Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich (2004) *149*/4: 95–104

Kalte Gletscher als Paläotemperaturarchiv – Untersuchungen aus dem Mont-Blanc- und Monte-Rosa-Gebiet

Stephan Suter und Martin Hölzle (Zürich)

Zusammenfassung

Wenig war bis anhin bekannt über die thermischen Verhältnisse hochgelegener Alpengletscher. Im Rahmen eines internationalen Forschungsprojektes wurden im Mont-Blanc- und Monte-Rosa-Gebiet systematische Untersuchungen zur Erforschung der Temperaturverhältnisse so genannt kalter Gletscher und ihrer Beziehung zum Klima durchgeführt. «Kalt» bedeutet dabei, dass der Firn über das ganze Jahr hindurch Temperaturen unter dem Gefrierpunkt aufweist. In der Studie wurden insbesondere die Verbreitung von kalten Firngebieten, die Wechselwirkung zwischen kaltem Firn und Mikroklima und die Eigenschaft als Paläotemperaturarchiv untersucht. Die Verbreitung von kaltem Firn gehorcht einem komplexen mikroklimatischen Muster und ist grosser Variabilität unterworfen. Nebst der Höhenlage und der Hangexposition spielt die Schmelzwasserinfiltration während den Sommermonaten eine entscheidende Rolle, ob kalter Firn entsteht und wie kalt er ist. Dies konnte aufgrund einer Energiebilanzstudie gezeigt und mit Modellrechnungen untermauert werden. Die seit den 1990er Jahren in Mitteleuropa beobachtete Erwärmung konnte mit Hilfe von gemessenen Bohrlochtemperaturprofilen aus dem Gletscher auch für die hochalpinen Lagen der Alpen bestätigt werden. Wegen der hohen Sensitivität kalter Firngebiete speziell auf hohe Sommertemperaturen droht diesen Gebieten in naher Zukunft eine rasche Erwärmung mit weitreichenden Folgen für das Klimaarchiv Gletscher.

Cold glaciers as a paleo-temperature archive – A study from the Mont-Blanc and Monte-Rosa areas

Little knowledge has existed until today on the thermal characteristics of high-elevation Alpine glaciers. In the framework of an international research project a systematic investigation on the thermal conditions of so-called cold glaciers and their relation to climate was carried out for the Mont-Blanc and Monte-Rosa areas. «Cold» means that the firn shows below-freezing temperatures throughout the year. Especially the occurrence of cold firn, the interaction between cold firn and microclimate and the characteristics as a paleo-temperature archive were investigated in the study. The occurrence of cold firn follows a complex microclimatic pattern and is characterized by a large variability. Besides altitude and slope aspect, meltwater infiltration during the summer months plays an important part whether cold firn is formed and how cold it is. This could be shown with an energy-balance study and be supported with model calculations. The observed warming in Central Europe since the 1990s could as well be confirmed for high-alpine sites based on observed englacial borehole-temperature profiles. Due to the high sensitivity of cold firn areas especially to high summer temperatures, these areas might be subject to a rapid warming in the near future with serious consequences for the role of Alpine glaciers as a climate archive.

Schlagwörter: Energiebilanz – Firntemperaturen – Glaziologie – Klimaveränderung – Mikroklimatologie – Modellierung – Temperaturrekonstruktion

1 EINLEITUNG

1.1 Was ist kalter Firn?

Unter *kalten* Gletschern versteht man Firn[1]- und Eiskörper, welche als ganzes über eine minimale Zeitperiode von einem Jahr negative Temperaturen aufweisen. Falls sich der gesamte Gletscher am Druckschmelzpunkt von Eis befindet, spricht man von einem *temperierten* Gletscher. Viele in der Natur vorkommende Gletscher sind weder kalt noch temperiert, sondern eine Mischform: kalte Teile des Gletschers koexistieren mit temperierten Bereichen. Solche Gletscher werden als *polythermal* bezeichnet (PATERSON, 1994).

Im Akkumulations- oder Nährgebiet des Gletschers können je nachdem ob und wieviel Schmelzwasser während der Sommermonate entsteht, verschiedene Zonen unterschieden werden. Diese Zonen reichen von der Trockenschneezone, in welcher es so kalt ist, dass überhaupt kein Schmelzwasser entsteht, über die Perkolationszone, in welcher Schmelzwasser entsteht und in den Schnee und Firn infiltriert, bis zur temperierten Firnzone, in welcher das Schmelzwasser den Firn so weit durchdringt, dass der Firn eine Temperatur von 0 °C annimmt (MÜLLER, 1962). In den ersten beiden Zonen bildet sich kalter Firn im Akkumulationsgebiet.

Um Firntemperaturen zu quantifizieren, kann eine mittlere jährliche Firntemperatur (MAFT) definiert werden. Die MAFT findet sich in einer Tiefe, in welcher die saisonalen Temperaturschwankungen verschwinden. Dies ist normalerweise in einer Tiefe von 10–20 m der Fall. In der Trockenschneezone ist die MAFT praktisch identisch mit der mittleren jährlichen Lufttemperatur (MAAT) an der Oberfläche. In der Perkolationszone liegt die MAFT normalerweise höher als die MAAT aufgrund der latenten Wärme, welche in dieser Zone in den obersten Schnee- und Firnschichten durch wiedergefrierendes Schmelzwasser entsteht.

Die MAFT ist hauptsächlich das Ergebnis der Energie- und Massenbilanz an der Gletscheroberfläche. Wichtige Grössen, welche die MAFT beeinflussen, sind die MAAT, der Strahlungshaushalt, der Neuschneezuwachs (Akkumulationsrate), das Volumen des einsickernden und wiedergefrierenden Schmelzwassers, die Topographie und Windeffekte. Einige dieser Grössen sind eng miteinander verknüpft, wie beispielsweise Topographie, Windeffekte und Neuschneedeposition. Weitere Grössen, welche das Auftreten von kaltem Firn beeinflussen können, sind die Gletscherfliessgeschwindigkeit, die Ausdehnung und Eigenschaften des Einzugsgebietes (Ablagerung von kaltem Lawinenschnee), die Intensität der Reibung des Gletschers am Gletscherbett und der Eisdeformation, der Bodenwärmefluss und das Auftreten von Spaltenzonen (z. B. PATERSON, 1994; SUTER et al., 2001).

