



1.7 Gebirgsgletscher und die Wasserversorgung

HEIDI ESCHER-VETTER

***Mountain glaciers and water supply:** In glaciers and snow cover, precipitation is stored over months or years. Although mountain glaciers comprise only 0.1 % (vol.) of fresh water on Earth distributed over climate regimes from Alaska to New Zealand, they have a considerable effect on a reliable water yield. In the past, glacier melt not only contributed to water supply in arid regions, but also in the Alps during summer, where the influence of glacier melt on runoff is demonstrated for the Rhine River and the Vernagtbach stream. A further shrinkage of the glaciers and the reduction of the snow cover causes stream flow to be primarily driven by rainfall runoff and less by melting ice or snow, resulting in a higher variability in discharge. Water shortages from missing glacier runoff will influence the economy of various countries.*

Die alpinen Regionen der Erde sind in ihrem Wasserhaushalt begünstigt, was eine Folge des Zusammenwirkens von verstärkter Niederschlagsbildung, reduzierter Verdunstung und vor allem temporärer Speicherung des Niederschlages in Form von Schnee und Eis ist. In diesem Beitrag werden die globale Verteilung von Schnee und Eis und die in der jüngsten Vergangenheit registrierten Veränderungen der Gletscher und der Schneedecke dargelegt, sowie Entstehung und Einfluss des Schmelzwassers in alpinen und voralpinen Regionen und mögliche zukünftige Auswirkungen durch Veränderungen der Schneedecke und der Gletscher diskutiert.

Die Verteilung von Schnee und Eis auf der Erde

Die räumlich-zeitliche Verteilung der Schnee- und Eismassen auf der Erde wird bestimmt vom Anteil des festen Niederschlages am Gesamtniederschlag. Im globalen Mittel gilt, dass 3% des Niederschlages in fester Form fällt. Die Verbreitung perennierender Schneedecken ist eine Funktion der Meereshöhe und der geo-

graphischen Lage. Auf der Nordhalbkugel erreicht die klimatische Schneegrenze erst nördlich von 80 °N das Meeresspiegelniveau, auf der Südhalbkugel bereits bei 65 °S. Ihre maximale Ausdehnung mit ca. 57 Mio. km² hat die Schneebedeckung der Festlandfläche der Erde gegen Ende des Nordwinters, ihre geringste mit 16 Mill. km² gegen Ende des Süd winters. Die klimatische Schneegrenze erreicht ihre höchste Lage in den Anden bei etwa 6.800 m NN, hier fällt im klimatischen Mittel selbst auf Höhen über 6.000 m der Niederschlag als Regen (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1990). Dagegen liegt in den mittleren Breiten dieser Wert etwa bei 3.000 bis 3.200 m NN (WILHELM 1975).

Von dem in Form von Schnee und Eis gebundenen Süßwasservorrat liegen mehr als 99% (Volumen) in den Polargebieten, nur 0,1% des Volumens entfällt auf die außerpolaren Gebirgsgletscher in Nord- und Südamerika, Zentralasien, Island, Skandinavien, den Alpen und Neuseeland. In Tab. 1.7-1 sind die Länge und Fläche einiger ausgewählter Gletscher zusammengestellt. Der derzeit größte außerpolare Gletscher der Erde, der Hubbard-Gletscher, liegt in Alaska, der Vernagtferner – als der kleinste hier angegebene – kann noch zu den

Aus: WARNSIGNAL KLIMA: Genug Wasser für alle? 3.Auflage (2011)
Hrsg.: Lozán J. L., H. Graßl, P. Hupfer, L. Karbe & C.-D. Schönwiese

Tab. 1.7-1: Länge, Fläche und Jahr der Erhebung ausgewählter außerpolarer Gletscher.

Gletscher	Länge km	Fläche km ²	Jahr
Hubbard-G. (Alaska, US)	122	3.400	2005
Fedtschenko-G. (Pamir, Tadschikistan)	77	992	1990
Pio XI (Chile)	64	1.265	1995
Baltoro-G. (Karakorum, Pakistan)	59	1.286	1995
Bruarjökull (Island)	54	1.695	2005
Bering-G. (Alaska, US)	43	225	2005
Moreno-G. (Patagonien, Argentinien)	30	257	1990
Bara Shigri (Indien)	--	131	2005
Tasman-G. (Neuseeland)	29	98	2005
Grosser Aletsch-G. (Wallis, Schweiz)	25	82	2000
Khumbu-G. (Himalaya, Nepal)	18	34	1996
White-G. (Kanada)	15	39	2005
Franz Josef-G. (Neuseeland)	13	33	2005
Mer de Glace (Montblancgruppe, Frankreich)	12	33	1975
Nigardsbreen (Norwegen)	10	48	2005
Abramov-G. (Kirgistan)	9	23	2004
Pasterze (Hohe Tauern, Österreich)	9	18	2005
Vernagtferner (Ötztal, Österreich)	3	8	2006

»großen« gerechnet werden, da von den derzeit rund 5.500 Alpengletschern 90% kleiner als 1 km² sind.

