

Gründe für den beschleunigten Gletscherschwund ab der Mitte des 19. Jahrhunderts bis zur Gegenwart

von Markus Weber und Ludwig Braun

Keywords: Klimawandel, Gletscherschwund, Sonneneinstrahlung, Dampfdruck, Eisdynamik, Abflussspenden

Seit ca. 1850, dem Ende der sogenannten „*Kleinen Eiszeit*“, verlieren die **Alpengletscher** parallel mit der globalen Erwärmung kontinuierlich an **Masse und Fläche**, unterbrochen von lediglich zwei schwach ausgeprägten **Wachstumsphasen** vor 1920 in den **1960er** und **1970er** Jahren, welche ähnlich wie während der *kleinen Eiszeit* auf einer **Häufung kühler und regenreicher Sommer** beruhen. Als mögliche **Auslöser** kommt in erster Linie eine **Schwächung der solaren Einstrahlung** durch einen hohen **Gehalt der Atmosphäre an Aerosolen** nach starken **Vulkanausbrüchen** in Frage, die **Bedeutung anthropogener Emissionen** (Stichwort „*Globale Verdunkelung*“) ist wohl eher von **untergeordneter Bedeutung**. Während im **20. Jahrhundert** die **Entwicklung der Gletscher** noch stark durch die **Eisdynamik** geprägt wird, ändert sich dies mit dem **Eintritt in die sogenannte Phase der Dominanz des anthropogenen Klimawandels** komplett. **Bedeutende Änderungen** im **kurzwelligigen und langwelligigen Strahlungshaushalt** in **Kombination** mit anderen sich selbst **verstärkenden Faktoren** **beschleunigen den Gletscherschwund** und führen letztlich **unausweichlich zum Verschwinden der Eisreserven**. Die **Zusammenhänge** werden in diesem Beitrag anhand der **Beobachtungen am Vernagtferner** in den **Öztaler Alpen** gezeigt. **Auswirkungen** sind ein **drastischer Abflussrückgang ab 2020** in den **ehemals stark vergletscherten Gebirgstälern**. Wie am **Beispiel des Einzugsgebiets der oberen Donau** demonstriert, wird der **Verlust der Gletscherschmelze** keine **gravierenden Auswirkungen** auf die **Wasserführung der großen Flüsse** haben, da das **umliegende Tiefland** in einer **humiden Klimazone** liegt, in welcher die **Abflussbildung** auch weiterhin **primär vom Regen** und von der **Schneeschemelze** gesteuert wird.

Kommt die Rede auf die Auswirkungen des Klimawandels, so wird neben dem Anstieg des Meeresspiegels als häufigstes Zeugnis der Rückgang der Alpengletscher seit der Mitte des 19. Jahrhunderts herangezogen. Gletscher sind in der Tat ausgezeichnete Indikatoren des Klimawandels, denn sie passen in Wechselwirkung mit der Atmosphäre ihre Masse und damit auch ihre Umrisse mit einer gewissen Verzögerung den Änderungen der meteorologischen Bedingungen an. Dabei sind die zeitlichen Abläufe der Veränderungen in etwa vergleichbar mit denen in der Klimatologie, die in der Regel die Mittelwerte ausgewählter meteorologischer Größen über einen Zeitraum von 30 Jahren vergleicht. Damit kann man auch mit den weniger genauen Methoden bei der Vermessung der Gletscher im 19. Jahrhundert die Veränderungen des Klimas in der Vergangenheit studieren. Insbesondere während des in der Klimaforschung als „*Kleine Eiszeit*“ bezeichneten Zeitabschnitts zwischen 1570 und 1850 zeigten die Gletscher große periodische Fluktuationen. In den im Mittel alle 35 Jahre auftretenden Vorstoßphasen (RICHTER 1891) reichten ihre Zungen bis zu den Bergdörfern in den Tälern hinab und bedrohten dort deren Bewohner. In den warmen und trockenen Zeiträumen dazwischen schmolzen die Eismassen aber immer wieder schnell zurück, denn durch das Vordringen in tiefelegene wärmere Bereiche schufen die Gletscher gleichzeitig ihre eigene lokale Klimaerwärmung. Dennoch übertrafen die Gletscherflächen in diesem Zeitabschnitt die noch im 20. Jahrhundert beobachteten leicht um das Doppelte. Eine Ahnung von deren Ausdehnungen am Höhepunkt des letzten großen Vorstoßes um 1850 vermitteln heute noch die mächtigen Seitenmoränen und dazwischen die geröllbedeckten Gletschervorfelder. (Abb. 1).

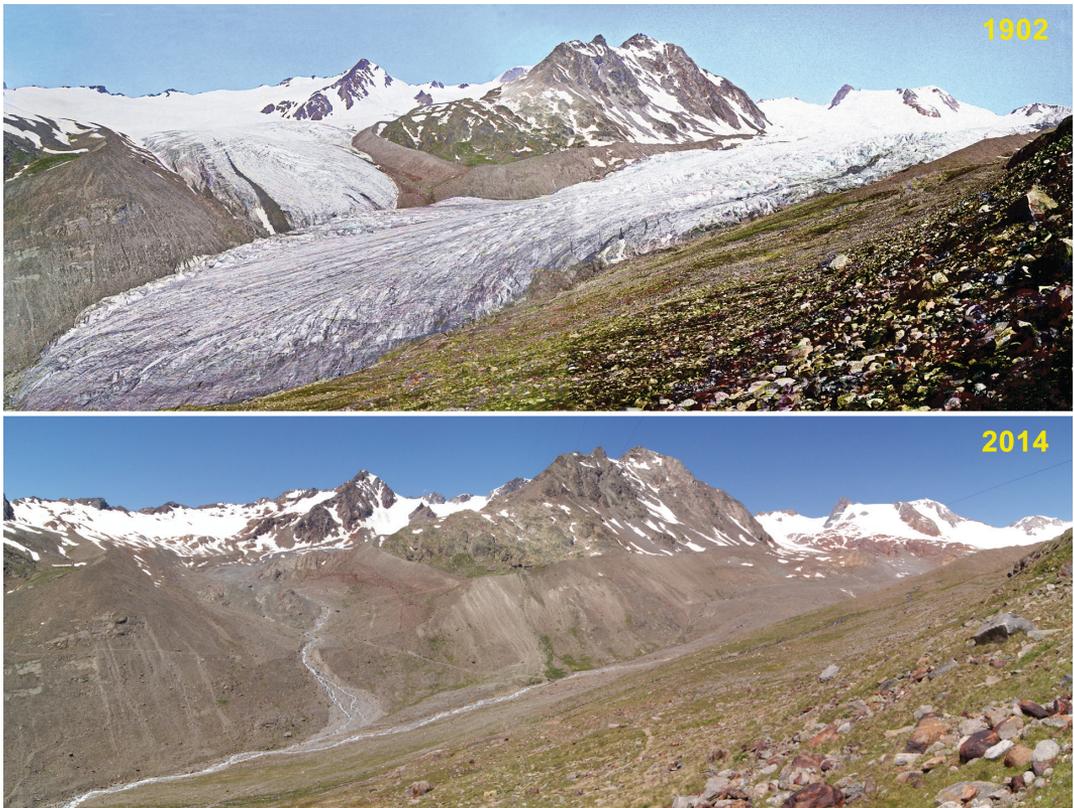


Abb. 1: Ansicht des Vernagtals vom Weg zur Breslauer Hütte mit den Hintergraslspitzen zwischen dem Guslarferner (hinten links) und dem Vernagtferner (vorne und hinten rechts), oben während dem letzten großen Vorstoß der Zungen im Jahre 1902 und unten 112 Jahre später im Sommer 2014. In beiden Bildern sind die ursprünglichen Gletschergrenzen des Hochstandes 1848 anhand der Kammlinien der über 100 m hohen Seitenmoränen sichtbar. (Foto oben: Komposit aus Vermessungsaufnahmen von Blümcke & Hess, koloriert, Foto unten: Komposit aus Digitalfotos von A. Lindmayer).

Weshalb konnten die Gletscher damals ein derartiges Wachstum entwickeln? Charakteristisch waren für die kleine Eiszeit wiederholte Episoden mit besonders kühlen und nassen Sommern, aber auch extrem kalte und schneereiche Winter. Die Lufttemperatur war im Mittel in Europa etwa 0.8°C kälter als in den Zeiträumen davor und danach, in den Alpen teilweise auch bis zu 2°C. Dies kann aber nur indirekt erschlossen werden, denn instrumentell gemessene Zeitreihen reichen gerade einmal bis in die Endphase der kleinen Eiszeit Ende des 18. Jahrhunderts zurück.

