

Kapitel 3 | Klima und Gletscher in Obergurgl

Andrea Fischer

Zusammenfassung

Rund um die Alpine Forschungsstelle Obergurgl befindet sich eines der am stärksten vergletscherten Gebiete der Alpen. Seit über hundert Jahren wird hier Gletscherforschung betrieben. Die Beobachtungen der heutigen und früheren Gletschergrenzen in der Landschaft machen Klimaänderungen sichtbar und helfen dabei den Zusammenhang zwischen Gletscher und Klima zu erforschen.

Die Grundlagen für diese Forschung bilden eine Reihe von glaziologischen und klimatologischen Langzeitbeobachtungen wie etwa die Massenbilanzreihen vom Hintereisferner, Kesselwandferner und Vernagtferner und die Klimastationen Vent und Obergurgl. Seit dem Hochstand der kleinen Eiszeit um etwa 1850 sind die Gletscher, unterbrochen von kurzen Vorstoßphasen, kleiner geworden. Sie haben dabei fast die Hälfte der Fläche verloren.

Das Wetter und somit auch das Klima im Hochgebirge sind durch starke lokale Unterschiede geprägt. Die großräumige Luftströmung wird durch die starke Topographie modifiziert, lokale Windsysteme bilden sich aus. Seit Beginn der Messungen in Obergurgl 1953 erhöhte sich das Jahresmittel der Lufttemperatur bis heute um 1,2°C.

Abstract

The Alpine Research Centre Obergurgl is located in the centre of one of the most glaciated areas in the Alps. These glaciers are subject to scientific research for more than 100 years. The observed former and recent glacier changes visualize the corresponding changes of climate and allow the investigation of the relationship between glacier and climate.

The data base for these investigations is provided by a number of glaciological and climatological long term monitoring programmes, amongst them the mass balance monitoring of the Hintereisferner, Kesselwandferner and Vernagtferner as well as the climate stations in Vent and Obergurgl.

The glaciers around Obergurgl reached their maximum area about 1850, at the end of the Little Ice Age. After that, the glacier area reduced by nearly 50%.

Weather and climate in high alpine regions show strong regional differences. The flow of the air masses is modified by the topography, local wind systems form. Since the beginning of the climate measurements in Obergurgl in 1953, the annual mean of the air temperature increased by 1.2°C.

Einleitung

Die Landschaft um Obergurgl ist von den Spuren eiszeitlicher Gletscher überprägt. Die Ferner des inneren Ötztals sind eindrucksvolle Indikatoren von vergangenen und gegenwärtigen Klimaschwankungen. Weit über dem Talboden an den Berghängen sieht man die Spuren glazialer Erosion (wie Schiffe und Schriffkanten) und glazialer Ablagerung (wie z.B. Moränen). In den Seitentälern weisen gut ausgeprägte Moränen auf den derzeitigen Rückgang der Gletscher seit dem letzten Hochstand um 1850 hin.

Gletscher ändern ihre Form, wenn nicht die gleiche Menge an Eis abschmilzt wie Schnee über den Sommer liegen bleibt. Die Klimaelemente Temperatur und Niederschlag steuern diese Volumens- bzw. Flächenänderungen wesentlich. Die Erforschung des Zusammenhangs zwischen Gletscher und Klima ermöglicht es, aus dem Verhalten der Gletscher Rückschlüsse auf das Klima und dessen Änderungen zu ziehen. Mit Hilfe glaziologischer Beobachtungen werden die Veränderungen der Gletscher dokumentiert und durch numerische Simulationen berechnet. Dies sind nicht nur wichtige Kenntnisse für den Alpenraum. Auch weltweit sind sie von Relevanz, da Gebirgsgletscher einen hohen Anteil am derzeitigen Anstieg des Meeresspiegels tragen.

An all diesen Themen wird in den heutigen Forschungsprojekten im Bereich

des inneren Ötztals gearbeitet. Die Gletscherforschung rund um Obergurgl hat aber auch aus einem anderen Grund eine lange Tradition: In Zeiten höherer Gletscherstände, 1770 beispielsweise, wurden durch das vorrückende Eis immer wieder große Seen aufgestaut, die bei ihrem Ausbruch im gesamten Ötztal katastrophale Überschwemmungen verursachten (Nicolussi 1990). Die Naturgefahr trieb den Menschen verstärkt dazu an, sich mit seiner Umwelt auseinanderzusetzen und förderte damit die glaziologische Forschung. Heute zählen die Gletscher rund um Obergurgl zu den am besten untersuchten weltweit. Seit Jahrzehnten werden vom Hydrografischen Dienst und der Kommission für geophysikalische Forschungen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften Langzeitmonitoring-Programme durchgeführt. In Obergurgl befinden sich eine Klimastation, eine Abflussmessstelle und das Messnetz zur Erfassung des Gebietsniederschlages im Einzugsgebiet der Gurgler Ache des Hydrologischen Dienstes (Abteilung Wasserwirtschaft, Amt der Tiroler Landesregierung; HZB 2002). All diese meteorologischen und hydrologischen Daten bilden die Grundlage zur Erforschung der Beziehung zwischen Gletscher und Klima.

Im Rahmen des UNESCO-Programms ‚Man and Biosphere‘ (MAB) wurden in Obergurgl eine Vielzahl von meteorologischen, glaziologischen und vegetationskundlichen Untersuchungen in verschiedenen Höhenlagen durchgeführt (Patzelt

1987, Rott 1979). Eine von R. Rudolph zusammengestellte Bibliographie der älteren Arbeiten findet man unter <http://iahs.info/hsj/082/082017.pdf>.

Das Einzugsgebiet Oberegurgl mit seinen 73 km² ist zu 32 % vergletschert. Die Abflussmessstelle, also der tiefste Punkt des Einzugsgebietes, liegt auf 1.876 m Höhe, die höchsten Gipfel ragen fast bis 3.500 m hinauf. Das Klima von Oberegurgl ist durch die inneralpine Höhenlage geprägt, mit niedrigeren Temperaturen und geringeren Niederschlägen im Vergleich zum österreichischen Mittel. Das Jahresmittel der Temperatur beträgt 2,8°C, die Jahressumme des Niederschlags 851 mm (für die Periode 1961-1990). Die Anzahl der mittleren jährlichen Sonnenscheinstunden beträgt 1321; an nur 28 Tagen im Jahr gibt es Nebel. An 124 Tagen im Jahr fällt mehr als 1 mm Niederschlag, an 198 Tagen im Jahr liegt eine Schneedecke von mehr als 1 cm (<http://www.zamg.ac.at/klima/klimadaten/?ts=1257524581>). Die maximale Schneedecke beträgt 200 cm. Im Mittel gibt es an 14 Tagen Gewitter, aber nur alle zwei Jahre wird Hagel oder Graupel beobachtet ([http://www.zamg.ac.at/fix/klima/oe71-00\(klima2000/klimadaten_oesterreich_1971_frame1.htm\)](http://www.zamg.ac.at/fix/klima/oe71-00(klima2000/klimadaten_oesterreich_1971_frame1.htm))).