Gemessene Massenänderungen der alpinen Gletscher

Für die großen außeralpinen Gletscher ist es auf Grund ihrer Lage und Ausdehnung äußerst schwierig, zeitlich

gut aufgelöste, langfristige Daten über ihre Massen- und Volumenänderungen zu erheben. Deshalb wird im Folgenden überwiegend von den glaziologischen, hydrologischen und klimatologischen Untersuchungen an Alpengletschern ausgegangen.

In Abb. 1.7-1 sind die kumulativen spezifischen Massenbilanzwerte von acht Alpengletschern für den

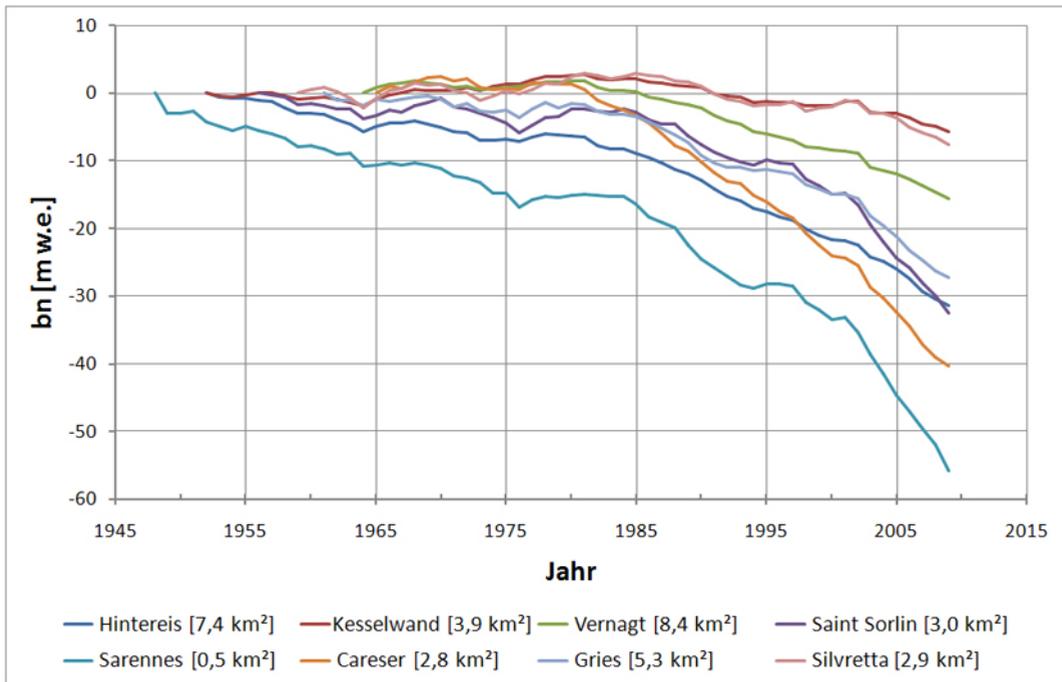


Abb. 1.7-1: Kumulative Massenbilanz, d.h. Gesamtmassenänderung von acht Alpengletschern für den Zeitraum 1948 bis 2009.

Zeitraum zwischen 1945 und 2009 dargestellt, die Flächenangaben gelten für das Ende der Massenbilanzserie. Die größten Massenverluste wurden mit mehr als 55 m Wasseräquivalent für den Glacier de Sarennes in Frankreich im Zeitraum 1948 bis 2009 gemessen, wobei allein seit Beginn des 21. Jahrhunderts mehr als 22 m Wasseräquivalent verloren gingen. Dagegen weist der Silvrettagletscher am Alpennordrand für die Jahre 1957 bis 1990 in der Summe keine Verluste auf, da die Abnahmen seit 1985 durch die Massenzunahme zwischen 1965 und 1985 kompensiert wurden. In den letzten 20 Jahren zeigt aber auch dieser Gletscher deutliche Verluste, bezogen auf den Maximalstand im Jahr 1985 sind es inzwischen 10,4 m Wasseräquivalent. Zwischen diesen beiden Extremwerten liegen die Massenänderungen der übrigen Gletscher. Das Bild zeigt klar die starken bis extremen Massenverluste in den letzten beiden Dezenen, in denen das Jahr 2003 mit einer negativen Massenbilanz von 3,3 m Wasseräquivalent am Glacier de Sarennes in Frankreich die absoluten Rekordwerte lieferte. Dagegen lagen die größten Massengewinne nur in der Größenordnung von 1–1,3 m Wasseräquivalent.

Für den Zeitraum 1890 bis 2000 sind in *Abb. 1.7-2* die Volumenänderungen von 15 Ostalpengletschern wiedergegeben, ermittelt aus dem Vergleich von kartographischen Aufnahmen der Gletscheroberfläche im

Abstand von mehreren, typischerweise 10 Jahren. Trotz dieser schlechteren zeitlichen Auflösung zeigt auch diese Serie die Phase mit Massengewinnen zwischen 1950 und 1980. Hier wurde für das Waxeggkees im Zillertal/Österreich eine Erhöhung der Gletscheroberfläche von 67 cm/Jahr zwischen 1959 und 1969 analysiert, beim Vernagtferner/Ötztal, Österreich liegt der Wert bei 29 cm/Jahr zwischen 1969 und 1979.

