

Noch weniger kann man erwarten, daß am Ätna Spuren einer Zwischeneiszeit gefunden würden. Die Gründe, die C. Vagliasindi für das Fehlen einer Zwischeneiszeit am Ätna angibt, sind allerdings durchaus nicht zwingend (9, S. 6—8). Er sucht den Nachweis des Fehlens einer Interglazialzeit, um seine Theorie der Entstehung der Eiszeit zu begründen. Es sei auf seine diesbezüglichen Arbeiten hingewiesen (10, 11), die mit Fleiß viel Stoff zusammentragen und die Ursache der Eiszeit in einer Art Reliefhypothese suchen. Er stellt sich dies folgendermaßen vor: Das Gebirge hob sich, was zur Bildung von Eiskappen führte. Dies ist das sogenannte fossile Eis. Durch den während der Orogenese erfolgten Kontakt von Magma und Wasser wird es reichlich durch Schneefälle genährt. Dadurch und durch die reichliche Schuttbedeckung bei weiterer Hebung des Gebirges wachsen die Gletscher, erschöpfen sich dadurch aber allmählich selbst. Dies sei hier nur erwähnt, weil die problematische Ätna-Vergletscherung bei diesen Überlegungen Vagliasindi's eine Rolle spielt und er immer Beispiele vom Ätna anführt.

C. Vagliasindi hält mit Hartnäckigkeit an seinen einmal gefaßten Theorien fest. Sie haben großenteils den Ätna als Grundlage und Ausgangspunkt, haben also schon eine ungeklärte Basis. Umso mehr entbehren viele seiner Ansichten über die Eiszeit am Ätna und im allgemeinen der realen Grundlage oder sind durch Zirkelschlüsse gewonnen. Vieles ist unbewiesen. Der Verfasser hat aber sehr viele und oft eigenartige Beobachtungen zusammengetragen, die einer realeren Bearbeitung wert wären.

Literatur

1. Klebelsberg, R. v., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien 1948, 1028 S.
2. Leyden, F. u. Maier, W., Karbildung am Ätna? *Pet. Mitt.* 1929, S. 82—83.
3. Maier, W., Karbildung am Ätna. *Pet. Mitt.* 1928, S. 211—212.
4. Maier, W., Beiträge zur Morphologie des Ätna. *Ztschr. f. Geomorphologie*, 4. Bd., 1929, S. 241—254.
5. Maier, W., Beiträge zur Morphologie des Ätna. *Ztschr. d. Deutschen Geolog. Ges.*, 83. Bd., 1931, S. 215—223.
6. Maier, W., Zur Morphologie des Ätna. *Ztschr. d. Deutschen Geolog. Ges.*, 88. Bd., 1936, S. 326—338.
7. Maull, O., Länderkunde von Südeuropa. Leipzig u. Wien 1929, 550 S.
8. Rode, K., Zum Problem der Ätna-Vergletscherung. *Ztschr. d. Deutschen Geolog. Ges.*, 104. Bd., 1952, S. 10—14.
9. Vagliasindi, C., L'Etna durante il periodo glaciale e la formazione della Valle del Bove. Istituto Geo-Paleontologico, Università di Catania, Memorie, Serie II, N. 1, Catania 1949, 80 S., 8 Taf.
10. Vagliasindi, C., Nuova teoria sull' avvento del Periodo Glaciale. Catania 1951, 61 S.
11. Vagliasindi, C., La causa prima, che fu comune a tutte le ère glaciali. Randazzo 1953, 25 S.
12. Vagliasindi, C., Le cause tettoniche del glacialismo. Randazzo 1955, 23 S.

Eingelangt 30. V. 1955.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. Paschinger, Geographisches Institut der Universität Innsbruck, Innrain 52.

ABHANDLUNGEN

Zur Bestimmung des Luft- und Schmelzwassergehaltes des Gletschereises

Von W. Ambach, Innsbruck

Mit 1 Abbildung

Aus dem Physikalischen Institut der Universität Innsbruck

Einleitung

Ein schmelzendes Stück Gletschereis besteht, abgesehen von Verunreinigungen, aus kompaktem Eis, eingeschlossenen Luftblasen und anhaftendem Schmelzwasser. Als Eisdichte soll im folgenden die Dichte der lufthaltigen, schmelzenden Eisprobe verstanden werden und nicht die Dichte des kompakten Eises.

