Zeitschrift: Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Annuaire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 158 (1978)

Artikel: Gase im Gletschereis

Autor: Stauffer, Bernhard

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-90740

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 22.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Gase im Gletschereis

Bernhard Stauffer

Zusammenfassung

Bei der Bildung von Gletschereis wird atmosphärische Luft in Blasen eingeschlossen. In sehr kaltem Eis wird die Luft in ihrem Gehalt und ihrer Zusammensetzung über Jahrhunderte unverändert gespeichert. Messungen des Luftgehaltes und der Luftzusammensetzung alter Eisproben geben Hinweise auf die Zusammensetzung der Atmosphäre in früheren Zeiten, und, da der Luftgehalt wesentlich vom Luftdruck zur Zeit und am Ort der Eisbildung abhängt, über die frühere Mächtigkeit von Eisschildern. Die Interpretation ist dadurch erschwert, dass die Zusammensetzung der Luft in frisch gebildetem Eis leicht von der atmosphärischen abweicht und der Gehalt nicht nur vom herrschenden Luftdruck abhängt. Das Eis alpiner Gletscher hat oft eine Temperatur von 0 °C. Dieses sogenannte temperierte Eis enthält Wassereinschlüsse, die mit der Luft in den Blasen in Wechselwirkung treten. Analysen solcher Eisproben in Bezug auf Luftgehalt und -zusammensetzung dienen dem Studium von Prozessen, die sich im Innern von Gletschern abspielen.

Résumé

Lors de la formation de la glace du glacier, de l'air atmosphérique y est enfermé en bulles. Dans des glaces très froides, l'air dans sa composition et dans son contenu se conserve inchangé durant des siècles. Des mesures du contenu et de la composition de l'air sur des échantillons de glace ancienne donnent des indications, d'une part, sur l'atmosphère des temps anciens et, de comme le contenu de l'air dépend en grande partie de la pression de l'air l'époque et du lieu de formation de la glace d'autre part, sur l'épaisseur prématurée des calottes polaires. L'interprétation est donc rendue difficile parce que la composition d'air, dans la glace fraîchement formée, varie légèrement de l'atmosphère et que le contenu ne dépend pas uniquement de la pression atmosphérique dominante. La glace des glaciers alpins se situe souvent à une température de 0° degré. Cette glace dite tempérée contient des cernes d'eau qui entrent en action réciproque avec l'aire en bulles. Des analyses de ce type d'échantillons de glace, en rapport avec la composition et le contenu de l'air, servent à l'étude des processus qui se déroulent à l'intérieur du glacier.

Einleitung

Gletschereis enthält in Blasen eingeschlossene Luft. Es handelt sich im Wesentlichen um atmosphärische Luft, die zur Zeit der Eisbildung eingeschlossen wurde. Die Menge und die genaue Zusammensetzung der atmosphärischen Gase (N_2, O_2, Ar, usw.) hängen von der Bildungsart des Eises ab. Ausser in den Blasen hat es auch im Eis gelöste Gase. Deren Anteil ist aber sehr gering und, ausser für das Kohlendioxyd, zu vernachlässigen (Stauffer, im Druck). Wenn nichts anderes erwähnt wird, sind im folgenden immer die Gase in den Blasen gemeint.

Im Verlaufe der Zeit können sich Gasmenge, Gaszusammensetzung und Blasenform je nach dem Verhalten des Gletschers ändern. Somit hängen all diese Grössen einer Eisprobe von der Atmosphäre zur Zeit der Eisbildung, vom Einschlussprozess und von der Geschichte des Eises im Gletscher ab. Ziel der Untersuchung von Gasen im Gletschereis ist es, von Messungen des Gasgehaltes, der Gaszusammensetzung und eventuell der Blasencharakteristiken Auskunft zu erhalten, über die einstige Atmosphäre, die Art des Einschlusses oder das Verhalten des Glet-

schers, wobei der Einfluss anderer Grössen oder Prozesse konstant, zu vernachlässigen oder berechenbar sein muss. Primäres Ziel ist es beispielsweise, aus Gasanalysen alter Eisproben auf die Gaszusammensetzung der Atmosphäre und den Barometerdruck zur Zeit und am Ort der Eisbildung zu schliessen. Dazu müssen allfällige Veränderungen der Gaszusammensetzung beim Einschluss und Veränderungen des Gasgehaltes und der Gaszusammensetzung im Eis bekannt sein. Da Zielsetzung und vorläufige Ergebnisse des Studiums dieser atmosphärischen Grössen in einem anderen Beitrag diskutiert werden, sollen hier vor allem diese Veränderungen behandelt werden.