Ursachen der Massenänderungen

Die Massenbilanz eines Gletschers stellt das zeitliche und räumliche Integral von Zunahme (Akkumulation durch Schneefall, Lawinen und Treibschnee) und Abtrag (Ablation durch Schmelzen und Verdunsten, auch durch Eisabbrüche) dar. Zeitlich gesehen spricht man von Akkumulations- und Ablationsperiode, räumlich unterscheidet man auf einem Gletscher zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet. Ein ausgeglichener Massenhaushalt liegt dann vor, wenn im Mittel über den Gletscher und das Massenhaushaltsjahr die Massenänderung Null ist. Überwiegen die Verluste, so ist die Bilanz negativ, andernfalls positiv. Für die Gletscher der mittleren Breiten existiert eine klare zeitliche Trennung zwischen Perioden mit Massengewinnen (Winter) und Massenverlusten (Sommer), in den Tropen und Subtropen können dagegen beide Prozesse gleichzeitig statt-

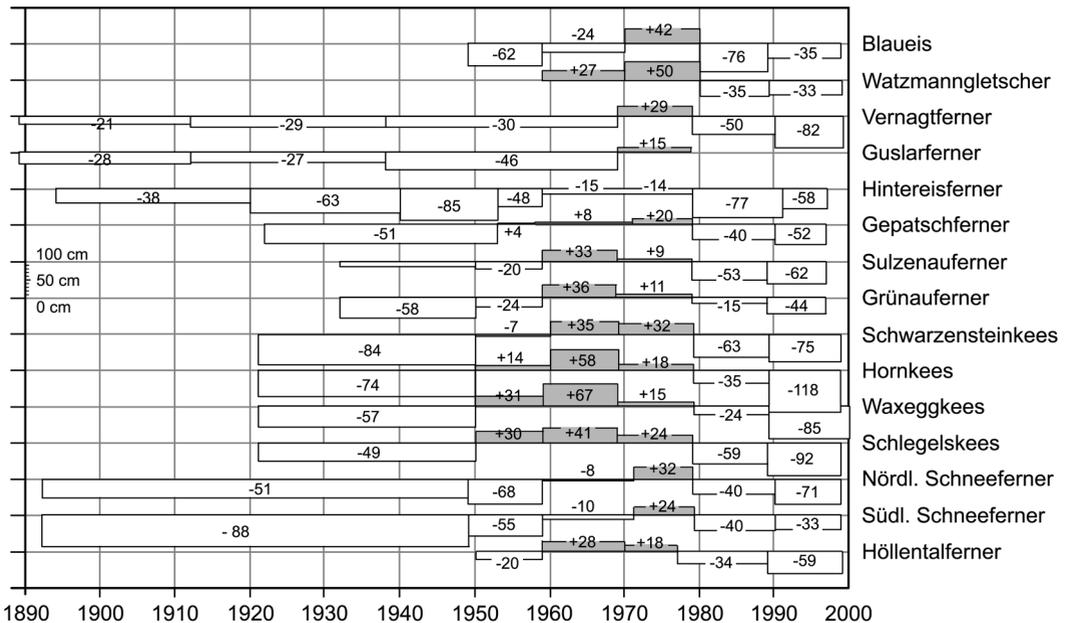


Abb. 1.7-2: Jährliche Höhenänderung ausgewählter Ostalpengletscher für den Zeitraum 1889 bis 2000. Verluste (-) und Gewinne (+) sind gekennzeichnet. Die Zahlenwerte geben die spezifische Volumenänderung in cm pro Jahr über den vom Balken markierten Zeitraum an.

finden, nämlich durch Akkumulation im hochgelegenen Teil, Ablation im unteren Gletschergebiet, wodurch die saisonalen Unterschiede verschwinden können.

Die glaziologisch bestimmten Massenbilanzen der zentralalpinen Gletscher zeigen, dass sich die Massengewinne in Form von Schneefall in den letzten 30 Jahren nicht signifikant verändert haben. Die getrennte Analyse von Winter- (blaue Balken) und Sommermassenbilanz (rote Balken) des Vernagtferners (Abb. 1.7-3) lässt dies deutlich erkennen. Die Zeitreihe der Gesamtbilanz (grüne Kurve) zeigt, dass Änderungen der Gletschermassenbilanz in erster Linie eine Folge der veränderten Ablations-, d.h. Schmelzbedingungen an der Gletscheroberfläche sind. Den größten Anteil an der Schmelzwasserproduktion hat die Strahlungsbilanz, die zwischen 70% und 90% der verfügbaren Schmelzenergie liefert. Dagegen werden über die turbulenten Wärmeströme nur 10% bis 30% der Schmelzenergie bereitgestellt. Für die Art des Niederschlages und damit die Strahlungsabsorption spielt die Lufttemperatur eine dominierende Rolle: frisch gefallener Neuschnee reflektiert bis zu 90% der Sonnenstrahlung, dunkles Gletschereis aber nur 10% bis 30%. Je häufiger also Neuschneefälle im Sommer auftreten, desto geringer ist die Schmelzwasserproduktion.