Klima

Die Erdatmosphäre ist ein chaotisches, dynamisches System, das heißt bei einer Berechnung eines zukünftigen Zustandes können kleine Unterschiede in den Ausgangsdaten große Unterschiede in den Ergebnissen zur Folge haben. Aus diesem Grund ist es physikalisch nicht möglich, das zukünftige Wetter oder Klima in ähnlich genauer Weise zu berechnen wie die Zeit, die ein Apfel braucht, um von einem Baum zu fallen. Klimaschwankungen haben die verschiedensten Ursachen, z.B. die geometrische Konstellation von Erde und Sonne, die nicht nur die Unterschiede in den Tages- und Jahreszeiten verursacht, sondern auch längerfristige Schwankungen der Einstrahlung. Änderungen in der Zusammensetzung und Strömungen der Meere sowie Änderungen der Albedo der Erdoberfläche oder der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre verursachen eine längerfristige Modifikation der durchschnittlichen Witterung, also Klimaänderungen. Um kurzfristige Schwankungen der Klimaelemente von längerfristigen Schwankungen zu unterscheiden, mittelt man über einen längeren Zeitraum, üblicherweise über eine Periode von mindestens 30 Jahren (http://www.wmo.int/pages/themes/climate/index_en.php).

Unter Klima versteht man also einen durchschnittlichen Zustand der Atmosphäre und die Schwankungen um diesen

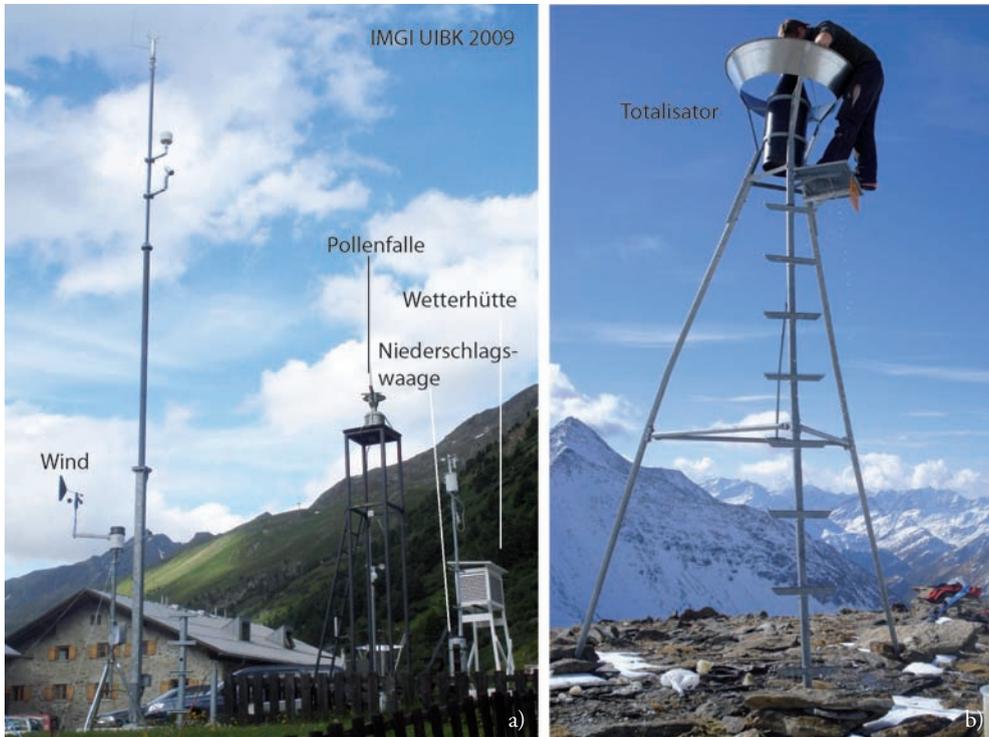


Abb. 1:
a) Klimastation in Oberurgl, b) Totalisator im Gelände (Foto: A. Fischer)

Mittelpunkt (Liljequist und Cehak 1984; Stull 2000). In der Klimatologie wertet man Messdaten der Klimatelemente statistisch aus (Schönwiese 2008). Den aktuellen Zustand der Atmosphäre erfasst man durch die Größen Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Taupunkt, Luftdruck, Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Menge und Art des Niederschlags und Bewölkung. Heutzutage geschieht dies meist nicht mehr durch direkte Beobachtungen, sondern durch automatische Stationen und Satellitenfernerkundung.

Diese Parameter bestimmen das Wetter, ihr zeitliches Mittel das Klima. Abb. 1 zeigt die automatische Station und die Wetterhütte für die Klimabeobachtung in Oberurgl sowie einen Totalisator, wie er zum Messen des Niederschlags verwendet wird.

Wie in Abb. 2 ersichtlich, werden großräumige Luftströmungen auch im regionalen Maßstab durch das Gebirge modifiziert: Die Luftmassen werden gezwungen aufzusteigen, die Temperatur sinkt, die relative Feuchte steigt bis zur Konden-

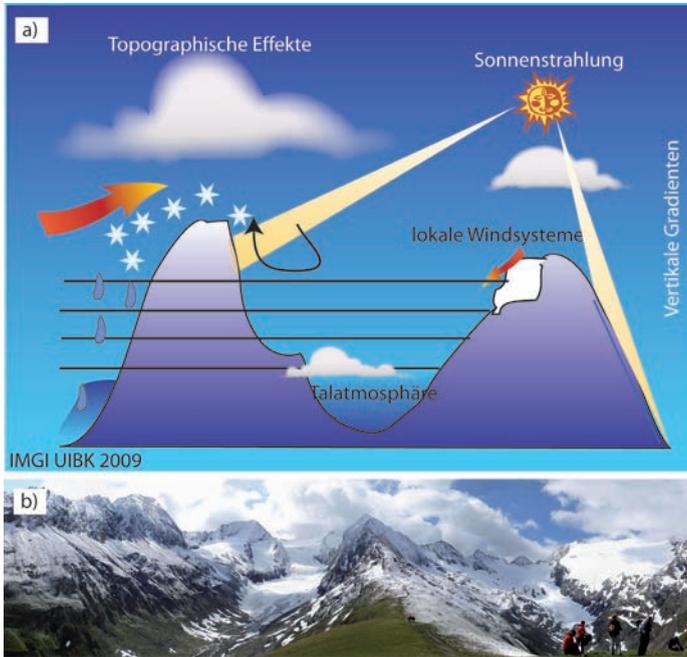


Abb. 2:

- a) Die Gebirgstopographie führt zu großen lokalen Unterschieden in den Klimaelementen
- b) Das Foto, welches am 07. Juli 2009 von der Hohen Mut aus aufgenommen wurde, zeigt die unterschiedliche Schneedecke nach einem Neuschneeefall. (Foto: A. Fischer)

sation, es kommt zu Stauniederschlägen (Whiteman 2000). Auch das bekannte Phänomen des Südföhns tritt entlang des Alpenhauptkammes auf. In Oberegurgl kommt es dabei zur Bildung einer Föhnmauer, die dort den Namen ‚Timmelwurm‘ trägt, weil die Wolkenmauer über das Timmelsjoch nach Norden ‚kriecht‘. Auch die Sonnenstrahlung wird durch die Gebirgszüge modifiziert, ihre erwärmende Wirkung ist hier unterschiedlich zu ihrer Wirkung in der Ebene (Abb. 2).

Es kommt zur Bildung von thermischen Lokalwinden in allen Skalenbereichen: vom Gletscherwind über Hangauf- und Hangabwind bis zum Talein- und Talauswind. Es sei vermerkt, dass der Gletscherwind wegen seiner hohen Turbulenz nicht zur Konservierung des Gletschers beiträgt.

Die Gebirge sind ein Hilfsmittel bei der Untersuchung der Vertikalprofile der einzelnen meteorologischen Parameter. In der Ebene erfolgt deren Messung durch Wetterballone (Radiosondenaufstiege), im Gebirge jedoch

wird entlang eines Höhenprofils an den Berghängen gemessen. In der Troposphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe um ca. $0,65^{\circ}\text{C}$ pro 100 m ab. Kleinstäumig können jedoch aufgrund der Geländeformen deutliche Unterschiede auftreten, die Messung dieser Unterschiede ist Aufgabe der Mikrometeorologie. Das Kleinklima ist besonders wichtig in Zusammenhang mit vegetationskundlichen Untersuchungen.