Negative Firn- und Eistemperaturen sind aus folgenden Gründen von grosser Bedeutung für glaziologische und klimatologische Studien:

- sie beeinflussen die Materialeigenschaften des Eises und damit das Fliessverhalten (PATERSON, 1994);
- sie gelten als Schlüsselparameter, um regionale und globale Erwärmungen oder Abkühlungen zu rekonstruieren (z. B. ROBIN, 1983; HAEBERLI, 1990; HAEBERLI und FUNK, 1991; MACAYEAL et al., 1991; CIHLAR et al., 1997), da sie wie ein natürlicher Thermograph mit einem ausgesprochenen Langzeitgedächtnis funktionieren und damit die Lufttemperaturgeschichte der Vergangenheit aufzeichnen;
- sie stabilisieren steile Hängegletscher, wenn diese teilweise oder ganz am Bett angefroren sind (ALEAN, 1985; HAEBERLI et al., 1989; WAGNER, 1996; LÜTHI und FUNK, 1997);
- sie können die Massenbilanz eines Gletschers positiv oder negativ beeinflussen und haben damit einen grossen Einfluss auf Meeresspiegelszenarien bei einer atmosphärischen Erwärmung (GREUELL und OERLEMANS, 1986; KONZELMANN und BRAITHWAITE, 1995; MEIER, 1984);
- sie sind entscheidend für die Klima- und Umweltforschung mit Hilfe der Untersuchung von Eisbohrkernen, da sie ein optimales Einbettungs- und Konservierungsmedium für jegliche Art von Spurenstoffen bilden und garantieren, dass diese nicht durch Schmelzwasser verlagert oder ausgewaschen werden (WAGENBACH, 1989; HAEBERLI und STAUFFER, 1994).

1.2 Erforschung der kalten Firngebiete in den Alpen

Lange Zeit galten Alpengletscher grundsätzlich als temperiert, obwohl VALLOT (1893, 1913) schon am Ende des 19. bzw. zu Beginn des 20. Jahrhunderts kalten Firn im Mont-Blanc-Massiv beobachtete. Erst in den 1950er Jahren wurde die Diskussion mit entsprechenden Untersuchungen im Monte-Rosa- (FISHER, 1953, 1954, 1955,

[1] **Firn** ist Altschnee, welcher mindestens 1 Jahr alt ist. Seine Dichte ist höher als 0,6 g/cm³. Die feinen Eiskristalle sind durch wiederkehrendes Auftauen und Gefrieren zu grösseren Eisbrocken verschmolzen.

1963) und im Jungfrau-Gebiet (HAEFELI und BRENTANI, 1955) wieder aufgegriffen. LLIBOUTRY et al. (1976) und HAEBERLI (1976) waren unter den ersten, welche die Verbreitung von kaltem Firn in den Alpen systematisch abschätzten. In der jüngeren Vergangenheit wurden Firn- und Eistemperaturmessungen auf Alpengletschern vorwiegend zu einem spezifisch praktischen oder wissenschaftlichen Zweck durchgeführt, etwa in Verbindung mit Bauvorhaben (HAEFELI und BRENTANI, 1955; HAEBERLI et al., 1979), Gletscherrisikoabschätzungen (LÜTHI und FUNK, 1997) und hochalpinen Eisbohrungen (OESCHGER et al., 1977; ALEAN et al., 1983; HAEBERLI und FUNK, 1991; VINCENT et al., 1997). Ein räumliches Schema zur Verbreitung von kaltem Firn wurde u. a. von HOOKE et al. (1983) für alpine und polare Regionen und von HAEBERLI und ALEAN (1985) für die Alpen entworfen. Ein höhen- und expositionsabhängiges Modell zur Verbreitung von kaltem Firn in den Alpen wurde von SUTER et al. (2001) skizziert und mit aktuellen Messdaten für das Mont-Blanc- und Monte-Rosa-Gebiet verfeinert (SUTER und HOELZLE, 2002).

Bohrlochtemperaturmessungen aus Grönland und der Antarktis ermöglichten es aufgrund der Eismächtigkeiten von 3 bis 4 km, Paläotemperaturuntersuchungen über Zeiträume von mehr als 100 000 Jahren durchzuführen (DAHL-JENSEN und JOHNSEN, 1986; RITZ, 1989; MACAYEAL et al., 1991; SALAMATIN et al., 1994; DAHL-JENSEN et al., 1999).

Immer mehr werden auch moderne Techniken wie boden- oder luftgestütztes Radar (BAMBER, 1989; BJØRNSSON et al., 1996) und Fernerkundung (WEST et al., 1996) eingesetzt, um die thermale Struktur von Gletschern und Eiskappen grossflächig zu erfassen.

1.3 Das Projekt ALPCLIM

Im Rahmen des EU-Forschungsprojektes ALPCLIM (Environmental and Climate Records from High-Elevation Alpine Glaciers) wurde in einer Zusammenarbeit von 8 Partnerinstituten aus Deutschland, Frankreich, Italien, Österreich und der Schweiz eine Vielzahl von Umwelt- und Klimainformationen aus alpinen Eisbohrkernen aus dem Monte-Rosa- und Mont-Blanc-Gebiet gesammelt, analysiert, interpretiert und einer Synthese zugeführt (WAGENBACH, 2001). Im Zusammenhang mit dem Projekt wurden an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich insbesondere die thermischen Verhältnisse der Alpengletscher und ihre Eigenschaft als Paläotemperaturarchiv untersucht. Folgende Ziele wurden dabei verfolgt:

- besseres Verständnis der räumlichen Verbreitung von kaltem Firn auf Alpengletschern
- erfassen des relevanten Energie- und Massenhaushalts an der Gletscheroberfläche, welche zur Bildung von kaltem Firn führen
- abschätzen der klimatischen Aussagekraft von Bohrlochtemperaturmessungen
- Reaktion kalter Firngebiete auf ändernde klimatische Bedingungen