Da Schneefall erst bei Lufttemperaturen unter +2°C

auftritt, seine größte Ergiebigkeit im Bereich um 0°C hat und bei sehr niedrigen Lufttemperaturen wieder schwächer wird, verschiebt sich bei steigenden Temperaturwerten die Zone des Schneefalls in größere Höhenlagen und die Schneedeckendauer in tieferen Lagen wird reduziert. Untersuchungen des DWD (Deutschen Wetterdienstes) belegen, dass sich in Deutschland in unteren und mittleren Höhenlagen (d.h. zwischen 400 m und 800 m NN) die Schneedeckendauer im Zeitraum 1951/52 bis 1995/96 um etwa 30% bis 50% verkürzt hat. (DIETZER et al. 2001). Für alpine Regionen gilt dies derzeit noch nicht so deutlich, so zeigt die Station Mittenwald (923 m NN) zwar eine erhebliche Variabilität der Anzahl der Tage mit mehr als 3 cm Schnee pro Jahr, die gemittelten Werte liegen für die zweite Hälfte des zwanzigsten Jahrhunderts bei 100 ± 10 Tagen. Für das Ende des einundzwanzigsten Jahrhunderts liefern Modellrechnungen auf der Basis eines gemäßigten Klimaszenarios (A1B Szenario des IPCC) (IPCC 2007) jedoch einen Rückgang auf etwa 30 Tage/Jahr für diese Region (JACOB et al. 2007).

Registrierung und Modellierung von glazialen und nivalen Abflüssen

Glaziale Abflussregime weisen einen deutlichen Jahresgang auf, da in stark vergletscherten Gebieten die

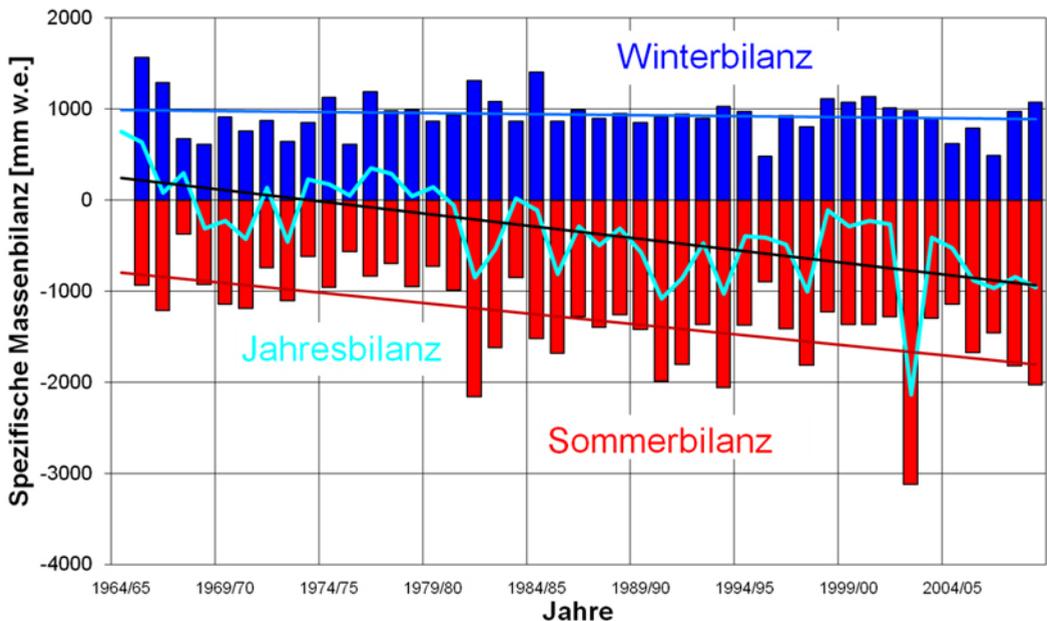


Abb. 1.7-3: Winter-, Sommer- und Gesamtmassenbilanz des Vernagtferners, Ötztaler Alpen, Österreich, für den Zeitraum 1964/65 bis 2008/09. Blaue Balken: gemessene Winterbilanz, rote Balken: berechnete Sommerbilanz als Differenz zwischen gemessener Gesamtmassenbilanz (grüne Linie) und Winterbilanz.

höchsten Abflüsse während sommerlicher Schönwetterperioden auftreten. Nivale, d.h. durch die Schneeschmelze beeinflusste Einzugsgebiete liefern Spitzenwerte in Abhängigkeit von der Meereshöhe: je tiefer das Gebiet, desto früher sind die maximalen Abflusswerte zu erwarten. *Abb. 1.7-4* (nach VIVROLI 2001, verändert) zeigt diese Verteilung am Beispiel des Rheins, dessen Oberlauf durch die Schnee- und Eisschmelze im Schweizer Alpenraum geprägt ist und damit ein Maximum im Juni aufweist. Im Stromabschnitt zwischen Rheinfeldern und der deutsch-holländischen Grenze (hier mit Unterlauf bezeichnet) sind die Maxima im Frühling durch Regen und Schneeschmelze bestimmt, das Minimum im Sommer durch erhöhte Verdunstung. Die hier mit »Mündung« bezeichnete Summe erreicht ihren höchsten Wert zwar im Winter, würde aber ohne den Schmelzwasseranteil im Hochsommer auf deutlich niedrigere Werte abfallen. Die dargestellte Kurve basiert auf langjährigen Mittelwerten (1961–1990), in

einem extrem trockenen Monat wie z.B. dem Juli 1976 lieferte der Abfluss im Oberlauf etwa 90% des Mündungs-Abflusses (ROHRER 1992).