Die oben erwähnte Temperaturabnahme von ca. $0,65^{\circ}\text{C}$ pro 100 m stellt einen Jahresmittelwert dar und wird im Gebirge in den Becken und Tälern oft ‚umgekehrt‘. Es kommt zur Ausbildung von Kaltluftseen, sogenannten Inversionen, deren Schichtung (die kalte und daher schwere Luft liegt unter warmen und leichten Luftschichten) sehr stabil ist und daher lange andauern können.

Tagesgang

Der Tagesgang der Klimaelemente wird durch die Sonnenstrahlung und gegebenenfalls durch einen Luftmassenwechsel bestimmt. In der Nacht sinkt die Temperatur, da Energie vom Boden und boden-

nahen Schichten langwellig abgestrahlt wird. Am Tag steigt die Temperatur durch die kurzwellige Sonnenstrahlung. Wolken oder Wind verändern diese Energieflüsse. Das Minimum der Lufttemperatur wird vor Sonnenaufgang erreicht, das Maximum nach dem Höchststand der Sonne, also am Nachmittag. Da kalte Luft weniger Wasserdampf aufnehmen kann als warme Luft, ist der Tagesgang der relativen Feuchte genau entgegengesetzt, also Höchstwerte bei Nacht und tiefere Werte bei Tag.

Abb. 3 zeigt ein typisches Beispiel für einen Tagesgang in drei verschiedenen Höhenstufen. Die Talstation, Obergurgl-Wiese (1900 m), zeigt das höchste Temperaturmaximum, die Bergstation Hohe Mut das niedrigste. In der Nacht des

19.10.1977 bildete sich eine Temperaturinversion, wie sie an vielen Tagen in den Tallagen der Gebirge vorkommt. Dabei sind die Temperaturen an der Station Hohe Mut höher als an der 300 m tiefer gelegenen Station Schönwies.

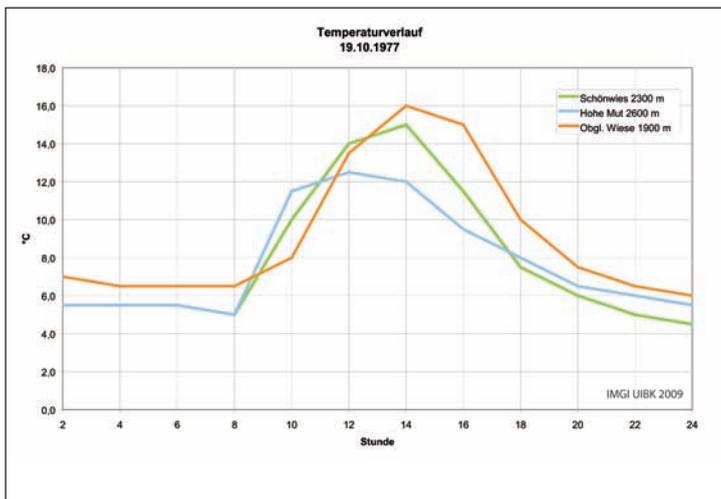


Abb. 3: Tagesgang der Lufttemperatur an den Stationen Obergurgl-Wiese (1900 m), Schönwies (2300 m) und Hohe Mut (2600 m) gemessen am 19.10.1977 im Rahmen des MAB-Programms.

Jahresgang

In Obergurgl tritt das Minimum der Temperatur im Mittel im Jänner auf, das Maximum im Juli (Abb. 4). Das Maximum des Niederschlags liegt im Sommer.

Die Schneedeckenverhältnisse in den verschiedenen Monaten sind in Abb. 5 dargestellt. Dabei fällt auf, dass in Obergurgl in allen Sommermonaten mit einer Schneedecke zu rechnen ist und die Wahrscheinlichkeit für eine Schneedecke immer Anfang Juni noch höher ist als im September. In der Hauptsaison von Anfang Dezember bis Ende März bie-

tet Obergurgl absolute Schneegarantie (Abb. 5). Mitte Oktober steigt die Wahrscheinlichkeit einer geschlossenen Schneedecke sehr stark an. Im Mai schmilzt der Schnee, die Wahrscheinlichkeit sinkt auf Werte unter 15 % ab.

Klimareihe

Die große Bedeutung der Klimastation Obergurgl liegt in der Länge der Datenreihe; hier wird seit 1953 an ein und derselben Stelle unverändert gemessen. Abbildung 6 zeigt die zeitliche Entwick-

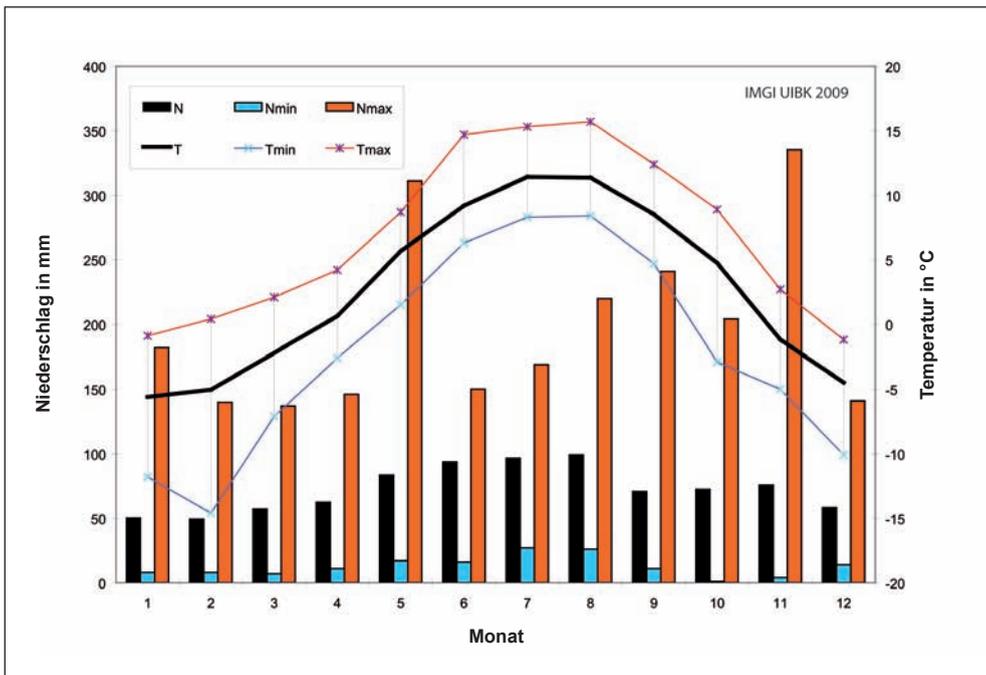


Abb. 4: Tagesgang der Lufttemperatur an den Stationen Obergurgl Wiese (1900 m), Schönwies (2300 m) und Hohe Mut (2600 m) gemessen am 19.10.1977 im Rahmen des MAB Programms.