Der Luftgehalt des Gletschereises wird durch Gleichung (1 b) definiert. Er ist bei Messungen des Extinktionskoeffizienten, über die an anderer Stelle [1] berichtet wurde, von Bedeutung, da die im Eise eingeschlossenen Luftblasen wie Zerstreuungslinsen wirken und gerichtet einfallende Lichtstrahlen in Streulicht umsetzen. Die Kenntnis des Extinktionskoeffizienten ist zur Berechnung der Strahlungsenergie notwendig, die im Eis absorbiert wird und die zum Schmelzprozeß unter der Gletscheroberfläche beiträgt. Der Luftgehalt kann bei Kenntnis des Schmelzwassergehaltes aus Messungen der Eisdichte ermittelt werden.

Das Volumen des am Eise haftenden und in Blasen eingeschlossenen Schmelzwassers wird durch Definition (1c) gegeben. Wie an anderer Stelle [2] gezeigt wurde, spielt das Schmelzwasser durch Abgabe der Schmelzwärme im nächtlichen Wärmehaushalt der Gletscheroberfläche als nicht zu vernachlässigende Energiequelle eine bedeutende Rolle. Der Schmelzwassergehalt wurde dabei aus Messungen der Eistemperaturen in Strahlungsnächten bestimmt.

Genauere Werte der Eisdichte sind für die Berechnung der Energiebilanz der Gletscheroberfläche, wie sie von H. Hoinkes [7, 8, 9] durchgeführt wurde, von Wichtigkeit. Denn nur bei Kenntnis der Eisdichte kann die Dicke der Eisschicht angegeben werden, die mit einer zur Verfügung stehenden Energie geschmolzen wird. Bisher wurde bei derartigen Berechnungen allgemein der Näherungswert $0,9 \text{ g/cm}^3$

gesetzt. Die Berechtigung dazu sollte geprüft werden. Auch hängen verschiedene physikalische Konstanten des Eises von der Dichte ab (vgl. Gleichung 3); aus diesem Grunde sind Messungen der Eisdichte ebenfalls von Interesse.

Die Begriffe Eisdichte (ρ_E), Luftgehalt (p_L) und Schmelzwassergehalt (p_W) werden durch folgende Definitionen festgelegt:

$$(1a) \rho_E = \frac{M_E + M_W + M_L}{V_E + V_W + V_L} \quad (1b) p_L = \frac{V_L}{V_E + V_W + V_L} \quad (1c) p_W = \frac{V_W}{V_E + V_W + V_L}$$

Darin bedeutet M eine Masse und V ein Volumen. Die Indizes E, W und L beziehen sich auf Eis, Wasser und Luft.

Die Messungen der Eisdichte wurden im Sommer 1955 am Hintereisferner (Öztaler Alpen) gleichzeitig mit den von H. Hoinkes geleiteten Wärmehaushaltstudien durchgeführt. Die Werte des Schmelzwassergehaltes ergaben sich bei einer Untersuchung des nächtlichen Wärmeumsatzes der gefrorenen Gletscheroberfläche im Sommer 1952 am Vernagtferner (Öztaler Alpen). Die Arbeiten wurden durch Subventionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und des Österreichischen Alpenvereines ermöglicht, wofür auch an dieser Stelle gedankt sei.

Messungen der Eisdichte

Die Dichte von vollkommen luftfreien Eiskristallen wurde in neuerer Zeit von T. R. Butkovich [5] mit einer hydrostatischen Waage sehr genau gemessen. E. Etienne [6] bestimmte auf der Grönlandexpedition der Universität Oxford (1938) die Dichte von lufthaltigen Eisproben, die aus verschiedenen Tiefen entnommen wurden. Auch J. Rivolier [10] beschreibt in einem vorläufigen Bericht der Französischen Antarktisexpedition nach Terre Adelie (1951—1953) eine Methode zur Dichtebestimmung von lufthaltigen Eisproben mittels einer Waage.