Über mögliche Ursachen der markanten Abkühlung wurde in der Klimaforschung bisher viel spekuliert. Kalte Witterung ist in der Regel mit einer signifikant schwächeren Sonneneinstrahlung verbunden, vielfach wird das Mittelalter deshalb häufig als eine „düstere Zeit“ beschrieben (BUDE 2001). Nach dem gegenwärtigen Wissensstand war die Reduktion der solaren Strahlung der Kombination einer vorübergehenden Schwächung der Strahlungsleistung der Sonne (Maunder-Minimum 1645 -1714), in geringem Maße auch der Änderungen des Abstandes der Erde von der Sonne sowie einer Häufung heftiger Vulkanausbrüche mit hochreichenden Emissionen in die hohe Atmosphäre geschuldet. Hinzu kamen sich verstärkende Wechselwirkungen wie die Eis-Albedo-Rückkoppelung und eine zeitweilige Schwächung des Golfstroms. Es gibt aber auch die Theorie, nach denen der Mensch in Mitteleuropa zumindest in geringem Maße durch die Umgestaltung der Landoberfläche zur Wiederaufforstung und das in den Wäldern gebundene CO₂ die Abkühlung verstärkt haben könnte (RUDDIMAN 2003). In jedem Fall aber waren diese für das Wachstum der Gletscher günstigen Bedingungen die Ursache für weit verbreitete wirtschaftliche Not und soziale Verwerfungen.

Quantitative Erfassung des Gletscherrückgangs in den Ostalpen

Seit dem Ende des 19. Jahrhunderts werden unter der Obhut von Münchner Gletschervermessern die Veränderungen von ca. 15 Ostalpengletschern in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen erfasst und publiziert. Dabei wurden Ausmaße und Höhe der Gletscheroberfläche mittels photogrammetrischer Methoden bestimmt, in Karten oder Schichtlinienplänen im Maßstab 1 : 10000 dargestellt und die Differenzen der Oberflächen über den vergletscherten Gebieten gemittelt als Balkendiagramm dargestellt (Abb. 2). Diese von SEBASTIAN und RICHARD FINSTERWALDER begründete Methode belegt die kontinuierlich negativen Massenhaushalte der Gletscher seit der Mitte des 19. Jahrhunderts, dem Ende der „Kleinen Eiszeit“, welche jedoch mehrheitlich in den Dekaden 1960-1970 und 1970-1980 durch Massengewinne unterbrochen wurden.

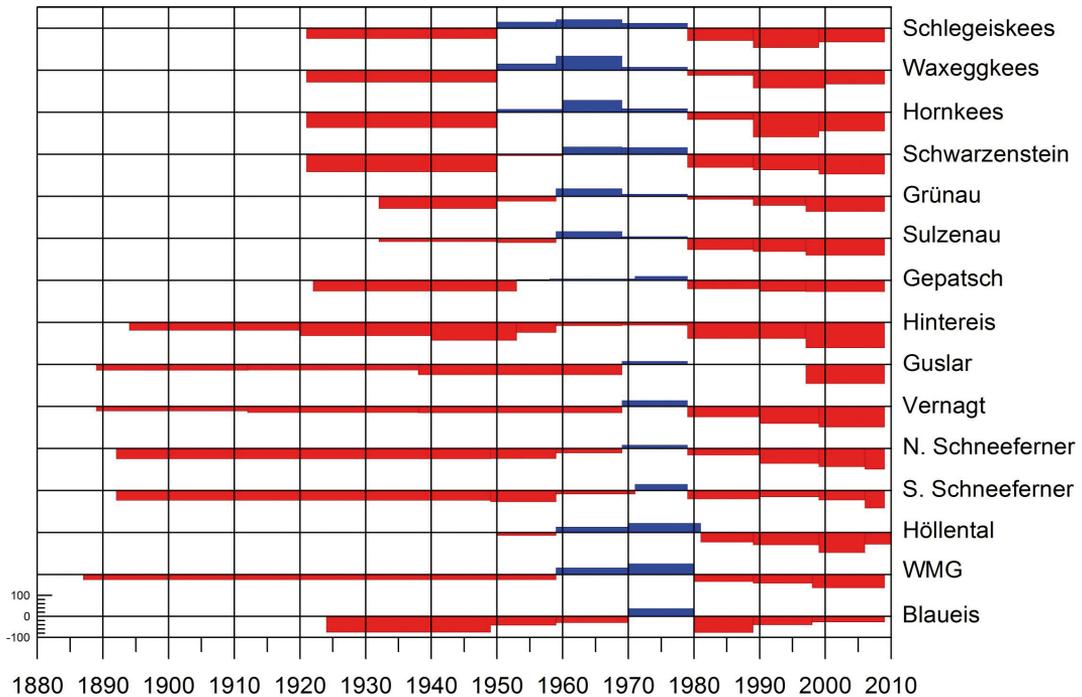


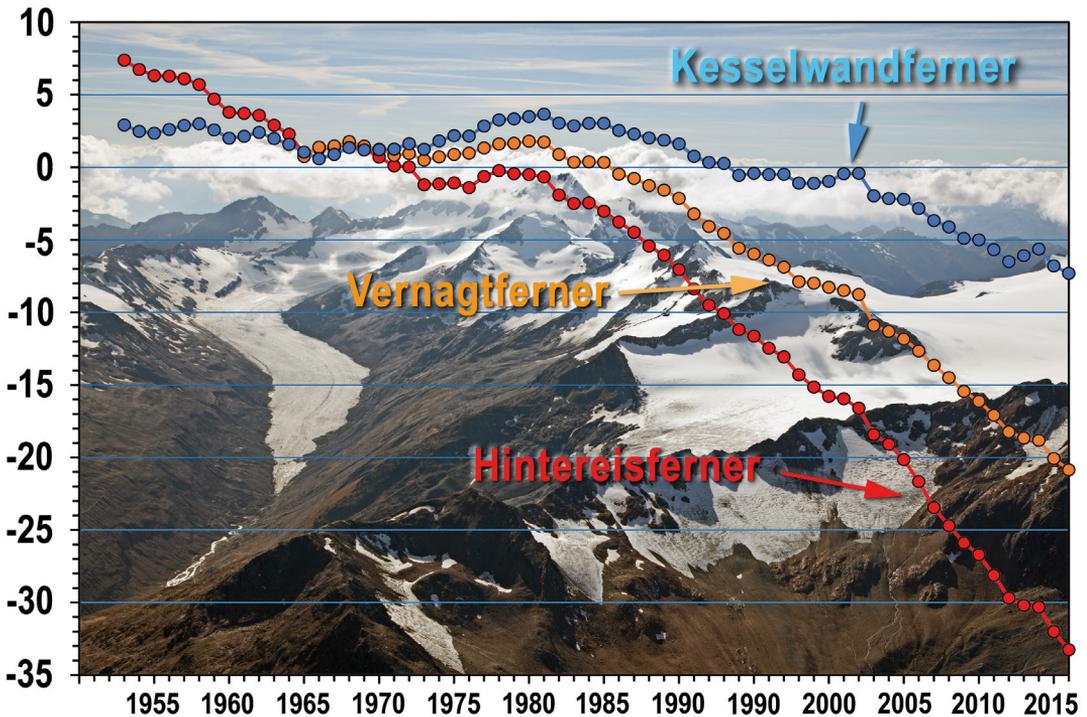
Abb. 2: Veränderung ausgewählter Ostalpengletscher seit dem Ende des 19. Jahrhunderts basierend auf photogrammetrisch erhobenen Volumendifferenzen. Dargestellt sind die jährlichen Veränderungen der mittleren Höhe der Gletscheroberfläche [cm pro Jahr, rot: negativ, blau: positiv] der Basis der geodätischen Bestimmung des Massenhaushaltes der Gletscher nach FINSTERWALDER & RENTSCH (1981), ESCHER-VETTER (2005), aktualisiert durch C. MAYER.

Der Informationsgehalt dieser geodätischen Analyse hängt wesentlich von der Genauigkeit der Messmethode ab. Deshalb genügt der erforderliche zeitliche Mindestabstand zwischen zwei Messungen in der 1. Hälfte des 19. Jahrhunderts nicht aus, um auch die stattgefundenen Massenzuwächse vor 1900 bzw. um 1920 aufzulösen. Erst die Entwicklung und Verfeinerung der modernen Messmethoden ermöglichen Analysen in kürzeren Abständen und offenbaren die wachsenden Massenverluste innerhalb der letzten Dekaden. Der Vorteil der Bestimmung der Massenänderung nach der geodätischen Methode liegt darin, dass viele Gletscher regional mit vertretbarem Aufwand mittels Fernerkundung gleichzeitig vermessen werden können, von Nachteil ist jedoch die mangelnde zeitliche Auflösung und Genauigkeit.

Diese Schwächen vermeiden teilweise die Bestimmung der spezifischen Oberflächenmassenbilanz nach der glaziologischen Methode, welche auf einigen ausgewählten Gletschern seit Mitte des 20. Jahrhunderts jährlich angewandt wird. Dabei müssen umfangreiche Pegel in den Gletscher eingebohrt und diese Netzwerke unterhalten werden (siehe auch MAYER et al., 2013). Diese Art der Messung ist dadurch mit erheblichem Aufwand verbunden.

