

Die Bestimmung des Massenhaushaltes temperierter Gletscher aus Radiosondenmessungen

Von Georg Skoda, Wien*

Zusammenfassung: Ein einfaches numerisches Verfahren der Bestimmung eines Witterungsparameters, welcher die Massenbilanz temperierter Gletscher kennzeichnen soll, wird vorgestellt. Aufsummierte tägliche Meßdaten von Temperatur und Feuchtigkeit auf der Druckfläche $p = 700$ mb einer Radiosondenstation (München) ergeben, unter Berücksichtigung der Niederschlagsverhältnisse während der Ablationsperiode, ein Maß für die Globalstrahlung und damit gleichzeitig für den bedeutsamsten Term in der Wärmebilanzgleichung. Mit einer linearen Regression zwischen dem Index I_n (München) und der spezifischen Massenbilanz b am Hintereisferner (Ötztaler Alpen, Österreich) erklärt die Variation in I_n 56 % der aus 18 Beobachtungsjahren berechneten Varianz von b . An Hand von Meßergebnissen an anderen alpinen Gletschern zeigte sich mit wachsender Entfernung zur Referenzradiosondenstation eine rasche Güteabnahme in den berechneten Korrelationen.

Summary: Determination of mass-balance by radio-sondes. The author presents a simple numerical method for the calculation of an annual index I_n , which depends mainly on the daily values of global radiation (= main term of the heat-balance-equation for a glacier surface!). The index-number cited, is determined on the basis of radio-sonde-data, incorporating precipitation-effects during the ablation period and is shown to be well correlated with specific mass-balances, measured on Alpine glaciers during the period of the last 18 years. Problems of extrapolation to greater distances between radio-sonde-station and glacier are discussed.

I. Einleitung

Die alpinen Gletscher liegen unter den von der UNESCO bzw. dem Koordinierenden Rat der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) zum Studium der Weltwasserbilanz vorgeschlagenen Breitezonen ($\varphi = 45^\circ$ N), (1,2).

In diesem Bereich gibt es wohl seit rund hundert Jahren regelmäßige Aufzeichnungen von Gletscherbewegungen (Vorstoß oder Rückzug) einzelner markanter Gletscher, die zugehörigen meteorologischen Beobachtungen beschränkten sich aber anfangs bloß auf sporadische Einzelbeobachtungen in Tallagen bzw. auf eine sehr geringe Zahl von Bergobservatorien (3, 4). Erst in den Jahren nach dem zweiten Weltkrieg erkannte man die volle Bedeutung des komplexen Wechselspiels zwischen Haushaltsbilanz (Massenbilanz) eines Gletschers mit meteorologischen Faktoren einerseits und den Fließgesetzen der Gletschermechanik andererseits (5, 6, 7, 8).

In zahlreichen Studien werden die Terme der Wärmebilanzgleichung (2, 9)

$$Q_r + Q_c + Q_l + Q_p + Q_f = Q_t \quad (1)$$

mit Q_r = Wärmestrom durch Strahlung, Q_c = Fühlbarer Wärmestrom, Q_l = Latenter Wärmestrom (Kondensation, Verdunstung), Q_p = Wärmehalt des Niederschlags, Q_f = Wärmegewinn durch Gefrieren von Wasser und Q_t = Änderung des Wärmehalts zufolge Temperaturänderung der Schnee-/Eismasse, vor allem auf oder in nächster Nähe des Gletschers gemessen, resp. abgeschätzt (10, 11, 12, 13, 8, 14).

In der überwiegenden Zahl aller Fälle spielt der kurzwellige Anteil von Q_r aus (1), etwa als *Globalstrahlung* (Direkte Sonnen- plus Himmelsstrahlung) anzusetzen, die dominierende Rolle (3, 4, 8, 10, 12, 14, 15, 16). Im folgenden werden wir versuchen, eine Maßzahl für die Globalstrahlung zu konstruieren, welche das Verhalten der Gletscher in einzelnen Jahren in einem größeren Areal und über größere Entfernungen (rund 150 bis 200 km) kennzeichnen soll, implizit somit Witterungs- und Zirkulationsmerkmale enthalten wird.