Zur raschen und bequemen Ermittlung der Dichte von lufthaltigen Eisproben wurde ein Pyknometer gebaut. Es wurde besonderer Wert darauf gelegt, die Eisdichte ohne Benützung einer Waage während der Feldarbeiten bestimmen zu können, da bei häufigem Wechsel des Meßortes deren Transport und Justierung unbequem wäre.

Das Pyknometer wird mit der Eisprobe gefüllt und die Hohlräume zwischen den Eisstücken werden durch ein dazugegossenes Wasservolumen ausgefüllt. Beim Schmelzen des Eises entsteht eine Volumabnahme, die an einem kalibrierten Glasrohr gemessen wird. Die Dichte der Probe ist nun durch den Ausdruck

$$\rho_E = \frac{M_E + M_W}{V_E + V_W + V_L}$$

gegeben, wobei $M_L \ll M_E + M_W$ angenommen wird. Nach Einsetzen der Meßgrößen erhält man:

$$\rho_E = \frac{V_1 - V_+ - \Delta V}{V_1 - V_+} \rho_W$$

Darin bedeutet V_1 das Gesamtvolumen vor dem Schmelzen, V_+ das Volumen des dazugegossenen Wassers, ΔV die Volumabnahme und ρ_W die Dichte des Wassers nach dem Schmelzen. Eine Fehlerrechnung zeigt, daß bei Berücksichtigung aller Vorsichtsmaßnahmen die Eisdichte mit einer Genauigkeit von $\pm 0,2\%$ angegeben werden kann. Die genaue Beschreibung des Instrumentes, der Arbeitsmethode und des Fehlers ist an anderer Stelle [3] zu finden. Tab. 1 gibt eine Zusammenstellung der Meßergebnisse von Eisproben aus der Zunge des Hintereisferners in etwa 2600 m Höhe. Es kommen vielfach Werte $< 0,90 \text{ g/cm}^3$ vor.

Tabelle 1
Zusammenfassung der Eisdichtemessungen, Hintereisferner (Öztaler Alpen), 2600 m, Juli/August 1955

Nr.	Beschreibung der Probe	Dichte in g/cm^3	100. Luftgehalt
1	Oberflächeneis von feinen Kapillaren durchzogen	0,887	3,5
2	Oberflächeneis, sehr porös, viele Kapillaren mit 4—5 mm Durchmesser	0,857	6,8
3	Oberflächeneis, sehr blasenreich	0,859	6,6
4	Aus 3 cm Tiefe, sehr porös mit vielen feinen Kapillaren	0,864	6,0
5	Aus 4 cm Tiefe, gleiche Stelle wie Probe 4, viele kleine Luftblasen	0,879	4,4
6	Aus 10 cm Tiefe, gleiche Stelle wie Probe 4, viele kleine Luftblasen	0,885	3,7
7	Aus 15 cm Tiefe	0,896	2,5
8	Aus 25 cm Tiefe	0,900	2,1
9	Aus 25 cm Tiefe, gleiche Stelle wie Probe 4, viele kleine Luftblasen	0,897	2,4
10	Aus 40 cm Tiefe, gleiche Stelle wie Probe 4, viele kleine Luftblasen	0,892	2,9
11	Eisplatte, 1 Tag der Sonnenstrahlung ausgesetzt, morsch und brüchig	0,889	3,3
12	Blasenreiches Eis aus Gletschermühle, 2 m Tiefe	0,886	3,6
13	Fast luftblasenfrei, Blauband in Gletschermühle, 2 m Tiefe, gleiche Mühle wie Probe 12	0,911	0,9
14	Große, fast luftblasenfreie Eiskristalle an der Gletscheroberfläche	0,910	1,0
		Mittel: 0,886	3,5