Vergleich der kumulativen Massenbilanz dreier benachbarter Gletscher

(m WW)



Datenquelle HEF und KWF: IMG Innsbruck (ACINN)

Abb. 3: Kumulative jährliche spezifische Massenbilanzen, bestimmt nach der glaziologischen Methode, für drei Gletscher im hinteren Ötztal. Die Kurven dokumentieren die jährliche mittlere Dickenänderung des Eiskörpers.

Abb. 3 zeigt das Ergebnis der jährlichen Massenbilanzanalyse nach der glaziologischen Methode für drei Gletscher, die unmittelbar benachbart sind (s.a. Abb. 15). Die jährlichen mittleren Eisdickenänderungen werden über die Jahre aufsummiert (kumulative Bilanz), so dass die resultierenden Kurven die langfristige Dickenänderung des Gletschers zeigt. Vergleicht man die Kurven der Gletscher untereinander, so erkennt man bei den kurzzeitigen Schwankungen ein signifikant ähnliches Verhalten, jedoch deutlich verschiedene Langzeittrends. Diese sind auf individuelle Eigenschaften der Topographie bzw. der Bewegung des Eises zurückzuführen, speziell auf die Flächen-Höhen-Verteilung und die Exposition der Gletscher. Die Massenänderung eines Gletschers ist damit nicht nur eine Anpassungsreaktion an das Klima, sondern auch das Ergebnis seiner individuellen Dynamik.

Die Beziehung zwischen der Massenänderung der Gletscher und den Klimagrößen

Wenn die Klima-Gletscher-Beziehung alles andere als einfach ist, wie kann man dann dennoch eine beobachtete Massenänderung konkret mit einer Klimaänderung in Verbindung bringen? Der Antwort auf diese Frage nähert man sich, wenn man die Komponenten der lokalen Massenbilanz an der Gletscheroberfläche näher betrachtet.

Die dauerhafte Existenz eines Gletschers verlangt ein ausgeglichenes Verhältnis von Massengewinnen zu Masseverlusten innerhalb eines wohl definierten Massenhaushaltsjahres. Dieses umfasst üblicherweise den Zeitraum vom 1. Oktober bis zum 30. September des Folgejahres, was grob der Dauer ab dem ersten Schneefall bis zum Ende der Ablationsperiode entspricht. Sind die Gewinne größer als Verluste, kann der Gletscher wachsen, Verluste müssen dagegen aus den noch vorhandenen Reserven des Eiskörpers ausgeglichen werden. Dauerhafte Verluste lassen diesen schrumpfen und führen zu einer allmählichen Verkleinerung der Gletscherfläche. Massenzuwachs oder auch Akkumulation findet an der Gletscheroberfläche überall dort statt, wo der Masseneintrag durch Schnee, wiedergefrorenes Schmelz- oder Regenwasser und sublimierter Wasserdampf die Verluste durch die Ablation überwiegt. Diese umfassen in erster Linie die gebildete Schnee- und Eisschmelze, die wegen des im Gebirge vorhandenen Gefälles unmittelbar abfließt und dem Gletscher in Form des Glazialabflusses Masse entzieht.

Unter dem Begriff Klimawandel wird dagegen allgemein die Änderung langjähriger Mittelwerte meteorologischer Parameter verstanden, in der Regel werden die häufig gemessenen Größen der Lufttemperatur in 2 m über Grund und die Niederschlagshöhen herangezogen. Der Bezug zur Massenbilanz der Gletschern besteht prinzipiell darin, dass der Schneeanteil am Niederschlag direkt den Masseneintrag der Bilanz bildet, die Schmelze dagegen von der an der Oberfläche absorbierten Energie abhängt, für die Temperatur jedoch ein grobes Maß darstellt.

Die Abb. 4 verdeutlicht diesen Zusammenhang zwischen der Massenänderung, der Lufttemperatur und dem Schneeeintrag am Beispiel des Vernagtferners im hinteren Ötztal (s.a. Abb. 15). Im Gegensatz zu Abb. 3 zeigt die anhand von geodätischen Aufnahmen (Kartierungen) und Rekonstruktion (z.B. nach Fotografien) berechnete Kurve die Änderung der Gesamtmasse des Gletschers. Innerhalb der dargestellten 171 Jahre verlor der Vernagtferner 80% seiner maximalen Masse von 900 Millionen Tonnen im Jahr 1845, davon 30% bereits in den ersten 45 Jahren nach dem Vorstoß. Die Massenverluste waren damals mit etwa 7 Millionen Tonnen pro Jahr vergleichbar mit denen nach 1980. Da sich jedoch inzwischen die Gletscherfläche gegenüber derjenigen unmittelbar nach der *Kleinen Eiszeit* halbiert hat, müssen sich die Schmelzraten pro Flächeneinheit heute verdoppelt haben.

Der Vergleich der Massenänderung mit der globalen Änderung der Lufttemperatur (rot) vermittelt auf den ersten Blick keinen engen Zusammenhang, zumindest nicht in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Dort verlor der Gletscher erheblich an Masse, ohne dass eine merkliche Temperaturerhöhung stattgefunden hätte. Die Verluste halten auch zwischen 1880 und 1920 weiter an, obwohl in dieser Zeit ein markanter Abkühlungstrend hin zu sehr kalten Bedingungen herrschte. Auch der anschließend einsetzende deutliche Erwärmungstrend führt erst mit deutlicher Verzögerung in den 1940er-Jahren wieder zu ähnlichen Schmelzverlusten wie 100 Jahre zuvor. Erstaunlich ist zudem, dass

der nur schwach ausgeprägte Abkühlungstrend von 1950 bis 1980 zu einer signifikanten Massenzunahme führte, der deutlich stärkere Trend vor 1920 jedoch nicht. Erst ab 1980 wird der Zusammenhang zwischen Temperaturzunahme und Massenverlust für jedermann offensichtlich. Ist folglich für den Gletscherrückgang doch nicht der globale Klimawandel verantwortlich?

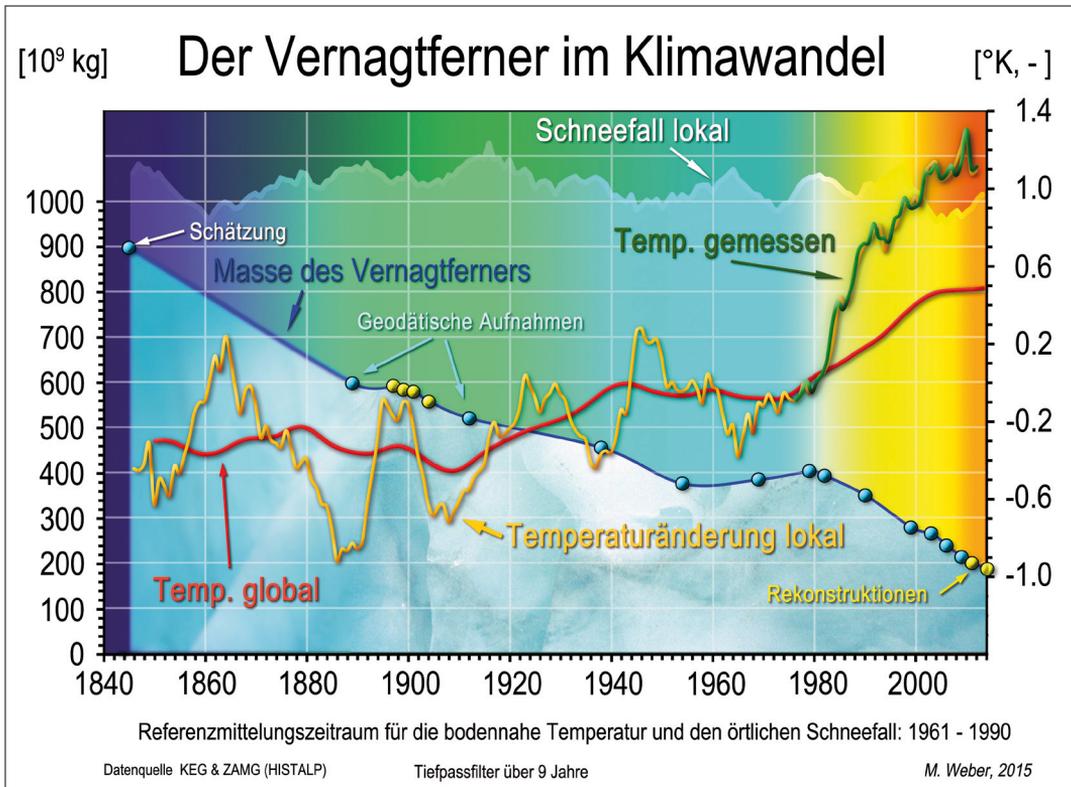


Abb. 4: Der Vernagtferner im Klimawandel 1845 bis 2016. Die aus den geodätisch bestimmten Volumendifferenzen berechneten Massenänderungen (linke Achse, mio Tonnen) sind im Vergleich zu den Abweichungen vom Mittelwert 1961 – 1990 der globalen Mitteltemperatur (rot), der lokal für die Pegelstation Vernagtbach (2640 m ü. NN) nach BÖHM & HIEBL (2013) rekonstruierten (gelb), und der seit 1974 gemessenen (grün) bodennahen Lufttemperatur dargestellt (alle bezogen auf die rechte Achse in Kelvin). Im Hintergrund ist zusätzlich das dimensionslose Verhältnis des lokalen Schneeeintrags in Relation zu dem im Referenzzeitraum 1961-1990 angegeben (rechte Achse). Auf sämtliche meteorologische Messreihen wurde ein Tiefpassfilter von 9 Jahren angewendet, um die Antwortzeiten des Gletschers zu simulieren.