II. Bestimmung einer Maßzahl für die Globalstrahlung

Wir gehen von durchschnittlichen Tages-Normalwerten der Monate Mai bis September der Globalstrahlung für die Gipfelhöhe der Ostalpen aus (17, 18) und erhalten die in Tabelle 1 angegebenen Grundwerte.

*) Dr. Georg Skoda, 1190 Wien XIX, Hohe Warte 38, Institut für Meteorologie der Universität

Tabelle 1

Gerundete Grundwerte sommerlicher Globalstrahlung in Gipfelhöhe der Ostalpen pro Tag des angeführten Monats:

Mai = 900, Juni = 950, Juli = 850, August = 800, September = 750
 mcalcm⁻²min⁻¹.

An jedem Tag der gesamten potentiellen Ablationsperiode wird ein Bewölkungsfaktor m zu ermitteln sein, welcher, multipliziert mit den Grundwerten der Globalstrahlung, die Schwächung der Strahlungsintensität durch Bewölkung berücksichtigt. Ferner benötigen wir Beziehungszahlen n zwischen Bewölkung und Intensität des Abschmelzvorganges an der Gletscheroberfläche. Beide Faktoren sind als Funktion der Taupunktdifferenz ($T - T_d$) in der Höhe 700 mb, z. B. aus Aufstiegen der nächstgelegenen Radiosondenstation entnommen, in Tabelle 2 dargestellt.

Tabelle 2

Bewölkungsfaktoren m und n , bestimmbar aus der Taupunktdifferenz in der Höhe $p = 700$ mb. ($T - T_d$) = 4,5 °C entspricht der „Standardglobalstrahlung“ aus Tab. 1.

($T - T_d$) _{700 mb}	> 6°	6°	5°	4°	3°	2°	1° C
m	8/6	9/6	7/6	4/6	2/6	1/6	1/6
n	0	2/10	4/10	6/10	7/10	8/10	8/10

Der Ansatz in Tabelle 2 wird durch ein Verfahren gerechtfertigt, mit welchem in (19, 20) gute Beziehungen für den Feuchtegehalt (Bewölkung) der unteren Troposphäre bis zum Boden abgeleitet werden: Dabei zeigt sich, daß eine Taupunktdifferenz in der Höhe der Druckfläche $p = 700$ mb von größer 6 Grad mit wolkenlosem Himmel, eine solche von 3 Grad oder weniger mit starker Bewölkung äquivalent ist.

Die Intensität des Abschmelzvorganges am Gletscher hängt außer von den Strahlungsverhältnissen noch von der Albedo („Weißheit“) seiner Oberfläche ab. In erster Näherung soll diese Reflexionsfähigkeit α treppenförmig abnehmen; dieser ungestörte Verlauf (Anfang Mai, $\alpha = 0,9$, Anfang Juni, $\alpha = 0,8$, . . . , Anfang September, $\alpha = 0,5$, Ende September $\alpha = 0,4$) wird durch einzelne sommerliche Niederschläge in fester Form von Tag zu Tag großen Schwankungen unterworfen sein (21). Diesen Effekt berücksichtigen wir, wenn wir jedem markanten „Störungsdurchgang“ (an der Radiosondenstation wird nach (22) die Relative Vorticity der Fläche 500 mb sowie deren Änderung innerhalb der vorangegangenen 12 Stunden gleichzeitig positiv) eine Niederschlagshöhe am Gletscher von 10 mm (Wasserwert) zuordnen, sobald Niederschläge in fester Form erwartet werden können (d. h. sobald Temperatur *und* Taupunktdifferenz kleiner oder gleich 2 Grad sind). Für die tägliche Abschmelzhöhe des Gletschereises und des eventuellen Neuschneezuwachses wird bei wolkenlosem Himmel ein Durchschnittswert von 3 mm (Wasserwert) angesetzt. Letzterer verringert sich mit zunehmender Bewölkung linear um minus 3 n (n aus Tabelle 2). Für Tage mit Neuschnee über 5 cm setzen wir $\alpha = 0,9$; ist nach einigen Tagen der Vorrat an Neuschnee wieder aufgebraucht, wird das den betreffenden Tag charakterisierende α aus obiger Treppenfunktion entnommen.