Der Einschluss von Luft im Eis

Eis kann gebildet werden, indem Wasser unter 0 °C abgekühlt wird. Je nach der Geschwindigkeit des Gefrierprozesses wird mehr oder weniger in Wasser von 0 °C gelöste Luft in Form von Blasen im Eis eingeschlossen (Carte 1961, Bari 1974). In 1 kg Wasser von 0 °C sind bei Normaldruck 29,5 cm^3 Luft gelöst, wobei die besser löslichen Komponenten angereichert sind. Eis, das durch Abkühlen von Wasser entsteht, kann nicht mehr als diese Gasmenge enthalten. Die besser löslichen Gase werden auch im Eis angereichert sein.

Bei der Bildung von Gletschereis sind Sinterungsprozesse wichtiger als das Abkühlen grösserer Wasseransammlungen. Der Schnee wandelt sich zuerst in Firn um; der Firn verdichtet sich zu Eis, indem die Firnkörner zusammensintern. Je nach Umgebungstemperatur läuft dieser Sinterprozess unter trokkenen, kalten Firnkörnern oder, bei 0 °C, unter nassen Firnkörnern ab.

Betrachten wir zuerst den einfacheren Fall des trockenen Sinterns. Er kommt vor allem in den zentralen Plateaus der polaren Eisschilder vor. Auch auf den höchsten Firnfeldern der Alpen, zum Beispiel auf dem Colle Gnifetti, wird Eis zur Hauptsache so gebildet. In der obersten Schicht verdichtet sich der Firn, indem die Firnkörner sich verschieben und eine dichtere Packung bilden ohne ihre Form stark zu verändern. Bei einer Dichte von rund 0,55 Mgm^{-3} ist dieser Prozess abgeschlossen. Eine weitere Verdichtung erfolgt durch Zusammensintern der Firnkörner. Der Materialtransport zu den Berührungsstellen kann über verschiedene Mechanismen ablaufen. Bei trockenen Firnkörnern herrscht plastisches Fliessen oder der Transport über die Dampfphase vor (Anderson 1963, Hobbs 1965). Der mit atmosphärischer Luft gefüllte Raum zwischen den Firnkörnern wird immer kleiner, die miteinander verbundenen Kanäle werden immer dünner. Bei einer bestimmten Dichte bricht dann dieses Kanalsystem zusammen, und einzelne Blasen werden gebildet. Definitionsgemäss bedeutet dies, dass Firn mit durchgehenden Luftkanälen zu Eis mit isolierten Blasen wird. Die Dichte, bei der dieser Übergang stattfindet, ist erstaunlich konstant. In Tabelle 1 ist eine Zusammenstellung verschiedener Messungen nach Raynaud (1977) angegeben.

Tab. 1. Dichte und Porosität beim Übergang von Firn Eis nach Raynaud.

Station	Mittlere Jahrestemperatur °C	Dichte · Mgm^{-3}	Porosität m^3Mg^{-1}
Byrd Station Antarktis	−28	0,821	0,131
Devon Island Kanada	−24	0,822	0,130
Camp Century Grönland	−24	0,820	0,133
Site II Grönland	−25	0,824	0,127

Es scheint ein idealer Fall vorzuliegen, indem beim Sintern von trockenem Firn Eis entsteht, dessen Luftgehalt nur von atmosphärischen Grössen, nämlich dem Barometerdruck und der Lufttemperatur, abhängt.

In Eiskernen verschiedener Orte wurden im ältesten Eis, das noch während der letzten Eiszeit gebildet wurde, Luftgehalte gemessen, die kleiner sind als in heutigem Eis. Raynaud interpretiert diese Ergebnisse so, dass die Eisschilder in der letzten Eiszeit dicker, die entsprechende Übergangszone zwischen Firn und Eis höher und damit der Barometerdruck kleiner waren. Demnach lassen sich die Mächtigkeiten der Eisschilder während der letzten Eiszeit aus Gasanalysen berechnen. In unserem Labor wurde ein 60 cm langer Bohrkern von Camp Century in 22 Proben unterteilt und auf seinen Gasgehalt untersucht. Die Resultate sind in

Abb. 1 dargestellt. Die Schwankungen scheinen systematisch zu sein; es könnte sich um Saisonschwankungen handeln. Temperaturschwankungen können als Ursache ausgeschlossen werden. Ob es sich um Schwankungen des Luftdruckes in der Übergangszone handelt, oder ob Eigenschaften des Firnes die Porosität beim Übergang von Firn zu Eis doch beeinflussen, muss noch weiter untersucht werden. Sollte sich herausstellen, dass der Gasgehalt tatsächlich noch von Eigenschaften des Firnes beeinflusst wird, müssten die Interpretationen der Resultate von Raynaud überdacht werden.

Läuft der Sinterprozess nur über die plastische Verformung ab, so kann die Übergangsdichte unter folgenden vereinfachenden Annahmen berechnet werden:

- Bei der Dichte von 0,55 Mgm^{-3} sind alle Firnkörner sphärisch, gleich gross und regulär gepackt.
- Durch die plastische Verformung gehen die sphärischen Firnkörner in Körper über, die ausser an den Kontaktstellen sphärische Oberflächen haben.