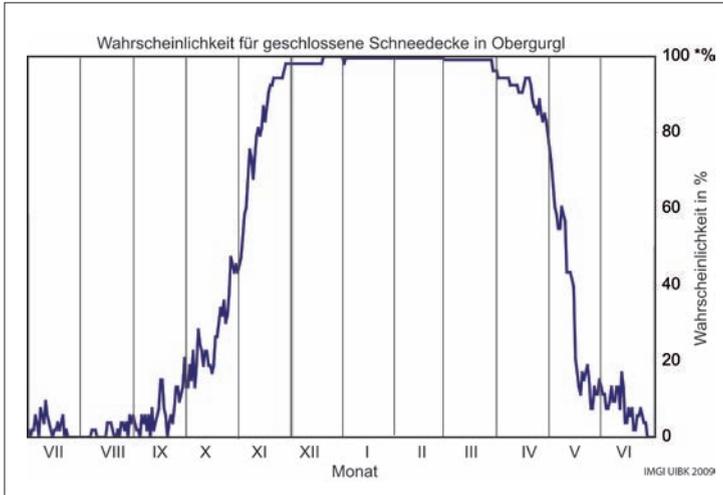


Abb. 5:
Die Wahrscheinlichkeit für eine geschlossene Schneedecke in Oberurgl an verschiedenen Tagen des Jahres.

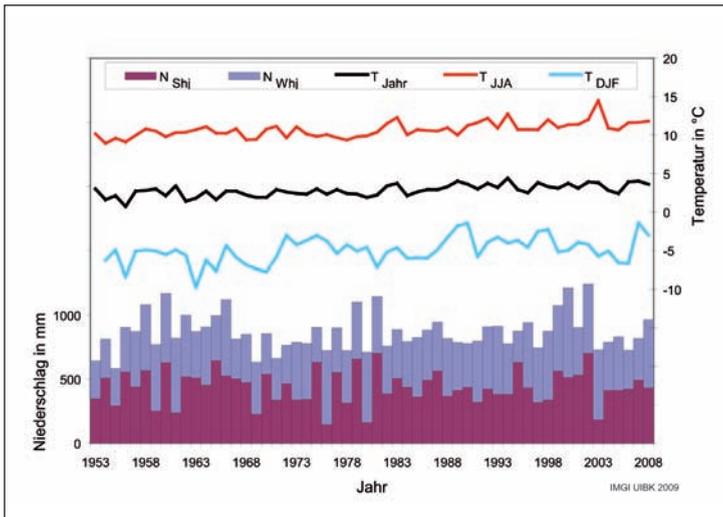


Abb. 6:
Zeitreihe des Jahresmittels der Lufttemperatur T_{Jahr} , des Mittels der Lufttemperatur für die Sommermonate Juni Juli und August T_{JJA} und der Wintermonate Dezember, Jänner und Februar T_{DJF} . Die Jahressummen des Niederschlags sind als Summen der Niederschläge im Winterhalbjahr N_{Whj} (X-III) und im Sommerhalbjahr N_{Shj} (IV-IX) 3.

lung der Niederschlagssummen und der Mittelwerte der Lufttemperatur zwischen 1953 und 2008. Die Variation des Niederschlages ist sehr groß. Es gibt Monate mit über 300 mm, dem fünffachen des mittleren Monatswertes, aber auch Monate ohne jeglichen Niederschlag.

Die Zeitreihen der Temperatur zeigen sowohl im Gesamtjahr als auch im Sommer und Winter den auch in anderen Regionen in und um die Alpen beobachteten Anstieg (Tab. 1).

Die beobachtete Erwärmung in Oberrurgl liegt im Vergleich zu anderen mitteleuropäischen Stationen (<http://www.zamg.ac.at/histalp/>) im unteren Bereich. Entgegen den in den Medien oft kolportierten Werten über die extremen Temperaturzunahmen im Gebirge haben die

Untersuchungen im HISTALP Programm (Auer et al. 2007) gezeigt, dass sich die Zunahme der Jahresmitteltemperatur an den Bergstationen (1500-3500m) nicht von der Zunahme der Temperaturen an den Flachlandstationen unterscheidet. Dieses HISTALP Projekt umfasst mit 242 untersuchten Stationen das Kernland Mitteleuropas und das Gebiet von Paris bis Budapest bzw. von Karlsruhe bis Florenz.

Weder die Schneesverhältnisse noch die Niederschlagssummen zeigen im Beobachtungszeitraum (1953-2006) einen einheitlichen Trend. Wie stark die einzelnen Winter von einem mittleren Zustand (Abb. 5) abweichen, wird aus Abb. 7 ersichtlich. Neben extrem schneereichen gibt es selbst in dieser Höhenlage auch immer wieder extrem schneearme Winter.

	T_{Jahr} in °C	T_{JJA} in °C	T_{DJF} in °C
Mittelwert des Gesamtzeitraums 1953-2008	2,8	10,7	-5,0
Mittelwert der Dekade I: 1953-1962	2,3	10,0	-5,6
Mittelwert der Dekade II: 1999-2008	3,4	11,7	-4,7
Differenz der Mittelwerte der Dekaden I und II	1,2	1,7	1,0

Tab. 1: Vergleich der Mittelwerte der Lufttemperaturen zwischen der ältesten und der jüngsten Dekade zum Gesamtzeitraum der Beobachtungen in Oberrurgl. Abkürzungen siehe Abb. 6.

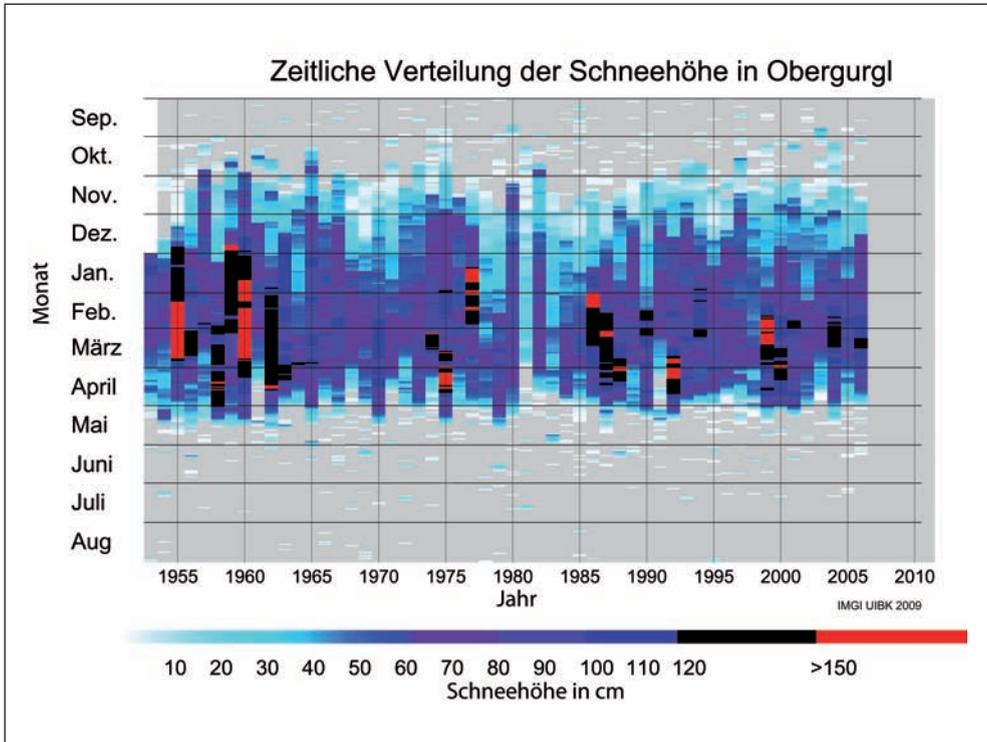


Abb. 7:
Wahrscheinlichkeit für eine geschlossene Schneedecke in Obergurgl.

Gletscher

Gletscher bestehen aus Eis-, Firn- und Schneemassen, die durch den Einfluss der Schwerkraft abwärts fließen. Die Größe und Form eines Gletschers ergibt sich aus der Geländeform, dem aktuellen Klima und der Klimageschichte. Ändert sich das Klima, bewirkt dies auch eine Änderung der Form und Größe des Gletschers (Paterson 1994, Winkler 2009).