Sind die Albedowerte α der Gletscheroberfläche als Funktion der jeweiligen Neuschneehöhen bestimmt, bilden wir für jeden Tag folgendes Produkt (siehe Tabelle 3)

$$I_t = \text{Standardglobalstrahlung mal Bewölkungsfaktor mal } (1 - \alpha) \quad (2)$$

Tabelle 3:

Beispiel zur Berechnung von I_t . Radiosonde-München, 00 GMT, 8. bis 17. 9. 1969. (10) = Tag mit Neuschnee.

Tag	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
T	3	1	—1	0	3	3	5	2	1	—1
(T — T _d)	10	4	0	3	12	10	16	0	5	3
6 m	8	4	1	2	8	8	8	1	7	2
G _s m = 750 m	1000	500	125	250	1000	1000	1000	125	875	250
3 n	0	1,8	2,4	2,1	0	0	0	2,4	1,2	2,1
3 — 3 n	3	1,2	0,6	0,9	3	3	3	0,6	1,8	0,9
NN, ohne Übertrag	0	0	(10)	9	6	3	0	(10)	8	7
(1 — α)	0,5	0,5	0,1	0,1	0,1	0,3	0,5	0,1	0,1	0,1
G _s m (1 — α) = I _t	500	250	13	25	100	300	500	13	88	25

Die täglichen Maßzahlen I_t werden zu Monatssummen I_m aufsummiert, wobei wir beachten müssen, daß NN (fester Niederschlag) nach unserem Modell einen 5-Tageswert von 20 mm (Wasserwert) nicht überschreiten darf (20 mm = angenommener Durchschnittsbetrag pro „Schlechtwetterperiode“). Bei der Übertragung zum Folgemonat wird NN = 0 (kein Neuschnee) gesetzt oder mit dem Neuschneewert, der dem Ende des vorangegangenen Monats entspricht, fortgesetzt. Erreicht aber NN an einem Monatsende Beträge größer als 20 mm (Wasserwert), wird zum Übertrag auf den nächsten Monatsersten mit NN

weitergerechnet. (Der Faktor 1/2 stellte sich bei der Untersuchung von Witterungs-

lagen mit extrem feuchten Perioden als günstig dar, welcher eine zu große Verfälschung der eigentlichen Monatskennzahl verhindert). Man erkennt, daß für dieses Modell der Niederschlag des Winterhalbjahres unberücksichtigt bleibt (NN_{1. MAI} = 0).

Die beschriebenen Monatsdaten lassen sich zu Kennzahlen der Ablationsperiode (1. Mai bis 30. September) aufsummieren sowie mittels einer einfachen Transformation (Abweichung von I vom Mittelwert/Streuung, über eine Versuchsperiode von mehreren Jahren betrachtet) auf die Standardnormalverteilung N(0,1) mit Mittelwert 0 und Streuung 1 umformen, I_n.

Das Auswerteverfahren ist in seiner Struktur als Computerprogramm gedacht. Im vorliegenden Rohzustand mag es in einigen Punkten subjektiv beeinflusst erscheinen; es kann jedoch nach genauere Abschätzung oder anderen physikalischen Vorstellungen bei der verwendeten Parametrisierung ohne Schwierigkeiten verbessert werden.

Mit der Bedeutung des aus Taupunktdifferenzen (T — T_d) der 700-mb-Fläche berechneten, normierten „Strahlungsparameter I_n“ wollen wir uns näher befassen.

III. Strahlungsparameter und Massenhaushalt

Für die Radiosondenstation München finden wir die Monatswerte I_m für die Jahre 1953 bis 1970 in Abb. 1 dargestellt.