Die für den Gesamtabfluss wichtige, ausgleichende Funktion der Schmelzwasserspenden ist als kompensierender Effekt für den fehlenden Niederschlag in ariden Gebieten noch höher zu bewerten als in den Alpenanrainerstaaten. Die Charakterisierung des »Wasserschlosses« als Gebiet mit sehr zuverlässig erfolgenden, überproportional großen, saisonal verzögerten Abflüssen wurde ursprünglich eingeführt für die Alpen, das Beispiel des Rheins belegt dies deutlich. Für Gebiete in Zentralasien oder in Nordamerika, die ein ausgeprägt arides Vorland aufweisen, ist die Wasserschloss-Funktion noch bedeutender. So ist für den Amu-Darya die sommerliche Abflussbildung durch Schmelzprozesse im Tianshan und Pamir von zentraler Bedeutung, und auch der Colorado im Westen der USA belegt mit seiner Abflusscharakteristik, dass die winterliche Speicherung von Niederschlägen in Form von Schnee und Eis

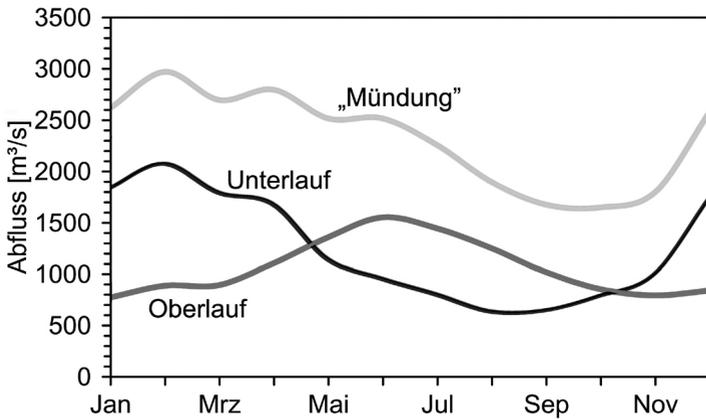


Abb. 1.7-4: Mittlere Wasserführung des Rheins (1961–1990), dargestellt für den Oberlauf (Pegel Rheinfeldern), den Unterlauf und die deutsch-holländische Grenze (Pegel Lobith, »Mündung«).

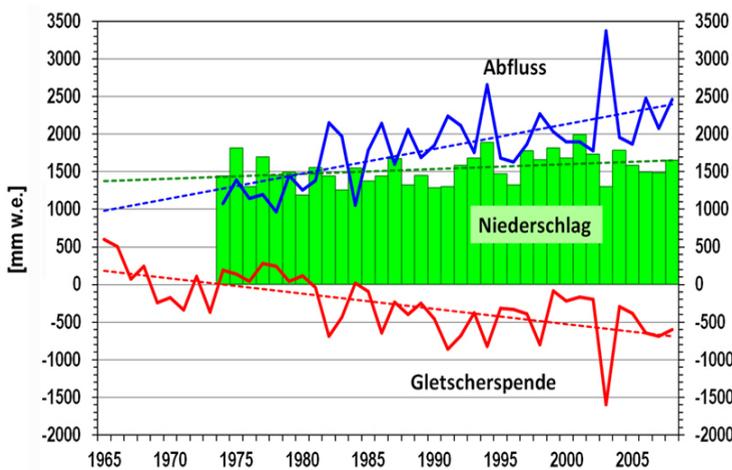


Abb. 1.7-5: Einzugsgebiet Pegelstation Vernagtbach, Öztaler Alpen, Österreich (2.638–3.633 m NN, 11,44 km², 71% vergletschert im Jahr 2006): Jahreswerte von Gebietsniederschlag und Abfluss (1974–2008), Gletscherspende, d.h. Massenbilanz (1965–2008).

der maßgebende Wasserlieferant ist (VIVIROLI 2001).