Im Einzugsgebiet des Pegels Obergurgl gab es im Gletscherinventar 1997 27 Gletscher mit Flächen zwischen 9,584 km² und 0,004 km² (Abb. 8). Der größte Gletscher war 1997 der Gurgler Ferner, gefolgt vom Langtaler Ferner (2,894 km²), dem Rotmoosferner (2,878 km²) und dem Gaisbergferner (1,191 km²). Die übrigen Gletscher des Einzugsgebietes sind deutlich kleiner (Lambrecht und Kuhn 2007). Zwischen 1969 und 1997 verringerte sich die gesamte Gletscherfläche des Einzugsgebietes um 17 % (siehe

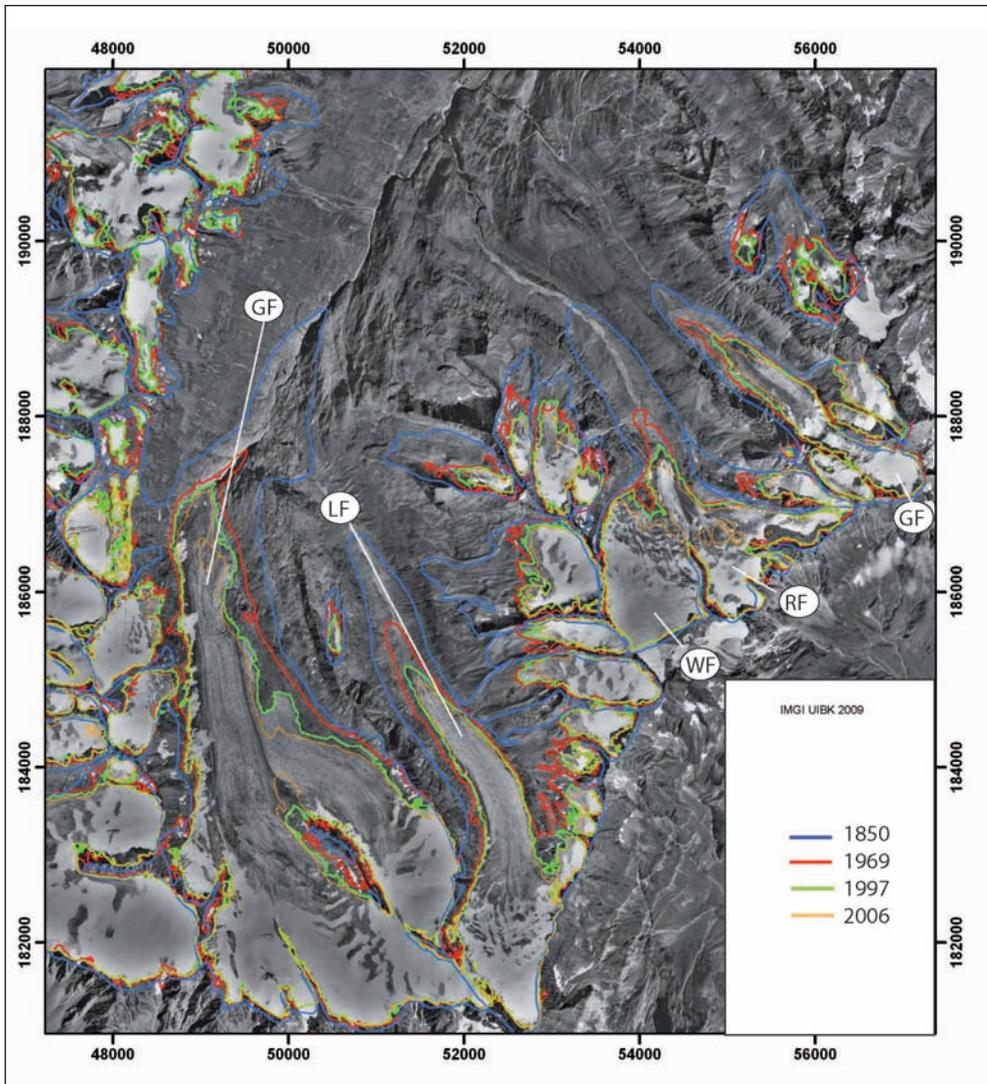


Abb. 8:
 Die Gletscher im Einzugsgebiet des Pegels Obergurgl. GF ... Gurgler Ferner, LF... Langtaler Ferner, WF... Wasserfallferner, RF...Rotmoosferner, GF...Gaisbergferner (Orthofoto aus dem Gletscherinventar 1997 zu Ende der Ablationssaison).

Beilage). Am Ende der kleinen Eiszeit um 1850 hatten die Gletscher im Vergleich zu 1997 noch die 1,7-fache Fläche.

Grundlagen

Das Eis der Gletscher entsteht durch Umwandlung aus Schnee, welcher über den Sommer nicht schmilzt und nach einigen Jahrzehnten die Dichte von Eis erreicht. Diese Umwandlung findet im sogenannten Nährgebiet oder auch Akkumulationsgebiet (Abb. 9) statt. Dies sind die höher gelegenen Bereiche eines Gletschers, in denen der Schnee über den Sommer liegenbleibt, also Masse akkumuliert

wird. Im Nährgebiet ist die Schmelzperiode kurz, auch im Sommer fällt in diesen Höhen immer wieder Schnee. In Abb. 10 ist ein typischer Jahresverlauf dargestellt: Im Winter liegt über die ganze Gletscherfläche Schnee, der über den Sommer in tieferen Bereichen schmilzt, in den hochgelegenen aber liegenbleibt. In den tiefer gelegenen, also auch wärmeren Bereichen der Gletscher ist die Schmelzperiode wesentlich länger als im Firngebiet. An den Gletscherzungen der großen Talgletscher, die am weitesten ins Tal hinunterreichen, dauert die Schmelze von April/Mai bis Ende Oktober. Hier schmilzt zuerst der Winterschnee ab und danach das Gletschereis.

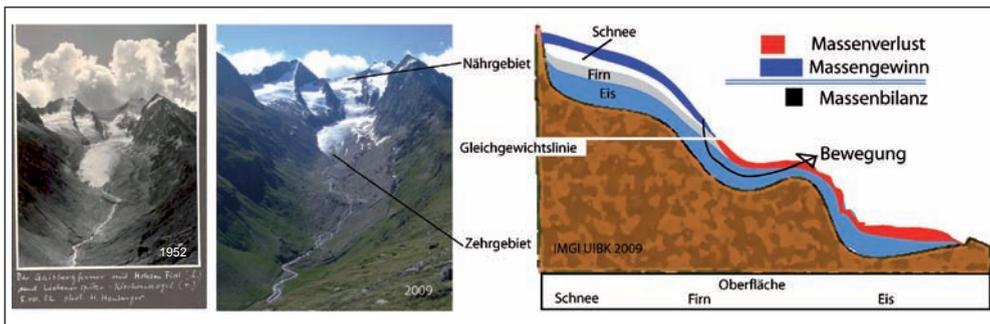


Abb. 9: Entwicklung des Gaisbergferners zwischen 1952 und 2009 mit schematischer Skizze eines Gletschers. (Foto: A. Fischer)



Abbildung 10: Verlauf des Rückzugs der saisonalen Schneedecke im Firngebiet des Hintereisferners in der Ablationsperiode 2008. (Foto: A. Fischer)

