreichend ist, um die in Jahresintervallen doch nur recht geringen Veränderungen sicher zu erfassen, wenn der Aufwand in vertretbaren Grenzen bleiben soll. Der große Vorzug dieser Methode besteht darin, daß die aus dem Kartenvergleich für mehrjährige Zeitintervalle feststellbare Änderung des gesamten Gletschervolumens mit keiner der anderen Methoden so einfach erhalten werden kann. Nach Anbringen einer Korrektur wegen der verschiedenen Dichtewerte und Areale der die Oberfläche bildenden Substanzen (Altschnee, Firn, Eis) kann die photogrammetrisch festgestellte Volumsänderung des Gletschers mit den entsprechend aufsummierten jährlichen Werten der Massenbilanz für den ganzen Gletscher verglichen werden, die mit der hydrologisch-meteorologischen oder mit der direkten glaziologischen Methode bestimmt wurden. In mehrjährigen Zeitabschnitten kommt der geodätischen Methode somit eine sehr wichtige Kontrollfunktion zu, die sie auch zur Eichung der hydrologisch-meteorologischen Methode brauchbar erscheinen läßt (Kasser 1959).

G. Patzelt hat die Karten des Hintereisferners der Jahre 1953 und 1964 in Höhenzonen von 50 zu 50 m verglichen. Bis zur Höhenlinie 3000 m, oberhalb der die Isohypsen auf beiden Karten praktisch identisch sind, ergab sich nach der Methode von R. Finsterwalder (1953) ein Volumsverlust von $-58,47 \times 10^6 \text{ m}^3$ Eis, nach der Methode von W. Hofmann (1958) ein solcher von $-57,61 \times 10^6 \text{ m}^3$ Eis. Da auf beiden Karten die Gletscheroberfläche bis 3000 m Höhe schneefreies Eis zeigte, genügt eine Multiplikation mit der Dichte des Eises $0,9 \text{ g/cm}^3$ zur Reduktion auf die äquivalente Massenänderung. Das Ergebnis von $-52,62$ bzw. $-51,85 \times 10^6 \text{ m}^3$ Wasser stimmt gut mit den aus Tabelle 2 aufsummierten Werten der Massenbilanz für die elf Haushaltsjahre 1953/54 bis 1963/64 von $-50,12 \times 10^6 \text{ m}^3$ Wasser überein.

Die geodätische Methode ist jedoch nicht dazu geeignet, den Massenhaushalt einzelner Punkte oder Teilgebiete des Gletschers festzustellen, da die glaziologischen Haushaltsgrößen Akkumulation und Ablation mit dieser Methode nicht gemessen werden können (Meier 1963). Die Veränderung der Höhe der Gletscheroberfläche wird im geodätischen Koordinatensystem außer von der Differenz der auf die Oberfläche bezogenen Haushaltsgrößen Akkumulation und Ablation auch von der Gletscherbewegung, besonders von deren Vertikalkomponente bestimmt. Diese von M. Meier und W. Tangborn (1965) als Emergenzgeschwindigkeit (positiv im Ablationsgebiet, negativ im Akkumulationsgebiet und dort eine Submergenz bedeutend) bezeichnete Größe kompensiert im stationären Fall die Nettoablation, bzw. die Nettoakkumulation, so daß der stationäre Gletscher seine Gestalt nicht verändert. Die geodätisch bestimmte Höhenänderung der Gletscheroberfläche ist daher im Akkumulationsgebiet und im Ablationsgebiet kleiner, als die glaziologisch (relativ

in den Jahren 1953, 1956, 1959 und 1962, sowie Dipl.-Ing. H. Rentsch von der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften in den Jahren 1964 und 1967 den Hintereisferner jeweils im Herbst terrestrisch-photogrammetrisch aufgenommen und Schichtlinienpläne im Maßstab 1:10.000 zur Verfügung gestellt haben.

zur Oberfläche des Vorjahres) bestimmte Nettoakkumulation bzw. Nettoablation. Durch die Submergenzgeschwindigkeit kann die Höhenänderung der Gletscheroberfläche auch im Gebiet mit Nettoakkumulation negativ werden (Fall des schrumpfenden Gletschers in einer Rückzugsperiode), durch die Emergenzgeschwindigkeit kann ebenso die Höhenänderung der Gletscheroberfläche auch im Gebiet mit Nettoablation positiv werden (Fall des wachsenden Gletschers in einer Vorstoßperiode). Es kann auch eine negative Höhenänderung der Gletscheroberfläche im Akkumulationsgebiet mit einer positiven Höhenänderung im Ablationsgebiet kombiniert auftreten (Fall einer Gletscher-Surge mit raschem Ausfließen von Eis aus dem Nährgebiet und raschem oder „katastrophalem“ Vorstoß der Zunge von meist nur kurzer Dauer). Die Hebung der Gletscheroberfläche kann auch auf einzelne Teile des Ablationsgebietes beschränkt bleiben und ihren Ort im Laufe der Zeit ändern (Fall der kinematischen Welle). In allen Fällen liefert nur der Integralwert der Höhenänderung über die ganze Gletscherfläche eine Aussage darüber, ob die Massenbilanz der Gletscher positiv, negativ oder ausgeglichen ist. Die geodätische (zumeist photogrammetrische) Methode benötigt somit eine eigene Terminologie, aus der klar hervorgeht, daß eine Aufhöhung an einem bestimmten Punkt oder Teilgebiet der Gletscheroberfläche (Verdickung des Gletschers), bzw. ein Einsinken einer bestimmten Stelle der Gletscheroberfläche (Verdünnung des Gletschers) nicht identisch ist mit einer äquivalenten spezifischen Nettoakkumulation bzw. Nettoablation (Glen 1963, Meier 1963).

Eine alternative Anwendung der geodätischen und der glaziologischen Methode in verschiedenen Teilen eines Gletschers führt daher notwendigerweise zu systematischen Fehlern in der Bestimmung des Massenhaushaltes (Hoinkes 1965). Bei hinreichender Genauigkeit können durch einen Vergleich beider Methoden und wenn Messungen der Fließgeschwindigkeit des Eises an der Oberfläche vorliegen, die durch bestimmte Querschnitte des Gletschers nachgeschobenen Eismengen und die zugehörigen mittleren Vertikalkomponenten der Gletscherbewegung (Emergenzgeschwindigkeiten) bestimmt werden. Für die Zunge des Hintereisferners, dessen Eisdicke in einigen Profilen nach den seismischen Messungen von O. Förtsch und H. Vidal (1956A) bekannt ist, wurde dieses Verfahren, basierend auf exakten Vermessungen der horizontalen und vertikalen Komponenten der Gletscherbewegung mit Hilfe von Ablationssignalen und Steinreihen in Kombination mit der gemessenen Nettoablation in den Jahren 1957–59 mit Erfolg angewendet (Schram 1966). Die positive Emergenzgeschwindigkeit konnte in diesem Fall 40% der Nettoablation kompensieren, woraus die große Differenz zwischen dem geodätisch bestimmten Einsinken der Gletscheroberfläche und dem glaziologisch bestimmten Massenhaushalt des Ablationsgebietes (Nettoablation) deutlich hervorgeht.

3. DIE HYDROLOGISCH-METEOROLOGISCHE METHODE

Diese erlaubt es, den Massenhaushalt der Gletscher eines Einzugsgebietes als Differenz von Schneerücklage R aus dem laufenden Haushaltsjahr minus Verbrauch B durch Schmelzung und Verdunstung von älterem Firn und Eis, aus dem Gebietsniederschlag N, dem Abfluß A und der Gebietsverdunstung V nach der hydrologischen Massenhaushaltsgleichung

$$N - A - V = (R - B)$$

zu bestimmen, und zwar im einfachsten Fall unter der Annahme eines ausgeglichenen Massenhaushaltes für die unvergletscherten Teile des Einzugsgebietes. Der große

Vorteil der hydrologischen Methode ist darin zu sehen, daß auch der totale Massenumsatz des Einzugsgebietes als Summe der absoluten Beträge von Gebietsniederschlag, Abfluß und Gebietsverdunstung erhalten wird. Leider ist der Schneeanteil am Gebietsniederschlag zumeist nicht mit ausreichender Genauigkeit bekannt und daher ebensowenig der Anteil von Schmelzwasser am Abfluß, der zur Beurteilung des Wärmehaushaltes dienen könnte. Die bedenkliche Schwierigkeit dieser an sich eleganten Methode besteht darin, daß das gesuchte Resultat (R-B) die stets kleine Differenz zweier großer Zahlen N und A ist, wobei die Bestimmung von N problematisch ist und die noch unzureichend bekannte Gebietsverdunstung V annähernd die gleiche Größenordnung hat wie (R-B). Die hydrologisch-meteorologische Methode wird von P. Kasser (1959, 1967) seit vielen Jahren mit Erfolg am Großen Aletschgletscher angewendet, dessen großes Areal von 126 km² (1965) die direkte glaziologische Methode zu aufwendig erscheinen läßt. Eine interessante Anwendungsmöglichkeit in der Cascade Range, Washington, hat W. Tangborn (1968) mitgeteilt. Dabei wurde allerdings die Gebietsverdunstung vernachlässigt, was bei der verschiedenen mittleren Höhe der beiden verglichenen Einzugsgebiete kaum zulässig sein dürfte. Zur Analyse des Zusammenhanges zwischen Abfluß, Ablation und Witterung können auch kürzere Meßreihen bereits interessante Beiträge liefern (Hoinkes und Rudolph 1960, Lang 1967). Obwohl langjährige Meßreihen des Niederschlages an der Klimastation Vent und mit Totalisatoren in den höheren Teilen des Einzugsgebietes der Venter Ache vorhanden sind (Hoinkes 1954A), konnte die Anzahl der Niederschlagssammler erst seit wenigen Jahren auf 13 erhöht werden, von denen 10 im Rofental stehen (Abb. 1). Die Meßergebnisse werden regelmäßig in den Jahrbüchern des Hydrographischen Dienstes für Österreich, sowie der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien veröffentlicht. Langjährige Abflußmessungen sind zunächst nur für das gesamte, aus Rofental und Niedertal bestehende Einzugsgebiet der Venter Ache verfügbar; die mit erheblichen Kosten in der Rofenache bei Vent errichtete neue Abflußmeßstelle besteht erst seit dem Jahre 1967. Der Einbau einer temporären Abflußmeßstelle vor dem Vernagtferner und die Wiedererrichtung einer solchen vor dem Hintereisferner ist geplant.

Im kleineren Einzugsgebiet des Schreiblegels Steg-Hospiz (2287 m), in dem sich Hintereis- und Kesselwandferner befinden (26,62 km², davon 58% vergletschert, mittlere Höhe 2980 m, enger Raster in Abb. 1), sind erfolgreiche Versuche zur Anwendung der hydro-meteorologischen Methode in den Jahren 1953/54 (Rudolph 1962) und 1957-59 (Hoinkes und Lang 1961, 1962A, 1962B, Lang 1966) durchgeführt worden. Das Ziel dieser Untersuchungen war es, zunächst mit Hilfe des direkt glaziologisch gemessenen Massenhaushaltes eine Methode zur Bestimmung des Gebietsniederschlages aus dem Wasserwert der Winterschneedecke und den Meßergebnissen der Niederschlagstotalisatoren zu finden. Mit dem so ermittelten Gebietsniederschlag N und dem registrierten Abfluß A wurde der im oberen Teil der Tabelle 1 enthaltene Zusammenhang gefunden, aus dem die Gebietsverdunstung V als Restglied bestimmt werden konnte. Während die Gebietsverdunstung im Haushaltsjahr 1958 mit 214 mm sehr gut dem nach O. Lutschg (1944) berechenbaren Erwartungswert von 216 mm entsprach, resultierte für 1959 mit 145 mm ein wesentlich geringerer Wert. Hier scheint ein Zusammenhang mit der Niederschlagsmenge des Sommers zu bestehen, die 1958 normal, 1959 jedoch erheblich zu gering war. Da dieser Zusammenhang noch nicht geklärt ist, muß zunächst mit einer konstanten mittleren Gebietsverdunstung gerechnet werden. Die hydrologische Methode gibt

Tabelle 1 Versuche zur Anwendung der hydrologischen Massenhaushaltsgleichung

A. Wahrscheinliche Werte von Gebietsniederschlag N, Abfluß A und Gebietsverdunstung V im Einzugsgebiet des Schreiblegels Steg-Hospiz (2287 m, 26,62 km², h_m = 2981 m, 58% vergletschert) für die hydrologischen Jahre 1957/58 und 1958/59. Massenbilanz (R-B) und Abfluß A direkt gemessen, N aus Totalisatoren und Schneedecke berechnet, V als Restglied bestimmt

	N	-	A	-	V	=	(R-B)	Gletscherspende	Quelle
1957/58	42,75	-	48,90	-	5,70	=	-11,85 × 10 ⁶ m ³ Wasser	24%	Hoinkes u. Lang 1962 B
	1606	-	1837	-	214	=	-445 mm Wasser		
1958/59	40,81	-	46,43	-	3,86	=	-9,48 × 10 ⁶ m ³ Wasser	20%	Hoinkes u. Lang 1962 B
	1533	-	1744	-	145	=	-356 mm Wasser		

B. Geschätzte Werte von N (Totalisatoren nur im Rofental), V und (R-B), A gemessen, im Einzugsgebiet des Schreiblegels Vent-Venterache (1893 m, 165 km², 165 km², h_m = 2910 m, 41% vergletschert)

	N	-	A	-	V	=	(R-B)	Gletscherspende	Quelle
1952/53-	229,2	-	194,9	-	53,8	=	-19,5 × 10 ⁶ m ³ Wasser	10%	Wendler 1967
1963/64	1389	-	1181	-	326	=	-118 mm Wasser		
1952/53-	224,4	-	200,5	-	45,4	=	-21,5 × 10 ⁶ m ³ Wasser	11%	Rudolph unveröffentlicht
1961/62	1360	-	1215	-	275	=	-130 mm Wasser		
	237,1	-	205,1	-	53,8	=	-21,8 × 10 ⁶ m ³ Wasser	11%	Lauscher 1961
	1437	-	1243	-	326	=	-132 mm Wasser		

daher vermutlich etwas zu stark schwankende Ergebnisse für einzelne Jahre, wobei die berechnete Massenbilanz in nassen Sommern in positivem und in trockenen Sommern in negativem Sinn verschoben sein dürfte. Eine Abschätzung der besonders im Frühjahr auf den Alpengletschern nicht unerheblichen Schneeverdunstung ist bei Kenntnis der meteorologischen Parameter möglich (de Quervain 1951). Wie die Ergebnisse detaillierter Studien der Wärmebilanz gezeigt haben, ist dagegen die Verdunstung von Schnee und Eis auf den Alpengletschern im Sommer eher unbedeutend gegenüber der Kondensation von Wasserdampf (Hoinkes und Untersteiner 1952, Hoinkes 1953). Da in vergletscherten Einzugsgebieten der Alpen das nicht von Schnee oder Eis bedeckte Gelände zum großen Teil felsig ist, dürfte die Anzahl der Benetzungen des Geländes für die Menge des verdunsteten Niederschlages maßgebend sein und nicht sosehr die zur Verfügung stehende Energie. Es sollte somit in einem niederschlagsreichen Sommer die Gebietsverdunstung größer sein, auch wenn die Wärmebilanz dann nicht so hohe positive Beträge aufweist, wie in einem strahlungsreichen und trockenen Sommer.

Unsere Kenntnisse zur Anwendung der hydrologischen Methode im gesamten Einzugsgebiet des Pegels Vent sind heute noch eher unzureichend, so daß weiteres Beobachtungsmaterial gesammelt werden muß. Vorsichtige Abschätzungen mit dem vorhandenen Material (vgl. Tabelle 1, untere Hälfte) haben bereits zu durchaus ermutigenden Ergebnissen geführt (Lauscher 1961, Rudolph unveröffentlicht, Wendler 1967). Die weitere Verfolgung der hydro-meteorologischen Methode erscheint aussichtsreich, besonders wenn die Anwendung auf das Rofental beschränkt bleibt, weil der Massenhaushalt der großen Gletscher dieses Tales (bis auf den Hochjochferner) mit der direkten glaziologischen Methode kontrolliert wird, so daß in sich geschlossene Ergebnisse zu erwarten sind. Insbesondere sollte es möglich

sein, die auch für die Wasserwirtschaft interessante Gletscherspende zum Abfluß und ihre Schwankungen als Funktion der klimatischen Verhältnisse genauer als bisher anzugeben.

4. DIE DIREKTE GLAZIOLOGISCHE METHODE

a) FELDARBEITEN

Mit der glaziologischen Methode wird der Massenhaushalt eines Gletschers aus der Differenz von Akkumulation und Ablation ermittelt, wobei die Messungen direkt auf der Gletscheroberfläche vorgenommen und auf diese bezogen werden. Die Methode wurde von H. W. Ahlmann (1948) mit zahlreichen Mitarbeitern seit dem Jahre 1918 in den Gletschergebieten rings um den Nordteil des Atlantischen Ozeans entwickelt. Sie hat zunächst nur zögernd Nachahmung gefunden, bis im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58 erstmalig 17 Forschungsprojekte gleichzeitig durchgeführt wurden (Hoinkes 1964). Seither sind die großen Möglichkeiten dieser Methode klar erkannt worden, so daß sich die Anzahl der damit studierten Gletscher mehr als verdoppelt hat (Hoinkes 1968B). Die älteste heute noch existierende Meßreihe wurde von V. Schytt (1962) am Storglaciären (3,1 km²) in Schwedisch-Lappland im Jahre 1946 begonnen, gefolgt in den Westalpen vom Glacier de Sarnes (0,8 km²) seit 1948 (Kasser 1967). Die Untersuchung des Massenhaushaltes am Hintereisferner (9,0 km²) wurde durch O. Schimpp (1959) im Haushaltsjahr 1952/53 mit einer kombinierten geodätisch-glaziologischen Methode begonnen. Im Haushaltsjahr 1953/54 wurden diese Beobachtungen von R. Rudolph (1962) durch Abflußmessungen auf das wertvollste ergänzt. Das im Herbst 1954 vorhandene Netz von etwa 60 Ablationspegeln (Rudolph 1963A) wurde erweitert und seither in ständiger Beobachtung belassen. Über die Ergebnisse der neun Haushaltsjahre 1952/53 bis 1960/61 liegt ein zusammenfassender Bericht vor (Hoinkes und Rudolph 1962B), der auch die damals verwendeten Arbeitsmethoden eingehend darstellt. Eine Ergänzung der Ergebnisse bis zum Haushaltsjahr 1964/65 wurde im Rahmen des 1967 über Initiative der Internationalen Kommission für Schnee und Eis (IASH) begründeten Dienstes zur Überwachung der Gletscherschwankungen (Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers, Federation of Astronomical and Geophysical Services) veröffentlicht (Kasser 1967), während über die Haushaltsjahre 1963/64 bis 1965/66 in (Hoinkes *et. al.* 1967, 1968) berichtet wurde. In der vorliegenden Arbeit sollen die Untersuchungen der Haushaltsjahre 1963/64 bis 1967/68 im Vordergrund stehen. Wenn man aus den Beobachtungen der Klimastation Vent (Laufer 1966) auf die Zustände am Hintereisferner schließen darf, dann ist dieser Zeitraum sehr wahrscheinlich das erste Lustrum seit vier Jahrzehnten, in dem der Hintereisferner keinen Massenverlust erlitten hat, und daher von besonderem Interesse.

Mit Beginn des Jahres 1964 standen 70 Ablationspegel auf der Zunge des Hintereisferners in Beobachtung (Abb. 2); bedingt durch die starke Netto-Akkumulation des Jahres 1965 sind einige dieser Pegel temporär in den unteren Bereich des Nährgebietes gelangt und konnten erst im Sommer 1969 zu einem Teil wieder gefunden werden. Inzwischen sind 20 neue Pegel gesetzt worden, so daß die Gesamtzahl heute 90 beträgt. Als Ablationspegel dienen weiß gestrichene runde Hartholzstangen von 2 cm Durchmesser und 200 cm Länge; vier bis sechs dieser Pegelstangen werden durch kurze Gummi- oder Plastikschläuche verbunden und in 8 bis 12 m tiefe Bohrlöcher gesetzt, die mit dem Dampfbohrer von F. Howorka (1965) leicht her-

HINTEREISFERNER 1967

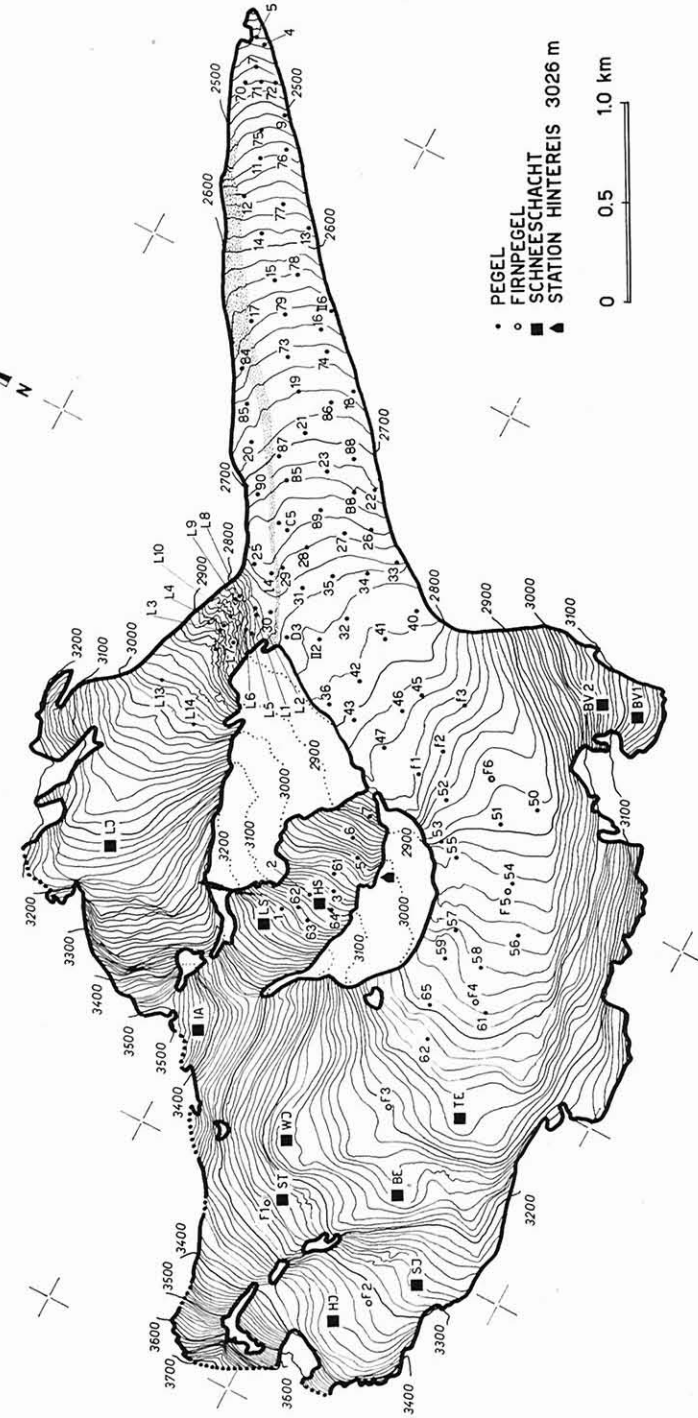


Abb. 2 Karte des Hintereisferners nach photogrammetrischer Aufnahme 1:10.000, Herbst 1967, Pegelstand Herbst 1969.

gestellt werden können³. Nach den bisherigen Erfahrungen am Hintereisferner ist eine Anzahl von etwa zehn Pegelstangen pro Quadratkilometer Ablationsfläche ausreichend, um reproduzierbare Flächenmittel der Eisablation für bestimmte Zeitabschnitte zu erhalten, doch divergieren die Meinungen über die ausreichende Pegelzahl noch weit. Das Aufschwimmen der Pegelstangen im Bohrloch muß ebenso verhindert werden, wie das Einsinken im Eis durch Wärmeleitung, wenn die Tiefe des Bohrloches weniger als einen Meter beträgt. Die im ersten Fall zu großen, im zweiten Fall jedoch zu geringen Ablationswerte können durch einen Vergleich mit der vorhergehenden Ablesung zumeist erkannt werden. Zur Kontrolle empfiehlt es sich, gelegentlich einige Bohrlöcher rings um den Pegel anzulegen und deren Tiefe bei jeder Pegelkontrolle ebenfalls zu messen.

Die Netto-Akkumulation wird in Schneeschächten gemessen, wobei die Stratigraphie, Korngröße, Härte und Dichte in senkrechtem Abstich an der Schachtwand bis zu einem Leithorizont bestimmt wird. Zur Bestimmung der Schneedichte werden zwei Typen von Ausstechrohren aus Aluminium oder rostfreiem Stahl verwendet, deren Charakteristiken nachstehend zusammengestellt sind:

Type	Fläche	Länge	Inhalt	Waage	Gewichtsäquivalent von 1 mm Wasser
groß	50,0 cm ²	50,0 cm	2500 cm ³	Balken	5,00 g
klein	25,5 cm ²	19,6 cm	500 cm ³	Feder	2,55 g

Durch zahlreiche Vergleiche wurde die gute Übereinstimmung der Ergebnisse festgestellt, wobei es mit dem kleinen Ausstechrohr leichter ist, die natürliche Stratigraphie zu berücksichtigen und detaillierte Dichteprofile zu erhalten. Bei tiefen Schächten (Maximum 1967 z. B. 6,5 m) erlaubt das große Ausstechrohr natürlich ein viel rascheres Arbeiten. Die Summe der einzelnen Abstichhöhen muß sehr nahe mit der Gesamthöhe des Schneeprofiles übereinstimmen, was an Ort und Stelle und vor Schließung des Schneeschachtes überprüft werden muß. Die richtige Erkennung und Interpretation der gefundenen Stratigraphie ist natürlich ausschlaggebend für das Ergebnis; sie muß daher mit größter Sorgfalt und Kritik vorgenommen werden. Als Leithorizont im vertikalen Schneeprofil kann ein natürlicher Schmutzhorizont einer spätsommerlichen Schönwetterperiode dienen. In Abhängigkeit vom Witterungsverlauf können in einem Sommer mehrere Horizonte entstehen, wobei nicht notwendigerweise der letzte der deutlichste sein muß. Da Schmutzhorizonte auch durch andere Witterungsereignisse gebildet werden können, zum Beispiel durch Staubfälle bei intensiver großräumiger Südströmung von Nordafrika bis zu den Alpen, wie etwa im April 1962, entspricht keinesfalls jedem Schmutzhorizont die Grenze einer Jahresschicht. Die charakteristische Temperaturverteilung in der Winterschneedecke bedingt einen langsamen Massentransport durch Diffusion von Wasserdampf aus den unteren wärmeren in die oberen kälteren Schichten. Dadurch entsteht die typische Dichteverteilung mit einem Minimum im untersten Teil der Jahresschicht, bei gleichzeitig grobem Korn und geringer Härte. In vielen Fällen haben sich diese Merkmale zur Erkennung der Jahresschichten bewährt (Hoinkes 1957 A), während in Zweifelsfällen die Pollenanalyse eindeutige Auskunft zu geben vermag (Ambach *et al.* 1966). Am sichersten ist jedoch eine künstliche Markierung

³ Eine detaillierte Beschreibung des Dampfbohrers mit Konstruktionszeichnung und Stückliste ist als Anhang zu (Hoinkes *et al.* 1967, S. 60–65) gegeben.

der Schneeoberfläche mit Farbpulver am Ende eines Haushaltsjahres, doch ist in diesem Fall eine dauerhafte Markierung der Örtlichkeit erforderlich.