Die berechneten Porositäten liegen je nach angenommener Packungsart zwischen 0,006 m^3Mg^{-1} und 0,036 m^3Mg^{-1}. Auch die grössten errechneten Porositäten sind also um mehr als einen Faktor 2 kleiner als die in der Natur vorkommenden. Durch künstliches, beschleunigtes Sintern im Labor, kann Eis mit kleinerer Porosität gebildet werden. So werden in unserem Labor Schneeproben bei $-20\,°C$ und bei einem Druck von $7 \cdot 10^6 P$ in 14 Tagen zu Eis gesintert. Die Luftgehalte der Proben sind in Tabelle 2 angegeben. Daraus können, unter der Annahme, dass der Luftdruck in der Probe während dem Sintern dem Atmosphärendruck entspricht, die Abschlussdichten berechnet werden (siehe Tabelle 2).

Tab. 2.

	Luftgehalt (m^3Mg^{-1})	errechnete Dichte (Mgm^{-3})
Probe 1	0,049	0,881
Probe 2	0,035	0,891
Probe 3	0,077	0,859

Der entscheidende Unterschied zwischen dem Sintern im Labor und dem Sintern zu Gletschereis liegt im Zeitfaktor. Statt 14 Tage dauert das Sintern auf dem Colle Gnifetti rund 60 Jahre, auf Byrd Station gar 500 Jahre. Bei diesem langsamen Sintern ist der zweite erwähnte Sintermechanismus, der Transport über die Dampfphase, wichtiger.

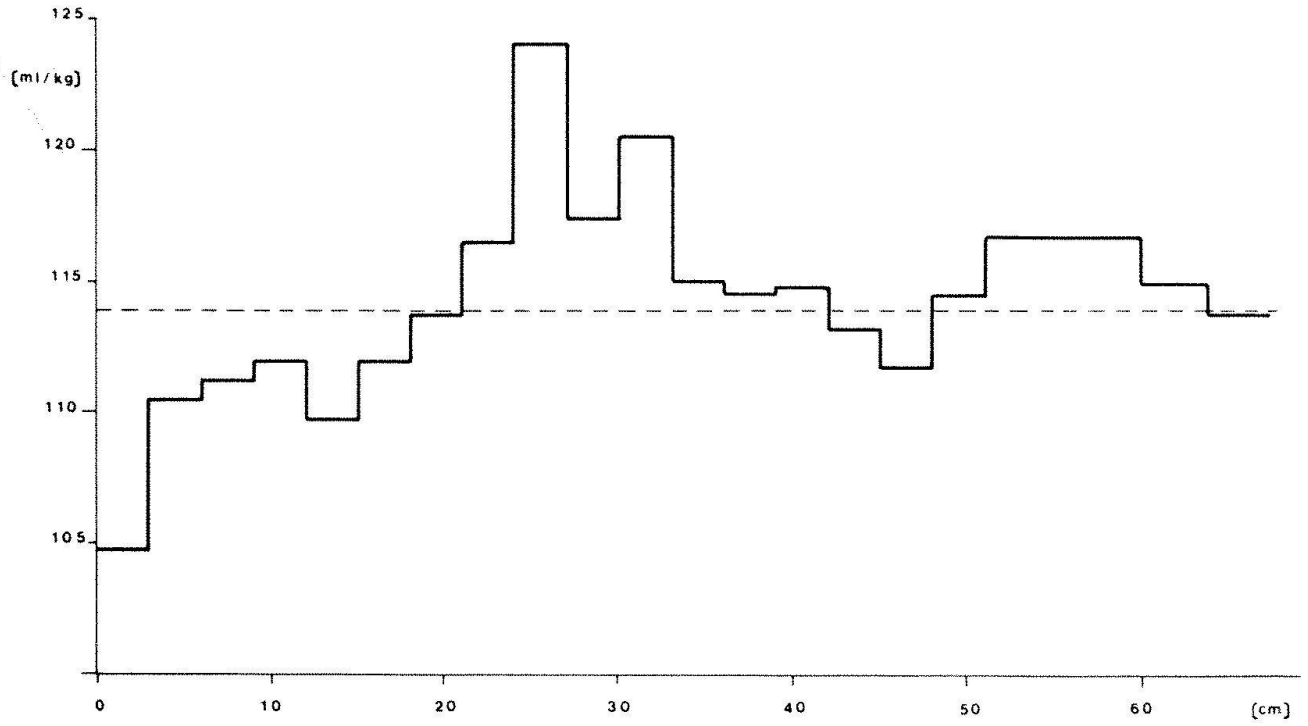

Abb. 1: Gasgehalt von Eisproben von Camp Century in Grönland. Der 65 cm lange Eiskern entspricht ungefähr dem Niederschlag von 2 Jahren.