Greift man einzelne Monate heraus und vergleicht diese mit der gestrichelten Kurve (bei 1970), welche den durchschnittlichen Verlauf von I_m während der letzten Jahre zeigt, so erkennen wir die mit fortschreitender Jahreszeit zunehmende Bedeutung der Einzelmonatswerte, vor allem aber die Bedeutung des Spätsommers zum Beitrag für den Gesamtwert I bzw. I_n. Selbstverständlich kommt diese Tatsache durch Voraussetzung zeitlich abnehmender Albedo zustande; unsere Annahme muß den natürlichen Gegebenheiten aber nahekommen, weil andernfalls die unten berechneten Korrelationen des Summenwerts I_n mit gemessenen Massenbilanzen schwächer ausfallen müßten. Aus dem Vergleich von I_m und dem Witterungsverlauf der untersuchten Jahre läßt sich schließen:

a) Die einzelnen Monatsbeiträge zum Strahlungsparameter I_n haben im Spätsommer (August—September) rund 3mal mehr Gewicht als diejenigen des Frühsommers.

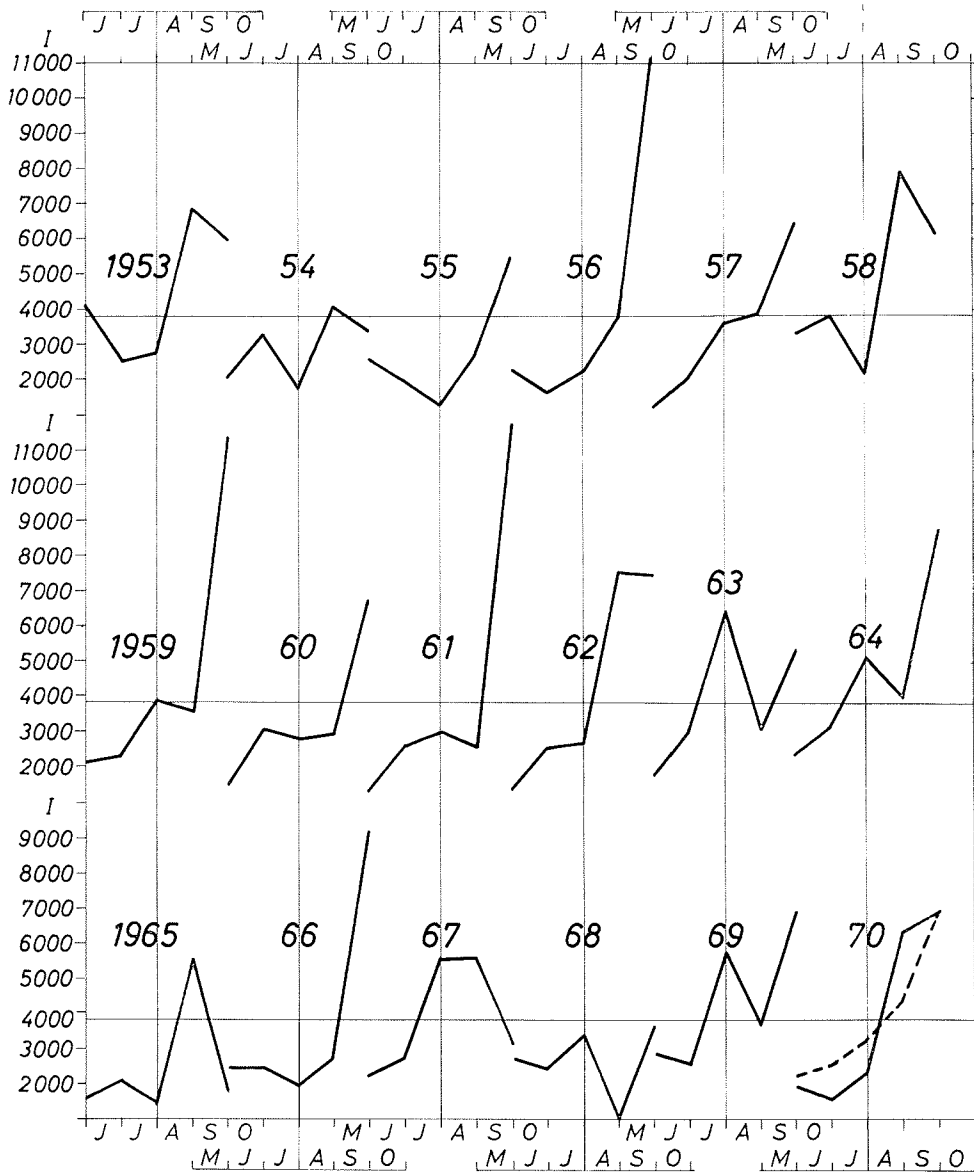


Abb. 1: Monatswerte des Index der Globalstrahlung für München während der Jahre 1953 bis 1970. Gestrichelt = Durchschnittlicher Verlauf

Fig. 1: Monthly values of the index of global-radiation during the years 1953 to 1970, calculated for Munich