2 DIE AKTUELLE VERBREITUNG VON KALTEM FIRN IN DEN ALPEN

In zwei Messkampagnen in den Jahren 1998 und 1999 wurden am Mont Blanc (Arête des Bosses, Glacier des Bossons, Glacier de Taconnaz) und im Monte Rosa (oberer Grenzgletscher, Ghiacciaio del Lys) in über 50 Bohrlöchern Firn- und Eistemperaturen bis in eine Tiefe von 22 m gemessen. Hauptziel dieser Messungen war es, die räumliche Verbreitung von kaltem Firn zu erfassen. Für die untersuchten Höhenbereiche von 3800 bis 4800 m ü. M. (Mont Blanc) bzw. 3900 bis 4500 m ü. M. (Monte Rosa) konnte grundsätzlich das Auftreten von kaltem Firn erwartet werden. So wurden in 18 m Tiefe (Tiefe, in welcher die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen im Firn praktisch verschwinden und man von der MAFT sprechen kann) denn auch Temperaturen von gegen –15 °C (Mont Blanc) bzw. –13,5 °C (Monte Rosa) gemessen. Überraschend war die grosse räumliche Variabilität dieser Temperaturen über die Gletscheroberfläche: eigentliche «Cold Spots» in schattigen Steilhängen bzw. flachen Firnsätteln mit wenig Neuschneeakkumulation wechseln mit beinahe temperierten Abschnitten an exponierten Südhängen. Die raschen Wechsel weisen auf einen bedeutenden Einfluss des Mikroklimas in komplexer Topographie hin. Die statistische Auswertung der gemessenen Firntemperaturen zeigte denn auch eine signifikante Abhängigkeit von der Höhenlage, Hangexposition, Sonneneinstrahlung und Neuschneeakkumulation. Zwischen 60 und 64% der Variabilität der Firntemperaturen im Raum konnte mit Hilfe der Grössen Höhenlage und Exposition und damit der Lufttemperatur und Sonneneinstrahlung erklärt werden. Aufgrund dieser einfachen Beziehung lassen sich Faustregeln für die Untergrenze kalter Firnvorkommen festlegen. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 dargestellt. Die generell tieferen Untergrenzen für das Mont-Blanc-Gebiet müssen dabei vorsichtig interpretiert werden, da praktisch keine Messungen in «warmen» Südexpositionen gemacht

Tab. 1. Untergrenzen (m ü. M.) für das Auftreten von kaltem Firn als Funktion der Exposition (EXP) für das Mont-Blanc- und Monte-Rosa-Gebiet.

Tab. 1. Lower limit (m a.s.l.) of cold firn as a function of exposition (EXP) in the Mont Blanc and Monte Rosa area.

EXP	Mont Blanc	Monte Rosa
N	3510	3720
NW/NE	3590	3820
W/E	3670	3910
SW/SE	3750	4000
S	3830	4090

werden konnten. Abb. 1 zeigt die Verbreitung von kaltem Firn im Monte-Rosa-Gebiet, berechnet mit Hilfe der Beziehung zwischen MAFT und den Grössen Höhenlage und Hangexposition.

Einige Orte im Mont-Blanc- und Monte-Rosa-Gebiet weisen eine signifikante Erhöhung der Firntemperatur seit früheren Messungen auf. Das aktuelle Verbreitungsmuster von kaltem Firn liegt jedoch immer noch innerhalb der Grenzen der Modelle, welche auf älteren Daten beruhen (Suter et al., 2001), so dass für die letzten 50 Jahre keine markante Änderung der Verbreitung von kaltem Firn abgeleitet werden kann.

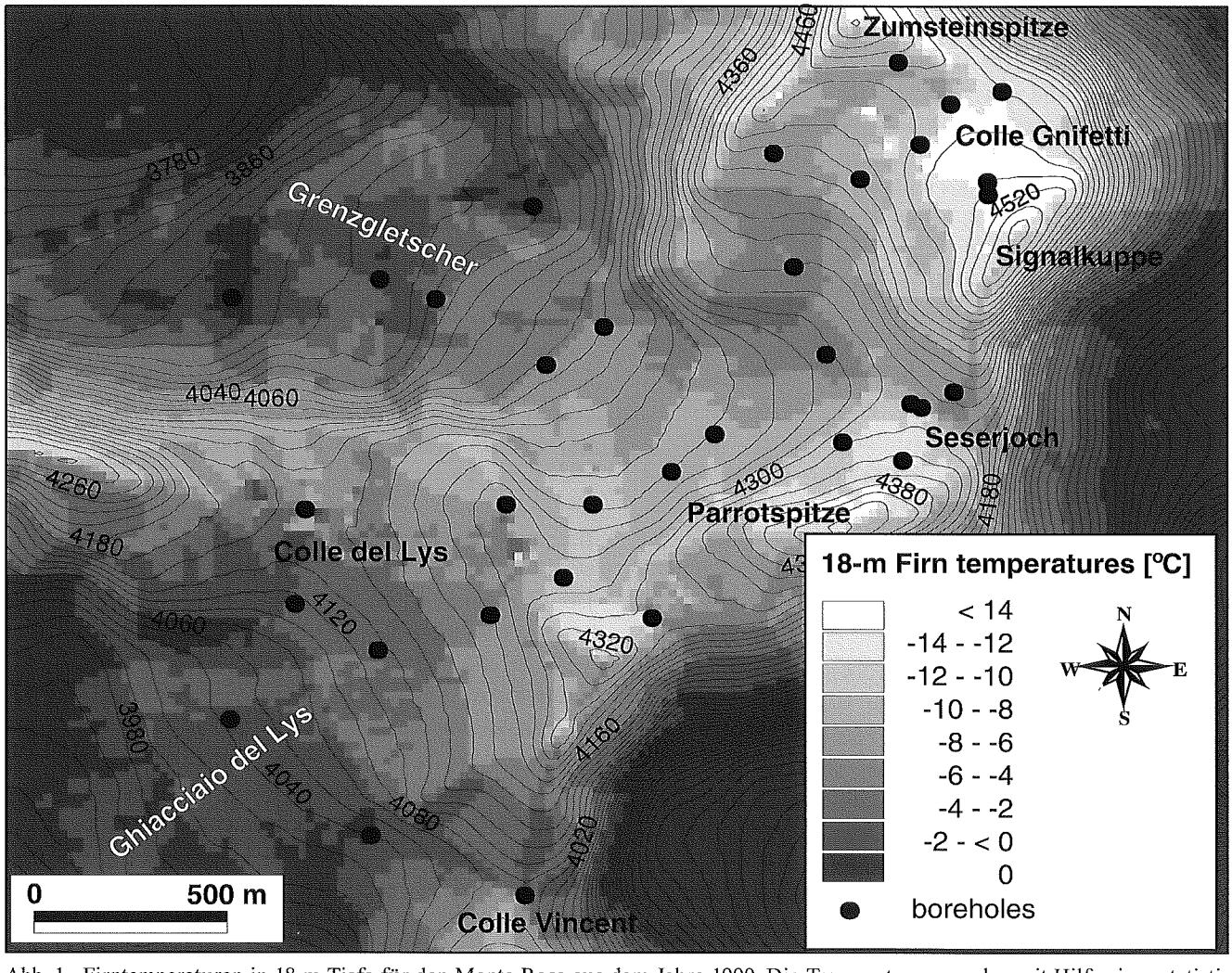

Abb. 1. Firntemperaturen in 18 m Tiefe für den Monte Rosa aus dem Jahre 1999. Die Temperaturen wurden mit Hilfe eines statistischen Modells gerechnet, welches die gemessenen Firntemperaturen mit der Höhe und der Hangexposition in Beziehung setzt. Dunkle Punkte bezeichnen Bohrlochstandorte (Graphik S. Suter).