Eine wichtige Größe für die Energieumsätze ist der Begriff der Albedo. Definiert wird er als reflektierte Sonnenstrahlung dividiert durch die einfallende Sonnenstrahlung. Gletschereis hat eine sehr niedrige Albedo (0,2 bei stark verschmutztem bis 0,5 bei sehr sauberem Eis) im Vergleich zu Schnee (0,9). Das heißt, dass schneefreie Gletscher viel mehr Energie aufnehmen als schneebedeckte. Sommerschneefälle sind demnach ein sehr effektiver Schutz des Gletschers von Abschmelzung. In einer Höhenlage von 2600 m können in der Schmelzperiode im Juni und Juli etwa 10 cm Eis pro Tag schmelzen. Im September ist die Schmelzrate durch die niedrigeren Temperaturen und die kürzere Tageslänge nur mehr etwa halb so groß. An den Zungen der großen Talgletscher können so im Laufe eines Sommers ca. neun Meter Eis pro Jahr schmelzen. Das heißt aber nicht, dass dort die Oberfläche am Ende der Ablationssaison um 9 Meter niedriger ist, da von oben Eis nachfließt. Fließt genau gleich viel Eis von oben nach wie an der Zunge schmilzt, ändert der Gletscher seine Fläche und seine Form nicht, es gibt keine Änderung der Zungenposition. Man spricht dann von einem ‚Gletscher im Gleichgewicht‘, bei dem die Summe aus Massengewinn pro Akkumulation B_c und Massenverlust (Ablation) B_a null ist. Die Nettomassenbilanz B wird in m^3 oder kg Wasseräquivalent angegeben.

$$B = B_c + B_a$$

Ist die Massenbilanz eines Haushaltsjahres positiv, erfährt der Gletscher einen Nettomassengewinn, der zu einem Gletschervorstoß führen kann. Ist die Massenbilanz über mehrere Jahre negativ, schmilzt an der Zunge mehr Eis als ersetzt wird. Der Gletscher wird kürzer, seine Fläche wird kleiner.

Um verschiedene Gletscher miteinander vergleichen zu können, dividiert man den Massenumsatz B durch die Gletscherfläche S und erhält so eine spezifische Massenbilanz b , die in mm Wasseräquivalent (w.e.) angegeben wird.

$$b = B/S$$

Wertet man die spezifische Massenbilanz für jede Höhenzone aus, gibt es einen oder mehrere Schnittpunkte mit der Linie $b=0$. Den am tiefsten gelegenen dieser Schnittpunkte bezeichnet man als Höhe der Gleichgewichtslinie (Equilibrium Line Altitude, ELA). Das ist die Höhe, in der die spezifische Bilanz $b=0$ ist. Langjährige Messungen im inneren Ötztal haben gezeigt, dass etwa $2/3$ der Gletscherfläche oberhalb und $1/3$ unterhalb dieser Höhe liegt, wenn ein Gletscher im Gleichgewicht ist. Die horizontalen Fließgeschwindigkeiten sind im Bereich dieser Gleichgewichtslinie am höchsten. Oberhalb der ELA ist der Vektor der Fließgeschwindigkeit gletschereinwärts gerichtet (Submergenz), unterhalb gletscherauswärts (Emergenz). Die ELA ist eine theoretisch ermittelte Kurve, die

ähnlich der temporären Schneegrenze am Ende des Massenhaushaltsjahres (Abb. 8), sein kann, aber nicht muss. Die horizontalen Fließgeschwindigkeiten haben auf manchen Gletschern rund um Obergurgl um 1980 noch mehr als 100 m pro Jahr betragen. Heute betragen die Fließgeschwindigkeiten nur mehr etwa ein Zehntel davon (Span et al. 1997).

Wenn Eis mehr als etwa 10 cm dick mit Schutt bedeckt ist, schmilzt es langsamer als sauberes Eis. Größere Felsblöcke bilden sogenannte Gletschertische: Unter dem Stein schmilzt das Eis weniger als daneben, der Block wächst aus seiner Umgebung heraus. Dies ist am Gaisbergferner häufig zu beobachten.

Messmethoden und Ergebnisse

Es gibt verschiedene Meßmethoden, um Größe und Volumen der Gletscher zu erfassen und Änderungen zu quantifizieren. Die ältesten Evidenzen für vergangene Gletscherstände sind Moränen. Schriftliche Aufzeichnungen, Bilder und Karten über die Größe von Gletschern gibt es erst seit wenigen hundert Jahren. Die Dokumentation des Vernagtferners im Venter Tal ist ein Beispiel für diese Art der Beobachtung (Nicolussi 1990). Die ersten wissenschaftlichen Berichte wurden Mitte des 19. Jahrhunderts herausgegeben (z.B. Sonklar 1857, 1860, 1877; Schlagintweit 1850). Seit 1891 werden die Längenänderungen der Glet-

scher systematisch vom Österreichischen Alpenverein erfasst. Um 1870 wurden die Gletscherflächen erstmals systematisch im Zuge der Landesaufnahme kartiert. Von der folgenden raschen Entwicklung von Technik und Naturwissenschaften sowie des Alpentourismus profitierte auch die Erforschung der Gletscher, die Anzahl der Veröffentlichungen stieg (z.B. Hess 1904; Srbik 1936, 1939). Die Massenbilanzen wurden erst nach dem 2. Weltkrieg gemessen. Die Messungen an Hintereisferner und Kesselwandferner im Venter Tal nahe Obergurgl werden seit 1952/53 durchgeführt und gehören damit zu den längsten Reihen weltweit (Kuhn et al. 1999; Fischer und Markl 2009).

Das Gletschervolumen kann heute mit Radioecholot, Seismik oder Geoelektrik bestimmt werden. Die am weitesten verbreitete Methode ist das Radioecholot, welches in Frequenzen zwischen vier und etwa 120 MHz meist bodengebunden auf den Alpengletschern eingesetzt wird. Die Eisdicke der Gletscher rund um Obergurgl beträgt bis zu 180 m am Gurgler Ferner und um 50 m am Rotmoos- und am Gaisbergferner (Fischer et al. 2007). In höheren Frequenzen (ab etwa 200 MHz) wird mit dem Radioecholot auch die Dicke von Winterschneeschnitten bestimmt. Die Erkenntnisse aus den weltweiten Gletschermessungen sind in Lemke et al. (2007) zusammengefasst. Die Detailmessungen werden vom World Glacier Monitoring Service (www.wgms.ch) publiziert. Flächeninventare werden

von der GLIMS Initiative (www.glims.org) und im World Glacier Inventory (WGI) gesammelt.

Gletscherinventare

Gletscherinventare werden aus Orthofotos oder Fernerkundungsdaten erstellt und erfassen die Flächen und Umrisse, manchmal auch die Digitalen Höhenmodelle ganzer Gebirgsgruppen. Gibt es verschiedene Gletscherinventare, die in einem größeren Zeitabstand aufgenommen wurden, kann man daraus die Flächen- und Volumsänderungen in diesem Zeitraum bestimmen (Gross 1987; Lang und Patzelt 1971). Für die österreichischen Gletscher gibt es die Inventare von 1969 (Patzelt 1980) und 1998 (Lambrecht und Kuhn 2007). Für den Bereich Oberurgl ist das Inventar 2006 fertig gestellt (Abermann et al. 2009), für die anderen Gebirgsgruppen Österreichs in Arbeit.

Messungen des Massenhaushalts

Es gibt im Wesentlichen drei Methoden, um die Massenbilanz eines Gletschers zu bestimmen (Paterson 1994):

- nach der direkten oder glaziologischen Methode (Hoinkes 1970; Kasser 2003),
- der hydrologischen Methode oder
- der geodätischen Methode.