Schneeschnäcke werden an stets gleichbleibenden Punkten des Gletschers (vgl. Abb. 2) zu folgenden Zeitpunkten gegraben: am Ende des hydrologischen Winterhalbjahres (um den 31. März) zum Vergleich mit dem Meßergebnis der Niederschlags-totalisatoren, zur Zeit der erwarteten größten Akkumulation in den oberen Teilen des Gletschers um Ende Mai bis Anfang Juni, gelegentlich im Laufe des Sommers zur Kontrolle des Verlaufes der Massenbilanz, und am Ende des hydrologischen Jahres (um den 30. September) zur Feststellung der Massenbilanz des schneebedeckten Teiles des Gletschers. Auf der Fläche mit Eisablation des Vorjahres wird die Schneetiefe im Frühjahr zusätzlich in zahlreichen Quer- und Längsprofilen durch Sondierung mit einer Lawinensonde bis zur Eisoberfläche bestimmt. Dabei muß jedoch die Schichtdicke des aufgefrorenen Eises (superimposed ice) berücksichtigt werden, das sich durch Wiedergefrieren von versickerndem Schmelzwasser an der noch kalten Gletscheroberfläche des Vorjahres bildet. Durch die dabei freiwerdende Schmelzwärme wird ein erheblicher Teil des winterlichen Frostbetrages kompensiert (Ambach 1961). Das aufgefrorene Eis enthält nur Substanz aus der Winterschneedecke, wenn es sich am Gletschereis des Vorjahres bildet. In diesem Fall wird die festgestellte Schichtdicke durch Multiplikation mit 0,9 in Wasserwert umgerechnet. Wenn das Meßjahr eine negativere Massenbilanz hat als das Vorjahr, dann kann das aufgefrorene Eis sich auch unter den relativ dünnen, gegen die Firngrenze zu auskeilenden Firnschichten bilden. In diesem Fall darf zur Umrechnung in Millimeter Wasser nur die Dichtedifferenz ($\rho_{\text{EIS}} - \rho_{\text{FIRN}}$) verwendet werden, da das Volumen des wiedergefrorenen Schmelzwassers nur dem Porenvolumen einer gleich dicken Firnschicht entspricht (Hoinkes und Lang 1962 B). Die Firnsubstanz selbst ist in der Massenbilanz des Vorjahres oder früherer Jahre bereits enthalten. Außer in diesem Grenzfall bedeutet das Vorhandensein von aufgefrorenem Eis stets eine positive Massenbilanz. Seine Schichtdicke beträgt zumeist 10 bis 20 cm; diese muß sorgsam bestimmt werden, wozu sich die von altem Gletschereis deutlich abweichende Kristallstruktur eignet (Hoinkes 1956).

Um den Wassergehalt der Winterschneedecke ohne größere Fehler ermitteln zu können, sollten die Messungen vor Beginn des Abflusses von Schmelzwasser aus der Schneedecke erfolgen. Dieser Zustand wird eindeutig durch das Fehlen von horizontalen Eislagen und vertikalen Eisstrünken, sowie durch Temperaturen unter dem Schmelzpunkt zumindest in den unteren Schichten der Schneedecke charakterisiert. Es ist daher notwendig, auch die Schneetemperatur in einem vertikalen Profil an einer der Sonne nicht ausgesetzten Schachtwand zu messen. In diesem Falle dürfte natürlich auch kein aufgefrorenes Eis vorhanden sein; wird es dennoch angetroffen, dann hat es sich bereits beim Aufbau der Schneedecke im Herbst gebildet. Das am Ende der Ablationsperiode vorhandene Mikrorelief der Gletscheroberfläche wird durch die Bildung von aufgefrorenem Eis stark geglättet, so daß die Eisoberfläche, die unter der abschmelzenden Winterschneedecke im Frühjahr oder Sommer zum Vorschein kommt, ein deutlich verändertes Aussehen hat. Ein besonderes Merkmal sind die röhrenförmigen Kryokonitlöcher, die sich ausschließlich im aufgefrorenen Eis bilden; sie sind daher stets etwas unterhalb der temporären Schneegrenze zu finden (Hoinkes 1956).

Die Anzahl und Lage der Schneeschächte auf einem Gletscher ist durch die Notwendigkeit Spaltengebiete und Lawinhänge zu vermeiden, aber auch durch den

nötigen Arbeitsaufwand begrenzt. So wurden beispielsweise als Grundlage für die Analyse des Massenhaushaltes 1966/67 (vgl. Abb. 3) im Jahre 1967 insgesamt 47 Schneeschächte mit einer Gesamttiefe von 123 m gegraben; die mittlere Tiefe eines Schneeschachtes war im Jahre 1967 somit 2,6 m, die maximale Tiefe jedoch 6,5 m. Damit wurde nur eine Zahl von etwa vier Schneeschächten pro Quadratkilometer Akkumulationsfläche erzielt, die ohne weitere Kenntnisse kaum für eine reproduzierbare Analyse des Flächenmittels der in der Schneedecke vorhandenen Wassermasse zu einem bestimmten Beobachtungsdatum ausreichend ist. Der in den einzelnen Schneeschächten an einem bestimmten Tag festgestellte Wasserwert der Schneedecke ist nur für die jeweilige Örtlichkeit gültig; eine lineare Interpolation zwischen den Ergebnissen der verschiedenen Schneeschächte ist nicht immer zulässig. Die Aufstellung einer formalen Relation zwischen dem Wasserwert und der Höhenlage einzelner Schneeschächte ist wohl auf jedem Gletscher möglich, aber man kann dieser Relation in den seltensten Fällen repräsentative Wasserwerte für einzelne Höhenzonen des Gletschers entnehmen (vgl. Hoinkes und Rudolph 1962 B). Obwohl in den meisten Fällen eine Zunahme des festen Niederschlages mit der Höhe und eine Abnahme der Temperatur gegeben ist, sind diese Faktoren nicht allein ausschlaggebend für die in bestimmten Teilen eines gegebenen Einzugsgebietes abgelagerten Schneemengen.

Infolge der Schneeuablagerung durch den Wind erhalten alle Mulden und Becken, in denen die Schneeschächte meist gegraben werden, während des Schneefalles und danach von den umliegenden Steilhängen und Rücken zusätzliche Schneemengen (Hoinkes 1957 B). Dazu kommen Unterschiede in den Ablationsbedingungen wegen verschiedener Hangneigung und -richtung, sowie möglicher Sonnenscheindauer (Hoinkes und Wendler 1968). Das Ergebnis dieser weitgehend geländegebundenen Einflüsse ist eine Verteilung der Schneemenge nach bestimmten Mustern, die von Jahr zu Jahr mehr in der Größe als in der Form variieren. Diese Rücklagenfiguren oder ihr Komplement, die Aperfiguren, sind in Jahren mit geringem Niederschlag und starker Ablation besonders deutlich zu erkennen, so z. B. im Haushaltsjahr 1957/58 (vgl. Abb. 2 und 3 in Hoinkes und Lang 1962 B), 1958/59 (vgl. Abb. 7 in Hoinkes und Rudolph 1962 B), oder im Haushaltsjahr 1963/64, an dessen Ende am Hintereisferner keine geschlossene Altschneedecke mehr vorhanden war und Ablation von freigelegtem Firnschnee früherer Jahre bis in die höchsten Teile des Gletschers beobachtet wurde (Hoinkes *et al.* 1967). In Jahren mit niederschlagsreicher Ablationsperiode wie 1965 und 1966, mit einer geschlossenen Altschneedecke am oberen Teil des Gletschers am Ende des Haushaltsjahres, müssen dennoch sehr ähnliche relative Unterschiede in der Schneelage vorhanden sein, auch wenn diese direkt nicht sichtbar sind. Es ist somit stets ein Nachteil, wenn man die Untersuchung des Massenhaushaltes in Jahren mit starker Rücklage von Altschnee beginnen muß, ohne noch eine ausreichende Kenntnis der Verteilung der Rücklagenfiguren zu haben. Die Anzahl der für eine richtige Analyse erforderlichen Schneeschächte ist dann viel größer. Eine Auffindung von Bezugshorizonten im Akkumulationsgebiet mit Hilfe von Sondierungen ist am Hintereisferner bisher nicht zweifelsfrei gelungen. Die angetroffenen Eislagen haben meist keinen Bezug zur Grenze der Jahresschicht oder zum Sommerhorizont, und die Firnoberfläche des Vorjahres zeigt keine hinreichend deutliche Zunahme der Härte, um mit der Lawinensonde feststellbar zu sein. Nur wo das der Fall ist, wie etwa am Blue Glacier im maritimen Klima des Nordwestteiles der Vereinigten Staaten von Nordamerika (LaChapelle 1965) können

die Ergebnisse von Sondierungen zur Interpolation der Schneetiefe zwischen den Schächten nützlich sein. Die Kartierung der Rücklagenmuster aus photogrammetrischen oder zumindest angenähert aus photographischen Aufnahmen am Ende der Ablationsperiode ist eine unentbehrliche Grundlage für die Analyse des Flächenmittelswertes der Schneerücklage. Regelmäßige photographische Luftaufnahmen des Gletschers durch die gesamte Ablationsperiode wären die beste Grundlage für die Kartierung der temporären Schneegrenze, und in Kombination mit zahlreichen Wasserwertbestimmungen an Pegeln und in Schächten für die Bestimmung der Massenveränderungen.

b) DEFINITIONEN UND ANALYSE

Der Massenhaushalt oder die Massenbilanz b an jedem spezifischen Meßpunkt (Ablationspegel oder Schneeschacht) wird für jeden beliebigen Zeitraum als die algebraische Summe von positiver Akkumulation c und negativer Ablation a definiert. Unter Akkumulation werden alle Prozesse verstanden, die dem Gletscher Masse zuführen. Das ist vor allem die primäre Ablagerung von festem Niederschlag in allen Formen, die Sublimation von Reif, die Bildung von Rauhrost durch das Erfrieren unterkühlter Tröpfchen beim Auftreffen auf Hindernisse, das Wiedergefrieren von flüssigem Niederschlag oder von Schmelzwasser an der kalten Gletscheroberfläche oder in kälteren Schichten unter der Oberfläche. Schnee oder Eis kann dem Gletscher auch sekundär durch Windverfrachtung des Schnees oder durch Lawinen zugeführt werden. Unter Ablation werden alle Prozesse verstanden, die dem Gletscher Masse entziehen, also Schmelzung und Abfluß, Verdunstung, Erosion durch Wind und fließendes Wasser, Schnee und Eislawinen sowie Kalbung von Eisbergen. Akkumulation und Ablation treten vorwiegend an der Oberfläche auf, in geringerem Ausmaß und meist der Messung nicht zugänglich auch am Grund des Gletschers oder im Inneren in Spalten, Gletschermühlen und Kanälen. Akkumulation c und Ablation a sind Zeitintegrale, ausgehend von einem bestimmten Zeitpunkt t_1 bis zum Meßzeitpunkt t über die stets wechselnde zeitliche Akkumulationsrate $\dot{c} = dc/dt$ und Ablationsrate $\dot{a} = da/dt$ und daher $b = c + a$ (Dimension z. B. mm/Tag). Es ist somit

$$c = \int_{t_1}^t \dot{c} dt,$$

$$a = \int_{t_1}^t \dot{a} dt \text{ und } b = \int_{t_1}^t \dot{b} dt.$$

Die Definitionsgleichung für die Massenbilanz lautet somit

$$b = c + a = \int_{t_1}^t (\dot{c} + \dot{a}) dt$$

mit der Dimension einer Länge (äquivalentes Wasservolumen pro Einheitsfläche) oder Gramm pro Quadratzentimeter. Es ist für die folgenden Betrachtungen praktisch ohne Bedeutung, daß jeder Meßpunkt (Ablationspegel) die Gletscherbewegung mitmacht, sofern der Beobachtungszeitraum ein Jahr nicht überschreitet und die horizontalen und vertikalen Gradienten der Massenbilanz nicht außergewöhnliche Werte annehmen. Die Massenhaushaltsgrößen Akkumulation, Ablation und Massenbilanz werden in vertikaler Richtung gemessen und auf Flächen in Horizontal-

projektion bezogen. Die dadurch hervorgerufenen Fehler werden nur in sehr steilen Gebieten der Gletscheroberfläche erheblich sein. In Eisbrüchen mit Ablation an senkrechten Spaltenwänden müssen andere Methoden zur Erfassung der Ablation verwendet werden; meist wird man sich mit einem Zuschlag zur vertikalen Ablation begnügen müssen. Über das Ausmaß des Zuschlages liegen jedoch kaum ausreichende, aus längeren Beobachtungsperioden gewonnene Erfahrungswerte vor. V. Karlén (1965) gibt aus einer 13tägigen Meßreihe vom Nigardsbreen einen Zuschlag von 17% als Richtwert, der nach den bisher vorliegenden Ablationsmessungen in den Eisbrüchen des Arbeitsgebietes Hintereisferner eher ein Minimum darstellen dürfte.

Bei kontinuierlicher Beobachtung treten in der Summenkurve, die b als Funktion der Zeit darstellt, ausgeprägte Minima und Maxima auf. Das Zeitintervall von einem Minimum t_1 bis zum nächstfolgenden Maximum t_m ist die Akkumulationsperiode, das Zeitintervall vom Maximum t_m zum nächstfolgenden Minimum t_2 die Ablationsperiode. Bei einem Gletscher, der sich wie der Hintereisferner über einen Höhenbereich von mehr als 1000 m erstreckt, ist die Dauer der Akkumulations- und der Ablationsperiode in den einzelnen Höhenstufen verschieden. Am Hintereisferner fällt der Zeitpunkt des Maximums von b im Höhenbereich 2400 bis 2700 m häufig in den April, zwischen 2700 und 3100 m erst in den Mai oder Juni während oberhalb von 3100 m in manchen Jahren kein ausgeprägtes Maximum auftritt, da dort der feste Anteil am Sommerniederschlag bereits sehr groß ist. Es erscheint somit praktisch unmöglich, die Winterbilanz (Anonym 1969) am Hintereisferner an einem bestimmten Datum zu messen. Das Zeitintervall zwischen zwei Minima t_1 bis t_2 wird das natürliche Haushaltsjahr genannt. Auch dieses hat in den einzelnen Höhenzonen des Gletschers verschiedene Anfangs- und Enddaten; zudem kann wegen des wechselnden Witterungscharakters der einzelnen Jahre seine Länge erheblich von 365 Tagen abweichen. Die Netto-Massenbilanz eines spezifischen Meßpunktes wird somit

$$b_n = \int_{t_1}^{t_2} \dot{b} dt,$$

definiert als algebraische Summe von wirklicher Akkumulation

$$c^+ = \int_{t_1}^{t_2} \dot{c} dt \text{ und wirklicher Ablation}$$

$$a^+ = \int_{t_1}^{t_2} \dot{a} dt$$

oder

$$b_n = c^+ + a^+.$$

Um das Bilanzvolumen B zu erhalten, muß man die spezifischen Bilanzgrößen über die Gletscherfläche S integrieren. Die Größe $B_t = \int_S b_n dS$ bedeutet die totale

Massenbilanz des ganzen Gletschers, die keinem bestimmten Zeitpunkt zugeschrieben werden kann. Die Definitionsgleichung für die totale Massenbilanz ist analog

$$B_t = C_t + A_t$$

wobei

$$C_t = \int_S c^+ dS \text{ die totale Akkumulation}$$

und

$$A_t = \int_S a^+ dS \text{ die totale Ablation bedeuten,}$$

mit der Dimension einer Länge³ (äquivalentes Wasservolumen). Für den Vergleich der Bilanzwerte verschiedener Gletscher eignet sich am besten die mittlere spezifische Massenbilanz \bar{b} , die definiert ist als $\bar{b} = B/S$ mit der Dimension g/cm^2 oder cm Wassersäule.

Der entscheidende Nachteil der so definierten totalen Massenbilanz B_t , totalen Akkumulation C_t und totalen Ablation A_t (Anonym, 1969) ist darin zu sehen, daß die Zeitgrenzen der Integration nicht klar angegeben werden können. Das natürliche Haushaltsjahr t_1 bis t_2 existiert demnach zwar für jeden einzelnen Punkt eines Gletschers, nicht aber für den Gletscher als Ganzes. M. Meier (1962) hat vorgeschlagen, durch den zeitlichen Abstand von zwei Minima in der Summenkurve des Bilanzvolumens als Funktion der Zeit das natürliche Haushaltsjahr für den ganzen Gletscher zu definieren, und so der totalen Massenbilanz einen zeitlichen Bezug zu erhalten. Auch wenn die Zeitpunkte bekannt wären, zu denen der ganze Gletscher Minima seiner Masse erreicht, wäre die totale Massenbilanz wegen der verschiedenen Dichte und wechselnden Fläche von Altschnee, Firm und Eis nicht identisch mit der photogrammetrisch ermittelten Veränderung des Gletschervolumens im gleichen Zeitraum. Das für den ganzen Gletscher anwendbare natürliche Haushaltsjahr wird ebenfalls eine von Jahr zu Jahr wechselnde Dauer haben. Im Mittel über mehrere Jahre muß die Länge des natürlichen Haushaltsjahres jedoch 365 Tage betragen. Die Grenzen des so definierten natürlichen Haushaltsjahres für den ganzen Gletscher können durch direkte Beobachtung am Gletscher nicht in allen Fällen mit Sicherheit festgestellt werden und subjektive Fehler sind unvermeidlich. So wird zum Beispiel erst vom Witterungsverlauf der Folgezeit darüber entschieden, ob ein spätsommerlicher Schneefall ein frühes Minimum in der Summenkurve des Bilanzvolumens fixiert hat. Da die Feldarbeiten zur Feststellung der Massenbilanz an den 80 bis 100 Meßpunkten am Hintereisferner mit 10 bis 12 Mitarbeitern je nach Witterungsverhältnissen etwa eine Woche beanspruchen, ist wegen der benötigten Mittel, der Vorbereitungsarbeiten und wegen der nicht unbegrenzten Verfügbarkeit der zumeist freiwilligen Mitarbeiter ein Haushaltsjahr mit festgelegtem Datum vorzuziehen. Am Hintereisferner wurde daher zunächst aus praktischen Gründen das Haushaltsjahr auf den Zeitraum 1. Oktober bis 30. September festgelegt; es deckt sich mit dem in Österreich gebräuchlichen hydrologischen Jahr, was auch den wichtigen Vergleich der Ergebnisse mit hydro-meteorologischen Daten möglich macht.

Wenn nach dem 30. September die Ablation in den unteren Teilen des Gletschers noch andauert, wird dieser meist geringe Betrag dem folgenden Haushaltsjahr zugerechnet. Wenn dagegen bereits vor dem 30. September die Akkumulation von Neuschnee in den oberen Teilen des Gletschers beginnt, ist das mit einem bestimmten Datum festgelegte Ende des Haushaltsjahres in den Schneeprofilen durch kein deutlich sichtbares stratigraphisches Merkmal (Schmutzhorizont) gekennzeichnet. Der Wasserwert der Neuschneemenge über dem letzten, deutlich erkennbaren Sommerhorizont wird in diesem Fall gesondert festgestellt und ein Jahr später an der gleichen Lokalität vom totalen Wasserwert über diesem Leithorizont subtrahiert (Hoinkes *et al.* 1967). Die für ein Haushaltsjahr mit festgelegten Grenzen

und stets gleicher Dauer von 365 Tagen ermittelten Jahreswerte der Massenbilanz stimmen im allgemeinen nicht mit den totalen Bilanzen für das natürliche Haushaltsjahr überein. Die Differenz wird jedoch nur in Jahren mit ungewöhnlichem Witterungsverlauf im Spätsommer und Herbst groß sein. Im Mittel über Zeiträume von mehreren Jahren müssen beide Systeme zu gleichen Ergebnissen führen, und dann auch mit der photogrammetrisch ermittelten Veränderung des Gletschervolumens über diesen Zeitraum übereinstimmen, sofern diese nur auf den Wasserwert reduziert sind.

Alle Haushaltsdaten, die an Ablationspegeln oder in Schneeschächten gewonnen werden, sind Bilanzwerte. Je länger das Zeitintervall zwischen den einzelnen Messungen wird, desto mehr bleiben die als Akkumulation oder Ablation bezeichneten Werte hinter den wirklichen Werten zurück, weil unbekannte Schneemengen in der Zwischenzeit abgelagert und wieder durch Schmelzung, Verdunstung oder Windwirkung entfernt worden sind. Besonders der als „scheinbare Akkumulation“

(apparent accumulation $c^* = \int_{t_1}^{t_m} b dt$ bei M. Meier 1962) oder als Winterbilanz

(winter balance b_w in *Anonym* 1969) bezeichnete jährliche Maximalwert von b bzw. B dürfte auf Alpengletschern erheblich hinter der wirklichen Akkumulation c^+ oder der totalen Akkumulation C_t zurückbleiben und darf mit dieser keineswegs gleichgesetzt werden, was in Massenhaushaltsstudien gelegentlich geschieht. Die größte Bedeutung kommt dabei den für die Existenz und die Schwankungen der Alpengletscher so wichtigen Neuschneefällen im Sommer zu. Die mit der sommerlichen Akkumulation verbundene Erhöhung der Albedo verzögert die Ablation, so daß die Sommerbilanz (summer balance b_s in *Anonym* 1969) erheblich kleiner resultiert als die wahre Ablation während des Sommers. Nach Beobachtungen an den Höhenstationen der Ostalpen beträgt der Anteil des festen Niederschlages in den Gletschergebieten 40 bis 60% des gesamten Sommerniederschlags (Conrad 1935, Steinhauser 1936, Lauscher 1954). Ist somit die Vernachlässigung der Sommerakkumulation oder ihre Behandlung als „negative Ablation“ nicht ratsam, so ist ihre Messung auf einem größeren Gletscher überaus mühsam, da die Ablation vielfach gleichzeitig mit dem Schneefall oder doch unmittelbar danach vor sich geht, die Messungen also jeweils ohne Verzögerung erfolgen müßten.

Nur in kürzeren Meßreihen an einzelnen, ständig besetzten Stationen auf den Gletschern (Hoinkes 1955, Ambach und Hoinkes 1963) hat sich die Trennung von c und a mit befriedigender Genauigkeit erzielen lassen. Als keineswegs extremes Beispiel sei angeführt, daß während der 28tägigen Periode 11. August bis 8. September 1958 an der Wärmehaushaltsstation am Kesselwandferner (3240 m) eine Niederschlagsmenge von 114 mm gemessen wurde, davon 62 mm oder 55% als Schnee. Diese Schneemenge entsprach etwa 20% der gesamten Ablation während des genannten Zeitraumes. Da der Neuschnee nach wenigen Tagen durch die Ablation wieder völlig beseitigt war, wäre die Massenbilanz, wie man sie durch die Analyse von Schächten in der Altschneedecke am Beginn und am Ende der Periode erhalten hätte, um 20% kleiner gewesen, als die wahre Ablation. Man sollte somit auch die Begriffe Sommerbilanz und totale Ablation nicht gleichsetzen (vgl. Östrem und Stanley 1969, p. 80/81); das nicht nur weil die Unterschiede zwischen beiden Größen oft sehr erheblich sein können, sondern auch im Sinne einer klaren Begriffsbildung. Sind Beobachtungen über die täglichen Veränderungen der im Sommer immer wieder auftretenden temporären Neuschneegrenzen vorhanden, dann erlauben diese zumindest eine Schätzung der wirklichen Akkumulation in verschiedenen Höhenzonen des Gletschers. Den Schätzwert der in den gleichen Höhenzonen wirksamen wirklichen Ablation kann man jedoch nur aus der Differenz der geschätzten Akkumulation und der einzig gemessenen spezifischen Massenbilanz erhalten. Auf diese Weise wurde im Haushaltsjahr 1957/58 der

Anteil des Sommerschnees an der totalen Akkumulation auf Hintereisferner und Kesselwandferner mit 27% abgeschätzt, obwohl die Ablationsperiode 1958 ausgesprochen warm und der Anteil des festen Niederschlages daher relativ gering war (Hoinkes und Wendler 1968).