Etwas klarer wird das Bild, wenn man die eigentlich entscheidende Anomalie der Lufttemperatur vor Ort betrachtet (gelb). Direkte Messungen vor Ort sind jedoch erst ab 1974 verfügbar, so dass für den Zeitraum davor die durch BÖHM & HIEBL (2013) an die Höhenlage der Pegelstation Vernagtbach angepasste Rekonstruktion der Temperaturreihe auf der Basis der Analyse instrumenteller Messungen im gesamten Alpenraum herangezogen werden muss. Dabei sollte allerdings bedacht werden, dass der Standort der Pegelstation vor 1940 unter einem mehrere Dekameter mächtigen Eispanzer verborgen lag und die tatsächliche Temperatur der Luft oberhalb der Eisoberfläche noch merklich kälter war.

Die Kurve der lokalen Temperaturanomalie zeigt, dass die für die *Kleine Eiszeit* charakteristischen ca. 35 Jahre dauernden Fluktuationen mit einer Schwankungsbreite von anfangs 0.8 °C bis 1980 mit abnehmender Amplitude erhalten bleiben, gleichzeitig aber vom globalen Trend überlagert um weitere 0.4 °C ansteigen. Nach 1980 setzt dann ein völlig anders geartetes Regime ein, welches der Klimastation Vernagtferner einen weiteren steilen Temperaturanstieg von ca. 1.4 °C beschert. Im Gegensatz zum globalen Trend, der wegen einer verstärkten Wärmespeicherung der Ozeane scheinbar für einige Jahre stagnierte, hält die starke Erwärmung in den Alpen weiter an.

Durch einen höheren Schneeeintrag können mit höheren Temperaturen verbundene Massenverluste kompensiert werden. Eine modellgestützte Sensitivitätsanalyse (KROPAC 2016) ergibt, dass am Vernagtferner gegenwärtig eine Steigerung des Niederschlags um 27% die Auswirkung einer lokalen Temperaturerhöhung von 1 °C ausgleichen könnte. Vor diesem Hintergrund wird in der Abb. 4 zusätzlich das Verhältnis des jährlichen Schneeeintrags zu dem im Referenzzeitraum 1961-1990 angegeben, welches im Mittel relativ ausgeglichene Bilanzen ausweist. Die resultierende Kurve zeigt durchaus Fluktuationen in der Größenordnung von 10 bis maximal 15% der Referenzschneemenge und bezeugt damit durchaus einen Einfluss des Niederschlags auf die Massenbilanz, in der Regel verlaufen aber dessen Schwankungen gegensinnig zu den Temperaturabweichungen und verstärken damit deren Wirkung. Warme Zeiträume sind somit meist gleichzeitig auch trocken, und solche mit kälterer Witterung in der Regel feucht. Im Zuge der generellen Klimaerwärmung wird jedoch seit 1920 eine Tendenz zu weniger Schnee augenscheinlich, was der Tendenz zu höheren Massenverlusten förderlich ist.

Die Betrachtungen zu Abb. 4 liefern bereits hilfreiche Hinweise für das Verständnis der Ursachen der beobachteten Entwicklung des Vernagtferners. Für tiefere Einsichten bedarf es noch weiterer Informationen zur Gletscherphysik.

Die Bedeutung der Eisdynamik für die Massenverluste eines Gletschers

In den Dimensionen eines Gletschers betrachtet besteht der Eiskörper aus einem zähflüssigen Medium, das der Schwerkraft folgend im Gletscherbett langsam ins Tal fließt (Abb. 5). Ohne diese Kriechbewegung könnte ein Gletscher überhaupt keine Zunge formen, sondern würde in Wachstumsphasen lediglich an Dicke gewinnen, beziehungsweise in Rückzugsphasen in der Mitte ausdünnen und an den Rändern zurückschmelzen. Durch die Eisbewegung wird Eis aus höheren Lagen bis an die Zungenfront verfrachtet. Beschleunigt wird die Masse durch die Hangabtriebskraft, also die parallel zum Gefälle gerichtete Komponente der Gewichtskraft. Dem entgegen wirken an der Gletschersohle Reibungskräfte und im Eiskörper interne Scherkräfte. Das abfließende Eis bewirkt im Akkumulationsgebiet ein Einsinken der Gletscheroberfläche, während der Zufluss an Eis und das Verzögern an der Gletscherfront eine Hebung der Oberfläche im Bereich der Gletscherzunge zur Folge hat. Dem wirken jeweils die Höhenänderung der Oberfläche durch die Akkumulation und die Ablationen entgegen.

Dem Beispiel in Abb. 5 kann entnommen werden, dass bereits bei einer moderaten Eisbewegung von 10 bis 20 m pro Jahr, wie sie am Vernagtferner in den 1970er- und 1980er Jahren gemessen wurde, die auf- und abwärts gerichteten Komponenten eine vergleichbare Größenordnung haben und sich deshalb teilweise kompensieren können. Bei Gletschern mit genügender Eisressource in den höheren

Bereichen kann auch trotz kontinuierlicher Eisverluste an den Zungen Eismasse nachströmen, welche das in tieferen Lagen abgeschmolzene Eis teilweise ersetzt und damit die Ausmaße der Gletscherzunge bewahrt. Dadurch werden aber insgesamt die Massenverluste gegenüber dem ruhenden Eiskörper erhöht, da das Ablationsgebiet vergrößert wird.

Dünnt sich die Eisdecke infolge von geringem Schneeeintrag oder starker Schmelze langfristig aus, lassen der Gewichtsdruck und damit der Hangabtrieb nach, wodurch die Eisbewegung abgebremst wird. Lässt der Eisnachschub gar soweit nach, dass die Eisbewegung in Bereiche von wenigen Metern pro Jahr oder gar bis zum Stillstand verlangsamt wird, werden die Schmelzverluste im Bereich der Gletscherzungen nicht mehr ersetzt. In der Folge verlagern sich die Gletschergrenzen immer schneller aus dem Tal in höhere Lagen. Dieser Fakt führt unweigerlich zu einer Reduktion der Gesamtfläche des Gletschers.



Abb. 5: Veränderung der Form des Eiskörpers durch das Zusammenwirken der Prozesse Akkumulation (Massenzuwachs), Ablation (Massenverlust durch Schmelze) und die Umverteilung von Masse durch die Eisbewegung. Die Zahlenangaben entsprechen den Beobachtungen am Vernagtferner in den 1980er und 1990er Jahren.

Gegenwärtig zeugt die dauerhafte Existenz großer Hohlräume im Eiskörper des Vernagtferners vom Stillstand der Eisbewegung, denn letztere würde die Eishöhlen normalerweise rasch wieder zerstören. Die fehlende Eisdynamik fördert den subjektiven Eindruck einer ständigen Beschleunigung des Gletscherschwunds, denn die immer schnellere Flächenabnahme ist nicht nur augenscheinlich, sondern auch anhand der Messung nachweisbar (siehe dazu auch Abb. 12). Erwartungsgemäß sollten im Verlauf der Anpassung der Gletschergeometrie an neue Klimabedingungen die Masseverluste infolge der kleineren und höher gelegenen Gletscherflächen immer weiter abnehmen. Vor diesem Hintergrund wird auch das hartnäckige Überleben kleinerer Gletscherrelikte verstanden, weshalb der Zeitpunkt des endgültigen Verschwindens eines Gletschers nur sehr grob prognostiziert werden kann. Der Fakt, dass in Abb. 4 bislang keinerlei Abnahme der jährlichen Massenverluste festgestellt werden kann, deutet auf ein Fortschreiten des Klimawandels hin, zumindest aber auf eine weitere Steigerung der Effizienz der Schmelzprozesse.