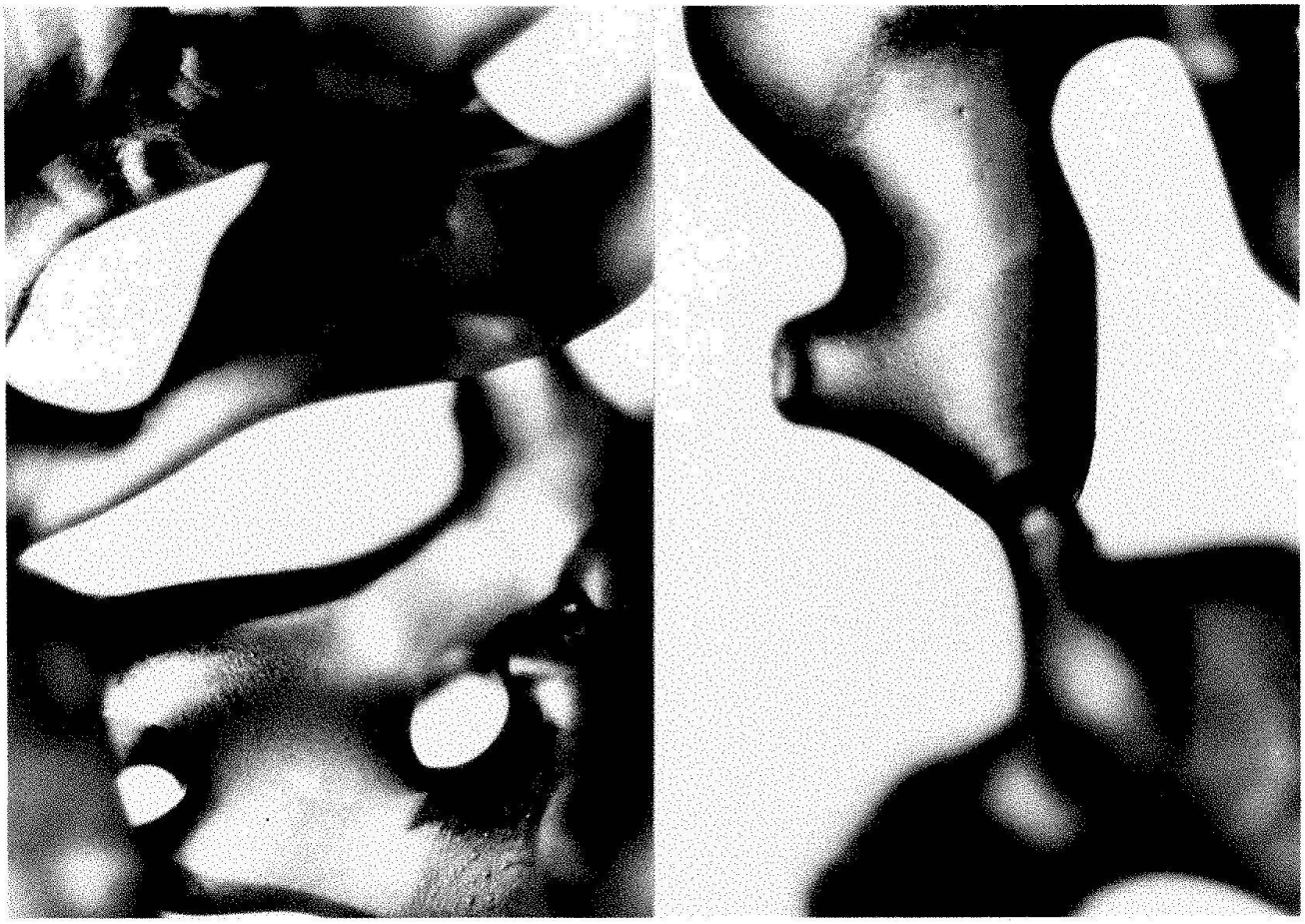

Abb. 2: Silikonabguss einer Firnprobe der Dichte 0,77 Mg/m^{-3}. Dort, wo die deutlichsten Einschnürungen sind, wird sich das Kanalsystem in einer späteren Phase ganz abschnüren und schliesslich zu isolierten Blasen führen.

Bei diesem Mechanismus werden, auch bei regulären Anordnungen, die geometrischen Formen der Porenkanäle sehr kompliziert. Die Formänderung erfolgt aus dem Bestreben, eine kleinere Oberfläche zu bilden, was einem Zustand kleinerer freier Energie entspricht. Das Porenvolumen besteht dann aus Kanälen, die - zumindest lokal - Minimalflächen darstellen. Beim Erreichen der Dichte 0,82 Mgm^{-3} schnüren sich diese Minimalflächen an den dünnsten Stellen ab und es bilden sich isolierte Poren. Unter dem Stereomikroskop kann man solche Kanäle beobachten.