Will man den Aufwand bei Feldarbeiten in vertretbaren Grenzen halten, dann muß man sich damit abfinden, daß die Totalwerte von Akkumulation und Ablation praktisch unbekannt bleiben, und daß die als Ersatz verwendeten Werte von Winterbilanz und Sommerbilanz jedenfalls auch systematisch schlechter sind, als die vom Meßintervall unabhängigen Bilanzwerte. Es ist sicherlich wünschenswert, gute Werte für die Winterbilanz b_w und für die Sommerbilanz b_s zu kennen, da damit ohne Zweifel ein tieferer Einblick in das Zustandekommen der Nettobilanz $b_n = b_w + b_s$ gewonnen werden kann. Da nur bei ununterbrochenen Messungen die Zeitpunkte bekannt wären, zu denen der ganze Gletscher Maxima oder Minima seiner Masse erreicht, solche Messungen aber kaum durchführbar erscheinen, ist die Flächensumme der totalen Winterbilanz B_w und der totalen Sommerbilanz B_s wiederum keinem bestimmten Zeitpunkt zuzuordnen. Es empfiehlt sich daher, auch in diesem Fall feste Grenzen zu wählen, für die ein Vergleich mit hydrometeorologischen Daten möglich ist. Am Hintereisferner wird als Akkumulationsperiode die Zeit vom 1. Oktober bis zum 30. April, als Ablationsperiode die Zeit vom 1. Mai bis 30. September bezeichnet; die gleiche Unterteilung des hydrologischen Jahres ist auch in der Schweiz üblich (vgl. Tab. 22 in Kasser, 1967). Die um den 1. April und um den 1. Juni an bestimmten Punkten am Gletscher vorhandene Schneemenge läßt sich ebenso als Indikator für die Schneemenge des „Winters“ in verschiedenen Teilen des Gletschers verwenden und mit den Ergebnissen der hydro-meteorologischen Beobachtungen in Beziehung setzen. Es ist aber notwendig, darauf hinzuweisen, daß die Winterbilanz nicht gleichbedeutend mit der Winterakkumulation ist und sich weit von der totalen Akkumulation unterscheiden kann, die als Summe von Winterakkumulation und Sommerakkumulation gebildet werden müßte. Das ist bisher in keinem bekannt gewordenen Forschungsprogramm gelungen, jedenfalls nicht für den ganzen Gletscher und für das ganze Haushaltsjahr. Die Gleichungen $b = c + a$ und $B = C + A$ sollten somit in jedem Fall als reine Definitionsgleichungen betrachtet werden, wobei die einzig meßbare Größe die spezifische Bilanz b ist. Aus diesem Grunde werden am Hintereisferner nur Bilanzwerte analysiert, und zwar getrennt für das Ablationsgebiet (B_a auf der Fläche S_a) und für das Akkumulationsgebiet (B_c auf der Fläche S_c , wobei die Gletscherfläche $S = S_c + S_a$ ist). Die Jahresmassenbilanz B des ganzen Gletschers ergibt sich aus der algebraischen Summe von Nettoakkumulation B_c und Nettoablation B_a , somit

$$B = \int_{S_c} b dS + \int_{S_a} b dS = B_c + B_a$$

was $\int b dS$ gleichwertig ist.

In Abb. 3 ist als Beispiel die Analyse des Massenhaushaltes für das hydrologische Jahr 1966/67 wiedergegeben. Die mit den Ergebnissen der eingetragenen Meßpunkte und gestützt auf langjährige Ortskenntnis und Erfahrung analysierten Isolinien der spezifischen Massenbilanz sind mit Zentimeter Wasseräquivalent beziffert. Man kann die Flächen zwischen den Isolinien planimetrieren, mit dem zugehörigen mittleren spezifischen Bilanzwert multiplizieren und durch Addition der positiven und der negativen Produkte die jährliche Massenbilanz von Akkumulationsgebiet

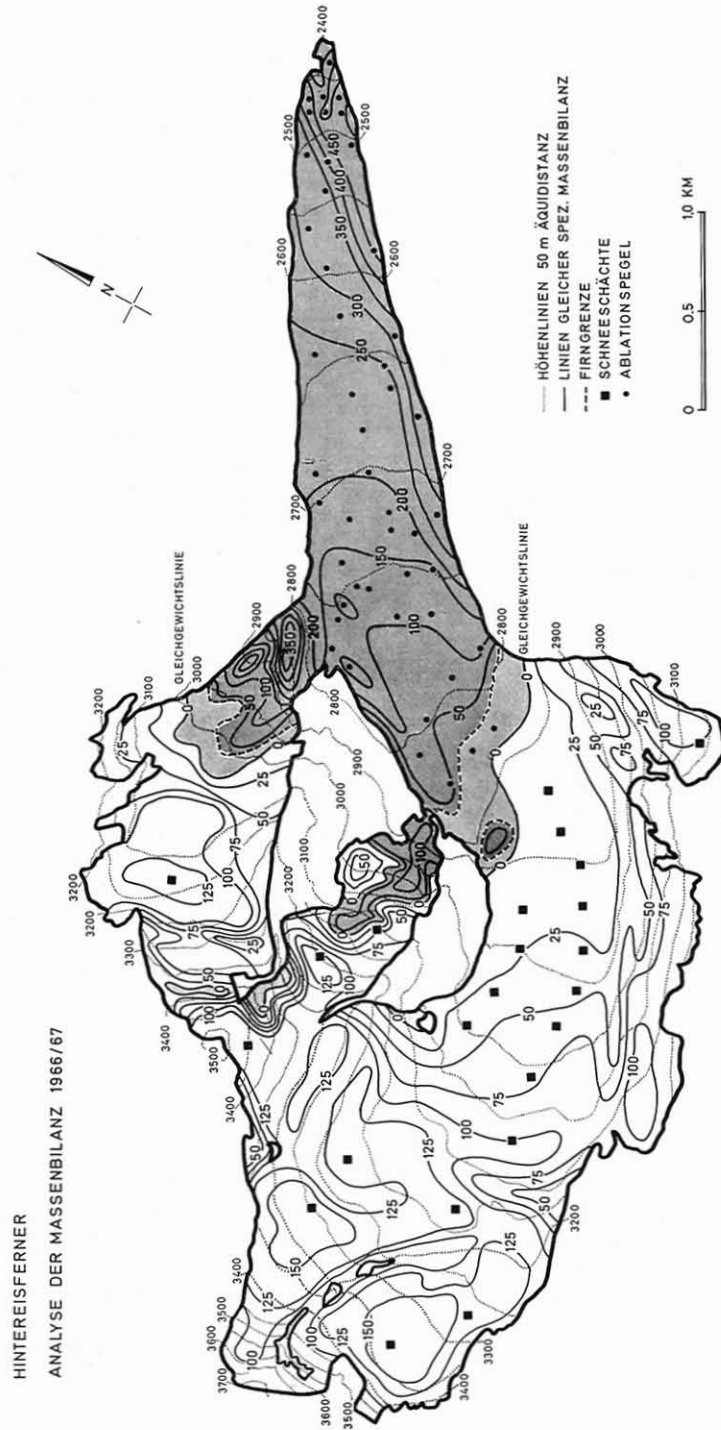


Abb. 3 Analyse der Massenbilanz am Hinterseisferner im Haushaltsjahr 1. Okt. 1966 bis 30. Sept. 1967, Massenbilanz ausgeglichen. Linien gleicher spezifischer Massenbilanz in Zentimeter Wasseräquivalent.

(Nettoakkumulation B_c) und von Ablationsgebiet (Nettoablation B_a) bestimmen. Damit identisch muß die Jahresbilanz sein, die durch Aufsummierung von Produkten aus planimetrisch gemittelter spezifischer Bilanz mal Flächeninkrement zwischen Isohypsen bestimmten Abstandes erhalten wird, somit aus $B = \sum b \Delta S$.

Am Hintereisferner wurde bis zum Jahr 1960 als ΔS die Fläche zwischen aufeinanderfolgenden Isohypsen von 100 m Abstand gewählt, während seit 1961 die Mittelung der spezifischen Bilanz über Flächen zwischen aufeinanderfolgenden Isohypsen von 50 m Abstand vorgenommen wird. Die Zahlenwerte von b (g/cm^2), ΔS (km^2) und der Produkte $b \Delta S$ ($10^3 m^3$) sind in Tabelle 3 für die Haushaltsjahre 1961/62 bis 1967/68 enthalten. Die mit dem Bilanzwert Null bezeichnete Trennlinie zwischen dem in Abb. 3 gerasterten Ablationsgebiet S_a und dem weißen Akkumulationsgebiet S_c ist die Gleichgewichtslinie (equilibrium line). Knapp innerhalb der Gleichgewichtslinie und nur getrennt durch den vergleichsweise schmalen Saum mit aufgefrorenem Eis verläuft die sichtbare Grenze des Altschnees aus dem gerade beendeten Haushaltsjahr, die Altschneelinie oder die Firmlinie (firn line, firn limit) nach der bisherigen Terminologie.

Es gibt nur einen klaren Übergang zwischen Neuschnee und Altschnee. Dieser ist dann vollzogen, wenn durch die meist nur wenige Tage beanspruchende abbauende Metamorphose die ursprünglichen Formen der gefallenen Schneekristalle verloren gegangen sind und der Schnee eine körnige Struktur zu entwickeln begonnen hat, wobei jedoch die Porenräume noch eindeutig kommunizieren. Da weder Korngröße noch Dichte noch Färbung geeignete Grenzwerte erkennen lassen, gibt es kein anderes Merkmal als die Zeit, um Firn- von Altschnee zu unterscheiden. Eingedenk der ursprünglichen Bedeutung des Wortes firn = vorjährig, sollte erst Altschnee, der eine Ablationsperiode überdauert hat, Firn genannt werden. In konsequenter Weise sollte daher die Firmlinie besser Altschneelinie genannt werden (Hoinkes und Rudolph 1962B), da sie nur die Begrenzung des Altschnees anzeigt, der den Übergang zu Firn vollzieht. Wollte man dem allgemeinen Sprachgebrauch folgen, wie er in den Kreisen der Bergsteiger und Skiläufer des Alpengebietes üblich ist, dann müßte man bereits jeden nach relativ kurzdauernder Schmelz-Gefriermetamorphose im Frühjahr entstandenen grobkörnigen Altschnee als Firn bezeichnen (Kick 1969). Dagegen ist an sich nichts einzuwenden, nur muß man bedenken, daß in Jahren mit einer gegenüber dem Vorjahr mehr negativen Massenbilanz die Firmlinie nur die Grenzlinie zwischen dem jüngsten Firn aus dem gerade beendeten Haushaltsjahr und Firn aus früheren Jahren bezeichnet, die Firmlinie also mitten durch das „Firngebiet“ des Gletschers verläuft.

Um Fehlinterpretationen vermeiden zu helfen, wäre es wünschenswert, den Ausdruck Altschneelinie zu akzeptieren und Firn nur in Verbindung mit dem Ausdruck Firngrenze zu verwenden. Die gestrichelte Linie im oberen Teil des Ablationsgebietes ist eine ebenfalls sichtbare Grenzlinie zwischen Gletschereis und Firn, der zumeist älter als ein Jahr ist; das ist die Firngrenze (firn edge) oder die Nulllinie der Eisablation (Hoinkes und Rudolph 1962B). Nicht sehr gründliche Beobachter werden stets verleitet sein, statt der Firmlinie die deutlichere Firngrenze anzugeben, die mit der Massenbilanz des betreffenden Jahres nicht in Zusammenhang zu stehen braucht. In Abb. 3 ist das mit Firn bedeckte Gebiet zwischen der Firngrenze und der Gleichgewichtslinie durch einen helleren Raster gekennzeichnet. In Haushaltsjahren mit stark negativer Massenbilanz ist der Unterschied zwischen Firmlinie und Firngrenze

und damit die Fläche mit Firnablation am Ende des Haushaltsjahres sehr groß, so z. B. 1957/58 (2,38 km², vgl. Hoinkes und Rudolph 1962B, Abb. 6–8) oder 1963/64 (Hoinkes *et al.* 1967). Die Gleichgewichtslinie hat in diesen Fällen zumeist einen sehr unregelmäßigen Verlauf, vielfach ist sie in einzelne Inseln aufgelöst, so daß ihre mittlere Höhe nicht einfach aus der Karte abgelesen werden kann. In Jahren ohne Firnablation fällt die Firnlinie (Altschneelinie) und die Firngrenze (Nulllinie der Eisablation) zusammen, während die Gleichgewichtslinie als unterer Rand der Zone mit aufgefrorenem Eis meist eng benachbart aber etwas tiefer verläuft. In diesem einfachsten Fall werden durch die mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie die interessanten Flächenverhältnisse von Akkumulationsgebiet zu Ablationsgebiet S_c/S_a sowie von Akkumulationsgebiet zur gesamten Gletscherfläche S_c/S (accumulation area ratio AAR nach M. Meier 1962) festgelegt. Treten isolierte Bereiche mit Firnablation in den höheren Teilen des Akkumulationsgebietes auf, dann wird deren Fläche natürlich dem Ablationsgebiet zugerechnet. Die Flächenverhältnisse entsprechen dann nicht mehr der mittleren Höhe der Gleichgewichtslinie. Wegen der Existenz quasikonstanter vertikaler Gradienten der spezifischen Massenbilanz stehen die Flächenverhältnisse mit dem Jahreswert der Massenbilanz in Beziehung. Alle genannten Grenzlinien beziehen sich auf das Ende des Haushaltsjahres. Werden sie zu früheren Zeitpunkten der Ablationsperiode beobachtet, dann ist dieser Umstand durch Beifügung des Wortes „temporär“ auszudrücken. So wird die „temporäre Schneelinie“ (transient snowline) erst am Ende des Haushaltsjahres zur Altschneelinie. Das gilt sinngemäß auch für das Ablations- und Akkumulationsgebiet und für die Flächenverhältnisse.

c) ERGEBNISSE

Tabelle 2 enthält die Massenbilanzgrößen für den Hintereisferner für die 16 Haushaltsjahre 1952/53 bis 1967/68 in Millionen Kubikmeter Wasser. Die mittlere spezifische Bilanz von $-124,4 \text{ g/cm}^2$ im Haushaltsjahr 1963/64 war der bisher niedrigste Wert seit dem Beginn der Meßreihe, der im darauffolgenden Haushaltsjahr 1964/65 mit $+92,5 \text{ g/cm}^2$ ermittelte der höchste. Die korrespondierenden mittleren Höhen der Gleichgewichtslinie waren 3180 m und 2770 m. In diesem Höhenintervall von 410 m liegt mit $5,1 \text{ km}^2$ etwas mehr als die Hälfte der Fläche des Hintereisferners, die damit einmal dem Ablationsgebiet (1964) und einmal dem Akkumulationsgebiet (1965) angehört. Die Topographie des Gletschers entscheidet also weitgehend über den relativen Einfluß auf den Massenhaushalt einer durch geänderte Klimabedingungen hervorgerufene Änderung der Höhe der Gleichgewichtslinie. Von den 16 bisher vorliegenden Jahreswerten der Massenbilanz seit 1952/53 waren drei eindeutig positiv (1965, 1966, 1968), drei nahezu ausgeglichen (1955, 1960, 1967), die zehn restlichen negativ (vgl. Abb. 4). Während die mittlere spezifische Bilanz der 12 Haushaltsjahre 1952/53 bis 1963/64 bei einer mittleren Höhe der Gleichgewichtslinie von 2995 m noch -48 g/cm^2 und Jahr betrug, und damit sehr nahe dem von R. Finsterwalder (1953) für den Zeitraum 1920 bis 1940 ermittelten Einsinken der gesamten Gletscheroberfläche des Hintereisferners um 63 cm Eis oder 57 cm Wasser pro Jahr entsprach, hat sich die mittlere spezifische Bilanz der letzten vier Haushaltsjahre 1964/65 bis 1967/68 bei einer mittleren Höhe der Gleichgewichtslinie von 2845 m zu $+41 \text{ g/cm}^2$ und Jahr ergeben.

Die mittlere Senkung der Gleichgewichtslinie um 150 m war nach den Beobachtungen der Station Vent von einer Abnahme der mittleren Temperatur der Ablationsperiode

Tab. 2 Massenbilanz Hintereisferner 1952/53 bis 1967/68

Haushaltsjahr I. X. – 30. IX.	Nettoakkumulation		Nettoablation		Massenbilanz			mittlere Höhe der Gleichgewichts- linie m. ü. d. M.	Flächenver- hältnisse	
	S_c	B_c	S_a	B_a	S	B	\bar{b}		S_c/S	S_c/S_a
	km ²	10 ⁶ m ³	km ²	10 ⁶ m ³	km ²	10 ⁶ m ³	10 ⁻¹ g/cm ² (mm Wasser)			
1952/53	5,44	+ 1,66	4,80	- 7,19	10,24	- 5,53	- 540	3020	0,53	1,13
1953/54	7,04	+ 3,03	3,16	- 5,95	10,20	- 2,92	- 286	2970	0,69	2,23
1954/55	7,57	+ 5,20	2,58	- 4,43	10,15	+ 0,77	+ 76	2850	0,75	2,93
1955/56	7,01	+ 3,19	3,10	- 5,97	10,11	- 2,78	- 275	2920	0,69	2,26
1956/57	6,51	+ 3,74	3,55	- 5,64	10,06	- 1,90	- 189	2930	0,65	1,83
1957/58	3,49	+ 1,49	6,53	- 11,32	10,02	- 9,83	- 981	3100	0,35	0,53
1958/59	3,42	+ 1,26	6,55	- 8,87	9,97	- 7,61	- 763	3060	0,34	0,52
1959/60	7,15	+ 4,32	2,77	- 4,94	9,92	- 0,62	- 62	2880	0,72	2,58
1960/61	6,27	+ 4,11	3,61	- 6,14	9,88	- 2,03	- 205	2940	0,63	1,74
1961/62	3,57	+ 1,27	5,64	- 7,68	9,21*	- 6,41	- 696	3080	0,39	0,63
1962/63	4,83	+ 3,20	4,33	- 8,72	9,16	- 5,52	- 603	3010	0,53	1,12
1963/64	2,29	+ 0,81	6,77	- 12,09	9,06	- 11,28	- 1244	3180	0,25	0,34
1964/65	7,36	+ 10,67	1,69	- 2,30	9,05	+ 8,37	+ 925	2770	0,81	4,36
1965/66	6,83	+ 6,97	2,22	- 3,86	9,05	+ 3,11	+ 344	2850	0,76	3,08
1966/67	6,20	+ 5,04	2,83	- 4,86	9,03	+ 0,18	+ 20	2920	0,69	2,20
1967/68	6,63	+ 6,73	2,40	- 3,68	9,03	+ 3,05	+ 338	2850	0,73	2,76

* 2 kleine Hanggletscher an der orographisch rechten Talseite sind seit 1962 vom Hintereisferner getrennt und werden in der Massenbilanz nicht mehr berücksichtigt.

Mai bis September um $0,60^\circ\text{C}$ begleitet. Die mittlere Niederschlagsmenge für den gleichen Zeitraum hat im Vergleich beider Perioden um 90 mm zugenommen, und zwar von 374 mm auf 464 mm. Ohne Zweifel hat sich wegen der niedrigeren Mitteltemperatur auch der Schneeanteil am Sommerniederschlag erhöht. Darauf ist ein Teil des Senkungsbetrages der Gleichgewichtslinie zurückzuführen, zumal die Akkumulationsperioden der Jahre mit positivem Massenhaushalt 1964/65, 1965/66 und 1967/68 Niederschlagsmengen unter dem langjährigen Durchschnitt aufzuweisen hatten.

Erscheint damit der starke Massenverlust des Haushaltsjahres 1963/64 zwar kompensiert, so beträgt die mittlere spezifische Massenbilanz für die 16 Haushaltsjahre 1952/53 bis 1967/68 immer noch -26 g/cm^2 und Jahr, wozu eine mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie von 2960 m gehört. Nach dem beachtlichen Zuschuß zum Abfluß von $55,6 \times 10^6 \text{ m}^3$ Wasser von Oktober 1952 bis Oktober 1964, entsprechend etwa 8% der von Förtsch und Vidal (1956A) berechneten Gesamtmasse des Gletschers, ist auf dem Hintereisferner seither bis Oktober 1968 aus dem festen Niederschlag die Menge von $14,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ Wasser auf Vorrat gelegt worden. Der Vergleich der Karten des Hintereisferners für die Jahre 1964 und 1967 zeigt nur noch bis zur Höhenlinie 2600 ein stärkeres Einsinken der Oberfläche, während in allen Höhen oberhalb 2850 m eine Aufhöhung der Oberfläche eingetreten ist. Das Längsprofil des Gletschers ist somit etwas steiler geworden; zugleich hat die Fließgeschwindigkeit des Eises deutlich zugenommen. Ob sich aus dieser langsamen Auffüllung des Nährgebietes eine neue Periode mit Gletschervorstoß entwickeln wird, ist noch nicht zu sagen; ein Optimismus mit Bezug auf das zu erwartende Ausmaß erscheint

jedenfalls unbegründet (Hoinkes 1967, 1968A). Selbst bei gleichbleibender Tendenz der Sommerwitterung wird es noch viele Jahre dauern, bis der Hintereisferner die $40,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ Wasser auf Vorrat gelegt haben wird, die ihm heute noch zur Masse von 1952 fehlen.

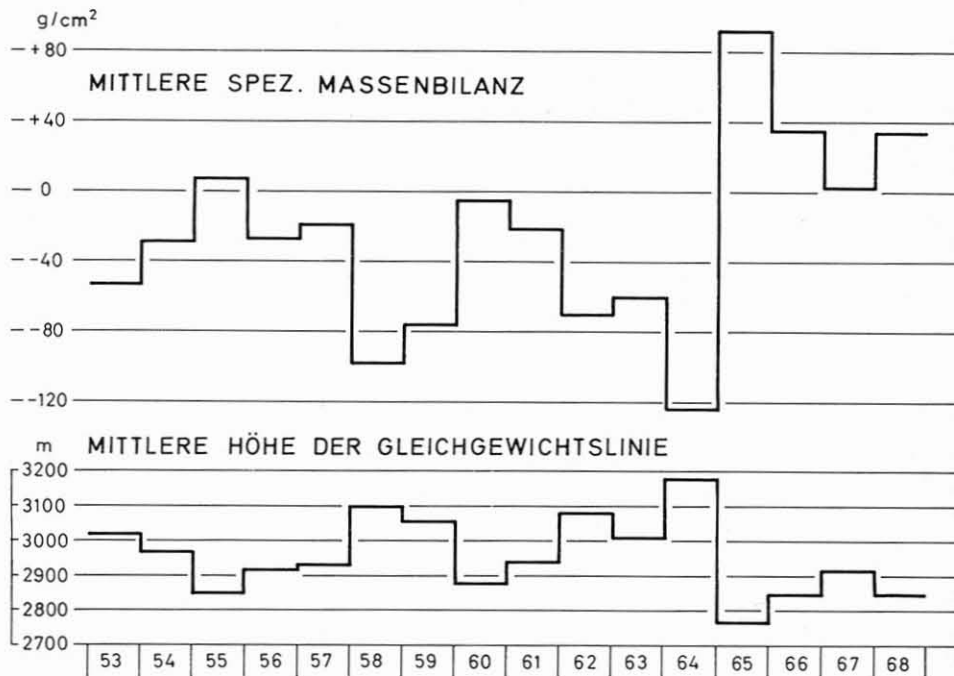


Abb. 4 Zeitlicher Verlauf von mittlerer spezifischer Massenbilanz (g/cm^2) und mittlerer Höhe der Gleichgewichtslinie (m) am Hintereisferner 1952/53 bis 1967/68.

Es ist überaus schwierig, den mittleren Fehler der Massenbilanz objektiv abzuschätzen. Die Abweichungen der einzelnen Beobachtungen vom Mittelwert auf einem bestimmten Teilgebiet des Gletschers haben nicht den Charakter von zufälligen Meßfehlern, sondern entsprechen reellen Unterschieden in Akkumulation und Ablation. Der mittlere Fehler wird daher in einzelnen Teilgebieten des Gletschers verschieden sein, aber man kann diesen Umstand nicht immer im Sinne der Statistik berücksichtigen, da die Zahl der zur Berechnung verwendeten Einzelbeobachtungen nicht beliebig gesteigert werden kann. Versuche mit 30 Ablationspegeln auf einem relativ homogenen Quadratkilometer des Ablationsgebietes zwischen den Isohypsen 2700 und 2800 m haben ergeben, daß etwa zehn „richtig“ gesetzte Pegel pro Quadratkilometer ausreichend sind, um die Eisablation reproduzierbar zu analysieren. Die Entscheidung, wo die Messungen der spezifischen Massenbilanz auf einem Gletscher vorgenommen werden müssen, um repräsentativ zu sein, ist stets subjektiv; sie fällt um so leichter, je länger Erfahrungen über die Form der Aperfiguren oder der Rücklagenmuster gemacht werden konnten. Dazu ist es allerdings erforderlich, den Verlauf der temporären Schneegrenze durch die gesamte Ablations-

periode zu verfolgen. Diese zusätzliche Information ist statistisch jedoch nicht erfaßbar. Wenn keine groben Fehler in der Interpretation der Stratigraphie vorliegen, dann kann man mit einer optimistischen und mit einer pessimistischen Analyse der Meßwerte kaum größere Abweichungen in der mittleren spezifischen Massenbilanz erzwingen als $\pm 5 \text{ g}/\text{cm}^2$ (Hoinkes und Rudolph 1962B). Dennoch können die Ergebnisse einzelner Jahre mit einem wesentlich größeren Fehler behaftet sein, besonders wenn die Witterungsbedingungen erheblich vom normalen Verlauf abweichen, und wenn Lücken im Beobachtungsmaterial oder Diskrepanzen subjektive Annahmen zur Interpolation unvermeidlich machen. Das Ergebnis der aus photogrammetrischen Aufnahmen von Herbst 1953 und Herbst 1964 bestimmten Volumsänderung des Hintereisferners stimmt nach der Reduktion auf den Wasserwert jedoch so gut mit den aufsummierten Jahreswerten der Massenbilanz für den gleichen Zeitraum überein ($-51,85 \times 10^6 \text{ m}^3$ aus dem Kartenvergleich gegen $-50,12 \times 10^6 \text{ m}^3$ aus den direkten Messungen), daß daraus auf eine Kompensation der Fehler in einem längeren Zeitraum geschlossen werden kann. Ein systematischer Fehler in der Bestimmung der Massenbilanz mit der direkten glaziologischen Methode scheint nicht vorzuliegen.