Eine besondere Situation tritt ein, wenn die Umverteilung des Eises nicht allmählich, sondern verhältnismäßig schnell durch unvermitteltes Abrutschen großer Eismassen erfolgt. In diese Kategorie fallen am Vernagtferner die bis in das Rofental reichenden Vorstöße, letztlich aber auch der nicht so ausgeprägte Vorstoß um 1900. Im Verlauf dieser Ereignisse steigerte sich die Fließgeschwindigkeit innerhalb einer Zeitspanne von wenigen Monaten auf über 300 m pro Jahr, um danach unvermittelt wieder abzusinken, wodurch die Eismassen im Zungenbereich zum Stillstand kommen. Die mechanischen Belastungen bei der hohen Geschwindigkeit zerbrechen den Eiskörper und hinterlassen eine äußerst raue Oberfläche (s.a. Abb. 1 und die Dokumentation WEBER (2013)).

Die damit verbundene Vergrößerung der Oberfläche bewirkt eine deutliche Effizienzsteigerung der Ablation, welche nicht zuletzt weitgehend unabhängig von der klimatischen Entwicklung zu einer erheblichen Steigerung der Massenverluste führt. Dadurch lassen sich am Vernagtferner die ungewöhnlich hohen Massenverluste nach 1845 und die fehlenden Massenzuwächse um 1920 durchaus erklären.

Die Eisdynamik und die dadurch kurzfristig ausgelösten Ereignisse bestimmen somit in hohem Maße die Sensitivität des Gletschers gegenüber der Änderung der klimatischen Randbedingungen, was die Interpretation als Indikator für Klimaänderungen erschwert. In der Phase der gegenwärtig bei vielen Gletschern nur sehr schwach ausgeprägten Eisdynamik ist das Ausmaß des zukünftigen Klimawandels in der Massenbilanz sehr viel direkter zu sehen. Um jedoch die offensichtliche Steigerung der Effizienz der Schmelze innerhalb der letzten Dekaden zu verstehen, müssen bestimmte Prozesse des Energieaustausches detaillierter betrachtet werden.

Woher bezieht die Gletscheroberfläche die Energie für die Schmelze?

Die Schmelzwassermenge oder genauer die zum Schmelzen verfügbare Energie ergibt sich als Saldo der an der Gletscheroberfläche aufgenommen und ausgesendeten Energie aus und in die angrenzende Atmosphäre. Die einzelnen Komponenten und deren Bedeutung können Abb. 6 entnommen werden, wobei Säulen nach oben Energiegewinn und Säulen nach unten Verluste an Wärme bedeuten. Da diese Komponenten nur sehr schwer direkt messbar sind, werden in der Abbildung Modellresultate präsentiert (KROPAC 2016). Demnach liefert die solare Einstrahlung den größten Energiegewinn, die größten Verluste die langwellige Ausstrahlung der Oberfläche. Letztere ist abhängig von der Temperatur der Gletscheroberfläche. Da diese unter Schmelzbedingungen konstant bei 0 °C liegt, beträgt die Ausstrahlung konstant 311 Wm^{-2} . Der Gegenspieler ist die langwellige Einstrahlung aus der Atmosphäre (Gegenstrahlung). Sie hängt von der Temperatur, der Feuchte in der Atmosphäre und besonders der Bewölkung ab und ist in der Regel niedriger als die Ausstrahlung, weshalb die grüne Summe in Abb. 6 negativ ist. In dieser Komponente sind auch die für den anthropogenen Klimawandel so essentiellen Treibhausgase wirksam. Mit wachsendem Anteil erhöhen sie die langwellige Einstrahlung, gegenwärtig wird diese um ca. 3 Wm^{-2} oder 1 bis 2 % erhöht. Dadurch werden die die Schmelze reduzierenden negativen grünen Säulen zunehmend kürzer.

Zusätzlich tragen die turbulenten Wärmeströme aus der Atmosphäre zur Schmelze bei. Da die Oberfläche meist kälter als die Luft ist, liefert der Strom fühlbarer Wärme einen positiven Betrag, mit dem latenten Wärmestrom reduziert trockene Luft die Schmelze durch die verbrauchte Energie zur Verdunstung, feuchte Luft dagegen verstärkt die Schmelze durch freiwerdende Kondensationswärme.

Eine Sonderrolle als Energielieferant spielt noch temperiertes Wasser, in der Regel in Form von Regen, der auf die kalte Gletscheroberfläche trifft. Fällt im Sommer der Niederschlag verstärkt in Form von Regen, fördert dies in geringem Maße auch die Schmelze. Nach Abb. 6 ist dieser Beitrag in der Bilanz jedoch vernachlässigbar.

Bislang wurde in den Ausführungen die Lufttemperatur nicht explizit als steuernde Größe erwähnt, obwohl allgemein gerne davon gesprochen wird, dass die Gletscher wegen des „wärmeren Klimas“ schmelzen. Dies ist vom Prinzip her sicherlich richtig, sofern man die Temperatur als einen von außen kommender Einfluss betrachtet, also die Luft irgendwo weit weg erwärmt wird und diese warme Luft zum Gletscher transportiert wird. Bei dieser Betrachtungsweise ist die Bedeutung der Lufttemperatur sogar außerordentlich groß, denn sie ist in mehreren der oben beschriebenen Terme der Energiebilanz eine bestimmende Größe. Außerdem steuert ihr Niveau die Länge der Ablationsperiode. Nach der Sensitivitätsstudie von KROPAC (2016) ergibt sich eine Steigerung der Schmelze um 40% für den Fall, dass sich die Luft um 2°C erwärmt, eine Abkühlung um 2 °C steigert dagegen die Akkumulation um 30%.

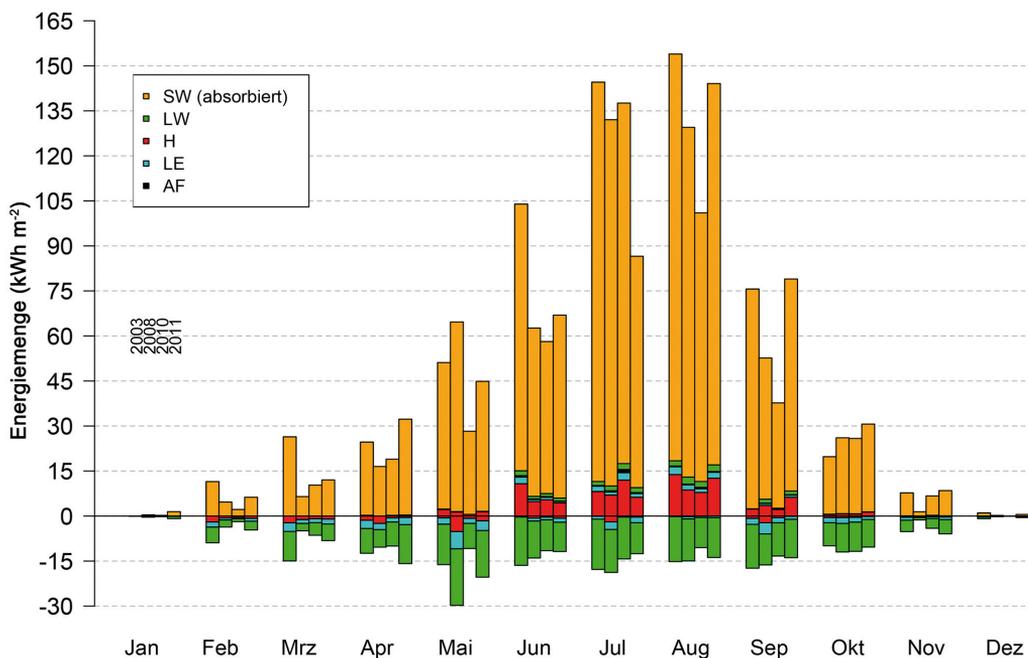


Abb. 6: Monatliche positive und negative Beiträge der Komponenten der Energiebilanz zur Schmelze an der Gletscheroberfläche in den unterschiedlichen Jahren 2003, 2008, 2010 und 2011 nach einer Modellrechnung am Vernagtferner (KROPAC 2011): Absorbierte solare Einstrahlung (SW, orange), Summe aus der langwelligen Einstrahlung von oben und negative Ausstrahlung der Gletscheroberfläche (LW, grün), H: Strom fühlbarer Wärme in und aus der Atmosphäre (H, rot), Verdunstung bzw. Kondensation (LE, hellblau) und Wärmezufuhr durch Regen (AF, grau).

Meist jedoch sind unmittelbar über dem Gletscher die klimatischen Antriebe durch die Lufttemperatur wegen der kühlenden Wirkung des schmelzenden Eises sehr viel geringer als in der eisfreien Umgebung. Über dem Eis wird die Ablation in höherem Maße durch die Änderung anderer meteorologischen Größen zusammen mit den jeweiligen Bedingungen am Gletscher intensiviert. Dabei kön-

nen sich gegenseitig verstärkende Wechselwirkungen eine besondere Rolle spielen, von denen einige nachfolgend beschrieben werden.