Besser lassen sich Porenformen beobachten, wenn man Firnproben mit Silikonharz ausgiesst. Nachdem das sehr dünnflüssige Harz bei $-20\,°C$ das Porenvolumen ausgefüllt hat und dann erstarrt ist, lässt man die Probe schmelzen. Zurück bleibt ein Abguss der Porenkanäle. Abbildung 2 zeigt einen Ausschnitt aus einem Abguss, der aus einer Firnprobe vom Colle Gnifetti mit einer Dichte von 0,77 Mgm^{-3} gefertigt wurde. Die Abbildung sieht einem Ausschnitt irgendeines offenporigen Schaumes sehr ähnlich. Die geometrische Form von Schäumen, ebenfalls von Minimalflächen begrenzt, wurde schon eingehend untersucht (Underwood 1974, Ross 1978). Die relative Dichte eines Schaumes hängt unter anderem von der Oberflächenspannung und der Viskosität des Ausgangsmaterials ab. Es bleibt zu untersuchen, ob beim natürlichen Sintern die Porosität beim Übergang von Firn zu Eis auch davon abhängt. Der Staubgehalt oder andere Verunreinigungen schwanken je nach Saison (Hammer 1978) und beeinflussen die Viskosität und die Oberflächenspannung von Eis. Diese beeinflussen möglicherweise die Porosität und damit den Gasgehalt des Eises. Es wäre denkbar, dass sie die Erklärung für unsere Messresultate an den 22 Proben von Camp Century liefern. Da grönländisches Eis aus der letzten Eiszeit einen grösseren Staubgehalt aufweist, könnte dies sogar einen Teil der

Unterschiede im Gasgehalt verursachen. Befindet sich Wasser zwischen den Firnkörnern, so beschleunigt es den Sinterprozess und kompliziert den Gaseinschluss, so dass nur noch qualitative Aussagen möglich sind. In einem typischen temperierten Firnfeld erfolgt der Übergang von Firn zu Eis in einer Tiefe von ca. 25 m. Die darüberliegende Firnschicht weist aber viele Eislinsen auf, die in geringer Tiefe entstehen, wenn im Frühling Schmelzwasser in den kalten Firn sikkert. Solche Eislinsen, die durch Abkühlen von Wasser entstehen, schliessen Luft in der Grössenordnung von 30 m^3Mg^{-1} ein, und die gut löslichen Gase CO_2, Ar und O_2 sind gegenüber N_2 angereichert. In 25 m Tiefe schwankt die Temperatur praktisch nicht mehr. Die Bildung von Eis erfolgt durch Sintern. Zwischen den Firnkörnern befindliches Wasser wird mit den darin gelösten Gasen hinausgepresst. Wird im letzten Stadium des Sinterns noch Firn durch Reibungswärme geschmolzen, so kann das Schmelzwasser aus den noch vorhandenen Lufttäschchen Luft lösen, wobei es die besser löslichen Komponenten bevorzugt. Zurück bleibt Eis, welches Luft enthält, die in den besser löslichen Komponenten abgereichert ist. Wichtig für die Gasmenge scheint bei temperierten Firnfeldern zu sein, ob die Übergangszone im Winter austrocknet oder mit Wasser gesättigt bleibt. Das Eis enthält mehr Gase, wenn die Übergangszone jährlich austrocknet, was innerhalb eines Firnfeldes je nach Ort verschieden sein kann. In Tabelle 3 sind einige Werte der Gasmenge und Gaszusammensetzung frisch gesinterten, temperierten Eises angegeben.

Veränderung der Gase im Gletschereis

Nachdem die Gase im Gletschereis eingeschlossen worden sind, stellt sich die Frage, wie sich ihre Eigenschaften im Laufe der Zeit verändern. Lufteinschlüsse in temperiertem Eis sind sicher grösseren Veränderungen unterworfen, da die Gase mit dem vorhandenen Wasser in Wechselwirkung treten. Dieses Wasser im Gletscher ist nach Nye und Frank (Nye 1973, Lliboutry 1971) beweglich. An einem Ort des Gletschers kann es Gase lösen und wegtransportieren, an einem andern in Form von Blasen wieder deponieren. Wasser, das von der Oberfläche her durch den Gletscher hindurchfliesst, kommt mit Luftblasen von ständig grösserem Gasdruck in Kontakt, da der Gasdruck in den Blasen mit dem hydrostatischen Druck des Eises zunimmt. Deshalb löst dieses intergranulare Wasser ständig mehr Gase. Die Menge Gas der Komponente i (V_i), die durch eine infinitesimale Menge Wasser (dm) aus einer Gasblase in der Tiefe y wegtransportiert werden kann, beträgt (Berner 1978)

$$dV_i = L_i \frac{Vi}{\sum_j Vj} \frac{dp}{dy} dm \qquad (1)$$

Dabei bedeutet:

L_i Löslichkeit der Komponente i in Wasser von 0 °C.
p hydrostatischer Druck in Funktion der Tiefe y.