In Abb. 5 ist die mittlere spezifische Massenbilanz des Hintereisferners der des benachbarten Kesselwandferners gegenübergestellt. Während der Verlauf der Bilanzsummenkurve bei beiden Gletschern qualitativ ähnlich ist, erscheinen alle Absolutwerte beim Kesselwandferner in positiver Richtung verschoben. Die Perioden ohne größeren Massenverlust beim Hintereisferner um die Mitte der fünfziger Jahre und um 1960 erscheinen beim Kesselwandferner als Perioden mäßiger Massengewinne. Das Ergebnis ist ein ausgeglichener Massenhaushalt des Kesselwandferners im Mittel über die letzten 16 Jahre. Da die Gletscherzunge sich in dieser Zeit verkürzt hat, die Gletschermasse jedoch 1967 diejenige von 1957 wieder erreichte, ist seit 1967 ein zunächst mäßiger Vorstoß der Zunge des Kesselwandferners zu beobachten, der sich durch eine Zunahme der Fließgeschwindigkeit des Eises seit 1965/66 angekündigt hatte (H. Schneider, 1970). Das quantitativ im Vergleich zum Hintereisferner mehr positive Verhalten der Massenbilanz des Kesselwandferners bei gleichem relativem Verlauf wurde in den Haushaltsjahren 1957/58 und 1958/59 durch direkte Beobachtung festgestellt (Hoinkes und Lang 1962B) und auf das günstigere Verhältnis von Akkumulationsgebiet zu Ablationsgebiet zurückgeführt. Der Massenhaushalt des Kesselwandferners wird erst seit 1964 wieder durch direkte Beobachtungen bestimmt. Die Ergebnisse für die dazwischen liegenden Haushaltsjahre wurden durch umfassende Analysen der Nettoakkumulation in zahlreichen tiefen Schneeschächten von H. Queck (1966) interpoliert. Die zum Vergleich ebenfalls dargestellte Summenkurve der spezifischen Massenbilanz des Großen Aletschgletschers seit 1922/23 wurde von P. Kasser (1959, 1967) mit Hilfe der hydrologischen Methode berechnet⁴. Die relative Übereinstimmung im Verlauf der drei Kurven ist bemerkenswert, doch können Einzelheiten wegen der verschiedenen Methoden und auch wegen der großen räumlichen Distanz nur schwierig verglichen werden. Auch der Aletschgletscher hat danach in den letzten 16 Jahren eine ausgeglichene Massenbilanz. In den 42 Haushaltsjahren 1922/23 bis 1963/64 betrug die mittlere spezifische Bilanz $-41,4 \text{ g}/\text{cm}^2$ und Jahr oder zusammen $-17,4 \text{ m}$

⁴ Für die Überlassung der noch unveröffentlichten Daten für die letzten Jahre sei Herrn Dipl.-Ing. P. Kasser auch an dieser Stelle bestens gedankt.

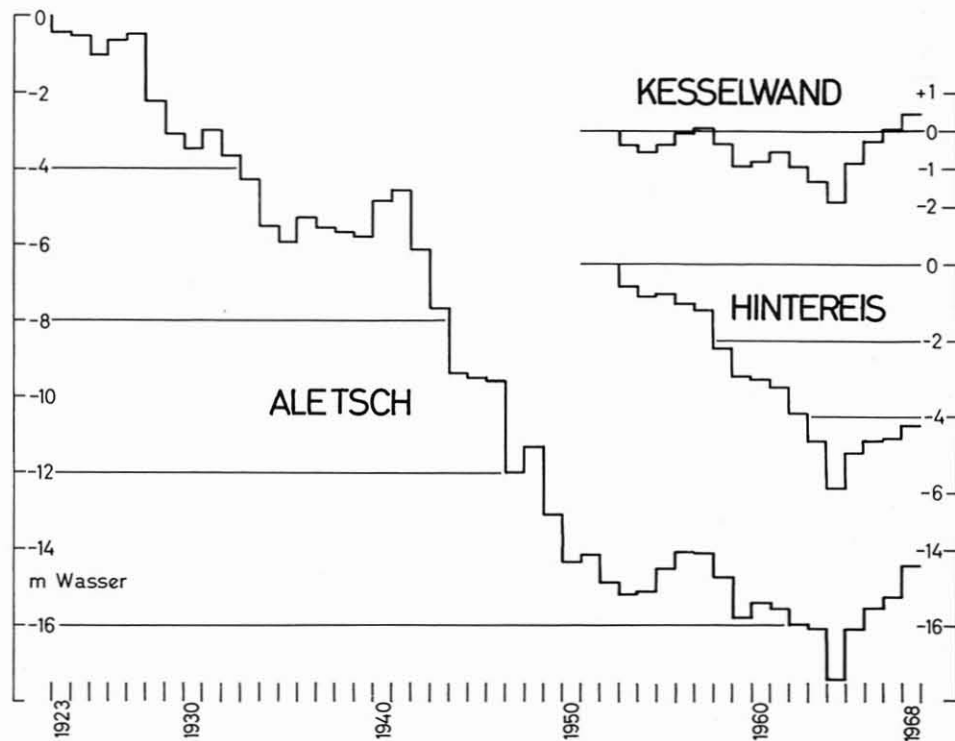


Abb. 5 Vergleich der Summenkurven der mittleren spezifischen Massenbilanz (Meter Wasser) von Hintereis- und Kesselwandferner (1952/53 bis 1967/68) mit dem Großen Aletschgletscher (ab 1922/23, nach P. Kasser 1967).

Wasser; mit $-10,2$ m Wasser entfällt mehr als die Hälfte dieses Massenverlustes auf das Jahrzehnt 1941/42 bis 1950/51 und damit in die wärmste und trockenste Dekade an den Bergstationen der Alpen seit 1818 (Rudloff 1964). In den letzten Jahren hat die Anzahl der stationären oder vorrückenden Gletscherzungen in den Alpen wieder deutlich zugenommen (Kasser 1967, Patzelt 1970).

d) MÖGLICHKEITEN

Das Flächenverhältnis von Akkumulationsgebiet zur Gesamtfläche des Gletschers S_c/S , bzw. von Akkumulationsgebiet zu Ablationsgebiet $S_c/S_a = (S/S_c - 1)^{-1}$ zeigt trotz einer gewissen Streuung der Einzelwerte eine klare Beziehung zur mittleren spezifischen Massenbilanz (Abb. 6). Bei linearer Abnahme der Nettoablation bzw. Zunahme der Nettoakkumulation mit der Höhe und einer symmetrischen Flächenverteilung um den Zentralwert der Höhe ist für ausgeglichene Bilanz $S_c/S = 0,5$ bzw. $S_c/S_a = 1$ zu erwarten. Da die Abnahme der Nettoablation mit der Höhe meist rascher erfolgt als die Zunahme der Nettoakkumulation, wird bei nicht sehr unsymmetrischer Flächenverteilung ein höherer Wert der Flächenverhältnisse den ausgeglichenen Massenhaushalt charakterisieren. Für den Hintereisferner wurden im Mittel der drei Haushaltsjahre mit nahezu ausgeglichener Bilanz 1954/55, 1959/60

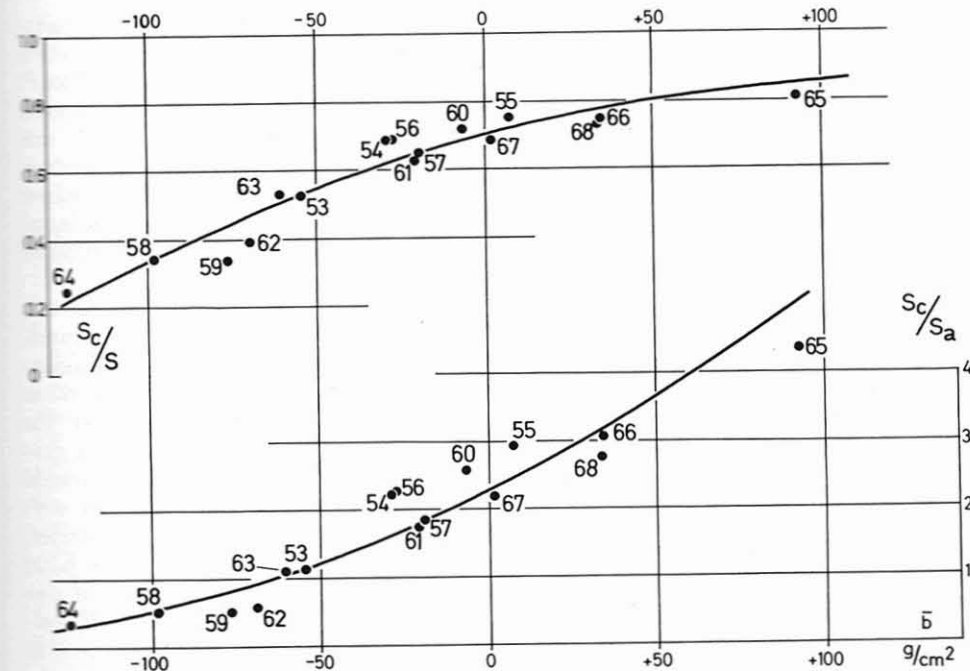


Abb. 6 Zusammenhang zwischen mittlerer spezifischer Massenbilanz (g/cm^2) und Flächenverhältnis von Akkumulationsgebiet zur Gesamtfläche des Gletschers (S_c/S), bzw. von Akkumulations- zu Ablationsgebiet (S_c/S_a). Hintereisferner 1952/53 bis 1967/68.

und 1966/67 die Flächenverhältnisse $S_c/S = 0,72$ und $S_c/S_a = 2,57$ gefunden. Sehr ähnliche Werte von S_c/S_a wurden bei ausgeglichener Massenbilanz von N. N. Palgov (1962) für den Zentralny Tuyuksu Gletscher (2,64) und von F. Müller (1962) für den White Glacier auf Axel Heiberg Island (2,80) gefunden. In Jahren mit positiver Massenbilanz sind die Flächenverhältnisse größer (z. B. 1964/65: $S_c/S = 0,81$, $S_c/S_a = 4,36$, oder 1965/66: $S_c/S = 0,76$, $S_c/S_a = 3,08$), in Jahren mit negativer Massenbilanz kleiner (z. B. 1963/64: $S_c/S = 0,25$, $S_c/S_a = 0,34$ oder 1957/58: $S_c/S = 0,35$, $S_c/S_a = 0,53$) als die Grenzwerte. Schon heute könnte mit Hilfe der Kurven der Abb. 6 ein Näherungswert für den Massenhaushalt des Hintereisferners auf Grund einer einzigen Luftaufnahme um Ende September/Anfang Oktober angegeben werden, sofern zu diesem Zeitpunkt die Gleichgewichtslinie nicht bereits durch Neuschnee verdeckt ist.

M. Meier und A. Post (1962) haben im Haushaltsjahr 1960/61 durch Ausmessung von Luftphotographien das Flächenverhältnis S_c/S von 475 Gletschern im westlichen Nordamerika bestimmt und damit einen guten Überblick über die Aktivität der zahlreichen zumeist schwer zugänglichen Gletscher dieses ausgedehnten Gebietes erhalten. Selbst wenn die klimatischen Verhältnisse der letzten 50 Jahre unverändert andauern sollten, würde der Hintereisferner durch weitere Reduktion seines Ablationsgebietes langsam ein günstigeres Flächenverhältnis gewinnen und sich damit dem Zustand des Gleichgewichtes annähern. Wie aus den Zahlen der Tabelle 2

abgeschätzt werden kann, wäre das Gleichgewicht nach einer Reduktion des mittleren Ablationsgebietes um etwa 50% und der gesamten Gletscherfläche um etwa 20% erreicht. Der Gletscher hätte dann immer noch eine Fläche von gut 7 km², die sich nicht mehr weiter verkleinern würde. Eine „Vorausberechnung“ des weiteren Verhaltens des Hintereisferners auf Grund des von R. Finsterwalder (1953) aus dem Kartenvergleich 1920 bis 1950 ermittelten Einsinkens der Oberfläche (Förtsch und Vidal 1956 B) erscheint daher wenig sinnvoll. Mit Annäherung an den stationären Zustand, der bei jedem Klima eintritt, wenn die Verhältnisse nur genügend lange unverändert bleiben, werden die Beträge der Höhenänderung der Gletscheroberfläche immer geringer, um schließlich ganz zu verschwinden.

Der vertikale Gradient der spezifischen Massenbilanz db/dz ist positiv, wenn mit zunehmender Höhe die Nettoablation abnimmt und die Nettoakkumulation zunimmt. Die Berechnung erfolgte mit Hilfe von Durchschnittswerten der spezifischen Massenbilanz, die planimetrisch über sukzessive Flächen zwischen Isohypsen von 50 m Höheninkrement aus den Bilanz-Analysen ermittelt wurden. Die Ergebnisse für die sechs Haushaltsjahre 1962/63 bis 1967/68 sind in Tabelle 3 enthalten und graphisch in Abb. 7 dargestellt. Die Gestalt der $b(z)$ -Kurven ist sehr ähnlich, obwohl die mittlere spezifische Massenbilanz der einzelnen Jahre große Unterschiede aufweist. Man kann die Kurven durch eine horizontale Verschiebung untereinander, oder mit der spezifischen Bilanz — Höhenkurve des stationären Zustandes $b_0(z)$ nahezu zur Deckung bringen. Die $b_0(z)$ -Kurve wird durch die $b(z)$ -Kurve für das Haushaltsjahr 1966/67 gut angenähert. Es ist somit in jeder Höhenzone der Mittelwert der spezifischen Massenbilanz b eines bestimmten Jahres zusammengesetzt aus dem Bilanzwert des stationären Zustandes b_0 und einer für dieses Jahr charakteristischen Abweichung b_i vom stationären Zustand (budget imbalance nach M. Meier). Es gilt somit $b(z) = (b_0 + b_i)(z)$, und die Jahresbilanz als Summe der Produkte von mittlerer spezifischer Massenbilanz und Flächeninkrement zwischen zwei Höhenlinien bestimmten Abstandes wird nach M. Meier (1962) erhalten aus

$$B = \sum_z (b_0 + b_i) \Delta S = \sum_z b_i \Delta S,$$

weil die Jahresbilanz des stationären Gletschers gleich Null ist.

Wenn die $b_i(z)$ -Kurve keine systematischen Höhenvariationen zeigt, dann kann die $b(z)$ -Kurve prinzipiell aus wenigen Meßpunkten angegeben werden. Die Jahresbilanz B könnte sodann einfach aus $B = \bar{b}_i S$ erhalten werden. Abb. 8 zeigt die $b_i(z)$ -Kurven für die sechs Haushaltsjahre 1962/63 bis 1967/68, wobei als Ordinatenachse die $b_0(z)$ -Kurve, angenähert durch die $b(z)$ -Kurve für 1966/67, verwendet wurde. Aus der Abweichung der einzelnen b_i vom jeweiligen Mittelwert \bar{b}_i (in der Abb. 8 durch Parallele zur Ordinatenachse markiert) können sogleich die Höhenzonen angegeben werden, die zur Ermittlung von b_i am besten geeignet sind. In allen Jahren erscheint die Abweichung in der Gegend der Gleichgewichtslinie am geringsten, das ist zwischen 2900 und 3000 m. Da die Gleichgewichtslinie im quasi-stationären Jahr 1966/67 mit 2920 m nahezu in der Mitte des Höhenintervalls 2900 bis 2950 m liegt, sind die b_i und daher auch die b dieser Höhenzone sehr nahe gleich den entsprechenden \bar{b}_i . In den einzelnen Jahren ergeben sich folgende b in g/cm² in der Höhenzone 2900 bis 2950 m im Vergleich zu den aus der Analyse ermittelten \bar{b} (in Klammer) 1963/64: -134 (-124,4), 1964/65: +79 (+92,5), 1965/66: +33 (+34,4), 1966/67: +2 (+2,0) und 1967/68: +35 (+33,8). Einen

Tabelle 3

Höhenst

m. ü. d.

3700—3
3650—3
3600—3
3550—3
3500—3
3450—3
3400—3
3350—3
3300—3
3250—3
3200—3
3150—3
3100—3
3050—3
3000—2
2950—2
2900—2
2850—2
2800—2
2750—2
2700—2
2650—2
2600—2
2550—2
2500—2
2450—2
2400—2

Tabelle 3 Spezifische Massenbilanz b auf Flächen ΔS zwischen 50 m Isohypsen

Höhenstufe m. ü. d. M.	Fläche (1962) ΔS km ²	1961/62		Fläche (1963) ΔS km ²	1962/63		Fläche (1964) ΔS km ²	1963/64		1964/65		1965/66		Fläche (1967) ΔS km ²	1966/67		1967/68	
		b ΔS	b		b ΔS	b		b ΔS	b	b ΔS	b	b ΔS	b		b ΔS	b	b ΔS	b
		10 ³ m ³	g/cm ²		10 ³ m ³	g/cm ²		10 ³ m ³	g/cm ²	10 ³ m ³	g/cm ²	10 ³ m ³	g/cm ²		10 ³ m ³	g/cm ²	10 ³ m ³	g/cm ²
3700—3650	0,023	+ 5,8	+ 25	0,021	+ 5,2	+ 25	0,021	+ 0,9	+ 4	+ 31,5	+148	+ 23,6	+112	0,024	+ 22,6	+ 94	+ 20,1	+ 84
3650—3600	0,030	+ 4,5	+ 15	0,032	+ 8,0	+ 25	0,030	+ 3,5	+ 11	+ 44,9	+150	+ 34,0	+113	0,026	+ 24,4	+ 94	+ 21,0	+ 81
3600—3550	0,030	+ 5,0	+ 17	0,029	+ 7,2	+ 25	0,028	+ 6,5	+ 24	+ 45,8	+158	+ 35,5	+127	0,029	+ 26,5	+ 91	+ 31,4	+108
3550—3500	0,032	+ 4,0	+ 12	0,029	+ 10,8	+ 37	0,026	+ 1,2	+ 5	+ 45,2	+167	+ 32,5	+125	0,028	+ 28,5	+102	+ 27,4	+ 98
3500—3450	0,087	+ 5,8	+ 7	0,086	+ 27,0	+ 31	0,085	+ 8,2	+ 10	+ 145,2	+173	+ 109,5	+130	0,091	+ 88,8	+ 98	+ 75,5	+ 83
3450—3400	0,152	+ 30,5	+ 20	0,146	+ 82,0	+ 56	0,140	+ 22,0	+ 16	+ 246,3	+176	+ 180,4	+128	0,150	+125,2	+ 84	+ 158,0	+105
3400—3350	0,268	+ 69,5	+ 26	0,268	+ 208,0	+ 78	0,269	+ 27,5	+ 10	+ 483,5	+178	+ 357,6	+133	0,283	+282,3	+100	+ 359,1	+127
3350—3300	0,425	+ 197,8	+ 46	0,425	+ 428,3	+101	0,424	+ 141,9	+ 33	+ 856,4	+202	+ 613,8	+145	0,415	+512,9	+124	+ 587,5	+142
3300—3250	0,435	+ 174,2	+ 40	0,435	+ 334,2	+ 77	0,436	+ 108,1	+ 25	+ 848,9	+195	+ 623,5	+142	0,456	+517,8	+114	+ 616,0	+135
3250—3200	0,502	+ 98,5	+ 20	0,504	+ 326,0	+ 65	0,497	+ 17,4	+ 4	+ 912,4	+183	+ 651,4	+132	0,511	+538,7	+105	+ 675,4	+132
3200—3150	0,697	+ 123,2	+ 18	0,668	+ 426,0	+ 64	0,668	- 6,5	- 1	+1180,8	+177	+ 872,9	+130	0,699	+704,3	+101	+ 847,1	+121
3150—3100	0,821	+ 64,2	+ 8	0,821	+ 530,8	+ 65	0,820	- 67,6	- 8	+1554,5	+191	+1039,6	+126	0,815	+756,1	+ 93	+ 954,6	+117
3100—3050	0,795	- 15,8	- 2	0,799	+ 364,2	+ 46	0,788	- 145,6	- 18	+1386,7	+177	+ 919,6	+117	0,816	+646,9	+ 79	+ 854,8	+105
3050—3000	0,643	- 81,2	- 13	0,645	+ 46,8	+ 7	0,633	- 377,3	- 59	+ 895,2	+141	+ 563,7	+ 89	0,628	+275,4	+ 44	+ 496,5	+ 79
3000—2950	0,651	- 236,8	- 36	0,654	- 183,5	- 28	0,638	- 645,9	-101	+ 710,9	+112	+ 389,4	+ 61	0,638	+183,5	+ 29	+ 392,2	+ 61
2950—2900	0,610	- 394,0	- 64	0,618	- 458,0	- 74	0,606	- 807,5	-134	+ 474,9	+ 79	+ 199,6	+ 33	0,583	+ 11,1	+ 2	+ 203,8	+ 35
2900—2850	0,511	- 604,8	-118	0,525	- 550,8	-105	0,526	- 962,9	-183	+ 309,5	+ 59	+ 71,1	+ 14	0,501	- 87,6	- 17	+ 77,5	+ 15
2850—2800	0,456	- 647,0	-142	0,461	- 754,2	-164	0,460	- 1154,4	-251	+ 175,2	+ 38	- 44,0	- 10	0,426	-213,4	- 50	- 53,1	- 12
2800—2750	0,590	-1000,0	-169	0,578	-1221,0	-211	0,568	- 1617,4	-285	+ 83,6	+ 15	- 265,8	- 47	0,581	-645,0	-111	- 297,0	- 51
2750—2700	0,372	- 827,0	-222	0,360	- 982,0	-273	0,360	- 1242,9	-344	- 225,3	- 63	- 456,2	-126	0,355	-652,5	-184	- 412,0	-116
2700—2650	0,398	- 991,2	-249	0,391	-1253,2	-320	0,393	- 1474,0	-374	- 402,2	-103	- 746,6	-190	0,379	-894,3	-236	- 665,0	-175
2650—2600	0,253	- 728,8	-288	0,252	- 952,5	-378	0,247	- 1039,5	-422	- 375,7	-153	- 668,8	-269	0,233	-651,7	-280	- 575,3	-247
2600—2550	0,171	- 573,2	-335	0,169	- 723,8	-428	0,165	- 771,5	-467	- 357,9	-217	- 547,0	-334	0,156	-548,0	-351	- 496,3	-318
2550—2500	0,134	- 504,0	-376	0,128	- 604,0	-472	0,124	- 638,1	-514	- 352,8	-285	- 470,2	-382	0,118	-471,7	-400	- 419,1	-355
2500—2450	0,086	- 376,0	-437	0,080	- 413,0	-516	0,080	- 468,0	-584	- 279,4	-349	- 341,0	-426	0,075	-322,1	-430	- 342,2	-456
2450—2400	0,036	- 184,5	-512	0,034	- 213,5	-628	0,029*	- 199,0	-687	- 72,6	-382	- 66,0	-471	0,016	- 81,1	-507	- 89,5	-559
2400—2350	0,005	- 26,2	-524	0,002	- 13,5	-675												
	9,21	-6407,5	- 69,6	9,16	-5518,5	- 60,3	9,06*	- 11280,9	-124,4	+8365,5	+92,5	+3112,1	+34,4	9,03	+177,6	+ 2,0	+3048,5	+33,8

* Die im September 1964 aufgenommene Karte war die Grundlage für die Haushaltsanalysen der Jahre 1963/64, 1964/65 und 1965/66. Die Verkleinerung der Gletscherfläche wirkte sich nur in der Höhenstufe 2450—2400 m aus, für die im Jahre 1965 0,019 km² und im Jahre 1966 0,016 km² zu setzen ist. Die Gesamtfläche des Gletschers betrug in beiden Jahren 9,05 km².

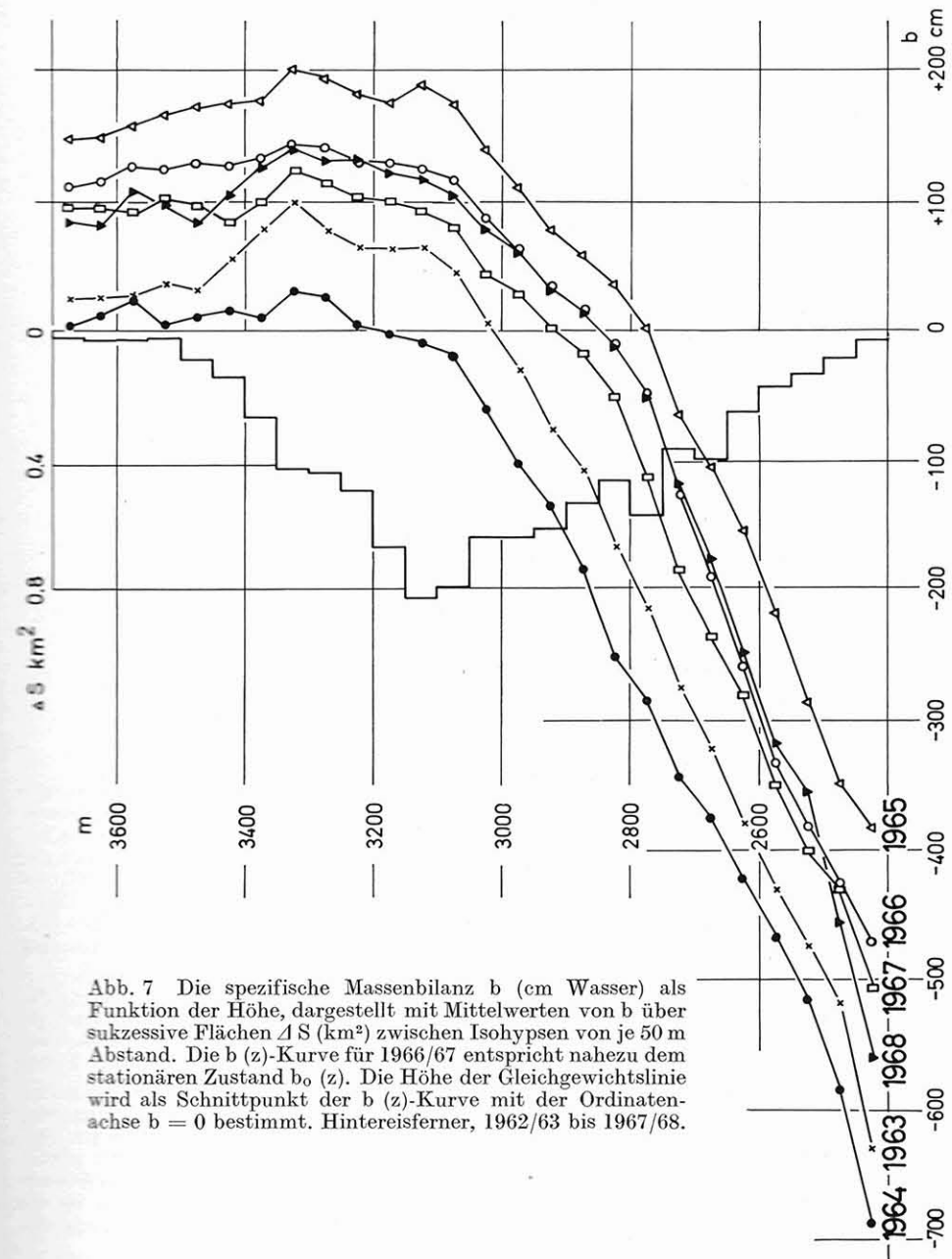


Abb. 7 Die spezifische Massenbilanz b (cm Wasser) als Funktion der Höhe, dargestellt mit Mittelwerten von b über sukzessive Flächen ΔS (km^2) zwischen Isohypsen von je 50 m Abstand. Die $b(z)$ -Kurve für 1966/67 entspricht nahezu dem stationären Zustand $b_0(z)$. Die Höhe der Gleichgewichtslinie wird als Schnittpunkt der $b(z)$ -Kurve mit der Ordinatenachse $b = 0$ bestimmt. Hintereiserner, 1962/63 bis 1967/68.