Fig. 1. Firn temperatures in a depth of 18 m in the Monte Rosa area from the year 1999. The temperatures were calculated with a statistical model, which is based on a relation between the measured firn temperatures, altitude and exposition. Dark points represents the measured borehole sites (Figure S. Suter).

3 DIE INTERAKTION ZWISCHEN KLIMA UND KALTEM FIRN

Um die mikroklimatischen Einflüsse auf die Bildung von kaltem Firn und Eis besser zu verstehen, wurden die Energieflüsse zwischen Atmosphäre und kaltem Gletscher mit Hilfe einer aufwändig instrumentierten Klimastation am 4300 m hohen Gletschersattel des Seserjochs (Monte Rosa) genauer untersucht (Abb. 2). Bedingt durch die widrigen Wetterverhältnisse auf über 4000 m ü. M. erwiesen sich die Messungen als sehr schwieriges Unterfangen. Insbesondere die Reifbildung, das zeitweilige Einschneien und die zum Teil kräftigen Stürme setzten der Station zu. Trotzdem ist es gelungen, von Mai 1999 bis April 2000 qualitativ gute Ergebnisse zu erhalten.

Der Energiehaushalt über kaltem Firn kann folgendermassen geschrieben werden:

$$R + H + LE + S + M = 0, \qquad (1)$$

wobei R = Nettostrahlung, H = fühlbarer Wärmefluss, LE = latenter Wärmefluss (Evaporation, Kondensation und Sublimation), S = Bodenwärmefluss und M = Wärmefluss aufgrund von Oberflächenschmelze oder Wiedergefrieren von Schmelzwasser / Raureifbildung. Die Vorzeichen werden dabei positiv genommen, wenn die Flüsse Wärmequellen für die Schnee- / Firnoberfläche darstellen.

Die Energiebilanzstudie hat gezeigt, dass die Hauptenergieumsätze aus der Nettostrahlung R (kurzwellige Sonnen- und langwellige Wärmestrahlung), dem fühlbaren Wärmefluss H (Wärmefluss durch Temperaturgradient zwischen Atmosphäre und Oberfläche und turbulenten vertikalen Luftaustausch) und dem latenten Wärmefluss LE (Wärmefluss durch Verdunstung, Kondensation und Sublimation zwischen Atmosphäre und Oberfläche) stammen. Unter speziellen Wetterbedingungen spielen der Energieeintrag durch die Raureifbildung (anfrieren von unterkühlten Wassertröpfchen aus Wolken) und die Energiesenke durch die Bildung von sommerlichem Schmelzwasser an der Schnee-/Firnoberfläche eine bedeutende Rolle und können in der Energiebilanz nicht vernachlässigt werden. Durch die präzise Beobachtung der Schneeoberflächentemperatur wurde es möglich, einzelne Schmelzereignisse und ihre Dauer genau zu registrieren. Mit Hilfe der Energiebilanzgleichung (1) konnte aus den gemessenen R, H, LE und S ein Residuum bestimmt werden, welches alle nicht berücksichtigten Energieflüsse und den Fehler enthält. Unter der Annahme, dass das Residuum in etwa M entspricht, konnte der Energiebetrag, welcher während Schmelzereignissen (Oberflächentemperatur von 0 °C) für die Schmelze zur Verfügung stand, erstmals quantifiziert werden (Abb. 3). Dies ist entscheidend, um die Wechselwirkung zwischen Klima und Firntemperaturen zu verstehen, da in den Firn einsickerndes und wieder gefrierendes Schmelzwasser latente Wärme freisetzt und dadurch den Firn erwärmt. Die beobachtete grosse räumliche Variabilität der Firntemperaturen ist somit wohl hauptsächlich auf unterschiedliche Schmelzwassereinträge während des Sommers zurückzuführen.

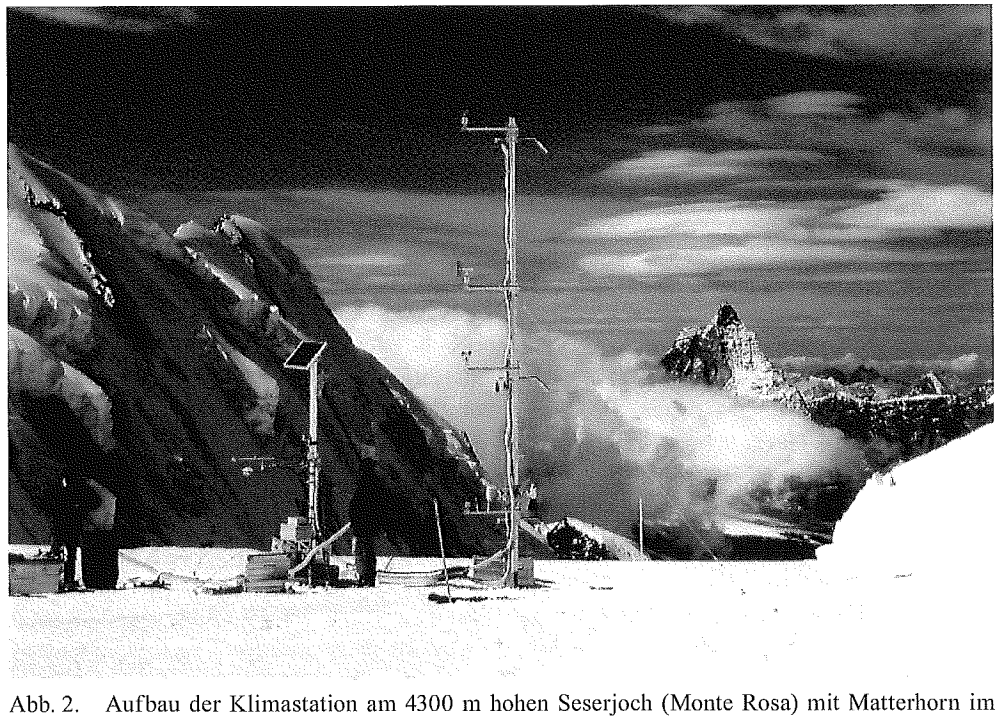

Abb. 2. Aufbau der Klimastation am 4300 m hohen Seserjoch (Monte Rosa) mit Matterhorn im Hintergrund (Bild S. Suter).