Nur von wenigen Gletschern liegen langfristige Abflussmessreihen vor. Für das Einzugsgebiet der Massa (Grosser Aletschgletscher, Fläche 195 km²) zeigt die Studie von VERBUNT et al. (2003), dass in diesem zu ca. 70% vergletscherten Gebiet 85% des Wassers vom Gletscher stammt, im nur zu 2% vergletscherten Dischmatal (43 km²) immerhin noch 6% des mittleren Abflusses im Zeitraum 1981–2000. Für den Vernagtferner/ Ötztaler Alpen, Österreich, und sein 11,44 km² großes, zu 71% vergletschertes Einzugsgebiet (Stand: 2006) zeigt *Abb. 1.7-5* den Anstieg des Abflusses und die Jahressummen des Gebietsniederschlags für die letzten fünfunddreißig Jahre. Zusätzlich angegeben ist die Zeitreihe der Gletscherspende seit 1965 (vgl. *Abb. 1.7-1*), das ist die durch Eisschmelze produzierte Wassermenge im Fall von Massenverlusten. Seit Beginn der Registrierungen 1974 an der Pegelstation Vernagtbach (*Abb. 1.7-6*) haben sich nicht nur die Jahressummen des Abflusses mehr als verdoppelt, die stündlichen Spitzenwerte sind von etwa 3 m³/s auf über 20 m³/s angewachsen! Und selbst in den »gletschergünstigen«, d.h. feuchten und kühlen Sommern nach 2003 liegen die Abflusssummen deutlich höher als bei vergleichbaren Witterungsabläufen in den 1970er Jahren. Dies ist in erster Linie eine Folge der negativen Massenbilanzen und der sich daraus ergebenden Vergrößerung des Eisgebietes auf Kosten des Firn- und Altschneegebietes des Gletschers. Verstärkt wird die Abschmelzung auch dadurch, dass das abfließende Schmelzwasser immer mehr Staub und Moränenmaterial in der Eisoberfläche zurücklässt, was zu einer immer dunkleren Eisoberfläche mit hoher Strahlungsabsorption führt. Abflusshöchstwerte sind deshalb solange zu erwarten, wie die Gletscherflächen insgesamt nicht deutlich kleiner geworden sind.

Eine detaillierte statistische Analyse der täglichen

Abflussbeträge vom Vernagtferner zeigt, dass der Anteil der Abflüsse im Juni am jährlichen Gesamtabfluss deutlich angestiegen ist. Im ersten Dezenium des 21. Jhds. liegen die Juniabflüsse in sechs von zehn Jahren bei einem Anteil von über 20% am Gesamtabfluss, während sie in den 1980er Jahren nur mit 5 bis 10% zum Gesamtabfluss beitragen. Dies ist vor allem durch den Verlust der Firnrücklage verursacht; gilt doch inzwischen nicht nur für den Vernagtferner, dass nach Abschmelzen der winterlichen Schneerücklage sofort das apere Eisgebiet an der Oberfläche erscheint mit den bereits diskutierten Folgen für die Schmelzwasserproduktion (apere bedeutet schneefreie Fläche).

Abflussmodelle erlauben eine Abschätzung des relativen Anteils von Schnee- und Eisschmelze am Gesamtabfluss. Der Komplexitätsgrad der dabei eingesetzten Modelle richtet sich nach den verfügbaren meteorologischen und topografischen Ausgangsdaten und den zu modellierenden Größen. Für Abflussbestimmungen auf Tages- bis Monatsbasis in großen Einzugsgebieten werden i.d.R. einfache Modelle benutzt, die auf Daten von Lufttemperatur, Niederschlag und einer wenig differenzierten Oberflächenstruktur aufbauen und mit geeigneten Kontrollgrößen wie z.B. Kartierungen, Massenbilanzen oder Teilabflüssen kalibriert werden (z.B. HAGG 2003; KUHN & BATLOGG 1999). Zeitlich-räumlich hochaufgelöste Modelle (typische Skalen: 1 Stunde, 100 m Maschenweite) basieren i.d.R. auf Energiebilanzansätzen zur Schmelzwasserproduktion und linearen Speicheransätzen zur Abflussmodellierung (z.B. ESCHER-VETTER 2000).

Für das 77.000 km² große Einzugsgebiet der oberen Donau beim Pegel Passau/Achleiten wurde im Rahmen des BMBF-Projektes »GLOWA-Danube«, Teilprojekt Glaziologie, untersucht, wie sich der Anteil des Schnee- und Eisschmelzwassers am Abfluss des Inns



Abb. 1.7-6: Pegelstation Vernagtbach mit Vernagtferner im Hintergrund im Sommer 2003 (Archiv KfG).

und der Donau unter verschiedenen Klimaszenarien im 21. Jahrhundert verändern wird (WEBER et al. 2010). Hierbei wurde ein physikalischer Modellansatz auf räumliche Skalen kleiner als ein Kilometer verfeinert (WEBER et al. 2009), um die typischerweise unter 1 km² großen Gletscher dieser Region adäquat zu berücksichtigen. Die Analyse des Dezeniums 1991–2000 ergab für das Kopfeinzugsgebiet des Pegels Vent im Ötztal (35% Vergletscherungsanteil), dass der Abfluss zu je einem Drittel aus Regen, Schneeschmelze und Eisschmelze gebildet wird (WEBER et al. 2010). Dieser Anteil nimmt flussabwärts stark ab und beträgt am Pegel Achleiten im Jahresmittel nur noch 2%. Unter Verwendung des auf dem IPCC-Emissionsszenario A1B (IPCC 2007) basierenden regionalen Klimamodells »Remo« steigt der Anteil des Eisschmelzwassers am Jahresabfluss für das Dezenium 2011–2020 auf 51%, da in diesem Zeitraum auf Grund der höheren Temperaturen und des geringeren Schneefalls ein Großteil der Gletscher abschmelzen wird. In der Folge reduziert sich dann der mittlere Anteil der Eisschmelze für das Dezenium 2031–2040 aus den Kopfeinzugsgebieten auf etwa 17%, am Pegel Achleiten liegt er – bedingt durch das nahezu völlige Abschmelzen der Gletscher – nur mehr bei 0,3%. Im Dezenium 2051 bis 2060 liefern die Szenarien auch in den Kopfeinzugsgebieten keinen Beitrag der Eisschmelze zum Abfluss mehr, da gemäß diesen Analysen keine Gletscher mehr im Einzugsgebiet der oberen Donau existieren werden. Eine Unsicherheit in den Analysen stellt allerdings das nur grob abgeschätzte Gesamtvolumen der Eismassen dar, da bisher nur an wenigen Gletschern die Eismächtigkeit direkt gemessen wurde (WEBER et al. 2008).