- b) Der Witterungsverlauf gegen Ende des Sommers ist für den Massenhaushalt entscheidend.
- c) In bezug auf den Gletscherhaushalt haben nicht absolute Längen der Sonnenscheindauer oder Gesamthöhen des Niederschlags während der Ablationsperiode, sondern Phasen und Dauer einzelner Witterungsabschnitte die größte Bedeutung.

Weil sich I_t aus mehreren Komponenten zusammensetzt, ist leicht zu verstehen, daß eine kontinuierliche Abfolge von 3 Schönwettertagen, 1 Schlechtwettertag (mit Neuschnee), 3 Schönwettertage usw. ein „gletschergünstigeres Klima“ darstellen würde als der momentan vorherrschende Zyklus von rund einer Woche Dauer mit dem Rhythmus 2 Niederschlagstage, 4 Tage mit Schönwetter usw., obwohl die Zahl der Sonnenstunden über einem größeren Zeitraum im ersten Falle beträchtlich höher liegen würde.

Der Vergleich im jährlichen Ablauf zwischen I_n und den mittleren spezifischen Massenbilanzen \bar{b} dreier Alpengletscher (7) wird in Abb. 2 dargestellt, wobei der Nullpunkt für I_n der Regressionsgeraden für den Hintereisferner (Ötztaler Alpen, Österreich) entnommen ist:

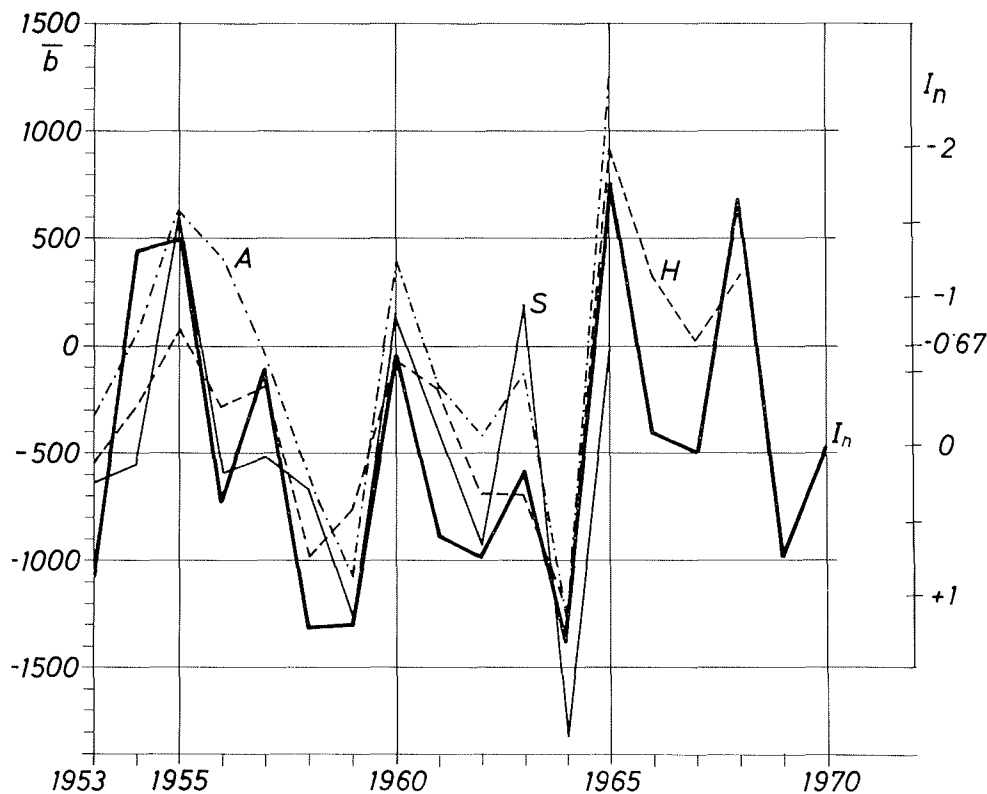


Abb. 2: Vergleich mittlerer spezifischer Massenbilanzen dreier alpiner Gletscher mit dem normierten Index I_n der Globalstrahlung für München. Eine ausgeglichene Massenbilanz entspricht nach der Regression zwischen Hintereisferner (Ötztaler Alpen) und I_n dem Wert $-0,67$. H = Hintereisferner (Österreich), A = Aletschgletscher (Schweiz), S = Gl. de Sarnnes (Frankreich). Comparison of mean specific mass-balances of three alpine glaciers with the normalized index I_n of global-radiation. A zero-mass-balance corresponds to a value of $-0,67$ in the regression between I_n and H.

H = Hintereisferner (Austria), A = Aletschgletscher (Switzerland), S = Gl. de Sarnnes (France), I_n = Normalized index, right scale.

Die linearen Regressionen zwischen I_n (x) und $b_{\text{Hintereisferner}}$ (y), $b_{\text{Aletschgletscher}}$ (y) und $b_{\text{Gl. de Sarnnes}}$ (y) lauten in Reihenfolge wie oben $y = -287 - 425x$, $y = -232 - 770x$, $y = -460 - 836x$ mit linearen Korrelationskoeffizienten von $r_{\text{HE}}(16 \text{ Jahre}) = -0,76$, $r_{\text{AL}}(13 \text{ Jahre}) = -0,47$ und $r_{\text{SAR}}(13 \text{ Jahre}) = -0,39$.

Die Nullhypothese (keine Korrelation) wird für die Stichprobe des Hintereisferners sogar noch auf dem 1 %-Niveau abgelehnt, ist aber für beide anderen untersuchten Gletschers sogar auf dem 5 %-Niveau *nicht* abzulehnen (23). Die mit wachsender Entfernung rasche Abnahme in der Güte der Korrelation, zwingt uns, derartige Untersuchungen auf einen Umkreis der Radiosondenstation von $R = 200$ km zu beschränken. Kehren wir nochmals zu den aufsummierten Jahreszeitenwerten I zurück. Als theoretisch kleinster Betrag errechnet sich I zu 2.172 Einheiten, ein theoretischer Maximalwert zu 66.451 e. Tragen wir diese beiden Extrema auf einer „I-Skala“ auf (Abb. 3), so erkennen wir den arithmetischen Mittelwert von 34.312 e als weit außerhalb der beobachteten Werte liegend. Die aktuellen Beobachtungswerte bilden (im Bereich zwischen 12.000 und 24.000 e) nach dem „R/s-Ausreißertest“ (23) mit $R =$ Differenz der Extrema, $s =$ Streuung der vorliegenden Stichprobe ein $R/s = 3,04 < 4,39$ auf dem 5 %-Niveau eine angenäherte Normalverteilung. Der Vertrauensbereich des wahren Mittelwerts μ kann daher mit 95 % Wahrscheinlichkeit innerhalb $17.280 \text{ e} \leq \mu \leq 20.800 \text{ e}$ angegeben werden (23). Die zugehörige Streuung s beträgt 3.542 e.