Nebst diesem durch den Gletscher fliessenden Wasser spielt auch das im Gletscher durch Reibungswärme produzierte Wasser eine grosse Rolle. An seinem Entstehungsort ist es praktisch gasfrei und hat die Fähigkeit, aus seiner unmittelbaren Umgebung sehr viel Gas zu lösen, besonders wenn der Prozess in grosser Tiefe stattfindet.
Die Menge Gas der Komponenten i (V_i), die durch eine infinitesimale Menge Wasser (dm), die durch Schmelzen von Eis entsteht, an Ort und Stelle gelöst und dann wegtransportiert werden kann, beträgt

$$dV_i = -L_i \frac{Vi}{\sum_j Vj} p\,dm \qquad (2)$$

Die Bezeichnungen haben die gleiche Bedeutung wie in der vorangegangenen Gleichung.
In einer früheren Arbeit (Berner 1978) wurde die Wasserproduktion in Funktion des Ortes anhand eines Gletschermodells berechnet. Zudem wurde angenommen, dass die Wassermenge, die pro Jahr von der Oberfläche her durch den Gletscher fliesst, einem Wasseräquivalent zwischen 0,02 und 0,04 m entspricht. Damit konnten Messungen des Gasgehaltes und der Gaszusammensetzung entlang der Ablationszone des Griesgletschers befriedigend erklärt werden.

Hier soll die Anwendungsmöglichkeit von Gasmessungen an Eisproben an einem Beispiel aus Grönland demonstriert werden. An der Westküste Mittelgrönlands (EGIG Camp III, 69°43,5'N, 50°8'W) am Rande des Inlandeises tritt Eis aus tieferen Schichten an die Oberfläche und schmilzt ab. Dieses Eis wurde im Zentrum Grönlands vor einigen tausend Jahren durch Sintern trockenen Firnes bei ungefähr −30 °C und einem mittleren Barometerdruck von ca. 700 mbar gebildet. Es hatte ursprünglich ungefähr 0,0917 m^3Mg^{-1} STP Luft von im wesentlichen atmosphärischer Zusammensetzung eingeschlossen. Gasanalysen an Proben von Camp III ergeben nun Resultate, die im Gasgehalt und in der Gaszusammensetzung stark von den entsprechenden Werten abweichen (Tabelle 4). Diese Abweichungen können nur verstanden werden, wenn man annimmt, dass das untersuchte Eis im Verlaufe der Zeit einmal temperiert war. Dies ist keine selbstverständliche Annahme, wurde das Eis doch bei −30 °C gesintert und hatte bei der Probenentnahme in Camp III eine Temperatur von −4 °C.

Für das Auswaschen der Gase kommt nur intern produziertes Schmelzwasser in Frage, da in dieser Breite über den ganzen Eisschild eine Schicht kalten Eises das Eindringen von Oberflächen-Schmelzwasser in das Kanalsystem von allfällig darunterliegendem temperiertem Eis verhindert. Falls in Gleichung 2 ein mittlerer Druck p (entsprechend einer mittleren Tiefe unter Oberfläche y ($p = \rho_{Eis} \cdot y$) eingesetzt wird, kann das Produkt $p \cdot m$ aus den Messresultaten berechnet werden. Es beträgt ungefähr:

$$p \cdot m = 6{,}2\ 10^{-4}\ P\ kg_{Schmelzwasser}/kg_{Eis}$$

oder

$$y \cdot m = 5{,}7\ m\ kg_{Schmelzwasser}/kg_{Eis}$$

wenn nicht vom hydrostatischen Druck p, sondern von der Tiefe unter Oberfläche y ausgegangen wird. Dies bedeutet, dass, wenn z.B. 5,7% des ursprünglichen Eises weggeschmolzen und herausgepresst wurden, dies in einer mittleren Tiefe von 100 m stattgefunden haben muss.

In kaltem Eis sind die Gasblasen viel stärker an ihren Ort gebunden. Sie können Konzentrationsgefälle nur durch Diffusion ausgleichen. Die Diffusionskonstanten der Gase im Eis sind schlecht bekannt. In Eis von −20 °C gibt die Diffusionskonstante für Neon mit 10^{-12} m^2s (Hobbs 1974) eine Grössenordnung an, die für die atmosphärischen Gase eine obere Grenze darstellt. Dies bedeutet, dass sich Gase auch bei grossen Konzentrationsgefällen in 100 Jahren nur um Bruchteile eines Meters verschieben, was für die meisten grossräumigen Betrachtungen vernachlässigt werden kann. Lokal können aber Veränderungen der Gaszusammensetzung in den Gasblasen auftreten, indem im Eis gelö-

Tab. 3.