Wirtschaftliche Bedeutung des Schmelzwassers von Schnee und Eis

Mit zunehmendem Verlust an Eismasse und Reduzierung der Schneefallmenge im Gebirge ist langfristig zu erwarten, dass Wassermangel – und nicht Wasserüberschuss in Form von Hochwässern – die Wasserversorgung durch alpine Flüsse prägen wird. Dies wird nicht nur für die Schifffahrt auf Inn, Rhein oder Donau von zunehmender Bedeutung sein, sondern noch viel stärker für die Trinkwasserversorgung in Regionen wie z.B. dem Tianshan in Zentralasien. So erhält die Millionenstadt Urumchi, Hauptstadt der chinesischen Provinz Xinjiang, einen Großteil ihres Trinkwassers von den Gletschern in den östlichen Ausläufern dieses Gebirges. Hier wie auch für die Industrieländer kann Wassermangel in Speicherbecken von Kraftwerken oder fehlendes Kühlwasser für thermische und nukleare Kraftwerke zu Engpässen in der Stromversorgung führen.

Allerdings muss man bei dieser Analyse berücksichtigen, welche klimatischen Regionen vom Wasser der schmelzenden Gletscher geprägt sind. Neueste Untersuchungen zeigen (KASER et al. 2010), dass nur in extrem ariden Gebieten die Abflussspende durch Gletscherschmelze einen nennenswerten Beitrag zur Versorgung der Tiefländer liefert. Dagegen ist dieser Abflussteil in vom Monsun beeinflussten Regionen vernachlässigbar. Betrachtet man noch zusätzlich die Bevölkerungsverteilung in den verschiedenen Höhenregionen, dann zeigt sich insgesamt keine starke Abhängigkeit der dicht besiedelten Regionen der Erde vom Schmelzwasser der Gletscher. Dies wird bestätigt durch Untersuchungen von PRASCH (2010) für das Kopfeinzugsgebiet des Lhasa Rivers in Tibet (Gesamt-



Abb. 1.7-7: Luftbild der Ver-nagt-Region vom 10. Januar 2006 (Aufnahme W. Hagg).

fläche 2719 km², 11,5% Vergletscherungsanteil), ein Einzugsgebiet, dessen Abfluss in erster Linie durch den Monsun-Niederschlag und den damit verbundenen Schneefall gesteuert wird.

Ausblick

Seit dem postglazialen Hochstand zur Mitte des 19. Jahrhunderts ist für die Gletscher der Alpen – wie für die meisten Gletscher weltweit – ein deutlicher Rückgang zu verzeichnen, der sehr gut an der V-förmigen Struktur der Moränenstände des Vernagtferners (Abb. 1.7-7, links unterhalb der Bildmitte) zu erkennen ist. Dieser wurde zwar zeitweilig durch Massengewinne unterbrochen, die aber nicht zu einer Umkehr des säkularen Trends führten. Die Ursache des Gletscherschwundes ist primär in einer erhöhten Abschmelzung während der Sommermonate zu sehen und nicht in einer Verringerung des Niederschlages im Winter. Mit dem Rückgang der Eismassen wird der Kompensationseffekt der Gletscher in Bezug auf die Wasserspenden deutlich reduziert, was mittel- bis langfristig zu einer Abnahme des Abflusses alpiner Einzugsgebiete vor allem in trockenen Sommermonaten führen wird. Kurzfristig ist dagegen mit einer Erhöhung des Abflusses infolge verstärkter Schmelzwasserproduktion zu rechnen, die – wie mehrmals seit Mitte der 1980er Jahre – sogar Hochwasserkatastrophen in den Alpentälern zur Folge haben kann.

Geht man von optimistischen Annahmen bezüglich der zukünftigen Klimaentwicklung auf Grund der Treibhausgasemissionen aus, dann werden vermutlich erst gegen Ende des 21. Jahrhunderts die Alpengletscher verschwunden sein. Die geschilderten Ergebnisse der GLOWA-Szenarienberechnungen legen allerdings nahe, dass dies früher, nämlich bereits zur Mitte dieses Jahrhunderts der Fall sein wird. Und wenn man die globalen Treibhausgasemissionen der letzten zehn Jahre als Grundlage der Klimaszenarien verwendet, wird das Gletschersterben noch schneller erfolgen, so dass vielleicht schon in 10 bis 20 Jahren Gletscher in allen Hochgebirgen der Erde nur noch in der Form zu finden sein werden, wie sie jetzt noch auf dem Zugspitzplatt zu beobachten sind – kleine Eisreste von 45 ha, wo vor hundertfünfzig Jahren noch 300 ha Gletscherfläche vorzufinden war (ESCHER-VETTER et al. 1998).