Fig. 2. Installation of a climate station on the 4300 m a.s.l. situated Seserjoch (Monte Rosa). In the background the Matterhorn (Photo taken by S. Suter).

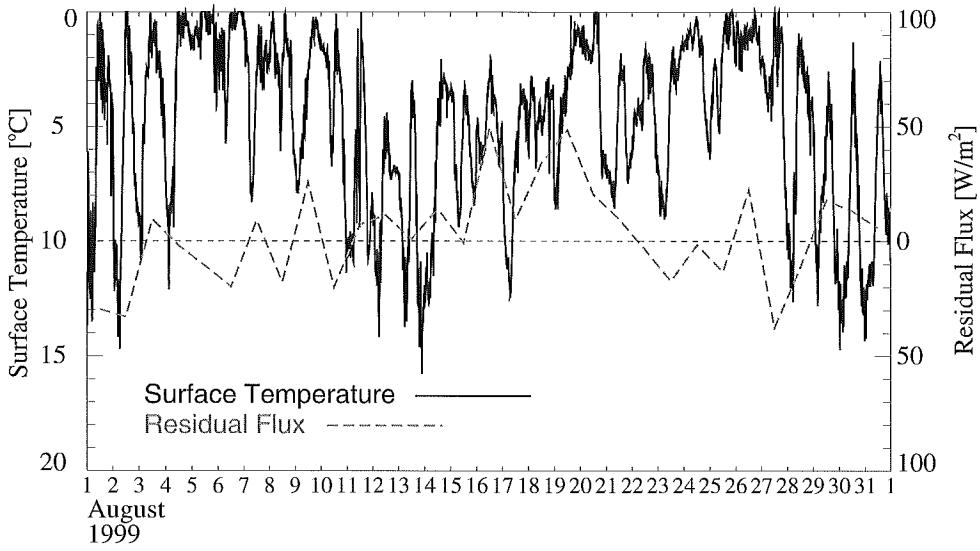

Abb. 3. Oberflächentemperaturen und tägliches Residuum der Energiebilanz am Seserjoch von August 1999. Schön zu sehen sind die Schmelzereignisse und ihre Dauer (Oberflächentemperatur erreicht 0 °C). Das tägliche Residuum der Energiebilanz kann als Mass für die Schmelze bzw. das Wiedergefrieren von Schmelzwasser / Raureifbildung gelten (siehe Gleichung 1). Während Schmelzperioden ist das Residuum überwiegend negativ und weist damit auf einen Energieüberschuss hin, welcher durch Schmelze kompensiert wird (Graphik S. Suter).

Fig. 3. Surface temperatures and daily residuum of the energy balance at the Seserjoch, August 1999. Melt situations and their duration (surface temperature is 0 °C) can be recognized quite well. The daily residuum of the energy balance is an approximation for the melting or the refreezing of melt water / building of depth hoar (see equation 1). The residuum is mainly negativ during the melting periods and points to an energy surplus, which is compensated by melt (Figure S. Suter).

4 TEMPERATURREKONSTRUKTIONEN – FIRNTEMPERATUREN ALS KLIMAARCHIV

Wie bereits erwähnt, widerspiegeln gemessene Firn- und Eistemperaturprofile (Messung der Temperatur über die Tiefe des Gletschers) die Lufttemperaturgeschichte an der Oberfläche und können somit als Klimasignal interpretiert werden. Dies gilt allerdings nur, falls sich die Bedingungen an der Oberfläche (Neuschneeakkumulation, Schmelzenergieeintrag usw.) über den Rekonstruktionszeitraum nicht drastisch verändert haben. Bei konstanter Oberflächentemperatur, Oberflächenschmelze und Neuschneeakkumulation bildet sich im Gletscher ein charakteristisches Gleichgewichtstemperaturprofil aus. Die Temperaturinformation wird im Laufe der Zeit durch Wärmeleitung, die Kompaktion des Firns und das Fliessen des Eises von der Gletscheroberfläche nach unten verlagert und dabei zunehmend gefiltert und abgeschwächt. Mit Hilfe eines so genannten zeitabhängigen thermomechanischen Fliessmodells des Gletschers, welches die Bewegung und die Temperaturverhältnisse abbildet, lässt sich aus dem Vergleich zwischen dem beobachteten Temperaturprofil und dem zu erwartenden Gleichgewichtstemperaturprofil die Temperaturgeschichte an der Oberfläche abschätzen (*Bohrlochthermometrie*).

Eine solche Abschätzung wurde für ein 40 m tiefes Bohrloch am Dôme du Goûter (Mont Blanc) und für ein solches von 30 m Tiefe am Seserjoch (Monte Rosa) vorgenommen. Die Vergleiche, basierend auf Messungen aus den Jahren 2000 am Mont Blanc und 1999 im Monte Rosa, ergaben übereinstimmend eine Erwärmung von +0,5 bis +1,0 °C für die 1990er Jahre. Dieses Ergebnis steht in guter Übereinstimmung mit instrumentellen Lufttemperaturmessungen an der hochalpinen Station Jungfraujoch und glaziochemischen Messungen an Eisbohrkernen vom Colle Gnifetti, Monte Rosa (Frequenz von Schmelzlagen und $\delta^{18}O$-Messungen), welche eine für die 1990er Jahre ähnliche Erwärmung zeigten. Am 4452 m hohen Colle Gnifetti konnte die Erwärmung im Firn in den Schweizer Alpen durch eine Wiederholungsmessung im Jahr 2000 erstmals direkt nachgewiesen werden: Während der Gletschersattel von den späten 1970er Jahren (erste Messungen während Kernbohrungen) bis 1991 faktisch in einem thermischen Gleichgewicht war, wurde nun seit 1991 eine Erwärmung von +0,6 °C beobachtet. Abb. 4 zeigt einen Vergleich der Situation im Jahre 1983 (die praktisch identisch ist mit 1991) mit derjenigen im Jahre 2000.