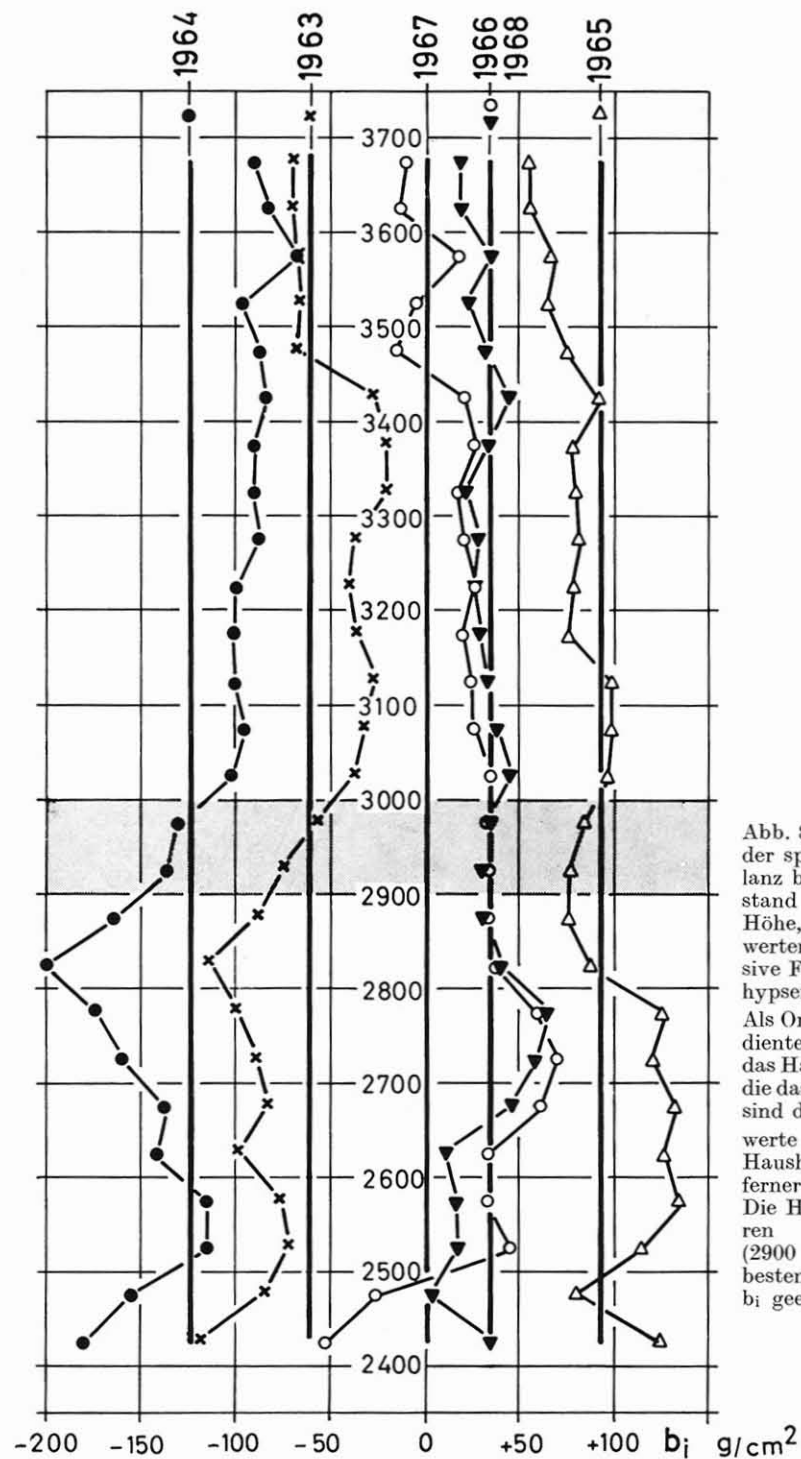


Abb. 8 Die Abweichung b_i der spezifischen Massenbilanz b vom stationären Zustand b_0 als Funktion der Höhe, dargestellt mit Mittelwerten von b_i über sukzessive Flächen zwischen Isohypsen von je 50 m Abstand. Als Ordinatenachse $b_i = 0$ diente die $b(z)$ -Kurve für das Haushaltsjahr 1966/67; die dazu parallelen Geraden sind die gewogenen Mittelwerte \bar{b}_i der einzelnen Haushaltsjahre, Hintersiebferner 1962/63 bis 1967/68. Die Höhenzone der mittleren Gleichgewichtslinie (2900 bis 3000 m) ist am besten zur Bestimmung von b_i geeignet.

Näherungswert für die Massenbilanz könnte man somit durch Messungen erhalten, die sich auf die Höhenzone 2900 bis 2950 m mit 0,6 km² Gletscherfläche beschränken. Die Abweichung der mittleren spezifischen Massenbilanz eines bestimmten Jahres b_i vom stationären Wert b_0 ist mit einer Abweichung z_i der Höhe der Gleichgewichtslinie z vom stationären Wert z_0 verbunden, somit ist $z = z_0 + z_i$. Man kann das b_i eines bestimmten Jahres an der Gleichgewichtslinie des stationären Jahres angenähert aus

$$b_i = z_i (db_0/dz)_{z_0}$$

erhalten, sofern nur die Höhe der stationären Gleichgewichtslinie und der vertikale Gradient der spezifischen Massenbilanz an dieser Stelle im stationären Fall bekannt sind. Das ist im allgemeinen erst nach langjährigen detaillierten Studien auf einem bestimmten Gletscher der Fall. Nimmt man als Annäherung an den stationären Fall die Werte des Haushaltsjahres 1966/67, also $z_0 = 2920$ m und $(db_0/dz)_{z_0} = 0,0049$ m Wasser/m Höhe, dann ergeben sich für die einzelnen Haushaltsjahre die nachfolgenden b_i in g/cm² mit dem entsprechenden aus der Haushaltsanalyse gefundenen \bar{b} (in Klammer): 1963/64: -127,4 (-124,4), 1964/65: +78,4 (+92,5), 1965/66: +34,3 (+34,4), 1966/67: 0 (+2,0), 1967/68: 34,3 (+33,8). Die Übereinstimmung von b_i an der Gleichgewichtslinie und \bar{b} ist bis auf das Haushaltsjahr 1964/65 sehr befriedigend, so daß allein aus der Beobachtung der mittleren Höhe der Gleichgewichtslinie eines bestimmten Jahres eine angenäherte Angabe für die Massenbilanz dieses Jahres möglich erscheint.

Diese Möglichkeit war bereits aus dem zeitlichen Ablauf in Abb. 4 zu erkennen, doch wird der enge Zusammenhang von mittlerer spezifischer Massenbilanz und mittlerer Höhe der Gleichgewichtslinie noch deutlicher, wenn beide Größen in einem Diagramm einander zugeordnet werden (Abb. 9). Der erste Eindruck eines linearen Zusammenhanges, der aus den bis 1961 vorliegenden Daten zu gewinnen war (Palgov 1969) wird durch die neu hinzugekommenen Haushaltsjahre ab 1962, besonders durch die positiven Jahre 1964/65 bis 1967/68 zugunsten eines eher nicht streng homogenen, so daß zufällige und systematische Abweichungen vom linearen Zusammenhang noch nicht mit Sicherheit als solche erkannt werden können. Die Höhe der Gleichgewichtslinie wurde bis zum Jahre 1961 durch Mittelung von Höhenwerten erhalten, die in gleichen Abständen aus der Karte interpoliert werden mußten. Da dieses Verfahren nicht sehr genau ist, wurde seit dem Jahre 1962 der Schnittpunkt der $b(z)$ -Kurve mit der Ordinatenachse an der Stelle $b = 0$ (vgl. Abb. 7) als mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie angegeben, wobei die Mittelung von b über Höhenstufen von 50 m erfolgte. Da bis zum Jahre 1959 die $b(z)$ -Kurven für Höhenstufen von 100 m ausgewertet vorlagen (vgl. Hoinkes 1964, Abb. 1, p. 412) wurden die analogen Schnittpunkte nun auch für diese Jahre in Tabelle 2 angegeben, um die Höhenwerte besser vergleichbar zu machen. Die Angaben für die mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie in Tabelle 2 weichen daher geringfügig von den Angaben in Tabelle 1 bei Hoinkes und Rudolph (1962A) und in Tabelle 12 bei Kasser (1967) ab.

Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die Höhenzone der Gleichgewichtslinie von größter glaziologischer und klimatologischer Bedeutung ist, worauf H. W. Ahlmann (1948) eindringlich hingewiesen hat. Um die nicht ganz einfachen Zusammen-

hänge besser studieren zu können, wurde im Herbst 1966 die „Station Hintereis“ auf einem vor Lawinen sicheren Platz am orographisch linken Rand des Hintereisferners bei 3026 m Höhe errichtet (vgl. Abb. 1). Hier sollen vor allem meteorologische Beobachtungen aus der unmittelbaren Nähe der Gleichgewichtslinie gewonnen werden. Die bisher gefundenen Beziehungen müssen durch bessere Beobachtungen gestützt werden, bevor sie zu Aussagen über den Massenhaushalt verwendet werden können. Auch die Anwendbarkeit des als Aktivitätsindex bezeichneten Wertes $(db_o/dz)_{z_o}$ auf andere Gletscher des gleichen Gebietes bedarf sorg-

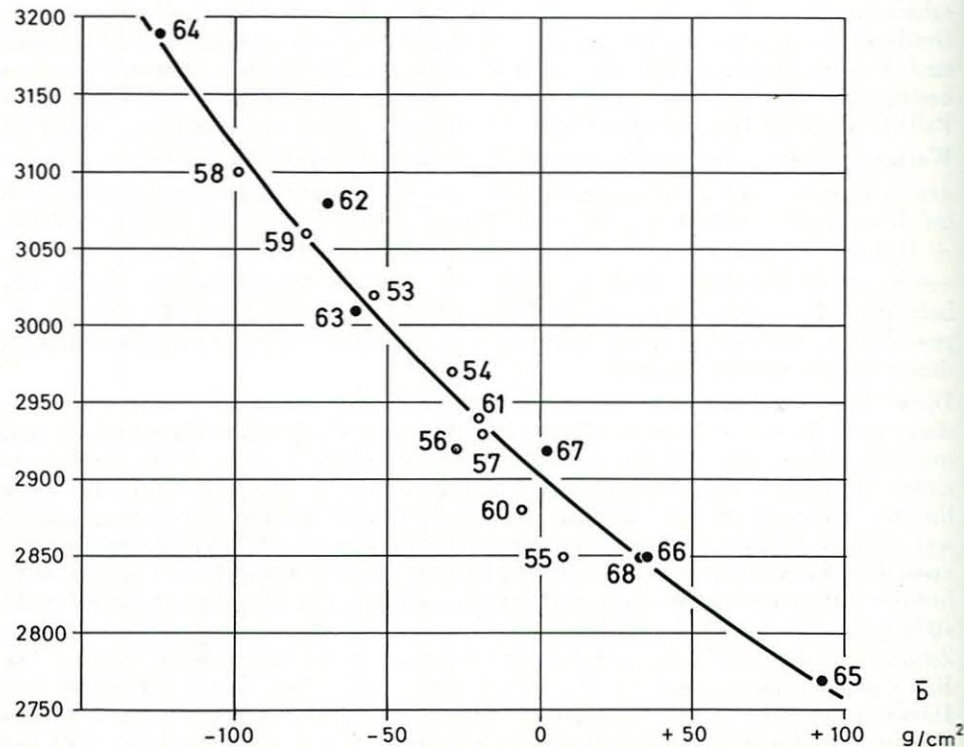


Abb. 9 Zusammenhang zwischen mittlerer Höhe der Gleichgewichtslinie (m) und mittlerer spezifischer Massenbilanz \bar{b} (g/cm^2); Hintereisferner, 1952/53 bis 1967/68.

fältiger Überprüfung und ist keineswegs selbstverständlich. So findet man am benachbarten Kesselwandferner andere vertikale Gradienten der spezifischen Massenbilanz, wodurch ein Einfluß der Topographie nahegelegt wird, der den des Mesoklimas übertrifft.

Eine nähere Betrachtung der Kurven in Abb. 7 oder ein Vergleich der Zahlenwerte in Tabelle 4 läßt bestimmte Höhenbereiche mit ähnlichen vertikalen Gradienten der spezifischen Massenbilanz erkennen. Diese sind am größten im Gebiet mit Eisablation, also unterhalb der Firngrenze; der Mittelwert über sechs Haushaltsjahre ist hier 1,15 m Wasser/100 m Höhe mit den Grenzen 0,97 und 1,34. Die relativ

Tabelle 4 Mittlere vertikale Gradienten der spezifischen Massenbilanz db/dz in m Wasser/100m

Haushaltsjahr 1. Okt. bis 30. Sept.	auf Eis	auf Schnee			\bar{b} , g/cm^2	mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie
		bis 3100m	3100–3350m	über 3350 m		
1962/63	1,092	—	0,174	−0,206	− 60,3	3010 m
1963/64	0,974	—	0,186	−0,015	− 124,4	3180 m
1964/65	1,147	0,533	0,081	−0,138	+ 92,5	2760 m
1965/66	1,216	0,527	0,109	−0,079	+ 34,4	2850 m
1966/67	1,110	0,488	0,174	−0,045	+ 2,0	2920 m
1967/68	1,341	0,464	0,158	−0,146	+ 33,8	2850 m

starke Schwankung ist auf die Meßwerte im untersten Zungenbereich des Gletschers zurückzuführen, wo wegen der partiellen Schuttbedeckung und Verschmutzung des Eises eher irreguläre Verhältnisse herrschen. Besonders stark gestört erscheint das Haushaltsjahr 1967/68 wegen des Ausschmelzens einer großen Felsstufe an der linken Seite der Gletscherzunge im Sommer 1968. Sehr ähnliche Haushaltsgradienten wurden von R. Haefeli (1962) für den Aletschgletscher von E. LaChapelle (1962, 1965) für den Blue Glacier und für die Jahre 1953–59 für den Hintereisferner (Hoinkes 1964) berichtet, wobei letztere aus Mittelwerten über Höhenstufen von 100 m erhalten wurden. Die für die Mittelbildung verwendeten Höhenstufen sind natürlich nicht ohne Einfluß auf das Ergebnis (LaChapelle 1962). Am schneebedeckten Teil des Gletschers wird der vertikale Gradient der spezifischen Massenbilanz deutlich kleiner; im Mittel der hier betrachteten Jahre ergibt sich ein Wert von 0,50 m Wasser/100 m mit den Grenzen 0,53 bis 0,46, der bis zur Höhe 3100 m gültig ist. Daran schließt eine Zone mit noch positivem aber erneut geringerem vertikalem Haushaltsgradienten (im Mittel 0,15 m Wasser/100 m) bis zur Höhe 3350 m, wo der größte positive spezifische Bilanzwert angetroffen wird. Zwischen 3300 und 3400 m liegt das oberste Akkumulationsbecken des Gletschers unter dem Hintereisjoch. Darüber wird wegen der rasch zunehmenden Steilheit der Hänge der Haushaltsgradient negativ. Diese Werte sind wegen spärlicher Messungen unsicher, was jedoch wegen der geringen Flächenanteile kaum von Bedeutung ist.

Die relativ großen Werte des vertikalen Gradienten der spezifischen Massenbilanz im Gebiet mit Eisablation unterhalb der Firngrenze lassen sich vor allem als Einfluß der Albedo der Gletscheroberfläche deuten. Die Eisablation dauert auf den untersten Teilen der Gletscherzunge mehrere Monate, an der Firngrenze aber nur wenige Tage. Die Albedo von Gletschereis liegt je nach dem Grad der Verschmutzung zwischen 0,1 und 0,5, die von Firn und Altschnee etwa zwischen 0,35 und 0,75, die von Neuschnee zwischen 0,75 und 0,95; die Absorption von kurzweiliger Strahlung ist nach der Art der Oberfläche somit sehr verschieden und damit die Ablation. Untersucht man den vertikalen Gradienten der spezifischen Massenbilanz nur auf Flächen nahezu gleicher Albedo, dann erhält man wesentlich geringere Werte, was zu erwarten ist, wenn die Strahlung einen wesentlichen Teil der zur Ablation benötigten Energie liefert. Eine Meßreihe von R. Rudolph (1963A) ergab am Eis des Hintereisferners zwischen 16. 7. und 6. 8. 1954 im Höhenbereich 2400 bis 2750 m einen Bilanzgradienten von 0,18 m Wasser/100 m, der Verfasser konnte ein Jahr später durch tägliche Messungen am schneefreien Teil der Gletscherzunge zwischen 20. 7. und 9. 8. 1955 diesen Wert bei allgemein niedrigeren Absolutwerten der Ab-

tion bestätigen. Wenn Unterschiede in der Albedo ausgeschaltet sind, dann findet man somit im Ablationsgebiet sehr ähnliche vertikale Bilanzgradienten wie im Akkumulationsgebiet oberhalb von 3100 m, wo die Oberfläche stets von Altschnee oder vorübergehend von Neuschnee gebildet wird. Den besten Einblick in die Bedeutung der einzelnen Höhenzonen des Gletschers für den Massenhaushalt erhält man, wenn man Produkte der mittleren spezifischen Massenbilanz mit den zugehörigen Flächen zwischen 50 m-Isohypsen als Funktion

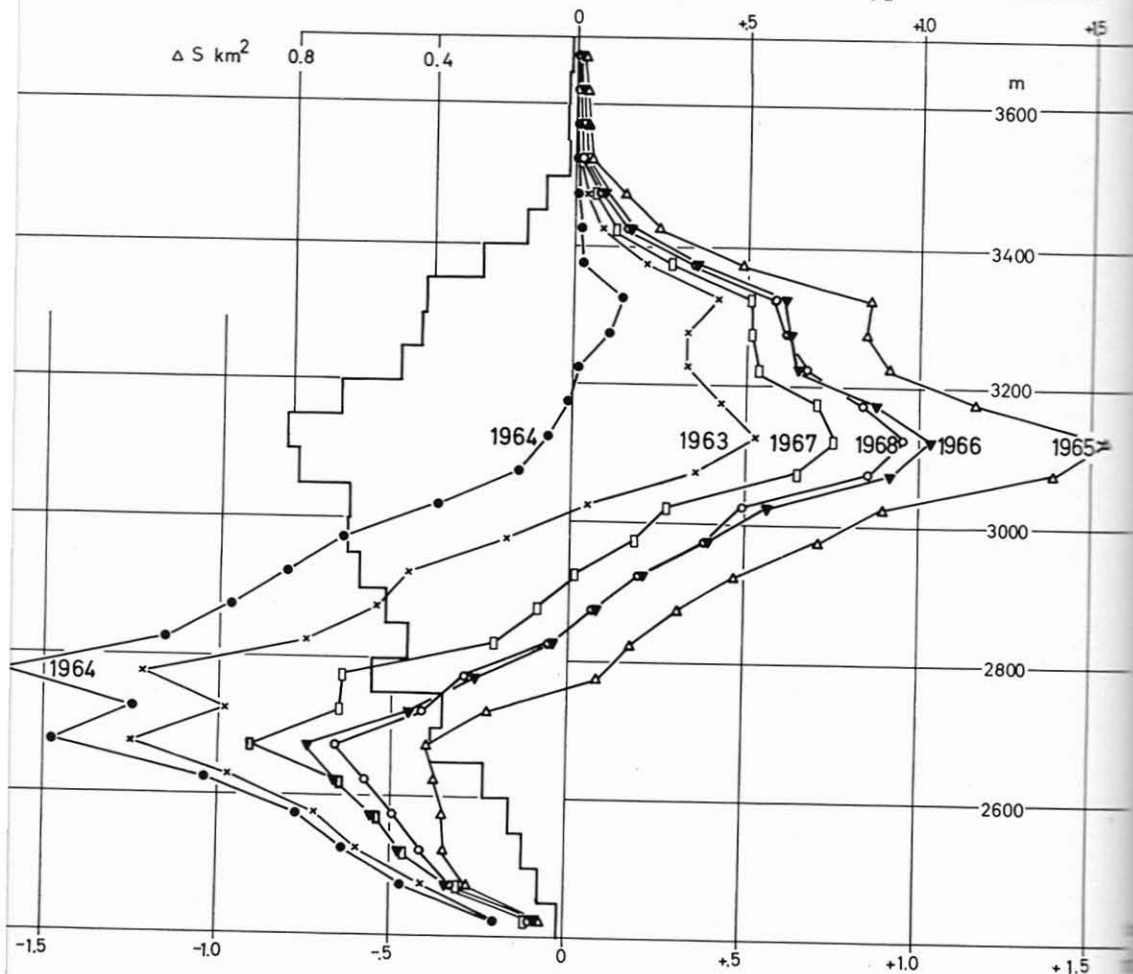


Abb. 10 Das Bilanzvolumen (Millionen Kubikmeter Wasser) als Funktion der Höhe, dargestellt durch Produkte von $b \Delta S$ für sukzessive Flächen zwischen Isohypsen von je 50 m Abstand. Die Abweichung eines bestimmten Haushaltsjahres vom stationären Zustand ($b = 0$) ist aus dem Vergleich der Flächen unterhalb und oberhalb der Gleichgewichtslinie erkennbar. Die für die Massenbilanz „wichtigen“ Zonen mit maximalen negativen und positiven Werten der Produkte $b \Delta S$ liegen in den einzelnen Haushaltsjahren nahezu in gleicher Höhe. Hintereisferner, 1962/63 bis 1967/68.

der Höhe darstellt (vgl. Tabelle 3). Abb. 10 enthält die $b \Delta S$ -Kurven für die sechs Haushaltsjahre 1962/63 bis 1967/68. Der Vergleich zusammengehöriger Flächen oberhalb und unterhalb der Gleichgewichtslinie läßt sofort erkennen, wie weit der Gletscher vom stationären Zustand entfernt ist. Im stationären Fall müssen beide Flächen gleich sein, was im Haushaltsjahr 1966/67 gut erfüllt erscheint, während das Überwiegen der Nettoablation im Haushaltsjahr 1963/64, das Überwiegen der Nettoakkumulation im Haushaltsjahr 1964/65 deutlich hervortritt.

In den Jahren 1965 bis 1968 liegen die extremen Werte von $b \Delta S$ in den gleichen Höhenzonen, die damit für den Massenhaushalt von größter Bedeutung sind. Für die Nettoablation ist das die Höhenzone von 2650 bis 2700 m mit $0,38 \text{ km}^2$, für die Nettoakkumulation die Höhenzone von 3100 bis 3150 m mit $0,82 \text{ km}^2$. In den Haushaltsjahren 1962/63 und 1963/64 mit stark negativer Massenbilanz tritt eine Verschiebung dieser Zonen um hundert Meter nach oben ein. Wenn nur die Werte $b \Delta S$ in diesen beiden Zonen bekannt wären, ließe sich durch lineare Verbindung von unterem Gletscherende (mit Flächenwert nahe Null und daher weitgehend uninteressanter Nettoablation) mit dem Minimum von $b \Delta S$ bei 2700 m, dem Maximum von $b \Delta S$ bei 3100 m und dem oberen Gletscherende (bei etwa 3500 m wegen minimaler Flächen und daher wenig wichtiger Nettoakkumulation darüber) der wahre Verlauf der $b \Delta S$ -Kurve und damit die Jahresbilanz B angenähert angeben. Die Feldarbeiten zur Bestimmung der Jahresbilanz B könnten somit prinzipiell auf die Beobachtung der Nettoablation und der Nettoakkumulation an an einigen Meßstellen reduziert werden, wobei diese in den „wichtigen“ Höhenzonen liegen müßten. Die Suche nach einer weniger aufwendigen Methode zur Bestimmung der Jahresbilanz war mitbestimmend dafür, daß in die Höhenzone 2700 bis 2800 m die größte spezifische Zahl von 30 Ablationspegeln pro Quadratkilometer Gletscherfläche gesetzt wurde, sowie dafür, daß in der Höhenzone 3050 bis 3150 m sechs Schneeschächte (vier pro km^2) an stets gleichbleibenden Plätzen analysiert werden. Der Versuch, die spezifische Nettoakkumulation des Schachtes WJ (3165 m) am Hintereisferner mit dem Jahreswert der Nettoakkumulation zu korrelieren, hat für die Haushaltsjahre 1952/53 bis 1960/61 zu brauchbaren Ergebnissen geführt (Hoinkes und Rudolph 1962 B).

Relationen dieser Art sollen mit den Beobachtungen der nächsten Jahre systematisch auf ihre praktische Verwendbarkeit geprüft werden. Die gleichzeitig am Kesselwandferner und am Vernagtferner durchgeführten Arbeiten werden zeigen, wie weit die gefundenen Beziehungen auf andere Gletscher des gleichen Gebietes anwendbar sind. In einem Vorversuch dieser Art hat G. Wendler (1967) die spezifische Massenbilanz für alle Gletscher im Einzugsgebiet der Pegelmeßstelle Vent mit Hilfe der morphologischen Charakteristiken zu berechnen versucht, wobei die Ergebnisse der Meßreihe am Hintereisferner 1952/53 bis 1963/64 als Grundlage dienten. Obwohl die Methoden zur Bestimmung der Massenbilanz im Laufe der Jahre verbessert worden sind, und obwohl der Umfang der Feldarbeiten seit dem Jahre 1963 erheblich zugenommen hat, scheint die gesamte Meßreihe doch so weit homogen zu sein, daß Aussagen sich auf das ganze Material stützen können; den Jahren seit 1963 kommt jedoch ohne Zweifel größeres Gewicht zu.