	Totaler Gasgehalt (m^3Mg^{-1})	N_2 (%)	O_2 (%)	Ar (%)	CO_2* (mm^3g^{-1})
Kesselwandferner 1	0,0481	85,8	13,4	0,79	-**
Kesselwandferner 2	0,0405	78,3	20,7	1,05	-**
Kesselwandferner 3	0,0569	85,6	13,6	0,80	-**
Ewigschneefeld 1	0,00534	77,3	21,5	1,16	0,14
Ewigschneefeld 2	0,00536	76,6	22,2	1,20	0,12
Ewigschneefeld 3	0,00466	70,9	27,4	1,51	0,20
Atmosphäre	-	78,09	20,95	0,93	-

* Totale Menge, in den Blasen und im Eis gelöst.
** Nicht gemessen, da Proben in Trockeneis transportiert wurden.

Tab. 4.

	Entnahmetiefe (m)	Totaler Gasgehalt (m^3Mg^{-1})	N_2 (%)	O_2 (%)	Ar (%)	CO_2 (mm^3g^{-1})
Camp III 28a	3,65	71,2	80,5	18,6	0,82	0,013
Camp III 28b	4,67	79,1	78,4	20,2	0,72	0,019

ste Gase in die Blasen diffundieren oder umgekehrt. Wie schon erwähnt, ist nur das CO_2 zu einem beachtlichen Teil im Eis gelöst. Erste Messungen haben denn auch ergeben, dass dessen Gehalt in den Blasen mit dem Alter des Eises ansteigt. Dies erschwert die Interpretation von CO_2-Messungen der Gasblasen in altem Eis im Hinblick auf die Bestimmung des CO_2-Gehaltes der Atmosphäre zur Zeit der Eisbildung. Ein Rückschluss auf den CO_2-Gehalt der Atmosphäre ist erst möglich, wenn die Diffusion des CO_2 vom Eis in die Blase berechnet werden kann. Auch der Sauerstoffgehalt weicht in einigen Proben kalten Eises etwas ab von jenem in der Atmosphäre und in jungem Eis. Es wurde diskutiert, ob diese Abweichungen Veränderungen im O_2-Gehalt der Atmosphäre, Oxydation von Staub oder biologische Prozesse im Eis widerspiegeln (Scholander 1962). Davon abgesehen scheint kaltes Eis ein sehr zuverlässiger Speicher zu sein, was die Konstanz der Gasmenge und der Gaszusammensetzung betrifft. Grössen im Zusammenhang mit Gasblasen, die sich auch in kaltem Eis ändern, sind die Blasengrösse und die Blasenform. Da sich der Gasdruck in den Blasen dem hydrostatischen Druck der Umgebung angleicht, werden die Blasen mit zunehmender Tiefe kleiner. Der Gasdruck entspricht übrigens nicht genau dem Umgebungsdruck des Eises, sondern folgt diesem mit einer Verzögerung und ist bis ca. 200 m Tiefe $4 \cdot 10^{-5}$ P, in grösseren Tiefen 10^{-5} P kleiner als dieser (Gow 1968). Am Bohrkern von Byrd Station Antarktis wurde beobachtet, dass die Blasen unter 1200 m Tiefe ganz verschwinden (Miller 1969). Entweder bilden die Gasmoleküle mit den H_2O-Molekülen des Eises Klathrathe, oder die Gasatome gehen bei diesem Druck im Eis in Lösung (Jones 1977). Luftblasen nehmen in ruhendem Eis mit der Zeit Kugelgestalt an, da dies dem Zustand mit der kleinsten Oberflächenenergie entspricht. In fliessendem Eis wird die Blase zu einem Ellipsoid verzerrt. Durch Wasserdampftransport in der Blase wird diesem Prozess entgegengewirkt, so dass die Blasenform nur Auskunft über die rezente Verzerrung der entsprechenden Eisprobe geben kann. Die Rückformung von einem Ellipsoid in eine Kugel hängt nebst der Form auch von der Grösse der Blase ab. Der Prozess dauert in Eis von $-20\,°C$ einige Jahre bis einige Jahrzehnte. Eine irreversible Änderung ergibt sich, wenn die Verzerrung so gross ist, dass sich benachbarte Blasen berühren und dann verschmelzen (Weertmann 1968).

Aus Figur 1 ersieht man, dass der Luftgehalt in dieser Eisprobe jahreszeitlich um ca. 10% schwankt. Die Eisprobe entstammt einer Tiefe von 100 m. Es stellt sich nun die Frage, ob sich solche Unterschiede des Gasgehaltes mit zunehmender Tiefe und zunehmendem Alter ausgleichen, erhalten bleiben oder gar verstärken. Dabei ist zu berücksichtigen, dass Blasen entlang einem Temperaturgradienten zur wärmeren Seite hin wandern. Da sich andererseits blasenreiches Eis bei gleicher Scherspannung stärker verzerrt als blasenarmes und somit mehr Wärme pro Volumeneinheit produziert, liegt im Prinzip eine positive Rückkopplung vor; die Unterschiede könnten sich sogar verstärken.