Messungen des Schmelzwassergehaltes

In Strahlungsnächten, wenn die Energiebilanz der Gletscheroberfläche negativ wird und das Eis sich abkühlt, friert das im Eise eingeschlossene Schmelzwasser. Dabei wird die Schmelzwärme frei. Für die Gesamtbilanz einer Nacht ist die freiwerdende Schmelzwärme eine erhebliche Energiequelle. Diese Tatsache bewirkt, daß die Wärmemenge, die während einer Nacht zufolge des Temperaturgefälles an die Oberfläche fließt, wesentlich größer ist als der Abkühlungsbetrag des Eises. Dieser soll durch den Ausdruck

$$F = \rho_E \cdot c \int_0^{\infty} T(z) dz \quad \text{cal/cm}^2$$

angegeben werden. ρ_E bedeutet die Eisdichte, c die spezifische Wärme und $T(z)$ die Funktion, die den Temperaturverlauf im Gletscher annähert. Dieser Ausdruck gilt nur, wenn bei Beginn der Abkühlung im Gletscher die Temperatur konstant null Grad Celsius beträgt. Eine einfache Überlegung zeigt, daß der Abkühlungsbetrag des Eises zusammen mit der freigewordenen Schmelzwärme gleich groß sein muß wie der Wärmestrom, der aus dem Gletscher fließt:

$$(2) \quad \lambda \left(\frac{dT}{dz} \right)_{z=0} \cdot t = F + S$$

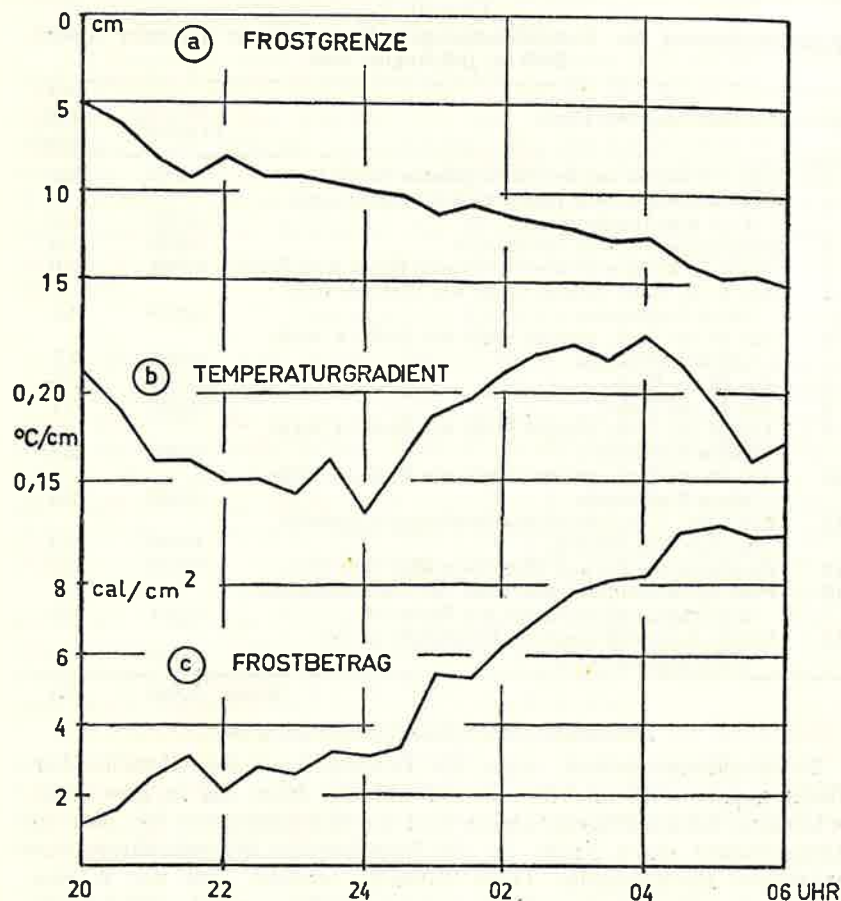


Abb. 1. Der Temperaturverlauf im Gletscher.

Fig. 1: Frostnacht 29./30. VII. 1952, Vernagtferner (Ötztaler Alpen), 2965 m.

- a: Das Tiefdringen der Frostgrenze im Gletscher.
 b: Der Temperaturgradient im Gletscher.
 c: Der Frostbetrag in cal/cm^2

Darin bedeutet λ die Wärmeleitfähigkeit des Gletschereises, t die Zeit und S die freigewordene Schmelzwärme.