5. BEZIEHUNGEN ZWISCHEN MASSEN-BILANZ UND KLIMATISCHER UMWELT

a) WÄRMEHAUSHALT DER GLETSCHEROBERFLÄCHE

Ein Gletscher stellt eine potentielle Wärmesenke dar; bezogen auf den Schmelzpunkt ist sein Wärmegehalt negativ oder sein Kältegehalt gleich 80 cal. pro Gramm. In Zeitabschnitten mit positiver Wärmebilanz absorbiert der Gletscher an der Oberfläche Wärme aus der klimatischen Umwelt. Als Folge wird eine äquivalente Schnee- oder Eismenge durch Schmelzung und Abfluß oder durch Verdunstung entfernt, wodurch die Masse des Gletschers und damit seine Eigenschaft als Wärmesenke sich verkleinert. In Zeitabschnitten mit negativer Wärmebilanz friert ein Teil dieses Schmelzwassers, und Schnee oder Eis kühlen sich auf $-t^{\circ}\text{C}$ ab, wodurch der Kältegehalt um $-t_{\text{e}}$ vergrößert wird; die spezifische Wärme des Eises ist $c_{\text{e}} = 0,505$ cal. pro Gramm und Grad. Die entscheidende Vergrößerung des Kältegehaltes eines Gletschers wird jedoch durch die Akkumulation von Schnee bewirkt. Die Veränderung des Kältegehaltes ist somit aus der Veränderung der Masse des Gletschers durch Multiplikation mit der Schmelzwärme des Eises (80 cal/g) anzugeben. Die Nettobeträge von Massenbilanz und Energiebilanz eines Gletschers sind somit zwar einander proportional, aber das Endergebnis kann auf verschiedene Weise zustande kommen. Besser charakterisiert wäre die Wechselwirkung von Gletscher und klimatischer Umwelt durch die Angabe des Massenumsatzes als Summe der absoluten Beträge von wirklicher Akkumulation und wirklicher Ablation $u_{\text{m}} = c^{+} - a^{+}$ (total exchange in *Anonym* 1969). Der Jahreswert des Massenumsatzes für den ganzen Gletscher $U_{\text{m}} = C - A$ kann auch als mittlerer spezifischer Massenumsatz $\bar{u}_{\text{m}} = U_{\text{m}}/S$ definiert werden (total regime bei Ahlmann 1948). Wie bereits ausgeführt, dürfte es mit vertretbarem Arbeitsaufwand kaum gelingen, den Massenumsatz direkt mit Hilfe der glaziologischen Methode zu messen, doch wird er mit der hydrologisch-meteorologischen Methode voll erfaßt, allerdings ohne die Möglichkeit, Schmelzwasser und Regenwasser zu trennen.

Die Grundfrage, wie sich eine gegebene Änderung der klimatischen Umweltbedingungen auf die Massenbilanz der Gletscher auswirkt, wäre auch nicht bei Kenntnis der wirklichen spezifischen Akkumulation c^{+} (oder der totalen Akkumulation C_{t}) und der Nettobilanz b_{n} (oder der totalen Massenbilanz B_{t}) exakt zu beantworten. Die wirkliche spezifische Ablation als Differenz von Nettobilanz und wirklicher spezifischer Akkumulation $a^{+} = b_{\text{n}} - c^{+}$ (oder die totale Ablation A_{t}) ist nicht eindeutig der aus der klimatischen Umwelt angebotenen Energie zugeordnet, weil die Albedo der Gletscheroberfläche der kontrollierende Faktor für die Strahlungsbilanz ist (vgl. Hoinkes 1964 mit zahlreichen Literaturhinweisen). Da die abbauende Metamorphose im Sommer sehr rasch den Neuschnee mit hoher Albedo zwischen 0,75 und 0,95 in Altschnee mit niedrigerer Albedo (zwischen 0,55 und 0,75) umwandelt, erhöht die gleiche Sommerakkumulation, verteilt auf mehrere, wenn auch jeweils weniger ergiebige Schneefälle, die durchschnittliche Albedo der Gletscheroberfläche viel mehr, als wenn sie in seltenen Niederschlagsperioden von größerer Ergiebigkeit zustande kommt. Die resultierende Jahresablation wird somit bei gleicher Globalstrahlung im ersten Fall geringer als im zweiten Fall sein. Daß der Sommerschnee für die Gletscher „vielleicht von entscheidender Wichtigkeit“ sein könnte, und daß „eine mehrmalige Wiederholung derartiger Bedeckungen einen ganzen Sommer um seine Wirkung bringen kann“, hatte E. Richter (1888, S. 291) bereits vor mehr als 80 Jahren erkannt. Die Wirkung der sommerlichen Neuschnee-

fälle auf den Massenhaushalt ist um so größer, je später im Sommer sie auftreten, weil dann größere Flächen des Gletschers von niedriger auf hohe Albedo gebracht werden (Tronov 1962). Sommerliche Neuschneefälle reduzieren die Strahlungsbilanz besonders drastisch, wenn sie von einer Periode von Strahlungstagen gefolgt werden (Hoinkes 1954C, Ambach und Hoinkes 1963).

Der gleiche Zusammenhang besteht mit Bezug auf die Massenbilanz des Vorjahres. War diese positiv mit einer tiefen Lage der Gleichgewichtslinie, dann wird nach der Ablation der Winterschneedecke ein größerer Teil der Gletscheroberfläche von Firn mit höherer Albedo (zwischen 0,35 und 0,65) bedeckt sein. Bei gleichem Energieangebot (in erster Annäherung entsprechend gleicher Globalstrahlung) wird somit eine geringere Jahresablation resultieren als nach einem Vorjahr mit erheblich negativer Massenbilanz und hoher Gleichgewichtslinie, weil dann nach Ablation der Winterschneedecke auf einem größeren Teil der Gletscheroberfläche Eis mit geringerer Albedo (zwischen 0,1 und 0,5) zum Vorschein kommt. Die Abhängigkeit der Massenbilanz eines Jahres von der des Vorjahres als Folge der geänderten mittleren Albedo der Gletscheroberfläche wurde mit den Ergebnissen der Meßreihe Hintereisferner für die Jahre 1952 bis 1961 bereits diskutiert (Hoinkes und Rudolph 1962A). Auch in Bezug auf die Schneemenge des Winters und die Ablation des folgenden Sommers gilt „that ablation is not independent of accumulation“ (M. Meier 1961). Je mehr Winterschnee am Gletscher abgelagert wurde, desto später im Frühsommer wird Gletschereis mit niedriger Albedo der um diese Jahreszeit besonders intensiven Sonnenstrahlung exponiert. Nach den Erfahrungen am Hintereisferner ist nicht so sehr die Schneemenge des Winters für die Massenbilanz entscheidend als vielmehr die Ablation während des Sommers und daher die Menge und Verteilung der sommerlichen Schneefälle.

Von allen möglichen Arten des Wärmeaustausches eines Gletschers mit seiner Umgebung (an der Oberfläche vorwiegend mit der Atmosphäre, im Inneren durch Wärmeleitung, eindringende Strahlung und frierendes Schmelzwasser, am Grund mit dem Erdwärmestrom) ist der Wärmeumsatz an der Gletscheroberfläche mit Abstand am wichtigsten. Ohne auf Einzelheiten der Messung mit den Methoden der Mikrometeorologie oder der Instrumentierung eingehen zu wollen, seien lediglich die einzelnen Wärmeströme oder die Prozesse aufgezählt, die eine Wärmezufuhr zur Oberfläche oder eine Wärmeabgabe von der Oberfläche bewirken.

Wärmezufuhr zur Gletscheroberfläche erfolgt durch kurzwellige Strahlung direkt von der Sonne S und diffus vom Himmel H im Wellenlängenbereich $0,3 \mu$ bis 3μ ($1 \mu = 10^{-3}$ mm). Die Summe von $S + H$ oder die Globalstrahlung (in cal/cm² min) ist abhängig von geographischer Breite, Jahreszeit, Höhe, Neigung und Exposition der Oberfläche, Horizontüberhöhung, Trübungsstatus der Atmosphäre und Bewölkung. Auch von den umliegenden Hängen wird, besonders wirksam wenn diese schneebedeckt sind, kurzwellige Strahlung auf die Gletscheroberfläche reflektiert. Liegen keine direkten Registrierungen der Globalstrahlung vor, dann kann diese auch angenähert aus der Sonnenscheindauer berechnet werden (Hoinkes und Rudolph 1962A). Von den Wolken, vom Wasserdampf und vom Kohlendioxid der Atmosphäre wird die langwellige Atmosphärenstrahlung A vorwiegend im Wellenlängenbereich von 5μ bis 80μ emittiert; sie ist im Gegensatz zur Globalstrahlung ohne Unterbrechung wirksam. In den randnahen Teilen des Gletschers muß auch die von den umliegenden Hängen ausgesendete langwellige Strahlung berücksichtigt

werden, da deren Temperatur im Sommer oft erheblich über den Schmelzpunkt ansteigen kann. Darüber liegen bis jetzt noch keine Messungen vor.

Die Wärmezufuhr aus der Luft durch turbulenten Austausch (und dagegen zu vernachlässigen durch molekulare Leitung) in fühlbarer Form F tritt in Zeitabschnitten mit stabiler Schichtung der eis- oder schneenahen Luftschicht auf, d. h. wenn die Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe geringer ist als $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ oder die Temperatur mit der Höhe zunimmt, allgemein wenn die potentielle Temperatur mit der Höhe zunimmt. Es gilt

$$F = c_p A_{wf} \frac{\partial \theta}{\partial z} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$$

mit der spezifischen Wärme der Luft bei konstantem Druck $c_p = 0,24 \text{ cal g}^{-1} \text{ Grad}^{-1}$, dem Austauschkoefizienten für Wärme in fühlbarer Form A_{wf} in $\text{g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ und dem vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur $\partial\theta/\partial z$.

Der Austauschkoefizient für Bewegungsgröße A_m kann bei homogener thermischer Schichtung aus dem vertikalen Gradienten der horizontalen Windgeschwindigkeit u ermittelt werden. Es gilt

$$A_m = \rho l_m^2 \frac{\partial u}{\partial z} \text{ g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1},$$

mit der Luftdichte ρ und dem Mischungsweg für Impuls $l_m = \alpha(z + z_0)$, wobei $\alpha = 0,4$ die Karman'sche Konstante, z_0 der Rauigkeitsparameter und z die Höhe über der Oberfläche ist. Im gewöhnlich vorliegenden Fall thermisch stabiler Schichtung muß A_m entsprechend korrigiert werden. Die zumeist gemachte Annahme, daß $A_m = A_{wf} = A_{wl}$ ist, kann keine allgemeine Gültigkeit beanspruchen, doch erweist sie sich in der stabilen eisnahen Luftschicht als brauchbare Näherung. Das gleiche gilt für die wiederholt durch Messungen erhärtete Beziehung, daß in der eisnahen Luftschicht bis zu einer Höhe von 2 m sowohl Windgeschwindigkeit als auch potentielle Temperatur und Dampfdruck sich innerhalb weiter Bereiche der Stabilität linear mit dem Logarithmus der Höhe ändern (Hoinkes 1953 B, 1954 C, D). Einige Autoren ziehen zur Beschreibung der vertikalen Profile Potenzgesetze vor, deren Exponenten mit der Höhe variieren.

Eine Wärmezufuhr aus der Luft in latenter Form L tritt bei der Kondensation oder Sublimation von Wasserdampf in Erscheinung. Notwendige Voraussetzung für Kondensation ist, daß der Dampfdruck in der Luft über der Gletscheroberfläche den Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur der Gletscheroberfläche (4,58 mm Hg bei schmelzender Oberfläche) übertrifft. Es gilt

$$L = v A_{wl} \frac{0,623}{p} \frac{\partial e}{\partial z} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$$

mit der Verdampfungswärme $v = 600 \text{ cal/g}$, oder der Sublimationswärme $v_s = 680 \text{ cal/g}$, dem vertikalen Gradienten des Dampfdruckes $\partial e/\partial z$ und dem Luftdruck p . A_{wl} ist der Austauschkoefizient für die spezifische Feuchtigkeit. Eine zumeist nur geringe Wärmemenge N wird durch Niederschlag von höherer Temperatur der Gletscheroberfläche zugeführt. Es gilt $N = c_n n(t_n - t_g) \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$, wobei n die Niederschlagsrate in $\text{g cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ ist; die spezifische Wärme des Niederschlages beträgt bei Regen $c_n^{\text{reg}} = 1 \text{ cal g}^{-1} \text{ Grad}^{-1}$ und bei Schnee $c_n = 0,5 \text{ cal g}^{-1} \text{ Grad}^{-1}$. Die Temperatur des Niederschlages ist t_n , diejenige der Gletscheroberfläche

t_g . Fällt Regen auf eine Gletscheroberfläche, deren Temperatur unter dem Gefrierpunkt ist, dann kommt zur Temperaturdifferenz noch die Schmelzwärme von 80 cal/g , die beim Gefrieren des Regens frei wird.

Eine Wärmeabgabe von der Gletscheroberfläche erfolgt durch die Reflexion von kurzwelliger Strahlung $-R_k$, in Abhängigkeit von der Albedo, die definiert wird als $a = R_k/(S + H)$. Die Reflexion von kurzwelliger Strahlung hat je nach dem Zustand der Oberfläche und dem Einfallswinkel der Sonnenstrahlen diffuse und spiegelnde Komponenten, wobei die diffuse Reflexion auch aus dem Eis austretende diffuse Strahlung enthält. Wegen der Reflexion von den schneebedeckten Hängen und zwischen Gletscheroberfläche und Wolkenunterseite wird durch eine große Albedo auch die Globalstrahlung meßbar erhöht. Die Reflexion von langwelliger Atmosphärenstrahlung $-R_L$ kann vernachlässigt werden, da sich Schnee und Eis im entsprechenden Spektralbereich in guter Annäherung wie schwarze Strahler verhalten. Sehr erheblich ist dagegen der Wärmeverlust durch die Emission $-E$ von langwelliger Strahlung, proportional zur vierten Potenz der absoluten Temperatur der Oberfläche, nach dem Gesetz von Stefan und Boltzmann

$$-E = \sigma T^4 \text{ mit } \sigma = 8,26 \times 10^{-11} \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \text{ Grad}^{-4}$$

und der absoluten Temperatur in Grad Kelvin $T = 273 + t^\circ\text{C}$. Dieser Verlust wird geringfügig modifiziert, wenn die umliegenden Hänge eine andere Temperatur haben als die Gletscheroberfläche. Wenn die Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe in der eis- oder schneenahen Luftschicht größer ist als $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ oder die potentielle Temperatur abnimmt, dann tritt ein Wärmeverlust in fühlbarer Form $-F$ durch den turbulenten Austausch ein. Ein Wärmeverlust in latenter Form $-L$ tritt bei der Verdunstung von Schnee oder Eis proportional der Sublimationswärme von 680 cal/g in Erscheinung. Notwendige Voraussetzung für die Verdunstung ist, daß der Dampfdruck in der Luft über der Gletscheroberfläche niedriger ist als der Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur der verdunstenden Oberfläche. Der Wärmeentzug $-N$ durch die Ablagerung von festem Niederschlag von niedrigerer Temperatur als die der Gletscheroberfläche ist meist zu vernachlässigen, zumal die Oberfläche sich dadurch verändert.

Die Differenz der kurzwelligen Strahlungsströme oder die kurzwellige Strahlungsbilanz $SB_k = (S + H) - R_k = (S + H)(1 - a)$ ist stets positiv und bei gleicher Globalstrahlung nur eine Funktion der Albedo. Die Differenz der langwelligen Strahlungsströme oder die langwellige Strahlungsbilanz $SB_L = -(E - A)$ ist zumeist negativ, nimmt jedoch mit zunehmender Bewölkung nahezu linear weniger negative Werte an, bis bei völliger Himmelsbedeckung mit tiefen Wolken der Wert Null erreicht, oder sogar langwellige Einstrahlung beobachtet wird. Die langwellige Strahlungsbilanz kann bei Kenntnis von Temperatur, Dampfdruck und Bewölkung näherungsweise berechnet werden (Geiger 1962, S. 19–27). Die algebraische Summe von kurzwelliger und langwelliger Strahlungsbilanz ist die gesamte Strahlungsbilanz $SB = (S + H) - R_k - (E - A)$. Wenn die Eigenschaften der Gletscheroberfläche gleich bleiben, dann dominiert in der Strahlungsbilanz der Einfluß der Globalstrahlung. Da diese mit zunehmender Bewölkung abnimmt, die Atmosphärenstrahlung dann aber zunimmt, nimmt die positive Strahlungsbilanz bei Tag mit zunehmender Bewölkung ab, und ebenso die negative Strahlungsbilanz bei Nacht. Bleibt die langwellige Emission der Oberfläche gleich, weil die Temperatur von schmelzendem Schnee oder Eis stets gleich ist, dann dominiert der Einfluß der Albedo.

Die Strahlungsbilanz einer Eisoberfläche übertrifft unter sonst gleichen Bedingungen die Strahlungsbilanz von Neuschnee dann um ein Vielfaches. Es ist daher erforderlich, die Veränderung der Albedo der Gletscheroberfläche als Funktion der Zeit zu studieren, wie das I. Dirmhirn und E. Trojer (1955) im Sommer 1954 am Hintereisferner getan haben, oder F. Scheibbner und W. Mahringer (1968) während der Ablationsperiode 1966 auf den Gletschern des Hohen Sonnblick.

Die Wärmebilanz der Gletscheroberfläche ist nach dem Energieprinzip die algebraische Summe sämtlicher Wärmeströme, die je nach den Bedingungen positives und negatives Vorzeichen annehmen können, somit $WB = SB + F + L + N$ in cal/cm^2 . WB bedeutet in dieser Notierung die für die Schmelzung von Schnee oder Eis verbrauchte Wärme, solange der Gletscher sich isotherm auf Schmelztemperatur befindet. Bei gefrorener Gletscheroberfläche wird davon die Temperaturänderung bestritten. WB entspricht somit der Größe B in der allgemein üblichen Bezeichnung (Geiger 1961), oder der Größe (B + S) bei G. Hofmann (1963) und bei H. Kraus (1966). Ist die Wärmebilanz eines bestimmten Zeitabschnittes positiv (zumeist während des Tages), dann wird nach Erwärmung der oberflächennahen Schichten des Gletschers auf den Schmelzpunkt eine der zugeführten Wärmemenge entsprechende Menge von Schnee oder Eis schmelzen und durch Abfluß zum größeren Teil vom Gletscher entfernt werden. Ist die Wärmebilanz negativ (zumeist während der Nacht), dann kühlt sich die Gletscheroberfläche ab, wobei zunächst das in den oberflächennahen Schichten des Gletschers noch vorhandene und kapillar gebundene Schmelzwasser frieren muß. Die dabei freiwerdende Schmelzwärme kompensiert einen Teil der Abkühlung und tritt damit als wichtige Wärmequelle in Erscheinung. Es fließt somit durch molekulare Leitung ein größerer Wärmestrom zur Oberfläche, als dem am Ende der Abkühlungsperiode gebildeten Kälteverrat entspricht; aus der Differenz kann der Gehalt an freiem Wasser ermittelt werden (Ambach 1955).

Das im Schnee kapillar festgehaltene Wasser erschwert auch die Messung der Ablation. Wegen der Setzung des Schnees und der damit verbundenen zeitlichen Änderung der Dichte kann die Änderung der Masse nur aus dem Vergleich von Produkten aus Schneedichte und Schneehöhe bestimmt werden, die über einem Referenzhorizont zu verschiedenen Zeitpunkten gemessen wurden. Da bei der konventionellen Messung der Schneedichte jedoch der Wassergehalt des Schnees eingeht, für die Beurteilung der Ablation aber nur die Veränderung der Eissubstanz des Schnees wichtig ist, muß der Anteil von freiem Wasser an der Dichte des schmelzenden Schnees gesondert bestimmt werden. Das kann durch Zentrifugieren von Schneeproben erfolgen (LaChapelle 1956), durch kalorimetrische Messungen (Yosida 1960) oder durch die Bestimmung der Dielektrizitätskonstante des Schnee-Wassergemisches (Ambach 1958). Eine weitere erhebliche Komplikation des Problems wird durch das Eindringen der Strahlung in Eis oder Schnee hervorgerufen (Ambach und Habicht 1962). Durch diesen Vorgang wird nicht nur in sehr wirksamer Weise Wärme im Eis transportiert, wenn die Temperaturen negativ sind (Weller 1968), sondern auch interne Schmelzung verursacht (LaChapelle 1959).

Wegen dieser hier nur angedeuteten Schwierigkeiten ist es durchaus nicht einfach, im Falle einer Schneeoberfläche sogar überaus schwierig, das Ergebnis kurzfristiger Messungen der Wärmebilanz durch Messungen der Ablation oder der Änderung der Temperatur des Eises zu verifizieren. Die Ergebnisse der zahlreichen bisher auf einzelnen Gletschern über Schnee- und Eisoberflächen durchgeführten Untersu-

Tabelle 5 Der Anteil der Strahlungsbilanz an der Ablation auf Gletschern der Ostalpen

Gletscher	Meßreihe	Datum	Tage mit Ablation	Tagbogen d. Sonne	Oberfläche	Anteil der nächtlichen Ablation	Anteil der Strahlungsbilanz			Quelle
							A	B	C	
Vernagtferner I 2973 m		21. 8. — 31. 8. 1950	11	—	Eis	7,7%	88%	81%	74%	Hoinkes und Untersteiner 1952
Vernagtferner II 2969 m		21. 7. — 4. 8. 1952	13	(2)	Eis u. Neuschnee	3,9%	91%	86%	79%	Hoinkes 1954 C
Hornkees 2262 m		3. 9. — 9. 9. 1951	7	—	Eis	25,2%	80%	60%	52%	Hoinkes 1953 A
Gepatschferner 2300 m		8. 9. — 16. 9. 1953	9	(2)	Eis u. Neuschnee	12,4%	96%	84%	65%	Hoinkes 1955
Kesselwandferner 3240 m		11. 8. — 19. 8. 1958 28. 8. — 8. 9. 1958	20	(8)	Alt-schnee u. Neuschnee	4,7%	91%	87%	63%	Ambach und Hoinkes 1963

A positive Strahlungsbilanz und gleichzeitige Ablation

B positive Strahlungsbilanz und gesamte Ablation

C gesamte Strahlungsbilanz und gesamte Ablation

chungen der Wärmebilanz (vgl. z. B. die Zusammenstellungen von Ahlmann 1953, Hoinkes 1955, 1964 oder Paterson 1969) sind daher nicht einfach miteinander vergleichbar. Dafür sind zum Teil Unterschiede in der Instrumentierung, der Beobachtungstechnik, der Auswertung und Berechnung maßgebend, aber auch die lokalen Gegebenheiten des Meßplatzes. Dennoch zeigt sich bei der überwiegenden Mehrzahl der Ergebnisse, daß die Absorption von Strahlung den größten Teil der zur Ablation erforderlichen Energie beiträgt, gefolgt vom fühlbaren Wärmestrom und von der Kondensationswärme. Der relative Anteil der konvektiven Wärmezufuhr ist auf den tiefer gelegenen Gletscherzungen größer, weil der turbulente Austausch im Gletscherwind groß ist, bei gleichzeitig höheren Werten von Temperatur und Dampfdruck (Hoinkes 1954B, D), so daß die Ablation oft auch während der Nacht andauert.

Auch ohne volle Instrumentierung einer Wärmehaushaltsstation kann bei einwandfreier Messung der Strahlungsbilanz und der Abschmelzung aus der Differenz $WB - SB$ die Summe der turbulenten Ströme von fühlbarer und latenter Wärme $F + L$ erhalten werden. Liegen auch Profilmessungen der Lufttemperatur und des Dampfdruckes in der eisnahen Luftschicht vor, dann kann mit deren Hilfe der Quotient F/L berechnet und somit F und L getrennt werden (Geiger 1961, S. 240ff.). Auch der wirksame Austauschkoefizient kann dann ermittelt und mit dem aus dem Windprofil unter Berücksichtigung der thermischen Stabilität gefundenen verglichen werden (Hoinkes 1953B). Analog könnte so auch die wirksame Wärmeübergangszahl α_f ($\text{cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \text{ Grad}^{-1}$) in Abhängigkeit von Meßhöhe, Windgeschwindigkeit, sowie Rauigkeit und Form der angeströmten Oberfläche ermittelt werden, wenn man es vorzieht, das aus der technischen Physik übernommene Konzept des Wärme- und Stoffüberganges zu verwenden (Hofmann 1963, Kraus 1966). Die Kenntnis des relativen Anteils der Strahlung an der Ablation ist somit eine sehr wesentliche Grundlage zur Beurteilung der Wechselwirkung von Gletscher und Klima. Allerdings wird dieser Anteil nicht von allen Autoren gleich berechnet, was die Vergleichbarkeit der Ergebnisse ebenfalls erschwert, wie aus den in Tabelle 5 gegebenen Beispielen zu erkennen ist.

Die überragende relative Bedeutung der Strahlungsbilanz an der Wärmebilanz und damit an der Ablation ist am deutlichsten in den Tagesabschnitten mit kurzweiliger Strahlung (Sonne über dem lokalen Horizont) und zumeist positiver Strahlungsbilanz zu erkennen (Spalte A). Der kleinste Anteil von 80% am Hornkees ist auf den überwiegend positiven Beitrag der turbulenten Ströme von fühlbarer und latenter Wärme (97% aller Stunden weisen Kondensation auf) zurückzuführen; der größte Anteil von 96% am Gepatschferner ist charakteristisch für häufige Verdunstung und daher ein negatives Vorzeichen des Stromes latenter Wärme. Bei den übrigen Meßreihen waren die Bedingungen für Kondensation und Verdunstung eher ausgeglichen. Verdunstung war möglich bei Vernagtferner I in 39% aller Stunden, bei Vernagtferner II in 54% und bei Kesselwandferner in 68%.

Da die während der Tagesabschnitte durch die positive Strahlungsbilanz geschmolzene Menge von Schnee und Eis nicht durch die bei Nacht zumeist negative Strahlungsbilanz verringert werden kann, sollte der wahre Anteil der Strahlungsbilanz an der Ablation am besten dadurch angegeben werden, daß die positive Strahlungsbilanz der Tagesabschnitte mit der gesamten Ablation der Meßperiode in Beziehung gesetzt wird (vgl. Spalte B in Tabelle 5). Bei allen Meßreihen resultieren relative Anteile der Strahlungsbilanz über 80%; lediglich am Hornkees ist der Anteil mit 60% wesentlich niedriger, weil die Ablation während der Nachtabschnitte wegen der überwiegenden Kondensation ein Viertel zur gesamten Ablation beiträgt. Im Gegensatz dazu beträgt der Anteil der nächtlichen Ablation an den hochgelegenen Meßstellen Vernagtferner und Kesselwandferner nur etwa ein Zwanzigstel der gesamten Ablation, weil die Oberfläche des Gletschers während der Nacht regelmäßig friert. Die turbulenten Ströme von fühlbarer und latenter Wärme können hier die negative Strahlungsbilanz nicht überkompensieren.