Einfluss der Änderung der solaren und terrestrischen Strahlung auf die Massenhaushalte der Gletscher

Im vorangestellten Abschnitt wurde gezeigt, dass die Energie zur Schmelze hauptsächlich über die absorbierte solare (kurzwellige) und terrestrische (langwellige) Strahlung an der Gletscheroberfläche aufgenommen wird. Deshalb sind Änderungen in diesen Größen von besonderem Interesse. Die Schwächung der solaren Einstrahlung als mögliche Ursache der kühlen Witterung während der *Kleinen Eiszeit* wurde als Beispiel bereits angeführt.

Lange Messreihen der solaren Einstrahlung (in der Meteorologie meist als Globalstrahlung bezeichnet) sind sehr viel seltener verfügbar und weisen zudem mehr Lücken auf als die der Lufttemperatur. Sie reichen maximal bis in die 1940er-Jahre zurück, an der Klimastation Vernagtbach existieren Messwerte erst seit 1976. Bereits sehr viel früher wurden aber an diversen Stationen in den Alpen Messungen die Sonnenscheindauer mit dem Sonnenscheinautographen gemessen. Es handelt sich um ein sehr einfaches Messgerät, eine Glaskugel, die ab einem Schwellenwert der Strahlungsintensität eine Brennspur aufzeichnet, deren Länge der Sonnenscheindauer entspricht. Diese Größe ist natürlich keine quantitative Strahlungsmessung, sie ermöglicht aber auf indirektem Wege deren Schätzung. Bei der in Abb. 7 gezeigten langen Reihe der jährlichen Energiesummen der Globalstrahlung ab 1884 an der Klimastation Vernagtbach handelt es sich daher um eine Rekonstruktion auf der Basis der von BÖHM & HIEBL (2013) erstellten Reihe der Sonnenscheindauer, welche aus Messungen im gesamten Alpenraum extrapoliert wurde. Die Transformation der Sonnenscheindauer in die Globalstrahlung (GREGOR 2014) erfolgt auf der Grundlage der kurzen Messreihe an der Klimastation, welche als schwarze Kurve in der Graphik enthalten ist. Sie kann somit nicht wirklich überprüft werden. Ungeachtet der methodenbedingten Fehler in den absoluten Zahlen der Rekonstruktion zeigen die durch ein 9-Jahres-Tiefpassfilter bestimmten Trends (rot) in der stark fluktuierenden Kurve der Jahressummen deutlich einige Charakteristika, die bereits andere Wissenschaftler (z.B. OHMURA 2009) in ihren Analysen von längeren Messreihen der Globalstrahlung beschrieben haben: Die Globalstrahlungssummen der Jahre 1940 bis ca. 1955 sind gegenüber dem Mittelwert der Jahre 1976 bis 1990 um 150 kWhm^{-2} (ca. 10 %) höher, gefolgt von einer signifikanten Abnahme der Einstrahlung in den 1960er und 1970er Jahren in derselben Größenordnung. Diese Phase wird *Global Dimming* oder *globale Verdunkelung* genannt, da sie außer in Europa auch in Daten aus den USA und Asien gefunden wurde. Ab ca. 1985 bis zum Ende der Analyse 2012 steigt die Sonneneinstrahlung erneut um bislang mehr als 200 kWhm^{-2} (ca. 13 – 15%) an. Diese Phase wird als *Global Brightening* oder *globale Aufhellung* bezeichnet. Die Rekonstruktion in Abb. 7 überdeckt auch den Zeitraum um die Wende zum 20. Jahrhundert. Sie zeigt dort eine weitere, noch einmal um 100 kWhm^{-2} tiefere „Dunkelphase“, die sich mit der allgemeinen Wachstumsphase der Gletscher um 1920 deckt. Die anschließende Periode mit ansteigendem Strahlungsangebot wird daher als *frühe Aufhellung* bezeichnet.

Solare Einstrahlung im Bereich des Vernagtferners

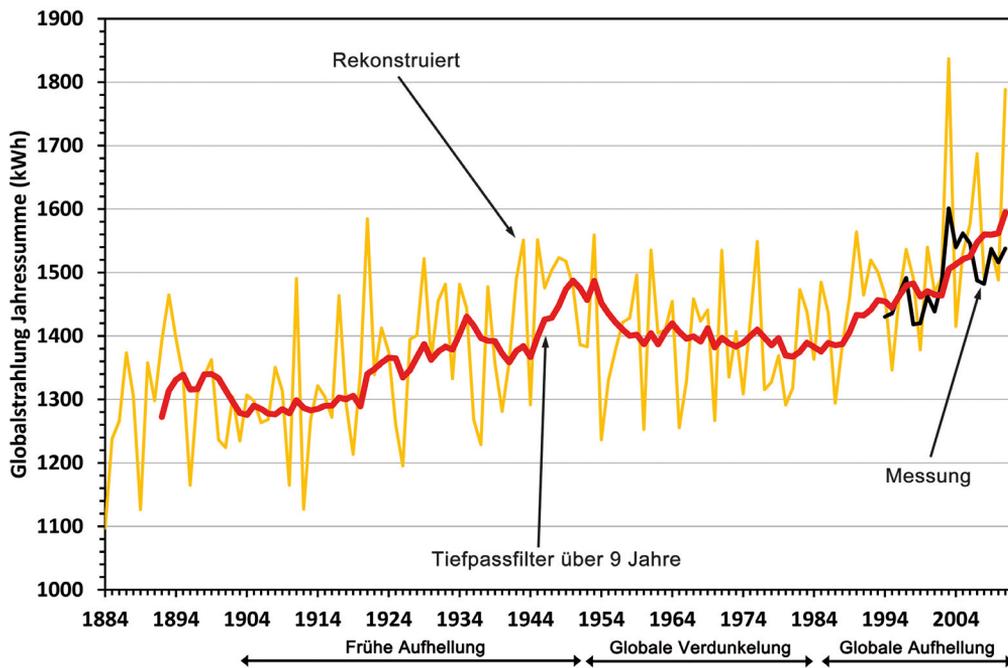


Abb. 7: Rekonstruktion des Energieangebotes durch die solare Einstrahlung für die Klimastation Vernagtbach, berechnet anhand der monatlichen Sonnenscheindauer nach HistAlp (BÖHM & HIEBL, 2013) und Messungen an der Klimastation Vernagtbach 1976 bis 2012. (Nach Arbeiten von GREGOR (2014)).

Veränderungen im Strahlungsangebot in dieser Größenordnung haben einen entsprechenden Einfluss auf die Massenänderungen der Gletscher. Die bereits mehrfach zitierte Studie von KROPAC (2016) ergibt in der Aufhellungsphase eine um 20% höhere Ablation. Die tatsächlichen spezifischen Massenbilanzen (Abb. 3) waren während der Verdunkelungsphase im Mittel ausgeglichen bis leicht positiv, bis 2000 betragen sie -500 mm und danach -800 mm mit stärkerer Fluktuation. Diese Entwicklung lässt sich allein mit der beobachteten Variation der solaren Einstrahlung nicht erklären.

Die Diskussion um die Phasen der *globalen Verdunkelung* und *globalen Aufhellung* wäre von geringerem Interesse, gäbe es nicht die These, dass sie anthropogen über die verstärkte Emission von Aerosolen in der Zeit zwischen 1950 und 1980 und einer anschließend erfolgreichen Umsetzung der Umweltpolitik der Luftreinhaltung verursacht sein könnten. Aerosole sind die Gegenspieler der Treibhausgasen. Sie entstehen sowohl natürlich, wie beispielsweise bei Vulkanausbrüchen, als auch während Verbrennungsvorgängen, dort meist in Form von Asche- oder Rußteilchen. Vulkanausbrüche sind besonders wirksam, da die Aerosole dabei sehr hoch in die Atmosphäre gelangen. Im Gegensatz zu den Treibhausgasen, die auf die terrestrische Strahlung wirken, beeinflussen Aerosole durch Absorption und Reflektion der solaren Strahlung ausschließlich den kurzweiligen Strahlungshaushalt. Durch Veränderung des Aerosolgehalts kann das Klima somit aktiv durch menschliche Aktivitäten beeinflusst worden sein. Bei dieser Betrachtungsweise ändert sich lediglich die Durchlässigkeit der Atmosphäre für die Sonnenstrahlung

mit einer Variationsbreite bis zu 10%, Änderungen der Aktivität der Sonne selbst und ihrer Strahlungsleistung liegen im Bereich von 0.1% und sind daher auf jeden Fall nur von untergeordneter Bedeutung.