Nehmen wir nach der für den Hintereisferner berechneten Regressionsgerade ($y = -287 - 425 x$) den Indexwert für $b = 0$, mit $I_{b=0}$ bezeichnet, als neuen Mittelwert einer anderen Stichprobe an, so liegt dieser Wert mit 16.672 e bereits knapp *außerhalb* des oben bestimmten Vertrauensbereichs (siehe Abb. 3). Die aktuellen Daten bilden in bezug auf $I_{b=0}$ eine „Streuung s^* “ von $s^* = 4.336$ e. Fassen wir $I_{b=0}$ mit s^* sowie I mit s als zwei gemessene, annähernd normalverteilte Zufallsstichproben auf, so führt der t-Test (Vergleich der Mittelwerte) auf dem 5 %-Niveau auf eine Prüfgröße $t = 1,82 < 2,04$, welche ganz knapp die Nullhypothese: $I_{b=0} = I$ gelten läßt. Wird jedoch s auch für $I_{b=0}$ zugelassen (Verschiebung auf der x-Achse), so ist obige Nullhypothese abzulehnen (23). Aus diesen Überlegungen folgern wir:

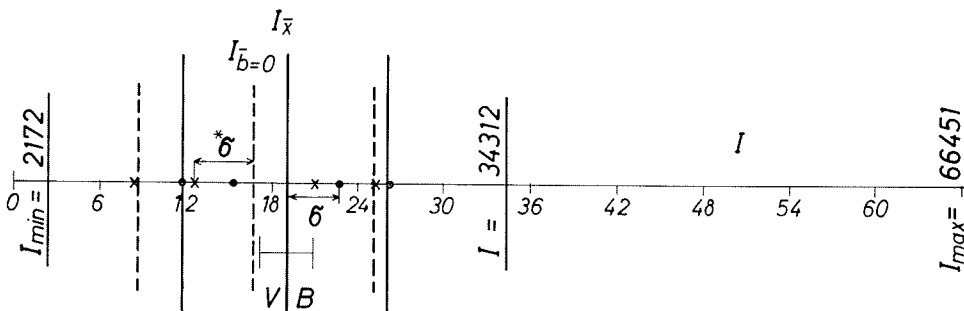


Abb. 3: Jahresindex I der Globalstrahlung. Einheiten mal 10^3 . VB = Vertrauensbereich um das aktuelle Mittel, σ und σ^* = Streuungen um den aktuellen bzw. um den Mittelwert einer ausgeglichenen Massenbilanz. Weitere Erläuterungen im Text.

Fig. 3: Annual index I in units of global radiation. Multiply scale with 10^3 . VB = Confidence interval about the actual mean, σ and σ^* = standard deviation about the real and a zero-mass-balance mean respectively. Find further explanations in text.

Der *Witterungsverlauf* während der Ablationsperioden der Jahre 1953 bis 1970 mit der von Jahr zu Jahr aktuellen Variabilität *schließt* in bezug auf den Hintereisferner eine Normalverteilung um die *ausgeglichene Massenbilanz* $b = 0$ *aus*; erst eine größere Variabilität im Witterungsverlauf könnte dies erreichen. Analoges sollte auch für andere Ostalpengletscher Gültigkeit besitzen, wodurch wir präzisieren können:

Ein im Mittel ausgeglichener oder gar positiver Massenhaushalt an alpinen Gletschern wird ohne Änderung der „I-Verteilung“ (aufgefaßt als Indikator der Wetterentwicklung während der potentiellen Ablationsperioden der letzten 18 Jahre) auch in Zukunft sehr unwahrscheinlich sein.

Als vordringliche nächste *Aufgaben* drängen sich Untersuchungen über die *klimatologische Stabilität* des Witterungsparameters I_m oder I , die Einbeziehung weiterer Terme aus Gleichung (1) in die „*Parametrisierende Massenhaushaltsbestimmung*“ sowie die intensive Fortführung der nach verschiedenen Methoden erfolgenden *Feldmessungen* (24) an ausgewählten Modellgletschern auf, wobei die verknüpfenden *mechanischen Prozesse* keineswegs vernachlässigt werden dürfen (25).