Bei der direkten glaziologischen Methode werden Akkumulation und Ablation an verschiedenen Stellen des Gletschers mit Schneeschächten und Ablationspegeln bestimmt (Abb. 11). Der Massenauftrag an einer Stelle ergibt sich durch den Wasserwert der Schneedecke über dem Horizont des letzten Jahres. Dieser wird bestimmt, indem mit einer zylindrischen Dichtekanone mit bekanntem Volumen Schnee abgestochen und gewogen wird, um den Wassergehalt des Schnees zu be-



Abb. 11: Bestimmen des Massenhaushalts nach der direkten glaziologischen Methode. (Foto: A. Fischer)

stimmen. Diese Schächte werden jedes Jahr an der gleichen Stelle gegraben und mit Sondierungen ergänzt, falls dafür ein geeigneter, d.h. eindeutiger Horizont vorhanden ist. Die direkte glaziologische Methode ist die genaueste, aber auch die aufwendigste. Sie wird in Österreich nur an etwa zehn Gletschern durchgeführt, drei davon befinden sich im Venter Tal (Vernagtferner, Hintereisferner und Kesselwandferner). Die Massenbilanzen benachbarter Gletscher können, obwohl sie einem ähnlichen Klima ausgesetzt sind, bei unterschiedlicher Topographie deutlich voneinander abweichen (Kuhn et al.

1985). Die Massenbilanzreihe des Hintereisferners zeigt, dass der Gletscher in einigen Jahren zwischen 1965 und 1980 positiv bilanziert hat (Abb. 12). In diesen Jahren waren, wie der Vergleich mit Daten der Klimastation Vent zeigt, die Temperaturen im Mittel etwas niedriger als heute. Diese gletschergünstige Phase hat an vielen Gletschern Österreichs zu leichten Vorstößen geführt. Seit etwa 1985 ist die Massenbilanz des Hintereisferners negativ, seit dem Rekordjahr der Gletscherschmelze im Jahr 2003 ist die Gleichgewichtslinie meist über Gipfelniveau.

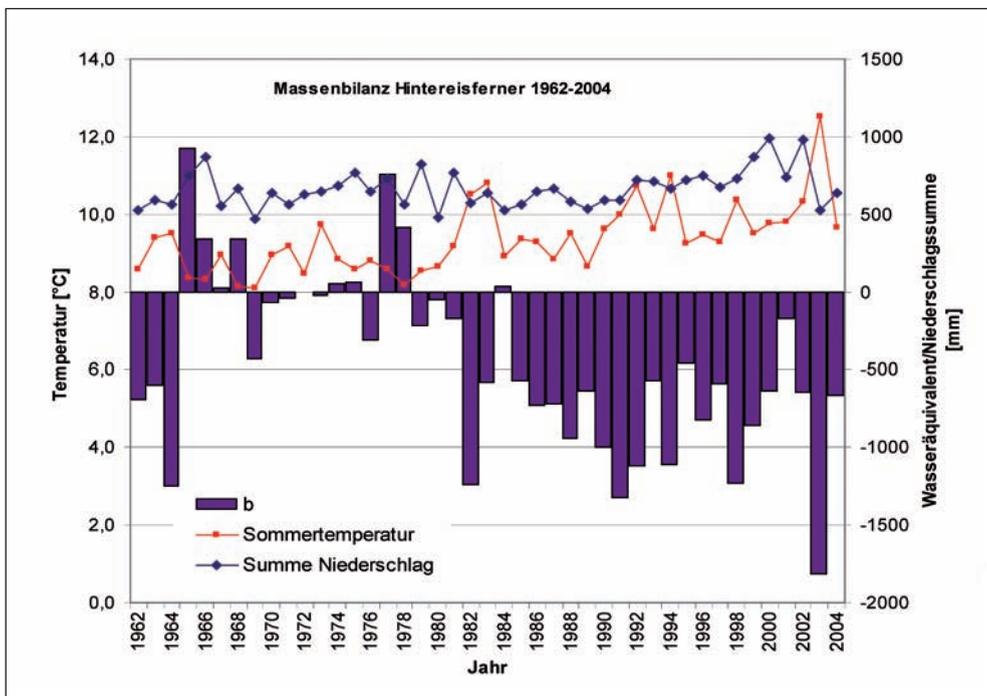


Abb. 12: Spezifische Massenbilanz b am Hintereisferner im Vergleich zu der in Vent gemessenen mittleren Sommertemperatur und den Jahressummen des Niederschlages.

Die hydrologische Methode der Bestimmung des Massenhaushalts bedient sich der gemessenen Abflüsse eines vergletscherten Einzugsgebietes. Der Abfluss bestimmt sich aus dem Gebietsniederschlag, der Gletschermassenbilanz und der Verdunstung. Aus dieser Beziehung kann man für das gesamte Einzugsgebiet des Pegels die Gletschermassenbilanzen berechnen, nicht aber für einen einzelnen Punkt in diesem Einzugsgebiet.

Die Volumsänderungen über große vergletscherte Flächen kann man aus der Differenz zweier Höhenmodelle berechnen. Nach der geodätischen Methode werden mit Hilfe von Annahmen über die Dichte der Oberflächenschicht des Gletschers die

Massenänderungen berechnet. Da sich der Höhenunterschied eines Punktes der Gletscheroberfläche aus der Massenbilanz und der Vertikalbewegung ergibt, sind auch mit dieser Methode nur Aussagen für den Gesamtgletscher möglich, nicht aber für einzelne Höhenstufen.

Längenänderungen

Die Erfassung der Längenänderungen stellt das umfangreichste und am längsten zurückreichende Archiv direkt gemessener glaziologischer Daten in Österreich dar (Patzelt 1970, 1977, 2005, 2006). Dabei wird jährlich der Abstand zwischen einem Fixpunkt und dem Rand des Gletschers mit einem Maßband an verschie-

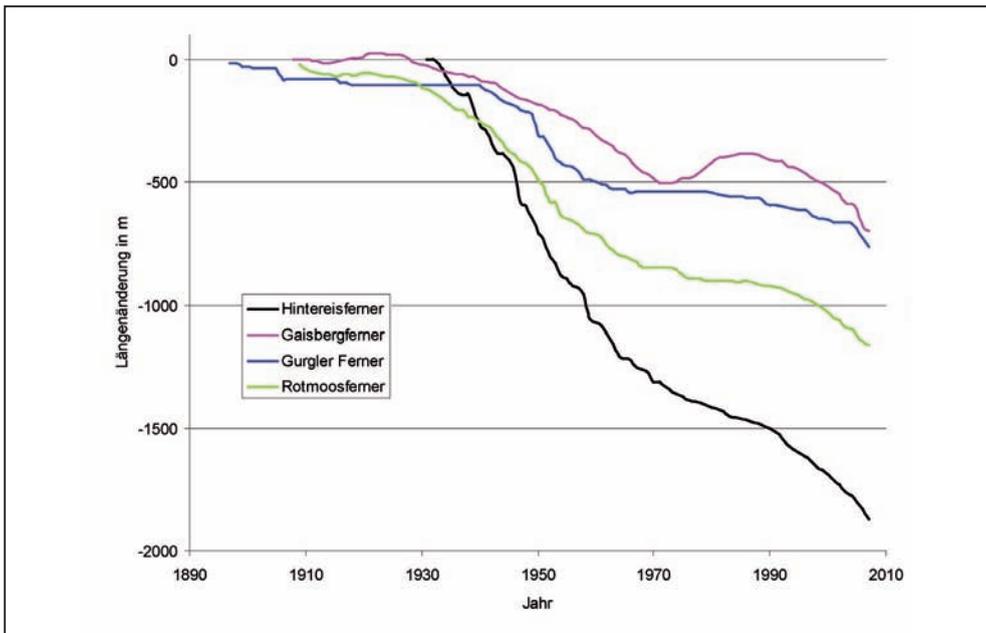


Abb. 13: Änderungen der Länge von Gletschern um Obergurgl seit Beginn der Messungen 1891.