5 KALTER FIRN UND KLIMAÄNDERUNG

Im Hinblick auf klimatische Veränderungen ist es von grossem Interesse abzuschätzen, wie sich die kalten Firngebiete in Zukunft thermisch verhalten werden. Zu diesem Zweck wurde für das Monte-Rosa-Gebiet ein numerisches Firntemperaturmodell mit einem räumlichen Energiebilanzmodell gekoppelt. Das Energiebilanzmodell lieferte

die Oberflächentemperatur und die Schmelzenergie als Oberflächenrandbedingung für das Firntemperaturmodell. Mit Hilfe dieser beiden Grössen und einer Annahme für die Neuschneeakkumulation, den Erdwärmefluss und die Bewegung des Gletschers liess sich das thermische Regime des Firns vollständig beschreiben. Obwohl erste Modellläufe einige vielversprechende Resultate lieferten, hat es sich gezeigt, dass das Modell bzw. die Inputdaten noch zu wenig genau sind, um die hohe Sensitivität der Oberflächentemperatur auf kleine Fehler in der Energiebilanz aufzufangen.

Für das Seserjoch hingegen konnten aus der Energiebilanzstudie realistische Oberflächenbedingungen (Oberflächentemperatur und Schmelzenergie) abgeleitet werden. Für die Berechnung eines Szenarios wurden auf die aktuellen klimatischen Bedingungen, welche aus Messungen am 1 km entfernten Lisjoch abgeleitet wurden, mittlere globale Erwärmungen (+0,45 °C bis 2020; +1,48 °C bis 2050 und +3,18 °C bis 2100) gemäss IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) aufmoduliert. Der Anstieg der Firntemperatur in 18 m Tiefe würde durch den Einfluss der Schmelze stark nicht-linear: nach –10,1 °C im Jahre 2001 würde demnach die Firntemperatur in 18 m Tiefe im Jahre 2020 –8,7 °C, im Jahre 2050 nur noch –5,6 °C und im Jahre 2080 bereits 0 °C betragen (Abb. 5).

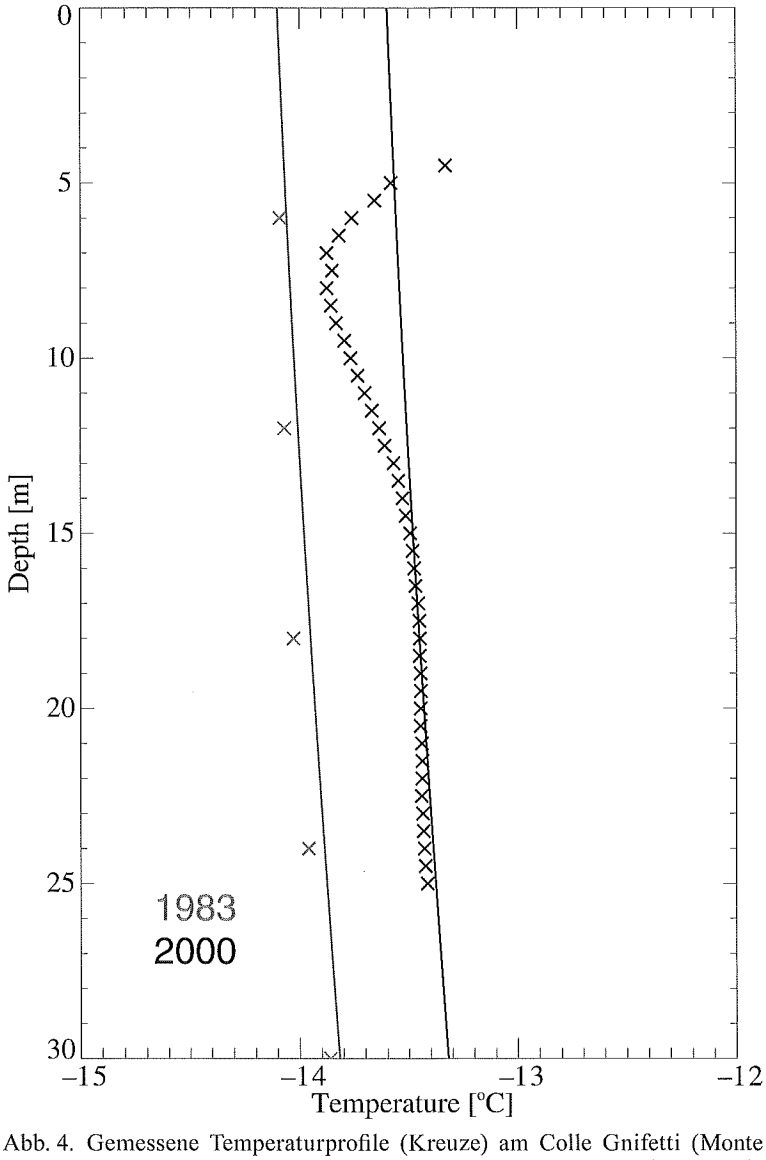

Abb. 4. Gemessene Temperaturprofile (Kreuze) am Colle Gnifetti (Monte Rosa) in den Jahren 1983 (nach HAEBERLI und FUNK, 1991) und 2000. Die ausgezogenen Linien sind berechnete Gleichgewichtszustände. Die Erwärmung von +0,6 °C ist deutlich zu sehen (Graphik S. Suter).

Fig. 4. Measured temperature profile (crosses) at the Colle Gnifetti (Monte-Rosa) in the years 1983 (after HAEBERLI and FUNK, 1991) and 2000. The lines represents calculated steady state conditions. The warming of +0.6 °C is clearly visible (Figure S. Suter).