Literatur:

1. Dokument UNESCO/NS/198, IHD-I, Resolutionen 12, 13, 14, 19–23, Paris (1965).
2. UNESCO/IASH: Technical Papers in Hydrology 5, Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins (1970).
3. Hoinkes, H.: Gletscherschwankungen und Wetter in den Alpen (IX. Int. Tg. f. Alpine Met.), Veröffentl. Schweizer Met. Zentralanst., 4, 9–24 (1967).
4. Hoinkes, H.: Glacier variation and weather. Journ. of Glaciol., 7, 49, 3–20 (1968).
5. Zingg, Th.: Symposium on variations of the regime of existing glaciers, discussion. Bull. IASH, VIIIe Année 2, 84–86 (1963).
6. Hoinkes, H.: Ergebnisse des glazial-meteor.-Hydrolog. IHD-Programmes im Rofental bei Vent 1964–1968. XII. Hydrographentg. Österr. Wasserwirtschaft, 22, 5/6, 101–113 (1970).
7. Kasser, P.: Fluctuations of Glaciers, 1959–1965, UNESCO/IASH (1967).
8. Paterson, W. S. B.: The Physics of Glaciers, Pergamon Press (1969).
9. Meier, M. F.: Proposed definitions for glacier mass budget terms. Journ. of Glaciol., 4, 252–261 (1962).
10. Hoinkes, H.: Über Messungen der Ablation und des Wärmeumsatzes auf Alpengletschern, mit Bemerkungen über die Ursachen des Gletscherschwundes in den Alpen. Commission of Snow and Ice. IASH 39, 442–448 (1955).
11. Hoinkes, H. and R. Rudolph: Mass balance studies on the Hintereisferner, Ötztal Alps, 1952–1961. Journ. of Glaciol., 4, 266–278 (1962).
12. Lang, H.: Relations between glacier runoff and met. factors observed on and outside the glacier. Mitt. d. Vers. Anstalt f. Wasser- und Erdbau, 78, 429–439 (1969).
13. Hoinkes, H.: Glacial Meteorology. Research in Geophysics 2, 391–424, MIT Press, Cambridge, Mass. (1964).
14. Hoinkes, H., F. Howorka, W. Schneider: Glacier mass budget and mesoscale weather in the Austrian Alps 1964 to 66. Commission of Snow and Ice. IASH 79, 241–254 (1968).
15. Hoinkes, H. und G. Wendler: Der Anteil der Strahlung an der Ablation von Hintereis- und Kesselwandferner im Sommer 1958. Arch. f. Met. u. Biokl., Ser. B, 16, 195–236 (1968).
16. Hoinkes, H. and R. Rudolph: Mass balance studies on the Hintereisferner and their relation to variations of climatic elements. Symposium of Obergurgl, IASH 58, 16–28 (1962).
17. Steinhäuser, F.: Ergebnisse von Strahlungsmessungen in Österreich, Zentr. Anst. f. Met. u. Geod., Wien, 178, 4 (1968).
18. Kress, W.: Die Globalstrahlung auf dem Sonnblick. 66–67. Jahresbericht des Sonnblickvereines, 1968–1969, 33–35 (1970).
19. Chisholm, D. A., J. T. Ball, K. W. Veigas and P. V. Luty: The diagnosis of upperlevel humidity. J. Appl. Met. 7, 4, 613–619 (1968).
20. Autoren wie bei 19: The objective analysis of humidity. The Travellers Res. Cent., Hartford, Conn., 105 (1967).
21. Tronov, M. V.: On the role of summer snowfall in glacier variations. IASH 58, 262–269 (1962).
22. Skoda, G.: Eine quantitative Niederschlagsprognose mittels dynamischer Prädiktoren, II. Teil (Sommer). Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 19, 95–110 (1970).
23. Sachs, L.: Statistische Methoden — Ein Soforthelfer, Springer Vlg., Berlin (1970).
24. Skoda, G.: Die Bestimmung der Massenbilanz temperierter Gletscher. Wetter u. Leben, 23, 1–2 (1971).
25. Liboutry, L.: Traité de glaciologie, 2 tomes. Masson et Cie, Paris, 1964 et 1965.