Literatur

BAUMGARTNER A. & H.-J. LIEBSCHER (1990): Lehrbuch der Hydrologie Bd. 1: Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie. Gebrüder Borntraeger – Berlin Stuttgart. 673 pp.
DIETZER B., TH.GÜNTHER, A. KLÄMT, H. MAT-

THÄUS & T. REICH (2001): Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen. In: Klimastatusbericht 2001, Hrsg: Deutscher Wetterdienst, 67-85.

ESCHER-VETTER H. (2000): Modelling meltwater production with a distributed energy balance method and runoff using a linear reservoir approach – results from Vernagtferner, Oetzal Alps, for the ablation seasons 1992 to 1995. Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 36, 119-150.

ESCHER-VETTER H., M. WEBER & L. N. BRAUN (1998): Gletscherverhalten als klimatische Information; Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt alpiner, teilweise vergletscherte Gebiete. Abschlussbericht Bayerisches Klimaforschungsprogramm BayFORKLIM, Projekte AII2 und H2. Bayer. Akad. d. Wissenschaften, Komm. f. Glaziologie, München. Siehe auch <http://www.glaziologie.de>

HAGG W. (2003): Auswirkungen von Gletscherschwund auf die Wasserspende hochalpiner Gebiete, Vergleich Alpen-Zentralasien. Münchener Geogr. Abhandl., Reihe A, Geobuch-Verlag, München. 96 pp.

IPCC (2007): 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 & H.L. Miller. (Hrsg.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

JACOB D., H.GÖTTEL, S.KOTLARSKI & PH.LORENZ (2007): Mögliche Klimaänderungen im Alpenraum. In: Klimawandel in den Alpen – Fakten – Folgen – Anpassung., Hrsg.: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Referat Öffentlichkeit-sarbeit, Berlin. 91 pp.

KASER G., M. GROSSHAUSER & B. MARZELON (2010): Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1008162107.

KUHN, M. & N. BATLOGG (1999): Modellierung der Auswirkung von Klimaänderung auf verschiedene Einzugsgebiete in Österreich. Schriftenr. d. Forschung i. Verbund, Bd. 46, Hrsg.: Österreich. Elektrizitätswirtschafts-Aktienges., Wien, 94 pp.

PRASCH M. (2010): Distributed process oriented modeling of the future impact of glacier melt water on runoff in the Lhasa River Basin in Tibet. Dissertation an der Fakultät für Geowissenschaften der LMU München, 205 pp.

ROHRER M. (1992): Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. Zürcher Geographische Schriften 49, 178 pp.

VERBUNT M., J.GURTZ, K. JASPER, H.LANG, P.WARMERDAM & M.ZAPPA (2003): The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling. Journal of Hydrology 282, 36-55.

VIVIROLI D. (2001): Zur hydrologischen Bedeutung der Gebirge. Geogr. Inst. d. Univ. Bern, Gr. f. Hydrologie, Publ. Gewässerkunde Nr. 265. Diplomarbeit d. philoso-

- phisch-naturwissenschaftl. Fak., Univ. Bern, Betreuer:
R. Weingartner, 118 pp.
- WILHELM F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. Verlag: Walter de Gruyter, Berlin, New York, 434 pp.
- WEBER M., M.PRASCH, M.KUHN, A. LAMBRECHT & W. HAGG (2008): Eisreserve - Teilprojekt Glaziologie. Kapitel 1.8, GLOWA-Danube-Projekt, Ludwig-Maximilians-Universität München (Hrsg.), Global Change Atlas, Einzugsgebiet Obere Donau, München.
- WEBER M., M.PRASCH, M.KUHN & A. LAMBRECHT (2009): Veränderung der Eisreserve in der Zukunft - Teilprojekt Glaziologie. Kapitel 2.4.2, GLOWA-Danube-Projekt, Ludwig-Maximilians-Universität München (Hrsg.), Global Change Atlas, Einzugsgebiet Obere Donau, München.
- WEBER M. & M.PRASCH (2010): Einfluss der Gletscher auf das Abflussregime in der Vergangenheit - Teilprojekt Glaziologie, Kapitel 3.1.4.1, GLOWA-Danube-Projekt, Ludwig-Maximilians-Universität München (Hrsg.), Global Change Atlas, Einzugsgebiet Obere Donau, München.
- WEBER M., L.BRAUN, W. MAUSER & M.PRASCH (2010): Contribution of rain, snow- and icemelt in the upper Danube discharge today and in the future. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 33, 221-230.

Dr. Heidi Escher-Vetter
Kommission für Erdmessung und Glaziologie (KEG)
Abtl. Glaziologie
Bayerische Akademie der Wissenschaften
Alfons-Goppel-Str.11 - 80539 München
heidi.escher@lrz.badw-muenchen.de
<http://www.glaziologie.de/>