6 SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK

Firn- und Eistemperaturen weisen eine hohe klimatische Sensitivität auf und können als eindeutiges, rasch reagierendes und verstärktes Klimasignal gelten. Sie ermöglichen es, Klimaänderungen in Gebieten zu entdecken, wo es keine direkten instrumentellen Beobachtungen gibt. Wie im Modell gezeigt, reagieren Firntemperaturen sehr empfindlich auf Änderungen im Schmelzwassereintrag. Falls wie im Jahre 2003 die Sommertemperaturen weiter stark ansteigen, müsste mit einer überproportional starken Erwärmung kalter Gletscher gerechnet werden. Die damit verbundene erhöhte Schmelzwasserinfiltration würde nicht nur zu einer schnellen und irreversiblen Zerstörung eines Jahrtausende alten, einzigartigen Umwelt- und Klimaarchives führen. Auch Stabilitätsprobleme steiler, ehemals am Bett angefrorener Hängegletscher könnten zukünftig vermehrt auftreten. Speziell in Grönland, wo grosse Flächen der Eiskappe nur knapp kalte Bedingungen aufweisen, müsste durch die Erwärmung des Firns mit einer erhöhten Schmelzwasserproduktion gerechnet werden. Gegenwärtig sind Bestrebungen im Gang, Firn-

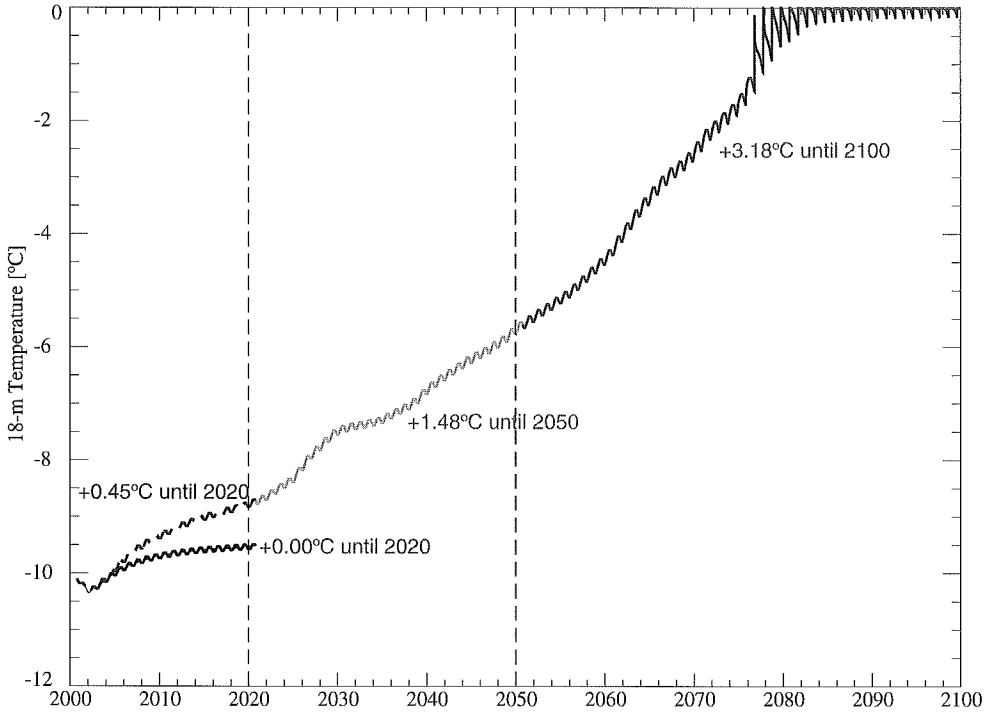

Abb. 5. Verlauf der Firntemperatur in 18 m Tiefe am Seserjoch (Monte Rosa) gemäss IPCC-Szenario bis 2100. Die hochfrequenten Schwankungen sind jahreszeitlich bedingt (Graphik S. Suter).

Fig. 5. Firn temperature in 18 m depth at the Seserjoch (Monte Rosa) calculated after the IPCC-scenario until 2100. The high frequency fluctuations are caused by seasonal variations (Figure S. Suter).

und Eistemperaturen langfristig im Rahmen von globalen UNO-Umweltbeobachtungsprogrammen zu verankern.

7 VERDANKUNGEN

Diese Arbeit wurde durch die Unterstützung des Umwelt- und Klimaprogramms der EU (4. Rahmenprogramm) und der Schweizerischen Eidgenossenschaft (Bundesamt für Bildung und Wissenschaft) ermöglicht und an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich durchgeführt. Wir möchten zahlreichen Studentinnen und Kolleginnen an der Abteilung für Glaziologie der VAW, an den Laboratoires de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble (F), am Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg (D), am Institut für Atmosphäre und Klima der ETH Zürich, am Geographischen Institut der Universität Zürich, am Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven (D), und an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien (A), danken für ihre Hilfe bei den oft sehr anstrengenden Feldarbeiten, der Datenaufbereitung und -analyse. Vielen weiteren externen Helfern und Partnern, die hier nicht alle namentlich genannt werden können, gebührt ebenfalls ein grosses Dankeschön für ihren Beitrag.

8 LITERATUR

ALEAN, J. 1985. Ice avalanches; some empirical information about their formation and reach. Journal of Glaciology 31 (109), 324–333.

ALEAN, J., HAEBERLI, W. & SCHÄDLER, B. 1983. Snow accumulation, firn temperature and solar radiation in the area of the Colle Gnifetti core drilling site (Monte-Rosa, Swiss Alps): distribution patterns and interrelationships. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 19 (2), 131–147.

BAMBER, J. 1989. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio echo-sounding data. Journal of Glaciology 35 (119), 30–37.

BJØRNSSON, H., GJESSING, Y., HAMRAN, S.-E., HAGEN, J., LIESTØL, O., PÁLSON, F. & ERLINGSSON, B. 1996. The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding. Journal of Glaciology 42 (140), 23–32.

CIHLAR, J., BARRY, T.G., ORTEGA GIL, E., HAEBERLI, W., KUMA, K., LANDWEHR, J.M., NORSE, D., RUNNING, S., SCHOLES, R., SOLOMON, A.M. & ZHAO, S. 1997. GCOS/GTOS-Plan for Terrestrial Climate-related Observation. GCOS 32, version 2.0, WMO/TD – No. 796, UNEP/DEIA/TR. 97–107.

DAHL-JENSEN, D. & JOHNSEN, S. 1986. Paleotemperatures still exist in the Greenland ice sheet. Nature 320 (6059), 250–252.

DAHL-JENSEN, D., MORGAN, V.I. & ELCHEIKH, A. 1999. Monte Carlo inverse modelling of the Law Dome (Antarctica) temperature profile. Annals of Glaciology 29, 145–150.

FISHER, J.E. 1953. The cold ice tunnel on the Silbersattel, Monte Rosa. Preliminary report Journal of Glaciology 2 (13), 195–196.

FISHER, J.E. 1954. The cold ice tunnel on the Silbersattel, Monte Rosa. 1953 progress. Journal of Glaciology 2 (15), 341.