Ob diese These weiter Bestand hat, ist gegenwärtig immer noch Gegenstand der Forschung. Modelltheoretische Untersuchungen zeigen, dass nur etwa ein Drittel der beobachteten Schwankungen der Globalstrahlung mit der anthropogenen Änderung des Aerosolgehalts der Luft erklärt werden können (LIEPERT 2002). Es ist auch nicht ganz klar, warum diese Einflüsse ausgerechnet in der „sauberen Luft“ in den Bergen derartige Bedeutung erlangt haben soll. Messungen an Bergstationen zeigen in den Alpen zwar durchaus einen Anstieg der Aerosole mit den anthropogenen Emissionen, die Konzentrationen sind aber sehr viel niedriger als im Flachland und werden über Ferntransporte herangetragen.

In den individuellen Messreihen lassen sich wegen der starken Variation die beschriebenen Perioden mit Reduktion und Verstärkung der solaren Strahlung nur schwer isolieren. Sie werden vielmehr erst nach Mittelwertbildung über eine große Anzahl von Stationen in einem größeren Gebiet sichtbar und sind somit ein statistisches Phänomen ähnlich dem globalen Temperaturanstieg, der lokal sehr individuell verlaufen kann. Für die Schmelze am Gletscher sind jedoch allein die lokalen Bedingungen verantwortlich. Globale Antriebe bilden nur den Hintergrund.

Die Messreihe an der Klimastation Vernagtbach ist zu kurz und in den ersten Jahren zu lückenhaft, um diese Frage abschließend zu klären. Neuere Bearbeitungen der Daten durch den Autor zeigen zwischen 1976 und 2012 jedoch während des Übergangs aus der globalen Verdunkelung in die globale Aufhellung einen abweichenden Verlauf (Abb. 8). Dieser hat zwei ähnlich hohe Maxima 1985 und 2003, unterbrochen von einem signifikanten Minimum 1997. Die Amplitude beträgt ebenfalls etwa 200 bis 250 kWhm⁻². Seit dem Erreichen des alpenweit gemessenen Extremwerts der Strahlung 2003 nimmt das Energieangebot wieder ab.

Wie bereits erwähnt, sind die frühen Strahlungssummen vor dem Millennium in der Messreihe leider ziemlich unsicher, sie werden aber dennoch gut anhand vergleichbarer seit 1980 durchgeführten Messungen auf dem Dach des Meteorologischen Instituts der Universität München belegt, die im maßgeblichen Zeitraum nur wenig Fehler aufweisen. Das Minimum um 1997 korreliert auch sehr gut mit den in dieser Zeit weniger negativen Massenbilanzen, was bestätigt, dass das Globalstrahlungsangebot nahezu allein die kontrollierende Größe ist.

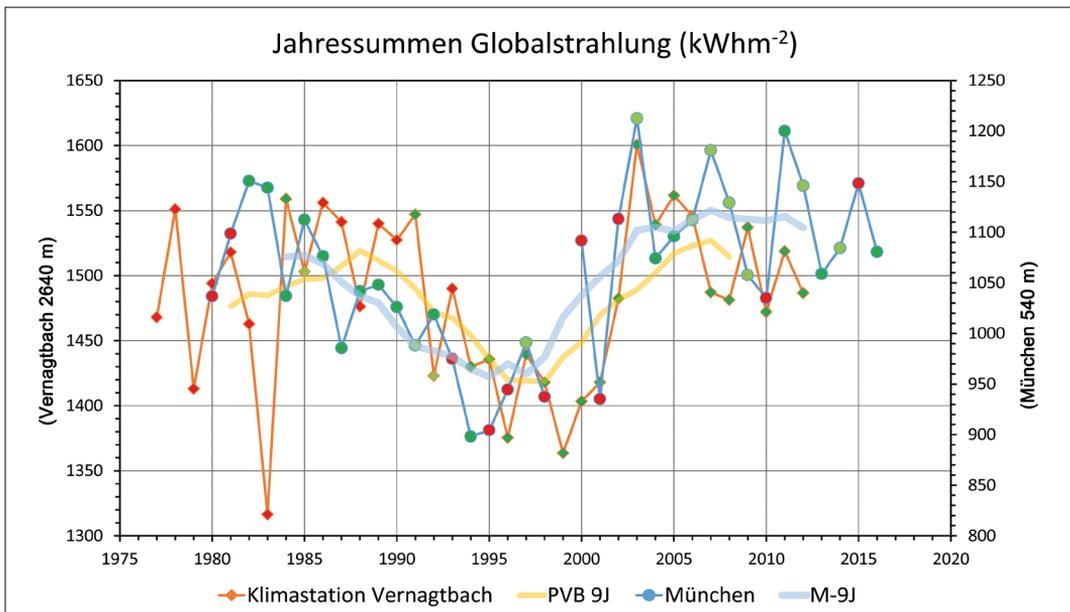


Abb. 8: Jahressummen der solaren Einstrahlung gemessen an der Klimastation Vernagtbach (PVB) und auf dem Dach des Meteorologischen Instituts der Universität München im Zeitraum von 1976 bis 2016 im Vergleich. Grün markierte Messwerte basieren auf vollständigen Messreihen und haben eine geringe Fehlerquote, bei mit rot markierten Werten weisen die Messdaten Lücken auf, die durch Schätzwerte ergänzt wurden. Daher besitzen sie einen Fehlerbalken von mehr als 100 kWhm^{-2} .

Dessen Verlauf ist jedoch ein nur ungenügender Beleg für die These von der globalen Verdunkelung mit anschließender Aufhellung. Tatsächlich lassen sich das Minimum und die Maxima dieser Kurve qualitativ sehr viel besser mit den Schwankungen der Sonnenaktivität in Einklang bringen. Um den Klimaskeptikern nicht zu viel Auftrieb zu gewähren, sei hier jedoch angemerkt, dass die direkte Korrelation zwischen den Strahlungssummen und der extraterrestrischen Strahlungsleistung ganz im Gegensatz zu der mit den Massenbilanzen zu schwach ist, um als Ursache herangezogen zu werden. Zudem muss ein Faktor 10 zwischen der Amplitude der Schwankung der Strahlungsleistung und der Schwankung der Globalstrahlung angesetzt werden.

Am hilfreichsten zur Untersuchung dieser Fragestellung wären direkte Messungen des Aerosolgehalts. Diese gibt jedoch erst seit dem Ende der 1990er-Jahre. Ein Indikator für den Aerosolgehalt ist das Verhältnis der Globalstrahlung zur diffusen Himmelstrahlung, denn letztere steigt mit wachsendem Aerosolgehalt. Der diffuse Strahlungsanteil aber wurde an der Klimastation Vernagtbach nicht gemessen, eine genügend lange Messreihe von 1953 bis 2002 existiert am Observatorium Hohenpeißenberg und findet sich bei TREPTE & WINKLER (2005). Diese Kurve zeigt einen insgesamt abnehmenden Trend von Aerosolen hin mit extremen Maxima nach 1963, 1983 und 1992. Diese können einwandfrei den äußerst klimawirksamen Ausbrüchen der Vulkane Agung (indonesische Insel Bali) 1963, El Chichón (Mexiko) 1982 und Pinatubo (Insel Luzon, Philippinen) 1991 zugeordnet werden. In diese Zeiträume fallen auch am Vernagtbach positive bzw. weniger negative Massenbilanzen.

Somit kann ein Teil der lokalen Schwankung des solaren Strahlungsangebots erklärt werden, andere bleiben bislang im Dunkeln. Die Rekonstruktion in Abb. 7 ist somit für den Vernagtbach nicht

wirklich repräsentativ. Den größten Einfluss auf die lokale Einstrahlung haben letztlich die Großwetterlagen und vor allem die damit verbundene Bewölkung. Man bedenke, dass bereits eine dünne Wolkendecke die Einstrahlung um mehr als 50% reduziert. Hinzu kommen systematische Änderungen der Luftströmungen, die letztlich über die unterschiedlichsten Quellen die atmosphärische Trübung bestimmen, so dass sich die Einstrahlung großräumig in der beobachteten Weise verändert. Inwieweit der Mensch über die Aerosolbelastung hier eine Rolle spielt, bleibt weiterhin eine bedeutende Frage der Forschung, zu der jedoch die Glaziologie durch die Untersuchung der regionalen Unterschiede der Eisschmelze wichtige Beiträge liefern kann. Einfache Antworten auf die Frage wären zwar wünschenswert, sie sind aber im Rahmen einer derart komplexen Fragestellung nicht zu erwarten.