In Strahlungsnächten wurde der Temperaturverlauf im Gletscher mit Thermoelementen gemessen, die senkrecht in das Eis gebohrt waren. Als Beispiel enthält Abb. 1a das Tiefdringen der Frostgrenze in der Nacht vom 29. 7. zum 30. 7.; Abb. 1b zeigt den entsprechenden Verlauf des Temperaturgradienten und Abb. 1c den Abkühlungsbetrag des Eises in cal/cm^2 . Ein Vergleich von Abb. 1b mit Abb. 1c zeigt, daß eine Vergrößerung des Temperaturgradienten um 24 Uhr eine gleichzeitige Steigerung des Frostbetrages bewirkt, weil längs eines größeren Temperaturgradienten mehr Wärme aus dem Gletscher fließt.

Die Auswertung wurde nach Gleichung (2) für je 2 cm dicke Schichten vorgenommen. Die Wärmeleitfähigkeit des Gletschereises konnte einer von J. Bracht [4] gegebenen Zusammenstellung von Messungen entnommen werden, die den Zusammenhang der Wärmeleitfähigkeit mit der Dichte wiedergeben. Für die Wärmeleitfähigkeit des Gletschereises erhält man den Wert $18,7 \text{ cal}/\text{cm}^2 \text{ Grad Stunde}$ aus der Gleichung

$$(3) \quad \lambda = 0,0066 \rho_E^2 \text{ cal}/\text{cm}^2 \text{ Grad sec}$$

mit der Dichte $\rho_E = 0,886 \text{ g}/\text{cm}^3$ (vgl. Tab. 1); mit demselben Wert für die Eisdichte und mit $c = 0,501 \text{ cal}/\text{g Grad}$ ergibt sich für das Produkt $\rho_E c$ der Betrag $0,445 \text{ cal}/\text{Grad cm}^3$. Der Temperaturverlauf im Eise kann weitgehend durch eine Gerade angenähert werden. Somit ergibt sich ein tiefenunabhängiger Temperaturgradient, der durch den Schmelzwassergehalt des Eises hervorgerufen wird.

Tab. 2 zeigt die Zusammenstellung der Ergebnisse des Schmelzwassergehaltes, gewonnen aus Messungen in drei Strahlungsnächten. Diese Werte können natürlich nur die Größenordnung des Betrages angeben. Er kann an verschiedenen Stellen des Gletschers verschieden groß sein. Die in Tab. 2 angeführten Ergebnisse sind an derselben Stelle des Gletschers gewonnen.

Tabelle 2

Schmelzwassergehalt des Gletschereises in Prozenten, Vernagtferner (Ötztaler Alpen), 2965 m, Juli 1952

Tiefe cm	26./27. 7.	29./30. 7.	30./31. 7.	Mittel
4-6	—	—	2,4	2,4
6-8	—	0,6	0,7	0,7
8-10	0,5	4,5	4,4	3,1
10-12	1,4	3,4	2,6	2,5
12-14	1,1	3,5	2,4	2,3
14-16	2,2	3,3	3,4	3,0

Mittel: 2,3%

Die Ermittlung des Luftgehaltes

Mit der gemessenen Eisdichte und dem abgeschätzten Schmelzwassergehalt kann der Luftgehalt des Eises

$$p_L = \frac{V_L}{V_E + V_W + V_L}$$

ermittelt werden. Durch Anwendung der Definitionen (1a) und (1c) ergibt sich unter Vernachlässigung der im Eise eingeschlossenen Luftmasse die Gleichung:

$$(4) \quad \frac{V_E}{V_E + V_W + V_L} = \frac{\rho_E}{\rho_E^*} - p_W \frac{\rho_W}{\rho_E^*}$$

Darin haben die Symbole die gleiche Bedeutung wie in den Definitionen (1a) bis (1c). ρ_E^* ist die Dichte des kompakten Eises. Nach einfacher Umformung der linken Seite von Gleichung (4) erhält man:

$$1 - \frac{V_L}{V_E + V_W + V_L} - p_W = \frac{\rho_E}{\rho_E^*} - p_W \frac{\rho_W}{\rho_E^*}$$