Eine grobe numerische Abschätzung soll zeigen, dass dieser Effekt so gering ist, dass er auch in extremen Fällen vernachlässigt werden kann. Eine Gleichung von Shreve zur Berechnung der Wanderungsgeschwindigkeit in einem Temperaturgradienten (Shreve 1967) ergibt, angewandt auf sphärische Blasen:

$$u = 3 \cdot 10^{-12} \frac{dT}{dy} \frac{m^2}{s\,deg} \qquad (3)$$

Bei einer reinen Scherspannung von 10^7 P, was als extreme obere Grenze bei einem Gletscher oder Eisschild gelten darf, erreicht man zwischen blasenreichem und blasenarmem Eis im Abstand von 50 cm höchstens einen Temperaturunterschied von $10^{-2}\,°C$. Beim entsprechenden Temperaturgradienten wäre die Wanderungsgeschwindigkeit u ungefähr $2 \cdot 10^{-6}$ m/Jahr.

Mit dieser Abschätzung sollen die Beispiele von offenen Problemen im Zusammenhang mit Gasen im Eis abgeschlossen werden. Gasgehalt, Gaszusammensetzung, Blasengrösse, Blasenform und Blasenverteilung enthalten sicher noch viele Informationen über die Umweltbedingungen zur Zeit der Eisbildung und über die Geschichte des Eises, die uns jetzt noch verborgen bleiben. Je mehr Messresultate vorliegen, desto eher wird eine richtige Interpretation möglich sein.

Literatur

Anderson, D.L. and Benson C.S. 1963: The densification and diagenesis of snow. Kingery W.D., Ice and Snow A.I.T., Press Cambridge.

Bari, S.A., Hallett, J. 1974: Nucleation and growth of bubbles at an icewater interface. Journal of Glaciology, Vol. 13, No. 69, 489–520.

Berner, W., Stauffer, B. and Oeschger, H. 1978: Dynamic Glacier Flow Model and the Production of Internal Meltwater. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 209.

Carte, A.E. 1961: Air bubbles in ice. Proceedings of the Physical Society of London, Vol. 77, No. 495, 757–68.

Gow, A.J. 1968: Bubbles and bubble pressures in Antarctic glacier ice. Journal of Glaciology, Vol. 7, No. 50.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Johnsen, S.J. and Reeh, N. 1978: Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris and continental dust. Journal of Glaciology, Vol. 20, No. 82, 3–26.

Hobbs, P.V. 1965: The effect of time on the physical properties of deposited snow. J. Geophys. Res. 70, 3903–7.

Hobbs, P.V. 1974: Ice Physics. Clarendon Press, Oxford & London, 855.

Jones, S.J., Johari, G.P. 1977: Effects of hydrostatic pressure on air bubbles in ice. Proceedings of the International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Grenoble 28–30 August 1975. International Association of Hydrological Sciences. Commission on Snow and Ice. IAHS-Publication No. 118, 23–28.

Lliboutry, L. 1971: Permeability, brine content and temperature of temperate ice. Journal of Glaciology, Vol. 10, No. 58, 15–29.

Miller, S.L. 1969: Science No. 165, 489.

Nye, J.F. and Frank, F.G. 1973: Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier. Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, 7–13 Sept. 1959, IAHS-Publication No. 95, 157.

Raynaud, D., Lorius, C. 1977: Total gas content in polar ice; rheological and climatic implications. Proceedings of the International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Grenoble, 28–30 August 1975. International Association of Hydrological Sciences, Commission on Snow and Ice. IAHS-Publication No. 118, 326–35.

Scholander, P.F., de Vries, H., Dansgaard, W., Coachman, L.K., Nutt, D.C., Hemmingsen, E. 1962: Radio-Carbon age and oxygen-18 content of Greenland icebergs. Meddelelser om Grønland, Bd. 165, No. 1.

Shreve, R.L. 1967: Migration of air bubbles, vapor figures and brine pockets in ice under a temperature gradient. Journal of Geophysical Research, Vol. 72, No. 16, 4093–100.

Stauffer, B. and Berner, W. 1978: CO_2 content in natural ice. Journal of Glaciology, Vol. 21, No. 85, 291–300.

Weertman, J. 1968: Bubble coalescene in ice as a tool for the study of its deformation history. Journal of Glaciology, Vol. 7, No. 50, 155–59.

Anschrift des Autors:

PD Dr. Bernhard Stauffer
Physikalisches Institut der Universität Bern
Sidlerstrasse 5
CH-3012 Bern