Setzt man die gesamte Strahlungsbilanz mit der gesamten Ablation der Meßperiode in Beziehung, dann reduziert sich der relative Anteil der Strahlungsbilanz erneut (Spalte C in Tabelle 5). Am stärksten ist das dort der Fall, wo die Oberfläche des Gletschers bei Nacht regelmäßig friert, wie bei den Meßstellen Gepatschferner und Kesselwandferner. Hier muß ein nicht unbedeutender Teil der positiven Strahlungsbilanz des folgenden Tages dazu verwendet werden, um den nächtlichen Frostbetrag zu kompensieren und die Bedingungen für Schmelzung wieder herzustellen. Ein geringer relativer Anteil der Strahlungsbilanz kann jedoch auch einen außergewöhnlich hohen positiven Anteil der Turbulenzwärmeströme bedeuten (Beispiel Hornkees). Eine richtige Interpretation des Ergebnisses ist somit nur bei Kenntnis aller Komponenten der Wärmebilanz möglich. Diese werden am besten nach den Vorzeichen in Wärmequellen und Wärmesenken geteilt.

Die folgerichtige wenn auch problematische Weiterentwicklung der bisher auf einzelne Punkte und kürzere Perioden beschränkten Studien der Wärmebilanz der Gletscher muß darin bestehen, die Wärmebilanz der gesamten Gletscherfläche durch die gesamte Ablationsperiode zu ermitteln. Ein erster Versuch in dieser Richtung ist durch die Berechnung der Strahlungsbilanz von $15,5 \text{ km}^2$ Gletscherfläche im Einzugsgebiet der Abflußmeßstelle Steg-Hospiz (Hintereisferner, Kesselwandferner und kleinere Hanggletscher) für die Ablationsperiode Mai bis September 1958 erfolgt (Hoinkes und Wendler 1968). Dazu wurden die Gletscherflächen durch 175 Flächenelemente bestimmter Neigung und Richtung angenähert und die auf dieses Modell fallende direkte Sonnenstrahlung relativ zur horizontalen Fläche ermittelt. Die effektiv mögliche Sonnenscheindauer wurde für 177 Punkte auf den Gletscherflächen für alle Deklinationswerte der Sonne durch Vermessung bestimmt.

Der mittlere Verlust an Besonnungsdauer durch Bergschatten während der Ablationsperiode von 2,5 Stunden oder 17% pro Tag verursachte unter Berücksichtigung des Tagesganges der Intensität eine Reduktion der Sonnenstrahlung von nur $22 \text{ cal cm}^{-2} \text{ Tag}^{-1}$ oder 3%. Nur im Dezember gehen am Hintereisferner durch Bergschatten 33% verloren, während im gewogenen Mittel aller Gletscherflächen der Verlust 25% beträgt. Der so erhaltene Gesamtverlust an direkter Sonnenstrahlung bei wolkenlosem Himmel von etwa acht Prozent verringerte sich durch die von Neigung und Exposition unabhängige Himmelsstrahlung, die mit Hilfe der beobachteten Bewölkung abgeschätzt werden konnte. Sämtliche Gletscherflächen empfangen während der Ablationsperiode 1958 nur etwa sechs Prozent weniger an Globalstrahlung als eine horizontale Fläche ohne Horizontüberhöhung erhalten hätte. Nur im Dezember und Januar betrug der Verlust an Globalstrahlung am Hintereisferner 30% und im gewogenen Mittel aller Gletscherflächen 15%. Diese Zahlen müßten für jedes Gletschergebiet zunächst ermittelt werden; sie sind wegen der wechselnden Bewölkung in den einzelnen Ablationsperioden gewissen Schwankungen unterworfen. Die im Mittel überraschend geringfügige Reduktion der Strahlung durch Exposition, Neigung und Horizontüberhöhung kommt im Untersuchungsgebiet dadurch zustande, daß die Benachteiligung des vorwiegend nach NE gerichteten Hintereisfernens durch die vorwiegend nach SE gerichteten übrigen Gletscher weitgehend kompensiert wird. Die Berechnungen der Globalstrahlung der Gletscherflächen stützten sich auf Beobachtungen der Bewölkung und der Sonnenscheindauer in Vent (1893 m), der Bewölkung und der Globalstrahlung beim Hochjochhospiz (2410 m) sowie der Bewölkung, Globalstrahlung und der Strahlungsbilanz am Kesselwandferner (3240 m).

Aus dem während der gesamten Ablationsperiode 1958 beobachteten Verlauf der temporären Schneegrenze, sowie der zeitweisen Bedeckungen mit Neuschnee, wurde die Albedo der Gletscherflächen bestimmt, und daraus die kurzweilige Strahlungsbilanz für jeden Tag abgeschätzt. Da die langweilige Strahlungsbilanz für die überwiegend auf Schmelztemperatur befindlichen Schnee- und Eisflächen hauptsächlich vom Grad der Bewölkung abhängig ist, konnte sie ebenfalls abgeschätzt werden. Dazu diente eine aus zahlreichen Messungen der nächtlichen Strahlungsbilanz auf den Gletschern des Gebietes gewonnene Interpolationsformel, die den Zusammenhang zwischen langweiliger Strahlungsbilanz SB_{Li} bei einem Bewölkungsgrad i (in Zehntel) und bei wolkenlosem Himmel SB_{Lo} wie folgt darstellt: $SB_{Li} = SB_{Lo}(1 - 0,06 i^{1,2}) \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, wobei $SB_{Lo} = -0,0945 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ und $SB_{Li0} = -0,0048 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ beträgt. Aus der Summe von kurzweiliger und langweiliger Strahlungsbilanz wurde die gesamte Strahlungsbilanz in Abhängigkeit von Albedo, Bewölkung und

Monat ermittelt. Diese Energie konnte für Schmelzung auf demjenigen Teil der Gletscher verwendet werden, der unterhalb der Frostgrenze lag. Diese wurde für jeden Tag auf Grund der Mittagsbeobachtung beim Hochjochhospiz bestimmt und auf diese Weise die Wassermenge erhalten, die täglich durch Absorption von Strahlung produziert werden konnte. Während der gesamten Ablationsperiode 1958 wurde die durch die Strahlungsbilanz verursachte Schmelzung mit $21,4 \times 10^6 \text{ m}^3$ Wasser oder 64% der gemessenen Jahresablation berechnet. Diese Zahl stimmt gut mit den Angaben in Tabelle 5, Spalte C überein, deren Mittelwert 66% beträgt. Die Abschätzung hat somit die Bedeutung der Strahlungsbilanz als wichtigste Energiequelle für die Ablation bestätigt, die etwa zwei Drittel der Jahresablation auf den ausgedehnten Gletscherflächen zu leisten vermochte.

Das Ergebnis des Versuches, die Strahlungsbilanz einer größeren Gletscherfläche während einer ganzen Ablationsperiode zu berechnen, erscheint „vernünftig“, weil es den bisherigen Erfahrungen aus kürzeren Meßperioden an einzelnen Punkten nicht widerspricht. Damit kann aber lediglich wahrscheinlich gemacht werden, daß bei der Berechnung keine prinzipiellen Fehler gemacht wurden. Zu einer Kontrolle oder Verbesserung der glaziologisch gemessenen Jahreswerte von Akkumulation, Ablation und Massenbilanz wäre es erforderlich, auch die turbulenten Ströme von fühlbarer und latenter Wärme auf der ganzen Gletscherfläche zumindest während der Ablationsperiode zu berechnen. Bisher sind keine Versuche zur Lösung dieses Problems bekannt geworden. Dazu müßten die dreidimensionalen Felder von Lufttemperatur, Schnee- und Eistemperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit mit ihren zeitlichen Variationen bekannt sein, zudem die bisher noch kaum erforschten Modifizierungen der turbulenten Wärmeströme für geneigte Flächen, sowie das problematische Advektionsglied in der Wärmehaushaltsgleichung, das in den Randbereichen der Gletscher nicht vernachlässigt werden kann. Es besteht kaum eine Möglichkeit, die genannten Informationen zu erhalten. Auch der Betrieb mehrerer am Gletscher gut verteilter Wärmehaushaltsstationen während der ganzen Ablationsperiode und die detaillierte Auswertung des anfallenden umfangreichen Zahlenmaterials würde dazu nicht ausreichen und zudem einen schwerlich vertretbaren Aufwand bedeuten. Es besteht somit die dringende Notwendigkeit, ähnlich wie bei der Berechnung der Strahlungsbilanz, eine brauchbare Näherungsmethode zu entwickeln, mit deren Hilfe die turbulenten Ströme von fühlbarer und latenter Wärme auf größeren Flächen über längere Zeitabschnitte abgeschätzt werden können. Ob sich dazu das Konzept der Wärmeübergangszahl eignet, wobei im einfachsten Fall der schmelzenden Gletscheroberfläche Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit in jeweils nur einer Höhe über der Oberfläche bekannt sein müßten, soll mit dem Beobachtungsmaterial der nächsten Jahre geprüft werden.

b) KLIMADATEN AUS DER UMGEBUNG DER GLETSCHER

Die kurze Diskussion der Wärmebilanz der Gletscher und der mit ihrer Messung immer noch verbundenen Probleme sollte zweierlei zeigen: erstens warum einfache Beziehungen zwischen den Meßergebnissen der Klimastationen und der Massenbilanz der Gletscher nicht erwartet werden können, und zweitens, wie wichtig es gerade deshalb ist, die Meßergebnisse der langjährigen Klimastationen besser interpretieren zu lernen. Die eingangs gemachte Aussage, daß nur die Schwankungen der Massenbilanz der Gletscher (im Gegensatz zu den Veränderungen ihrer Länge) in klarer Beziehung zu den Schwankungen der klimatischen Umwelt stehen, wird nicht dadurch entkräftet, daß die Übereinstimmung zwischen der spezifischen Massenbilanz des Hintereisferners (vgl. Tab. 2) und den Klimadaten der Station Vent

Tabelle 6 Klimadaten von Vent (46° 52' N, 10° 55' E, 1893 m), 1952/53 bis 1967/68
T = Lufttemperatur °C, N = Niederschlag mm, S = Sonnenscheindauer Stunden

	Hydrologisches Jahr		Akkumulationsperiode		Ablationsperiode			Sommer				
	1. Okt. - 30. Sept.	T	1. Okt. - 30. April	T	1. Mai - 30. Sept.	T	N	S	1. Juni - 31. Aug.	T	N	S
1952/53	1,1	675	-4,0	308	8,4	367	779	9,2	282	440		
1953/54	1,4	759	-2,7	251	7,0	508	658	8,1	357	408		
1954/55	1,3	667	-3,0	334	7,3	333	731	8,7	198	403		
1955/56	0,8	667	-4,2	181	7,7	486	822	8,2	293	460		
1956/57	1,2	746	-2,9	244	7,0	502	718	8,8	401	479		
1957/58	1,8	583	-3,2	234	8,7	349	888	9,2	263	512		
1958/59	2,1	593	-2,0	314	8,0	279	756	9,3	210	423		
1959/60	1,4	751	-2,9	259	7,5	492	801	8,9	273	489		
1960/61	2,2	573	-2,0	309	8,1	264	920	9,3	186	597		
1961/62	1,0	527	-3,3	254	7,0	273	932	8,5	149	605		
1962/63	0,5	600	-4,9	254	8,0	346	757	9,4	246	487		
1963/64	1,9	485	-2,7	190	8,3	295	913	9,5	236	551		
1964/65	0,5	836	-4,0	274	6,7	562	742	8,4	311	490		
1965/66	1,7	726	-2,4	214	7,4	512	841	8,3	410	479		
1966/67	1,4	721	-3,0	349	7,5	372	847	8,9	222	553		
1967/68	1,5	605	-2,4	197	7,0	408	812	8,1	302	482		
Mittel												
1953-68	1,4	657	-3,1	260	7,6	397	807	8,8	271	491		
1901-50	1,4	710	-3,1	313	7,7	397	—	9,0	266	—		
1901-25	1,2	707	-3,2	326	7,4	381	—	8,6	254	—		
1926-50	1,6	713	-3,0	300	8,0	413	—	9,3	277	—		
1936-65	1,6	692	-3,0	294	8,0	398	824	9,2	260	516		

(Tab. 6) keineswegs befriedigend ist. Man kann aus Tabelle 6, die aus den direkt verfügbaren Monatsmittelwerten der Temperatur und den Monatssummen von Niederschlag und Sonnenscheindauer zusammengestellt ist, lediglich entnehmen, daß der erwartete Zusammenhang (Massenbilanz positiv oder ausgeglichen bei negativer Abweichung der Temperatur und positiver Abweichung des Niederschlages) besser für die potentielle Ablationsperiode Mai bis September erfüllt ist, als für die Sommermonate Juni bis August. Daraus geht die große Bedeutung der Dauer der Ablationsperiode für die Massenbilanz klar hervor, auf die bereits mehrfach hingewiesen wurde (Hoinkes 1962, Hoinkes und Rudolph 1962A, Hoinkes *et al.* 1968). Die Witterung der Monate Mai und September ist zur Beurteilung der totalen Ablation oft wichtiger, als die der Sommermonate, während die Witterung des Winterhalbjahres den geringsten Zusammenhang mit der Massenbilanz erkennen läßt. In Tabelle 7 sind die Klimadaten der Station Vent nach der Massenbilanz des Hintereisferners geordnet. Daraus ist zu erkennen, daß die Niederschlagsmenge in der Ablationsperiode die markanteste Variation zwischen Jahren mit positiver und mit negativer Massenbilanz erkennen läßt. Das ist wiederum ein Hinweis auf die Bedeutung der Neuschneebedeckungen im Sommer, die in niederschlagsreichen Ablationsperioden eine höhere Wahrscheinlichkeit besitzen. Es mag ein Zufall sein, daß in den drei Jahren mit eindeutig positiver Massenbilanz am Hintereisferner während der Akkumulationsperiode in Vent eine Niederschlagsmenge unter dem Durchschnitt beobachtet wurde, und daß nur die drei Jahre mit ausgeglichener Massenbilanz eine überdurchschnittliche Niederschlagsmenge aufzuweisen hatten,

Tabelle 7 Klimadaten von Vent, geordnet nach der Massenbilanz des Hintereisferners (vgl. Tab. 2)

T = Lufttemperatur °C, N = Niederschlagsmenge mm, S = Sonnenscheindauer, Stunden

Massenbilanz 1952/53 bis 1967/68	Hydrologisches Jahr 1. Okt. - 30. Sept.		Akkumulations- periode 1. Okt. - 30. April		Ablationsperiode 1. Mai - 30. Sept.			Sommer 1. Juni - 31. Aug.		
	T	N	T	N	T	N	S	T	N	S
	positiv (3 Jahre)	1,2	722	-2,9	228	7,0	494	798	8,3	341
ausge- glichen (3 Jahre)	1,4	713	-3,0	314	7,4	399	794	8,8	231	482
positiv und aus- geglichen (6 Jahre)	1,3	718	-3,0	271	7,2	447	796	8,5	286	483
negativ (10 Jahre)	1,4	621	-3,2	254	7,8	367	814	9,0	262	496
alle Jahre	1,4	657	-3,1	260	7,6	397	807	8,8	271	491

die von einem zu trockenen Sommer kompensiert wurde. Die Niederschlagsmenge während der Akkumulationsperiode läßt somit keinen wesentlichen Unterschied zwischen Jahren mit positiver und ausgeglichener Massenbilanz auf der einen und mit negativer Massenbilanz auf der anderen Seite erkennen. Die gute Korrelation der Niederschlagsmenge des hydrologischen Sommerhalbjahres in Vent mit der jährlichen Rücklage von Altschnee am Kesselwandferner bei Punkt L 58 (3240 m) wurde von W. Ambach und H. Eisner (1967) für die Periode 1945 bis 1965 bestätigt, während die Korrelation mit der Niederschlagsmenge des Winterhalbjahres nicht signifikant war.

Der besonders in den Mittelwerten der Tabelle 7 recht klare Zusammenhang zwischen Massenbilanz und klimatischer Umwelt ist in den einzelnen Jahren nicht so gut ausgeprägt, wie Tabelle 6 zeigt. Wohl ist der Gegensatz der Haushaltsjahre 1963/64 und 1964/65 sehr eindrucksvoll (Hoinkes *et al.* 1968), aber die Abweichungen der Klimadaten sind quantitativ den Abweichungen der Massenbilanz nicht adäquat, was besonders an der Sonnenscheindauer deutlich wird, aber ebenso an Temperatur und Niederschlagsmenge. Das ist zum Teil auf die bereits erwähnte Abhängigkeit der Wärmebilanz einer Ablationsperiode von der Massenbilanz des vorhergehenden Jahres oder von der Winterbilanz zurückzuführen. Zudem reagiert die Massenbilanz eines temperierten Gletschers sehr empfindlich auf Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt in Perioden mit zyklonaler Witterung. Ein nur unerhebliches Absinken der Temperatur entscheidet darüber, ob der Niederschlag als Regen oder als Schnee fällt, wobei wegen der Veränderung der Albedo die Auswirkung auf die Wärmebilanz sehr erheblich ist. Im Haushaltsjahr 1961/62 ist die trotz niedriger Temperatur beträchtlich negative Massenbilanz auf eine allgemeine Erniedrigung der Albedo im Juli zurückzuführen, als die während einer Föhnperiode im April 1962

abgelagerte Staubschicht durch die fortschreitende Ablation freigelegt wurde. Die in diesem Sommer besonders reichliche Sonnenstrahlung konnte sich ungehindert durch Neuschnee auswirken, da zwischen Mitte Juli und Mitte September keine Schneefälle am Hintereisferner beobachtet wurden. Die Monatssummen von Niederschlag und Temperatur sind ohne weitere Information, wie etwa Häufigkeitsverteilungen, Streuung und Extremwerte, zu grobe Hilfsmittel zur Beurteilung der komplizierten und vielfach verketteten Zusammenhänge.

Die Temperatur, wie sie an einer Klimastation im Gletschergebiet beobachtet wird, läßt sich nicht nur als rohes Maß für den Wärmeübergang in fühlbarer Form, sondern für die gesamte Wärmebilanz des Gletschergebietes auffassen. Das wird durch die Korrelationsanalyse der täglichen Abflußwerte der Massa bestätigt (Lang 1968), sowie durch die schon länger bekannten empirischen Beziehungen zwischen dem Abfluß oder den Längenvariationen der Gletscher und positiven Temperatursummen von Höhenstationen in den Alpen (Zingg 1952). Wegen des engen Zusammenhanges zwischen Temperatur und Strahlung sollte eine Berücksichtigung

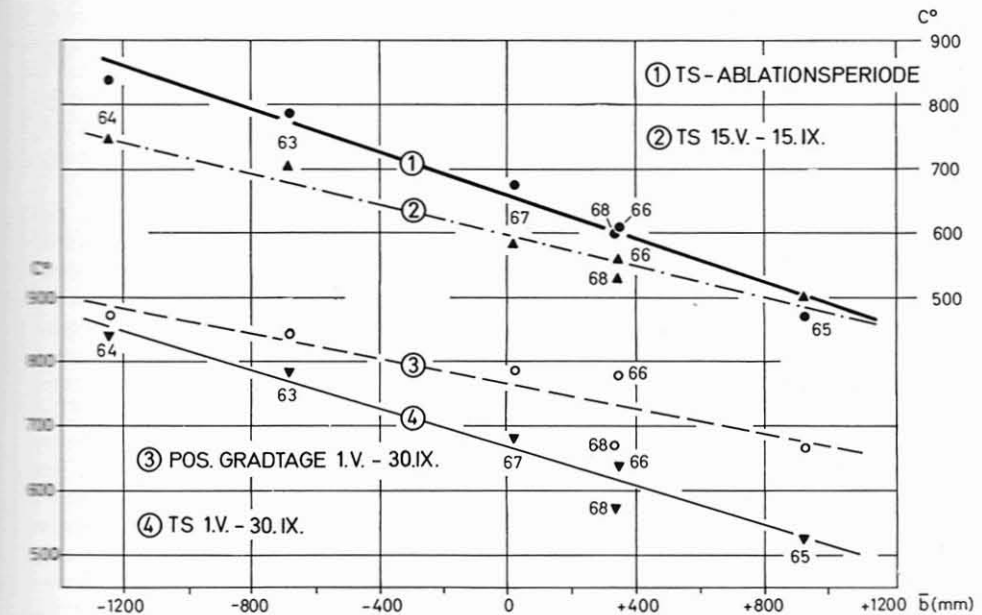


Abb. 11 Zusammenhang zwischen mittlerer spezifischer Massenbilanz \bar{b} (mm Wasser) des Hintereisferners und positiven Temperatursummen von Vent für verschiedene Perioden. Die Temperatursummen wurden auf die Höhe 2400 m reduziert, für die TS-Summen wurden die Bedeckungen des Gletschers mit Neuschnee durch Abzüge berücksichtigt (vgl. Text).

der mit der Zahl der Neuschneefälle eines Sommers variablen Albedo der Gletscher eine Verbesserung dieser Beziehung erwarten lassen. Die Tagesmittel der Temperatur von Vent wurden unter Verwendung eines mittleren Temperaturgradienten längs der Talsohle von $0,6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ Höhe für die Ablationsperiode Mai bis September, auf das Zungenende des Hintereisferners reduziert.

Schmelzbedingungen setzen am Hintereisferner somit ein, wenn die mittlere Tages-temperatur in Vent 3°C überschreitet, sie herrschen auf der gesamten Gletscherfläche, wenn die mittlere Tagestemperatur in Vent 10°C überschreitet. Dieser Zustand war im Jahre 1964 an 60 Tagen gegeben, im Jahre 1965 dagegen nur an 37 Tagen.

Von den Tagesmitteltemperaturen in Vent wurde 3°C abgezogen und die verbleibenden positiven Temperaturen aufsummiert. Wenn Niederschlag in Vent bei Temperaturen unter 3°C auftrat, wurde Schneefall auf dem Hintereisferner angenommen, wobei als Schwellenwert eine Niederschlagsmenge in Vent von 3 mm, entsprechend 5 cm Neuschneehöhe am Gletscher festgelegt wurde. Zur Schmelzung dieser Schneemenge ist eine Wärmemenge erforderlich, die etwa zwei Gradtagen entspricht, bevor die Schmelzung von Eis erneut einsetzt. Für je drei Millimeter Niederschlag, gefallen in Vent bei Temperaturen unter 3°C wurden somit zwei positive Gradtage von der positiven Temperatursumme abgezogen und auf diese Weise für jede Ablationsperiode die reduzierte TS-Kurve gewonnen. F. Howorka konnte zeigen, daß die Nettoablation an den einzelnen Ablationspegeln, oder in einzelnen Höhenzonen am Hintereisferner in linearer Beziehung zu den TS-Werten steht. Für die einzelnen Ablationsperioden konnten Nomogramme konstruiert werden, die es gestatten, den Verlauf der Nettoablation am Hintereisferner zu rekonstruieren und den Rückzug der temporären Schneegrenze zu berechnen (vgl. Abb. 1 bis 4 in Hoinkes *et al.* 1968). Leider sind die in den Gleichungen neben der Höhe stehenden Zahlenparameter für die einzelnen Ablationsperioden nicht konstant, was auf den Einfluß anderer, mit dieser primitiven Methode noch nicht erfaßter Faktoren zurückzuführen ist.

Die TS-Werte von Vent lassen sich mit den mittleren spezifischen Bilanzwerten des Hintereisferners in Beziehung setzen, wie aus Abb. 11 für die Haushaltsjahre 1962/63 bis 1967/68 zu erkennen ist. Das Ergebnis ist am besten, wenn die wahre Ablationsperiode, gezählt vom Beginn der Eisablation an der Zunge des Hintereisferners, der Berechnung zugrunde gelegt wird (Gerade 1 in Abb. 11). Auch wenn der Beginn der Eisablation nicht beobachtet wird, erhält man ein gutes Ergebnis für die potentielle Ablationsperiode Mai bis September (Gerade 4). Dieses ist jedenfalls besser als wenn nur die Summe der positiven Gradtage von Vent, reduziert auf die Höhe der Gletscherzunge, aber ohne Berücksichtigung der Verzögerung der Nettoablation durch Neuschnee gebildet wird (Gerade 3 in Abb. 11). Ein rascher Überschlag der Massenbilanz des Hintereisferners kann somit ohne jede Feldarbeit am Gletscher aus den Beobachtungen der Klimastation Vent gewonnen werden. Dieses Verfahren sollte sich ebenfalls mit den Beobachtungen der nächsten Jahre verbessern lassen, um durch bewußte Beschränkung auf vorhandene Daten die langjährigen Beobachtungsreihen von Stationen in den Alpen für die Glaziologie besser nutzbar zu machen. Erst dann wird es möglich sein, mit den bereits erarbeiteten Grundlagen einer Witterungsklimatologie der Gletscher (Fliri 1964, Hoinkes 1967, 1968A) zu einer quantitativen Analyse des Zusammenhanges zwischen den Schwankungen der Gletscher und der atmosphärischen Zirkulation zu gelangen.

Eine vorläufige Fassung dieser Arbeit wurde im Rahmen eines Seminars am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck im Sommersemester 1969 diskutiert. Die dabei von den aktiven Mitarbeitern des Forschungsprojektes „Eis-, Wasser- und Wärmehaushalt im Rofental bei Vent“, aber auch von Herrn Univ.-Prof. Dr. W. Ambach empfangenen Kritiken und Anregungen seien dankbar vermerkt; sie haben zu der hier vorliegenden erweiterten Fassung der Arbeit geführt, für deren Inhalt der Verfasser jedoch allein verantwortlich ist. Größten Dank und Anerkennung verdienen die nachfolgend genannten Mitarbeiter aus den

Wissen der Studenten und Assistenten der Universität Innsbruck, deren Begeisterung, alpine Erfahrung und Ausdauer die Durchführung der Feldarbeiten unter oft wüsten Bedingungen ermöglicht hat: E. Dreiseitl, K. Gabl, Dr. F. Howorka M. Kuhn, Dr. Ingrid Lauffer-Wagner, G. Markl, W. Nairz, Dr. G. Patzelt, H. Rott, Dr. N. Schatz, Dr. W. Schneider, H. Schneider, L. Siogas, H. P. Wagner und Dr. G. Wendler. Das Bundesministerium für Inneres hat die Arbeiten durch zahlreiche Transportflüge gefördert, für deren Durchführung den Inspektoren E. Bodem und J. Neumayr von der Flugrettungsstelle Innsbruck auch an dieser Stelle gedankt sei. Die für die Durchführung des umfangreichen Forschungsprogrammes erforderlichen beträchtlichen Mittel wurden vom Österreichischen Alpenverein, vom Hydrographischen Zentralbüro, von der Wildbach- und Lawinenverbauung, der Studiengesellschaft Westtirol, zum überwiegenden Teil jedoch vom Bundesministerium für Unterricht über die Geophysikalische Kommission bei der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien bereitgestellt. Dem Obmann dieser Kommission, Herrn Univ.-Prof. Dr. F. Steinhauser, gebührt für seine langjährige verständnisvolle Förderung des Forschungswachstums der Dank aller Mitarbeiter.