denen Stellen bestimmt und die Werte gemittelt. Die Position der Zunge wird von der Massenbilanz, der Fließgeschwindigkeit und der Eisdicke eines Gletschers bestimmt. Die Reaktion des Gletschers auf eine Klimaänderung wirkt sich also unter Umständen gedämpft und/oder verzögert in der Längenmessung aus. Beim Gletscherrückgang kann auch ein Teil der Zunge abreißen oder zusammenbrechen. Hier kann die Längenänderung in einem Jahr sehr stark, in anderen wieder moderat sein. Dieses Verhalten steht nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Klima, sondern erklärt sich aus den glaziologischen Mechanismen. Abb. 13 zeigt die Längenänderungen von vier Gletschern des inneren Ötztals. Alle zeigen eine Abnahme der Länge seit Beginn der Messungen. Sie ist aber unterschiedlich stark. Die höher gelegenen, kleinen Gletscher Gaisbergferner und Gurgler Ferner zeigen die geringste Längenänderung. Obwohl Rotmoos- und Gaisbergferner unmittelbar benachbart und etwa gleich groß sind, ist der Gaisbergferner in den 1980er Jahren deutlich vorgestoßen, nicht aber der Rotmoosferner. Der Rückgang des Hintereisferners ist aufgrund der unterschiedlichen Topographie deutlich stärker als der des Gurgler Ferners. Der Vergleich zeigt, dass für die Interpretation von Längenänderungen im Hinblick auf Klimaänderungen immer eine größere Stichprobe herangezogen werden muss.

Literatur

- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P.D., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z. & Nieplova, E. (2007) HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760-2003. *International Journal of Climatology* 27: 17-46.
- Abermann, J., Lambrecht, A., Fischer, A. & Kuhn, M. (2009) Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969 - 1997 - 2006), *The Cryosphere Discussion*, accepted.
- Fischer, A., Span, N., Kuhn, M., Massimo, M. & Butschek, M. (2007) Radarmessungen der Eisdicke Österreichischer Gletscher. Band II: Messungen 1999 bis 2006., *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 39, 142 S.
- Fischer, A. & Markl, G. (2009) Mass balance measurements on Hintereisferner, Kesselwandferner and Jamtalferner 2003 to 2006: database and results, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 42/1: 47-83.

- Gross, G. (1987) Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850-1920-1969. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23(2): 131 -141.
- Hess, H. (1904) Die Gletscher, Braunschweig, Friedrich Vieweg und Sohn, 426 S.
- Hoinkes, H. (1970) Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 6: 37 - 90.
- HZB (2002) Hydrographisches Jahrbuch von Österreich, Hydrographisches Zentralbüro / Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Abteilung VII/3 - Wasserhaushalt, Wien : Hydrograph. Zentralbüro. - CD-ROM.
- Kaser, G., Fountain, A. & Jansson, P. (2003) A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. UNESCO: Paris.
- Kuhn, M., Markl, G., Kaser, G., Nickus, U., Obleitner, F. & Schneider, H. (1985) Fluctuations of climate and mass balance: Different responses of two adjacent glaciers, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21: 409-416.
- Kuhn, M., Dreiseitl, E., Hofinger, S., Markl, G., Span, N. & Kaser, G. (1999) Measurements and Models of the Mass Balance of Hintereisferner. *Geografiska Annaler: A*, 81(4): 659-670.
- Lambrecht, A. & Kuhn, M. (2007) Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory, *Annals of Glaciology*, 46: 177-184.
- Lang, H. & Patzelt, G. (1971) Die Volumenänderungen des Hintereisferners (Ötztaler Alpen) im Vergleich zur Massenänderung im Zeitraum 1953-64. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, VII (1-2): 229-238.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R.H. & Zhang, T., (2007) Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Liljequist, G. H. & Cihak, K. K. (1984) *Allgemeine Meteorologie*, 3. Auflage, Braunschweig Vieweg.
- Nicolussi, K. (1990) Bilddokumente zur Geschichte des Vernagtferners im 17. Jahrhundert. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 26 (2): 97-119.
- Paterson, W.S.B. (1994) *The Physics of Glaciers*, 3rd edition, Pergamon Press, Elsevier.
- Patzelt, G. (1980) The Austrian Glacier inventory: Status and first results. *IAHS Publ.* 126: 181-183.
- Patzelt, G. (1970) Die Längenmessungen an den Gletschern der österreichischen Ostalpen 1890-1969, *Zeitschrift für Glet-*

- scherkunde und Glazialgeologie, 6/1-2: 151-159.
- Patzelt, G. (1977) Statistik der Längenmessungen an den österreichischen Gletschern 1960 bis 1975., Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 12/1: 91-94.
- Patzelt, G. (1987) (Hrsg.): MaB-Projekt Obergurgl. - Veröff. Österr. MaB Progr. Universitätsverlag Wagner. Innsbruck: 350 S.
- Patzelt, G. (2005) Gletscherbericht 2003/2004. Sammelbericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins im Jahre 2004. Mitteilungen des Oesterreichischen Alpenvereins. Jg. 60 (130), Heft 2/05: 24-31.
- Patzelt, G. (2006) Gletscherbericht 2004/2005. Sammelbericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins im Jahre 2005. Bergauf 2/2006: 6-11.
- Rott, H. (1979) Vergleichende Untersuchungen der Energiebilanz im Hochgebirge, Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, V. 28, N. 2-3: 211-232.
- Schlagintweit, K. & Schlagintweit, A. (1850) Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen in ihren Beziehungen zu den Phänomenen der Gletscher, zur Geologie, Meteorologie und Pflanzengeographie, Leipzig, 600 S.
- Schönwiese, C.D. (2008) Klimatologie. Ulmer, Stuttgart., 3. Aufl., 472 S.
- Sonklar, K. v. (1857) Das Ötztaler Eisgebiet. M. G. Ges. Wien: 1-15.
- Sonklar, K. v. (1860) Die Ötztaler Gebirgsgruppe, mit besonderer Rücksicht auf Orographie und Gletscherkunde. Gotha, 292 S.
- Sonklar, K. v. (1877) Studie über den Gurgler Gletscher in der Ötztaler Gebirgsgruppe Z. DÖA, V. 8: 1-14.
- Span N., Kuhn, M. & Schneider, H. (1997) 100 years of ice dynamics of Hintereisferner, Central Alps, Austria, 1894-1994, Annals of Glaciology 24: 297-302.
- Srbik, R. v. (1936) Ein Vierteljahrhundert Ötztaler Gletschermessungen Zeitschrift für Gletscherkunde 24, 188-191.
- Srbik, R. v. (1939) Die Gletscher der Gurgler Tales. Festsch. d. Zweiges Karlsruhe d. DÖAV., 18 S.
- Stull, R. B. (2000) Meteorology for scientists and engineers. 2nd Edition. Brooks/Cole.
- Whiteman, C.D. (2000) Mountain Meteorology; Fundamentals and Applications. Oxford University Press, New York, S.355.
- Winkler, S. (2009) Gletscher und ihre Landschaften, Primus Verlag, 183 S.

Verzeichnis der Autorin

Andrea Fischer
Universität Innsbruck
Institut für Meteorologie und Geophysik
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich
Andrea.Fischer@uibk.ac.at