Damit ergibt sich für den Luftgehalt:

$$(5) \quad p_L = \left(1 - \frac{\rho_E}{\rho_E^*} \right) + p_W \left(\frac{\rho_W}{\rho_E^*} - 1 \right)$$

Eine numerische Betrachtung von Gleichung (5) zeigt, daß der Einfluß des Schmelzwassergehaltes, der durch den Ausdruck $p_W (\rho_W/\rho_E^* - 1)$ wiedergegeben wird, gering ist; mit $\rho_E^* = 0,917 \text{ g/cm}^3$ und $p_W = 0,023$ (Mittelwert aus Tab. 2) bekommt man dafür den Betrag 0,0021. Für den Fehler des Luftgehaltes, der durch die Ungenauigkeit der Eisdichtebestimmung von $\pm 0,2\%$ zustande kommt, erhält man den Wert $\pm 0,0027$. Beide Beträge sind somit annähernd gleich groß.

Demnach ist es nur dann sinnvoll den Schmelzwassergehalt bei der Berechnung des Luftgehaltes zu berücksichtigen, wenn die Eisdichte genügend genau gemessen wurde. Die in Tab. 1 eingetragenen Werte des Luftgehaltes sind mit der angegebenen Korrektur (0,0021) versehen und schwanken zwischen ein und sieben Prozent. Es ist jedoch nicht sicher bekannt, ob die gefundene Abschätzung des Schmelzwassergehaltes auch für geänderte Verhältnisse (Zeit, Ort und Witterung) gilt.

Zusammenfassung

Es werden Meßverfahren beschrieben, die eine Ermittlung des Luft- und Schmelzwassergehaltes von Gletschereis gestatten. Der Luftgehalt wird bei Kenntnis des Schmelzwassergehaltes aus der Eisdichte errechnet. Diese wurde mit einem speziell für diesen Zweck gebauten Pycnometer gemessen, das die Bestimmung der Eisdichte mit einer Genauigkeit von $\pm 0,2\%$ gestattet. Die Meßergebnisse liegen für Zungeneis zwischen $0,860 \text{ g/cm}^3$ und $0,910 \text{ g/cm}^3$. Für den Luftgehalt ergeben sich Werte zwischen ein und sieben Prozent. Bei der Berechnung des

Luftgehaltes zeigt sich, daß das Ergebnis durch den Schmelzwassergehalt nur wenig beeinflusst wird. Der Schmelzwassergehalt kann aus der thermoelektrisch gemessenen Abkühlung des Eises ermittelt werden. Er wird zu ein bis drei Prozent gefunden. In Strahlungsnächten ist auch dieser geringe Betrag durch Abgabe der Schmelzwärme, die beim Frieren frei wird, eine erhebliche Energiequelle für den Wärmehaushalt.

Summary

On the determination of the content of air and meltwater in glacier ice.

Measuring methods are described which permit the determination of the air- and water content of glacier ice. The content of air is computed from the density of the ice if the content of water is known. Ice density was measured by means of a pycnometer specially constructed for this purpose; this device makes it possible to determine the density of ice with an accuracy of $\pm 0,2\%$. Measuring results for tongue ice are between $0,860 \text{ g/cm}^3$ and $0,910 \text{ g/cm}^3$. The values for the content of air vary between one and seven percent. On the occasion of the computation of the air content it was found that the result is but little influenced by the content of water which can be averaged from the cooling down of the ice measured with thermocouples. Between one and three percent is found. In nights with strong outgoing radiation also this small amount is a considerable source of energy owing to the yield of melting heat which is liberated by the process of freezing.