LITERATUR

- Ahlmann, H. W. 1948. Glaciological Research on the North Atlantic Coasts. Royal Geographical Society London, Research Series No. 1.
- Ahlmann, H. W. 1953. Glacier Variations and Climatic Fluctuations. Bowman Memorial Lectures Series III. American Geographical Society, New York.
- Ambach, W. 1955. Über den nächtlichen Wärmeumsatz der gefrorenen Gletscheroberfläche. Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol. Ser. A, Bd. 8, S. 411–426; auch Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie Bd. III, H. 2, S. 247–248.
- Ambach, W. 1958. Zur Bestimmung des Schmelzwassergehaltes des Schnees durch dielektrische Messungen. Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie Bd. IV, H. 1–2, S. 1–8.
- Ambach, W. 1961. Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises (superimposed ice) für den Massen- und Energiehaushalt eines Gletschers. Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd. IV, H. 3, S. 169–189.
- Ambach, W. und H. L. Habicht 1962. Untersuchungen der Extinktionseigenschaften des Gletschereises und Schnees. Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol. Ser. B, Bd. 11, S. 512–532.
- Ambach, W. und H. Hoinkes. 1963. The heat balance of an alpine snowfield (Kesselwandferner, 2240 m, Ötztal Alps, August 11–Sept. 8, 1958). Preliminary Comm., Commission of Snow and Ice, General Assembly of Berkeley 1963. IASH Publ. No 61, p. 24–36.
- Ambach, W., S. Bortenschlager, H. Eisner. 1966. Pollen-analysis investigation of a 20 m firn pit on the Kesselwandferner (Ötztal Alps). Journal of Glaciology Vol. 6, No. 44, p. 233–236.
- Ambach, W. und H. Eisner, 1967. Klimatologische Interpretation eines Firnpollenprofils. Veröffentl. d. Schweizer. Meteorolog. Zentralanstalt Nr. 4, S. 25–31.
- Anonymous. 1969. Mass-balance Terms. Journal of Glaciology vol. 8, No. 52, p. 3–7, reprinted from: „Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins; a guide for compilation and assemblage of data for glacier mass balance measurements“, prepared by members of the Internat. Commission of Snow and Ice, UNESCO-IASH Technical Paper in Hydrology No. 5, Paris 1970.
- Conrad, V. 1935. Der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag und seine Beziehung zu den Eiszeiten. Gerlands Beiträge zur Geophysik Bd. 45, S. 225–236.
- De Quervain M. 1951. Zur Verdunstung der Schneedecke. Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol. Ser. B, Bd. 3, S. 47–64.
- Dürnhirn, I. und E. Trojer, 1955. Albedountersuchungen auf dem Hintereisferner. Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol. Ser. B, Bd. 6, S. 400–416.
- Ekhart, E. 1939 A. Beitrag zur Kenntnis der Niederschlagsverhältnisse der Hochalpen. Zeitschr. f. angew. Meteorologie, 56. Jg. S. 311–322.
- Ekhart, E. 1939 B. Zum Klima des Ötztals. Meteorologische Zeitschrift Bd. 56, S. 347–349.

- Finsterwalder, R. 1953. Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpengletschern. *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* Bd. II, H. 2, S. 189–239.
- Finsterwalder, R. 1962. Measurement of glacier variations in the Eastern Alps, particularly in the Gurgl Area. Commission of Snow and Ice, Symposium of Obergurgl 1962, IASH Publ. No. 58, p. 7–15.
- Fliri, F. 1964. Zur Witterungsklimatologie sommerlicher Schneefälle in den Alpen. *Wetter u. Leben*, Jahrg. 16, S. 1–11.
- Förtsch, O. und H. Vidal, 1956 A. Die Ergebnisse der seismischen Messungen auf dem Hintereisferner in den Ötztaler Alpen 1954. *Gerlands Beiträge zur Geophysik* Bd. 65, S. 131–156. (Auch *Zeitschrift für Gletscherkunde u. Glazialgeologie* Bd. III, H. 2, S. 143–169.)
- Förtsch, O. und H. Vidal, 1956 B. Vorausberechnung des Rückganges der Ostalpengletscher, veranschaulicht am Hintereisferner (Ötztaler Alpen). *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* Bd. III, H. 2, S. 171–180.
- Geiger, R. 1961. Das Klima der bodennahen Luftschicht. 4. Aufl. Braunschweig, Vieweg.
- Glen, J. W. 1963. Proposed definitions for glacier mass budget terms. *Journal of Glaciology* Vol. 4, No. 35, p. 648–649, (Letter).
- Haefeli, R. 1962. The ablation gradient and the retreat of a glacier tongue. Commission of Snow and Ice, Symposium of Obergurgl 1962, IASH Publ. No. 58, S. 49–59.
- Haeuser, J. 1932. Niederschlagsmessungen am Hintereis- und Vernagtferner. *Meteorologische Zeitschrift* Bd. 49, S. 314–315.
- Hofmann, G. 1963. Zum Abbau der Schneedecke. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 13, S. 1–20.
- Hofmann, W. 1958. Der Vorstoß des Nisqually-Gletschers am Mt. Rainier, USA, von 1952 bis 1956. *Zeitschrift für Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, Bd. IV, H. 1–2, S. 47–60.
- Hoinkes, H. und N. Untersteiner. 1952. Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern I. Vernagtferner August 1950. *Geografiska Annaler* Vol. 34, H. 1–2, p. 99–158.
- Hoinkes, H. 1953 A. Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern II. Hornkees Sept. 1951. *Geografiska Annaler* Vol. 35, H. 2, p. 116–140.
- Hoinkes, H. 1953 B. Zur Mikrometeorologie der eisnahen Luftschicht. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 4, S. 451–458.
- Hoinkes, H. 1954 A. Neue Niederschlagszahlen aus den zentralen Ötztaler Alpen 49.–50. Jahresber. des Sonnblickvereins für die Jahre 1951–52, S. 19–27.
- Hoinkes, H. 1954 B. Der Einfluß des Gletscherwindes auf die Ablation. *Zeitschrift für Gletscherkunde u. Glazialgeologie* Bd. III, H. 1, S. 18–23.
- Hoinkes, H. 1954 C. Über glazial-meteorologische Arbeiten im Sommer 1952 (vorläufige Mitteilung). *Österr. Akad. d. Wissenschaften, Anzeiger d. mathem.-naturw. Klasse*, Jg. 1954, No. 15, S. 219–225.
- Hoinkes, H. 1954 D. Beiträge zur Kenntnis des Gletscherwindes. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B Bd. 6, S. 36–53.
- Hoinkes, H. 1955. Über Messungen der Ablation und des Wärmeumsatzes auf Alpengletschern, mit Bemerkungen über die Ursachen des Gletscherschwundes in den Alpen. Commission of Snow and Ice, General Assembly Rom 1954. IASH Publ. No. 39, p. 442–448, (auch *Journal of Glaciology* Vol. 2, No 17, p. 497–501, 1955).
- Hoinkes, H. 1956. Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises (superimposed ice) für die Entstehung von Kryokonitlöchern. *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.* Bd. III, H. 3, S. 305–312.
- Hoinkes, H. 1957 A. Zur Bestimmung der Jahresgrenzen in mehrjährigen Schneeanhäufungen. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.*, Ser. B, Bd. 8, S. 56–60.
- Hoinkes, H. 1957 B. Über die Schneeumlagerung durch den Wind. 51.–53. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines f. d. Jahre 1953–1955, S. 27–32.
- Hoinkes, H. 1959. Das glazial-meteorologische Forschungsprogramm in den Ötztaler Alpen. *Ber. d. Deutschen Wetterdienstes* Bd. 8, Nr. 54, S. 8–13.

- Hoinkes, H. und R. Rudolph. 1960. Abfluß und Ablation am Rotmoosferner. *Wetter u. Leben*, Jg. 12, S. 341–354.
- Hoinkes, H. und H. Lang. 1961. Über Niederschlag und Abfluß im Gebiet des Hintereisferners, 1957/58 und 1958/59. *Wetter u. Leben*, Sonderheft IX, S. 102–106.
- Hoinkes, H. 1962. Schwankungen der Alpengletscher — ihre Messung und ihre Ursachen. *Umschau in Wissenschaft und Technik* 62. Jahrg. H. 18, S. 558–562.
- Hoinkes, H. und H. Lang 1962 A. Winterschneedecke und Gebietsniederschlag 1957/58 und 1958/59 im Bereich des Hintereis- und Kesselwandferners (Ötztaler Alpen). *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 11, S. 424–446.
- Hoinkes, H. und H. Lang. 1962 B. Der Massenhaushalt von Hintereis- und Kesselwandferner (Ötztaler Alpen) 1957/58 und 1958/59. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 12, S. 284–320.
- Hoinkes, H. und R. Rudolph. 1962 A. Variations in the mass balance of Hintereisferner (Ötztal Alps), 1952–1961, and their relation to variations of climatic elements. Commission of Snow and Ice, Symposium of Obergurgl 1962, IASH Publ. No. 58, p. 16–28.
- Hoinkes, H. und R. Rudolph. 1962 B. Mass balance studies on Hintereisferner, Ötztal Alps, 1952–1961. *Journal of Glaciology* Vol. 4, No. 33, p. 266–278.
- Hoinkes, H. 1964. *Glacial Meteorology*. In: H. Odishaw (editor) *Research in Geophysics*, vol. 2, *Solid Earth and Interface Phenomena* p. 391–424, Cambridge, Mass. M. I. T. Press.
- Hoinkes, H. 1965. Zirkulationsbedingte Gletscherschwankungen. VIII. Internat. Tagung f. Alpine Meteorologie Villach 1964. *Carinthia* II, 24. Sonderheft, S. 272–280.
- Hoinkes, H. 1967. Gletscherschwankungen und Wetter in den Alpen. *Veröffentlichungen d. Schweizer. Meteorolog. Zentralanstalt*, Nr. 4, S. 9–24.
- Hoinkes, H., E. Dreiseitl, F. Howorka, I. Lauffer, H. Queck, W. Schneider, H. Slupetzky. 1967. Combined water, ice and heat budget investigations in the Austrian Alps. Final Report, UNESCO Contract NS/2803/65, 89 pp. (mimeographed).
- Hoinkes, H. 1968 A. Glacier variation and weather. *Journal of Glaciology* Vol. 7, No. 49, p. 3–19.
- Hoinkes, H. 1968 B. Das Eis der Erde (weltweite Forschungsprogramme in der Internationalen Hydrologischen Dekade). *Umschau in Wissenschaft und Technik*, 68. Jahrg. H. 10, S. 301–306.
- Hoinkes, H. 1968 C. Glaciology in the International Hydrological Decade. Commission of Snow and Ice, General Assembly of Bern 1967. IASH Publ. No. 79, p. 7–16.
- Hoinkes, H. und G. Wendler. 1968. Der Anteil der Strahlung an der Ablation von Hintereis- und Kesselwandferner (Ötztaler Alpen, Tirol) im Sommer 1958. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 16, S. 195–236.
- Hoinkes, H., F. Howorka, W. Schneider, 1968. Glacier mass budget and mesoscale weather in the Austrian Alps 1964 to 1966. Commission of Snow and Ice, General Assembly of Bern 1967, IASH Publ. No. 79, p. 241–254.
- Hoinkes, H. 1969. Surges of the Vernagtferner in the Ötztal Alps since 1599. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, No. 4, p. 853–861.
- Howorka, F. 1965. A steam-operated ice drill for the installation of ablation stakes on glaciers. *Journal of Glaciology* Vol. 5, No. 41, p. 749–750.
- Karlén V. 1965. Ablation inom Sprickområden. In: Pytte, R. und G. Östrem (editors) *Glacio-Hydrologiske Undersökelse i Norge 1964*, p. 65–66. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen Oslo, Meddelelse Nr. 14 fra Hydrologisk avdeling.
- Kasser, P. 1959. Der Einfluß von Gletscherrückgang und Gletschervorstoß auf den Wasserhaushalt. *Wasser- und Energiewirtschaft* 1959, No. 6, S. 155–168.
- Kasser, P. 1967. Fluctuations of Glaciers 1959–1965. International Association of Scient. Hydrology and UNESCO, Louvain.
- Kirk, W. 1969. Comments on „Regime of an Afghan glacier“. *Journal of Glaciology*, Vol. 8, No. 54, p. 493, (Letter).

- Kraus, H. 1966. Freie und bedeckte Ablation. Ergebnisse d. Forschungsunternehmens Nepal—Himalaya, Liefg. 3, S. 203—236. Berlin, Springer.
- LaChapelle, E. 1956. The centrifugal separation of free water from melting snow. *Journal of Glaciology* Vol. 2, Nr. 20 p. 769—771.
- LaChapelle, E. 1959. Errors in Ablation Measurements from Settlement and Sub-surface Melting. *Journal of Glaciology* Vol. 3, No. 26, p. 458—467.
- LaChapelle, E. 1960. The Blue Glacier Project 1959 and 1960. Final Report, Department of Meteorology and Climatology, University of Washington.
- LaChapelle, E. 1962. Assessing glacier mass budgets by reconnaissance aerial photography. *Journal of Glaciology* Vol. 4, No. 33, S. 290—296.
- LaChapelle, E. 1965. The mass budget of Blue Glacier, Washington. *Journal of Glaciology* Vol. 5, No. 41, p. 609—623.
- Lang, H. 1966. Hydrometeorologische Ergebnisse aus Abflußmessungen im Bereich des Hintereisferners (Ötztaler Alpen) in den Jahren 1957—1959. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 14, S. 280—302.
- Lang, H. 1967. Über den Tagesgang im Gletscherabfluß. Veröffentlichungen d. Schweizer Meteorolog. Zentralanstalt Nr. 4, S. 32—38.
- Lang, H. 1968. Relations between glacier run-off and meteorological factors observed on and outside the glacier. Commission of Snow and Ice, General Assembly of Bern 1967. IASH, Publ. No. 79, p. 429—439.
- Lauffer, I. 1966. Das Klima von Vent. Dissertation Universität Innsbruck 1966. 166 pp. 75 Tab., 50 Abb. (hektographiert).
- Lauscher, F. 1954. Klimatologische Probleme des festen Niederschlages. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 6, S. 60—65.
- Lauscher, F. 1961. Die Totalisatorennetze Österreichs. 54.—57. Jahresber. d. Sonnblickvereins f. d. Jahre 1956—1959, S. 3—19.
- Lernhart, J. 1937. Die Wasserführung der Rofner- und Niedertaler Ache bei Vent im Ötztale. Mitteilungen des D. u. Ö. Alpenvereins 1937, S. 114.
- Lütsch-Lötscher, O. 1944. Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, 2. Bd., 3. Teil, 4. Lieferung.
- Meier, M. F. 1961. Mass budget of South Cascade Glacier, 1957—60. US Geological Survey, Profess. Paper 424-B, p. 206—211.
- Meier, M. F. 1962. Proposed definitions for glacier mass budget terms. *Journal of Glaciology* Vol. 4, No. 33, p. 252—261.
- Meier, M. F. and A. S. Post 1962. Recent variations in mass budgets of glaciers in western North America. Commission of Snow and Ice Symposium of Obergurgl 1962. IASH Publ. No. 58, p. 63—77.
- Meier, M. F. 1963. Proposed definitions for glacier mass budget terms. *Journal of Glaciology* Vol. 4, No. 35, p. 649—650, (Letter).
- Meier, M. F. and W. V. Tangborn 1965. Net budget and flow of South Cascade Glacier, Washington. *Journal of Glaciology* Vol. 5, No. 41, p. 547—566.
- Morawetz, S. 1952. Die Vergletscherung der zentralen Ötztaler Alpen zwischen Similaun und Timmelsjoch. *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* Bd. II, H. 1, S. 105—111.
- Morawetz, S. 1954. Die Vergletscherung des inneren Kauner-, Pitz-, und Rofentales (Ötztaler Alpen, Tirol). *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* Bd. III, H. 1, S. 68—74.
- Müller, F. 1962. Glacier mass-budget studies on Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago. Commission of Snow and Ice, Symposium of Obergurgl 1962, IASH Publ. No. 58, S. 131—142.
- Östrem, G. and A. Stanley, 1969. Glacier mass balance measurements. A manual for field and office work (revised edition). Canadian Department of Energy, Mines and Resources. Glacio-

- logy Subdivision, Ottawa, and Norwegian Water Resources and Electricity Board, Glaciology Section, Oslo.
- Palgov, N. N. 1962. The relation between glacier retreat and the position of the firn line with special reference to the Zentralny Tuyuksu Glacier. Commission of Snow and Ice, Symposium of Obergurgl 1962, IASH Publ. No. 58, S. 40—48.
- Palgov, N. N. 1969. Firnowaja linija kak pokasatel gidrologitscheskovo reschima lednikow (Firn line as an index of glacier hydrological regime). *Teplowoj i wodny reschim lednikow Kasachstana*, p. 141—148. Akademija Nauk Kasachskoj SSR, Alma-Ata 1969.
- Paterson, W. S. B. 1969. The physics of glaciers. Oxford, Pergamon Press.
- Patzelt, G. 1970. Die Längenmessungen an den Gletschern der österreichischen Ostalpen 1890—1969. *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* Bd. VI, H. 1—2, S. 151—159.
- Queck, H. 1966. Massenhaushaltsstudien am Kesselwandferner (Ötztaler Alpen). Eine Untersuchung über Gesetzmäßigkeiten in der Rücklagenstruktur und Rücklagenverteilung. Dissertation Universität Innsbruck 1966. 124 S., 56 Tab. zahlr. Abb. (hektographiert).
- Richter, E. 1888. Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart, Engelhorn.
- Radloff, H. von. 1964. Die Klimaschwankungen in den Hochalpen seit Beginn der Instrumentenbeobachtungen. *Archiv f. Meteorologie Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 13, p. 303 bis 351.
- Radolph, R. 1962. Abflußstudien an Gletscherbächen. Methoden und Ergebnisse hydrologischer Untersuchungen in den zentralen Ötztaler Alpen in den Jahren 1953—1955. Dissertation Universität Innsbruck 1961. Veröff. Museum Ferdinandeum Innsbruck, Bd. 41, S. 117—266.
- Radolph, R. 1963 A. Die Eisablation auf dem Hintereisferner im Haushaltsjahr 1953/54. 58.—59. Jahresber. d. Sonnblickvereins für die Jahre 1960—1961, S. 34—50.
- Radolph, R. 1963 B. Glacial Bibliography of the Central Oetzal Alps. *Bulletin of the Internat. Assoc. of Scient. Hydrology VIIIe Année*, No. 2, p. 132—139.
- Scheibner, F. und W. Mahringer. 1968. Die Albedo der Sonnblickgletscher und ihre zeitlichen Variationen. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 16, S. 174—194.
- Schimpp, O. 1959. Der Haushalt des Hintereisferners (Ötztal). Akkumulation, Ablation und Gletscherbewegung in den Jahren 1952/53, 1953/54. Dissertation, Universität Innsbruck 1957, Veröff. Museum Ferdinandeum Innsbruck, Bd. 39, S. 66—138.
- Schneider, H. 1970. Die Grundlagen der Vermessungen am Kesselwandferner (Ötztaler Alpen) und die Bewegung dieses Gletschers in den Haushaltsjahren 1965/66, 1966/67 und 1967/68. Dissertation Universität Innsbruck, 1970. 186 S. 14 Abb. (hektographiert).
- Schram, K. 1966. Untersuchung der vertikalen Komponente der Gletscherbewegung und der Deformation des Eises im Zungengebiet des Hintereisferners. Dissertation Universität Innsbruck 1966. Ber. d. Naturw.-Mediz. Vereines Innsbruck Bd. 54, S. 75—150.
- Schytt, V. 1962. Mass balance studies in Kebnekajse. *Journal of Glaciology* Vol. 4, No. 33, p. 281—286.
- Steinhaus, F. 1936. Über den Schneeanteil am Gesamtniederschlag im Hochgebirge der Ostalpen. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Bd. 46, S. 405—412.
- Tangborn, W. V. 1968. Mass balance of some North Cascade Glaciers as determined by hydrologic parameters, 1920—1965. Commission of Snow and Ice, General Assembly of Bern 1967, IASH Publ. No. 79, p. 267—274.
- Tronov, M. V. 1962. On the role of summer snowfall in glacier variation. Commission of Snow and Ice, Symposium of Obergurgl 1962, IASH Publ. No. 58, p. 262—269; (vgl. auch Diskussion in IASH Bulletin VIIIe Année No. 2, June 1963, p. 99—100).
- Wagner, A. 1937. Wege zur Erforschung der Gletscherschwankungen. *Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins* 1937, p. 251—253.
- Weller, G. E. 1968. The heat budget and heat transfer processes in Antarctic plateau ice and sea ice. ANARE Scientific Reports, Ser. A (IV) Glaciology, Publ. No. 102, Antarctic Division, Dept. External Affairs, Melbourne.
- Wendler, G. 1967. Die Vergletscherung in Abhängigkeit von Exposition und Höhe und der Gebietsniederschlag im Einzugsgebiet des Pegels Vent in Tirol. *Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatol.* Ser. B, Bd. 15, S. 260—273.

Yosida, Z. 1960. A calorimeter for measuring the free water content of wet snow. *Journal of Glaciology* Vol. 3, No. 27, p. 574—576.

Zingg, Th. 1952. Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflußfragen. *IASH Publ.* No. 32, p. 266—269. (Vgl. auch Diskussionsbeitrag in *IASH Bulletin VIII* No. 2, p. 84—85, 1963.)

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Herfried Hoinkes, Universität Innsbruck, Institut für Meteorologie und Geophysik, Schöpfstraße 41, A 6020 Innsbruck.

GRUNDLAGEN UND ERGEBNISSE VON KERN- PHYSIKALISCHEN UNTERSUCHUNGEN AUF ALPENGLETSCHERN

Von W. AMBACH und H. EISNER, Innsbruck

Mit 6 Abbildungen

ZUSAMMENFASSUNG

Der vorliegende Bericht gibt einen Überblick über Anwendungsmöglichkeiten kernphysikalischer Arbeitsmethoden in der Glaziologie mit besonderer Berücksichtigung der Alpengletscher. Untersuchungen der Tiefenverteilung radioaktiver Spaltprodukte im Gletscherfirn werden hauptsächlich zur Bestimmung von Firnrücklagen angewendet. Durch Messungen der Tritiumkonzentration in einem Gletscherbach sind Aussagen über das Mischungsverhältnis von Schmelzwasser aus dem Ablations- und Akkumulationsgebiet möglich. Mit Hilfe von Radionukliden (^{210}Pb , ^{32}Si , ^{14}C) können Eisdatierungen an Gletscherzungen vorgenommen werden. Anwendungen der Isotopenthermometrie werden an einigen Beispielen behandelt. Der Bericht enthält auch eine Literaturzusammenfassung über jene Arbeiten, die seit 1963 von den Verfassern am Kesselwandferner und Hintereisferner (Öztaler Alpen), am Jungfraujoch (Berner Oberland) und am Stubacher Sonnblickkees (Hohe Tauern) durchgeführt worden sind.

RÉSUMÉ: ÉLÉMENTS FONDAMENTAUX ET RÉSULTATS DES RECHERCHES DE LA PHYSIQUE NUCLÉAIRE, EFFECTUÉES SUR LES GLACIERS ALPINS

Le présent rapport donne un aperçu de l'utilisation de la physique nucléaire — et de ses méthodes de travail — en glaciologie et s'attache plus particulièrement aux glaciers alpins. Des recherches sur la répartition en profondeur dans les névés des produits radioactifs de fission permettent surtout de déterminer l'accumulation annuelle. Grâce aux mesures de la concentration en tritium effectuées dans le ruisseau — qui part du glacier — on peut évaluer le rapport de mélange entre l'eau qui provient de la zone d'ablation et l'eau qui provient de la zone d'accumulation. À l'aide des nucléides radioactifs on peut déterminer l'âge des glaces dans les langues glaciaires. Certains exemples traitent de l'utilisation des isotopes en thermométrie. Ce rapport contient aussi une bibliographie des travaux réalisés depuis 1963 par les auteurs de cet article au Kesselwandferner et Hintereisferner (Öztaler Alpen), au Jungfraujoch (Berner Oberland) et au Stubacher Sonnblickkees (Hohe Tauern).

EINLEITUNG

Im vorliegenden Bericht werden glaziologische Probleme behandelt, die durch kernphysikalische Untersuchungsmethoden gelöst werden können. Derartige Untersuchungen befassen sich mit Messungen von stabilen Isotopen und Radionukliden. Wasserstoff und Sauerstoff treten als Isotopengemische auf. Die Wasserstoffisotope sind Wasserstoff (^1H), Deuterium (^2H) und Tritium (^3H), wobei Wasserstoff und Deuterium stabile Formen sind und Tritium radioaktiv ist. Sauerstoff hingegen tritt nur in Form der stabilen Isotope ^{16}O , ^{17}O und ^{18}O auf. Durch Messung der Mischungsverhältnisse der stabilen Isotope $^2\text{H}/^1\text{H}$ und $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, sowie durch Radioaktivitätsmessungen von Tritium ergeben sich neue Methoden glaziologischer Forschung. Eine weitere Möglichkeit kernphysikalischer Untersuchungen bieten die im Gletschereis eingeschlossenen Luftblasen. Das in der Luft vorhandene CO_2 enthält ^{14}C -Atome, so daß zur Altersbestimmung von Gletschereis auch die bekannte Karbonatierungsmethode angewendet werden kann. Ein großer Fragenkomplex befaßt sich auch mit sonstigen Einschlüssen im Gletschereis. So sind die Gletscher seit der Durchführung von thermonuklearen Waffentests in der Atmosphäre durch die an Aerosolteilchen gebundenen radioaktiven Spaltprodukte kontaminiert worden. Durch Messung der Gesamt-Beta-Aktivität oder der Gesamt-Gamma-