FISHER, J.E. 1955. Internal temperatures of a cold glacier and conclusions therefrom. Journal of Glaciology 2 (18), 583–591.

FISHER, J.E. 1963. Two tunnels in cold ice at 4000 m on the Breithorn. Journal of Glaciology 4 (35), 513–520.

GREUELL, W. & OERLEMANS, J. 1986. Sensitivity studies with a mass balance model including temperature profile calculations inside the glacier. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 22 (2), 101–124.

HAEBERLI, W. 1976. Eistemperaturen in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 11 (2), 203–220.

HAEBERLI, W. 1990. Glacier and permafrost signals of 20th-century warming. Annals of Glaciology 14, 99–101.

HAEBERLI, W. & ALEAN, J. 1985. Temperature and accumulation of high altitude firn in the Alps. Annals of Glaciology 6, 161–163.

HAEBERLI, W. & FUNK, M. 1991. Borehole temperatures at the Colle Gnifetti core drilling site (Monte Rosa, Swiss Alps). Journal of Glaciology 37 (125), 37–46.

HAEBERLI, W. & STAUFFER, B. 1994. Glaciological basis of ice core drilling on mid-latitude glaciers: Greenhouse gases, isotopes and trace elements in glaciers as climatic evidence of the Holocene, VAW-Arbeitsheft, VAW-ETHZ. Report on a ESF/EPL Workshop.

HAEBERLI, W., ALEAN, J.C., MÜLLER, P. & FUNK, M. 1989. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. Annals of Glaciology 13, 96–102.

HAEBERLI, W., IKEN, A. & SIEGENTHALER, H. 1979. Glaziologische Aspekte beim Bau der Fernmelde-Mehrzweckanlage der PTT auf dem Chli Titlis. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich 41, 59–75.

HAEFELI, R. & BRENTANI, F. 1955. Observations in a cold ice cap. Journal of Glaciology 2 (18), 571–580.

HAEFELI, R. & BRENTANI, F. 1955. Observations in a cold ice cap. Journal of Glaciology 2 (19), 623–630.

HOOKE, R., GOULD, J.E. & BRZOZOWSKI, J. 1983. Near-surface temperatures near and below the equilibrium line on polar and subpolar glaciers. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 19 (1), 1–25.

KONZELMANN, T. & BRAITHWAITE, R.J. 1995. Variations of ablation, albedo and energy balance at the margin of the Greenland ice sheet, Kronprins Christian Land, eastern North Greenland. Journal of Glaciology 41 (137), 174–182.

LLIBOUTRY, L., BRIAT, M., CRESEVEUR, M. & POURCHET, M. 1976. 15 m deep temperatures in the glaciers of Mont Blanc (French Alps). Journal of Glaciology 16 (74), 197–203.

LÜTHI, M. & FUNK, M. 1997. Wie stabil ist der Hängegletscher am Eiger? Spektrum der Wissenschaft, Mai 1997, 21–24.

MACAYEAL, D.R., FIRESTONE, J. & WADDINGTON, E. 1991. Paleothermometry by control methods. Journal of Glaciology 37 (127), 326–338.

MEIER, M.F. 1984. Contribution of small glaciers to global sea level. Science 226 (4681), 1418–1421.

MÜLLER, F. 1962. Zonation in the accumulation area of the Glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T. Canada, Journal of Glaciology 4, 302–313.

OESCHGER, H., SCHOTTERER, U., STAUFFER, B., HAEBERLI, W. & RÖTHLISBERGER, H. 1977. First results from Alpine core drilling projects. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 13 (1/2), 193–208.

PATERSON, W.S.B. 1994. The physics of glaciers. Third edition. Oxford, Pergamon Press. 380 pp.

RITZ, C. 1989. Interpretation of the temperature profile measured at Vostok, East Antarctica. Annals of Glaciology 12, 138–144.

ROBIN, G. 1983. General Glaciology. In: «The climatic record in polar ice sheets», G. ROBIN ed, 94–97. First Edition. Cambridge, Cambridge University Press.

SALAMATIN, A., LIPENKOV, V. & BLINOV, K. 1994. Vostok (Antarctica) climate record time-scale deduced from the analysis of a borehole-temperature profile. Annals of Glaciology 20, 207–214.

SUTER, S., LATERNSER, M., HAEBERLI, W., FRAUENFELDER, R. & HOELZLE, M. 2001. Cold firn and ice of high-altitude glaciers in the Alps: measurements and distribution modelling. Journal of Glaciology 47 (156), 85–96.

SUTER, S. & HOELZLE, M. 2002. Cold firn in the Mont Blanc and Monte Rosa areas, European Alps: spatial distribution and statistical models. Annals of Glaciology 35, 9–18.

VALLOT, J. 1893. Recherches scientifiques dans le tunnel du Mont-Blanc. Annales de l'Observatoire Météorologique, Physique et Glaciaire du Mont-Blanc 1, 131–143.

VALLOT, J. 1913. Valeur et variation de la température profonde du glacier, au Mont-Blanc. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences (Paris) 156 (20), 1575–1578.

VINCENT, C., VALLON, M., PINGLOT, J.F., FUNK, M. & REYNAUD, L. 1997. Snow accumulation and ice flow at Dôme du

Goûter (4300 m), Mont Blanc, French Alps. Journal of Glaciology 43 (145), 513–521.

WAGENBACH, D. 1989. Environmental records in Alpine glaciers. In: «The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets», H. OESCHGER & C.C. LANGWAY eds., 121, 69–83. John Wiley & Sons limited, Chichester.

WAGENBACH, D. 2001. Environmental and climatic records from high elevation alpine glaciers (ALPCLIM). Final Report, EC-programme Environment and Climate, 203 pp.

WAGNER, S. 1996. Dreidimensionale Modellierung zweier Gletscher und Deformationsanalyse von eisreichem Permafrost. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich 146, 104 pp.

WEST, R., WINEBRENNER, D., TSANG, L. & ROTT, H. 1996. Microwave emission from density-stratified Antarctic firn at 6 cm wavelength. Journal of Glaciology 42 (140), 63–76.

Dr. Stephan Suter, MeteoSchweiz, Krähbühlstrasse 58, CH-8044 Zürich, E-Mail: stephan.suter@meteoschweiz.ch
Dr. Martin Hölzle, Geographisches Institut der Universität Zürich, Winterthurerstrasse 190, CH-8057 Zürich, E-Mail: hoelzle@geo.unizh.ch