Literaturverzeichnis

- [1] Ambach, W.: Über die Strahlungsdurchlässigkeit des Gletschereises, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, Math.-naturw. Klasse, Abt. II, 164. Bd., 483, 1955.
- [2] — Über den nächtlichen Wärmehaushalt der gefrorenen Gletscheroberfläche, Arch. Met. Geophys. Biokl., Ser. A, Bd. 8, 411, 1955.
- [3] — Eine einfache Methode zur Dichtebestimmung von lufthaltigen Eisproben, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, Math.-naturw. Klasse, Abt. II, im Druck.
- [4] Bracht, J.: Über die Wärmeleitfähigkeit des Erdbodens und des Schnees und den Wärmeumsatz im Erdboden, Veröff. d. Geoph. Inst. d. Univ. Leipzig, 2. Ser., 14, 147, 1949.
- [5] Butkovich, T. R.: Density of single crystals of ice from a temperate glacier, Journal of Glaciology, Vol. 2, 553, 1955.
- [6] Etienne, E.: Die Dichtebestimmung von Firn und Eisproben, Veröff. d. Univ. Leipzig, 2. Ser., 13, 117, 1940.
- [7] Hoinkes, H. u. Untersteiner, N.: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern I, Geograf. Ann. 34, 99, 1952.

- [8] Hoinkes, H.: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern II, Geograf. Ann. 35, 116, 1953.
- [9] —: Über glazial-meteorologische Arbeiten im Sommer 1952, Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, Wien, Math.-naturw. Klasse, Nr. 15, Jg. 1954.
- [10] Rivolier, J.: Expéditions polaires Françaises, Rapports Préliminaires 24, 43, Paris 1954.

Eingelangt am 23. V. 1956.

Anschrift des Verfassers: Dr. W. Ambach, Physikalisches Institut der Universität, Innsbruck, Schöpfstraße 41.

Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises (superimposed ice) für die Entstehung von Kryokonitlöchern *

Von H. Hoinkes, Innsbruck

Mit 7 Bildern (Tafel XXXI, XXXII)

I.

Es ist das Verdienst von O. Steinböck (7), auf Grund eigener Beobachtungen und umfassender Literaturstudien darauf hingewiesen zu haben, daß man nach ihrem Aussehen zwei Typen von Kryokonitlöchern unterscheiden muß. Senkrechte schmale und tiefe, scharfrandige Röhren bilden den nach Steinböck's Eindruck vorwiegend in hohen Breiten vorkommenden ersten oder polaren Typ, unregelmäßig gestaltete flachere Hohlformen mit einer oft deutlichen Orientierung (Mittagslöcher mit Basis in Ost-West-Richtung) den mehr in niedrigen Breiten, besonders aus den Alpen bekannten zweiten oder alpinen Typ. Das Ergebnis der von A. Wagner daraufhin veröffentlichten Überlegungen „zur Entstehung von Kryokonitlöchern“ (11) lautete jedoch: „Wenn in hohen Breiten die zylindrischen Kryokonitlöcher anscheinend viel häufiger sind als die muldenförmigen, so kann dies nicht auf den niedrigen Sonnenstand zurückgeführt werden...“ wie Steinböck vermutet hatte. Leider verfügen wir auch heute noch nicht über erschöpfende Angaben, die Schwächung der Strahlung bei ihrem Eindringen in das Gletschereis betreffend; die bisherigen, an Wassereis und Schnee gewonnenen Kenntnisse sowie die ersten Ergebnisse diesbezüglicher Messungen, die mein Mitarbeiter W. Ambach (1) im Sommer 1955 am Zungeneis des Hintereisferners im Ötztal begonnen hat, zeigen jedoch, daß die Ansicht A. Wagners von der Entstehung der Kryokonitlöcher ohne Zweifel zu Recht besteht und daß andere Gründe für das unbestreitbare Vorkommen der zwei verschiedenen Typen von Kryokonitlöchern gesucht werden müssen.

Die sehr sorgfältigen Beobachtungen von Kryokonitlöchern, die H. Tollner (10) auf Jan Mayen, Spitzbergen sowie in den Alpen, zugleich mit systematischen Versuchen über deren Bildung durchgeführt hatte, haben bald ergeben, daß „der wichtigste Umstand für das Entstehen der geometrisch exakt ausgebildeten Formen... die Beschaffenheit des Gletschereises“ ist, denn „nur dort, wo die Eisschichten lotrecht in die Tiefe fielen und die feine Haarkluftstruktur vorhanden war, ließen sich wohlausgebildete Kryokonitröhren herstellen. Auf jedem anderen Eis bildet der Kryokonit keine lotrechten Röhren und Wannen, sondern

* Herrn Univ.-Prof. Dr. R. v. Klebelsberg zum 70. Geburtstag gewidmet.