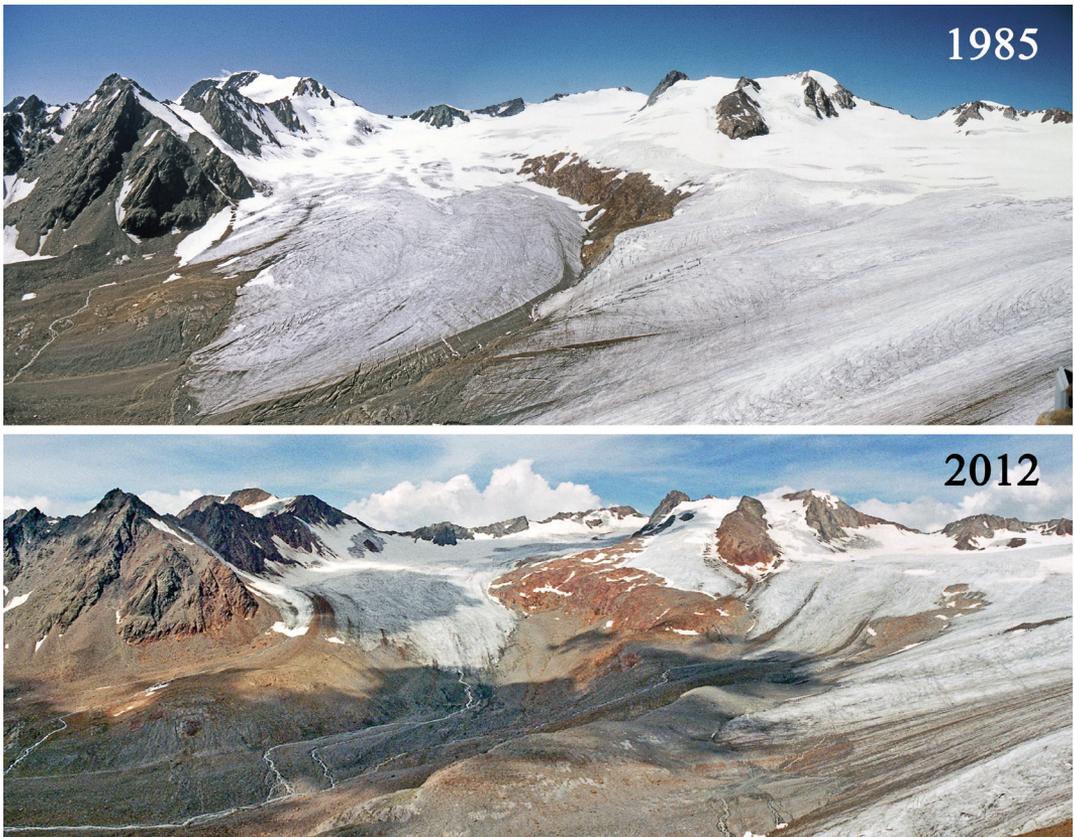


Abb. 9: Veränderungen im Umfeld des Vernagtferners zwischen 1985 und 2012 unten. Deutlich sichtbar ist die Zunahme an eisfreien Felsflächen, die in mehrfacher Weise den Strahlungshaushalt im Bereich des Gletschers verändern. (Foto oben: M. Weber, unten: M. Siebers).

Da die Eis- und Schneeoberflächen einen Teil der einfallenden Globalstrahlung reflektiert, ist die potentielle Änderung der Albedo, das Verhältnis der reflektierten zur einfallenden Strahlung, für die absorbierte Strahlungsleistung und somit für die Schmelzraten bedeutsam. Dies wird anhand des Heligkeitsunterschieds zwischen den hellen Schnee- und den deutlich dunkleren Eisflächen in der Abb. 9

(oben) unmittelbar dem Laien deutlich, absorbiert die Eisoberfläche doch die drei- bis vierfache Energiemenge als die Schnee- bzw. Firnflächen. Im weiteren Verlauf des Rückschmelzens der Gletscher wird besonders die Eisoberfläche des Ablationsgebietes durch den Eintrag von Sand und Staub (Kryokonit) von den aperen Felsflächen immer dunkler, wodurch zunächst die Absorption der Sonneneinstrahlung verstärkt und dadurch die Schmelze beschleunigt wird. Erst wenn die Schuttbedeckung ca. 2 cm dick geworden ist, wird das Eis vor der Sonneneinstrahlung geschützt, welches sich lokal an Sandkegeln und Gletschertischen manifestiert. Hierbei handelt es sich um einen klassischen, sich selbst verstärkenden Prozess, da er mit der Zunahme der eisfreien Felsflächen immer mehr an Bedeutung gewinnt. Offensichtlich wird diese Entwicklung anhand des Vergleichs der Ansichten des Vernagtferners 1985 und 2012 vom gleichen Standort in der Abb. 9. 2012 sind die Quellbereiche für Sand und Staub sowie die Flächen mit dunklem Eis gegenüber der Szene 1985 deutlich größer.

Die eisfrei gewordenen Bereiche in der Abb. 9 unten haben noch einen zusätzlichen, selbst verstärkenden Effekt im Bereich der terrestrischen Strahlung zu Folge. Wie bereits erwähnt ist die direkte Wirkung des dem anthropogenen Klimawandel zugrundeliegenden Treibhauseffekts eine Erhöhung der langwelligen Strahlung von oben um etwa 2.5 bis 3 Wm^{-2} . Wegen der kontinuierlichen Andauer erhöht sich damit das Energieangebot um gerade einmal 26 kWhm^{-2} im Jahr, wodurch 2 mm Eis zusätzlich geschmolzen werden könnten. Dies steht in keinem Verhältnis zu den Schmelzraten, die bislang als Folge der anderen Prozesse erwähnt wurden.

Die frei werdenden Flächen dagegen verändern den Energiehaushalt im Bereich des Gletschers radikal, denn immer größer werdende Flächenanteile absorbieren solare Strahlung ohne Schmelze. Dadurch wird zwar mit der deutlich höheren Oberflächentemperatur die langwellige Ausstrahlung erhöht, es werden aber immer größere Mengen an fühlbarer Wärme über den turbulenten Wärmestrom in die Luft abgegeben, welche zu einer höheren Temperatur in der Umgebung des Gletschers führen. Dies führt seinerseits auch über dem Gletscher zu einer deutlichen Erhöhung der Gegenstrahlung, was wiederum eine verstärkte Ablation zur Folge hat, durch die weitere Flächen freigeschmolzen werden.

Erhöhung des Wasserdampfgehaltes der Luft verursacht Kondensation

Eine weitere Verstärkung der Schnee- und Eisschmelze kann auf die generelle Zunahme des Wasserdampfgehalts bzw. der Feuchte in der Luft während der Sommermonate zurückgeführt werden. Die Aufnahmefähigkeit der Atmosphäre für Wasserdampf ist begrenzt und steigt mit zunehmender Lufttemperatur. Es gibt mehrere absolute Feuchtemaße, häufig verwendet wird der Wasserdampfpartialdruck mit der Angabe, wieviel hPa des Luftdrucks durch den Wasserdampf aufgebracht werden. Ein wichtiger Vorteil dieser Größe ist ihre Unveränderlichkeit mit der Höhe. Der maximal mögliche Wasserdampfgehalt der Luft bei 0 °C beträgt in München wie auch auf der Zugspitze 6.1 hPa. Die Temperaturerhöhung durch den Klimawandel erlaubt einen höheren Wasserdampfgehalt der Luft, auch ohne Zunahme der im Alltag vertrauteren Größe der relativen Feuchte, dem Verhältnis von dem tatsächlichen Dampfdruck zum Sättigungsdampfdruck. Deshalb bleibt die Zunahme des Wasserdampfgehaltes in der Atmosphäre weitgehend unbemerkt, obwohl die Folgen (z.B. höhere Extremniederschläge, Zunahme der Gegenstrahlung etc.) vielseitig sein können.

Abb. 11 zeigt die Jahresmittelwerte des Wasserdampfpartialdrucks über die Sommermonate Juni bis September an der Pegelstation Vernagtbach auf 2640 m Höhe seit Beginn der Messungen im Jahre 1975 bis 2012. Bis Ende der 1990er Jahre lagen die mittleren Werte generell unter dem Schwellenwert 6.1 hPa, was dem Sättigungsdampfdruck an der schmelzenden Schnee- bzw. Eisoberfläche entspricht, deren Temperatur 0 °C nicht überschreiten kann. Die Grundvoraussetzung, damit Wasser an der Oberfläche verdunsten oder sublimieren kann, ist neben der dazu verfügbaren Energie ein Wasserdampfgehalt der Luft unterhalb des Schwellenwerts. Dieser Prozess verbraucht Energie, die nicht mehr für die Schmelze verfügbar ist. Bei einem Wasserdampfpartialdruck der Luft über 6.1 hPa bildet sich bei Lufttemperaturen über dem Gefrierpunkt Kondenswasser, das zudem noch an der kalten Eisoberfläche gefrieren kann. Die dabei frei werdende Wärme erhöht die Schmelze. Der Betrag hängt noch von der turbulenten Transportkapazität der Luft ab, der zugehörige Wärmefluss ist der latente Wärmestrom. Im Falle von Verdunstung ist er von der Oberfläche weggerichtet, bei Kondensationsbedingungen zur Oberfläche hin.

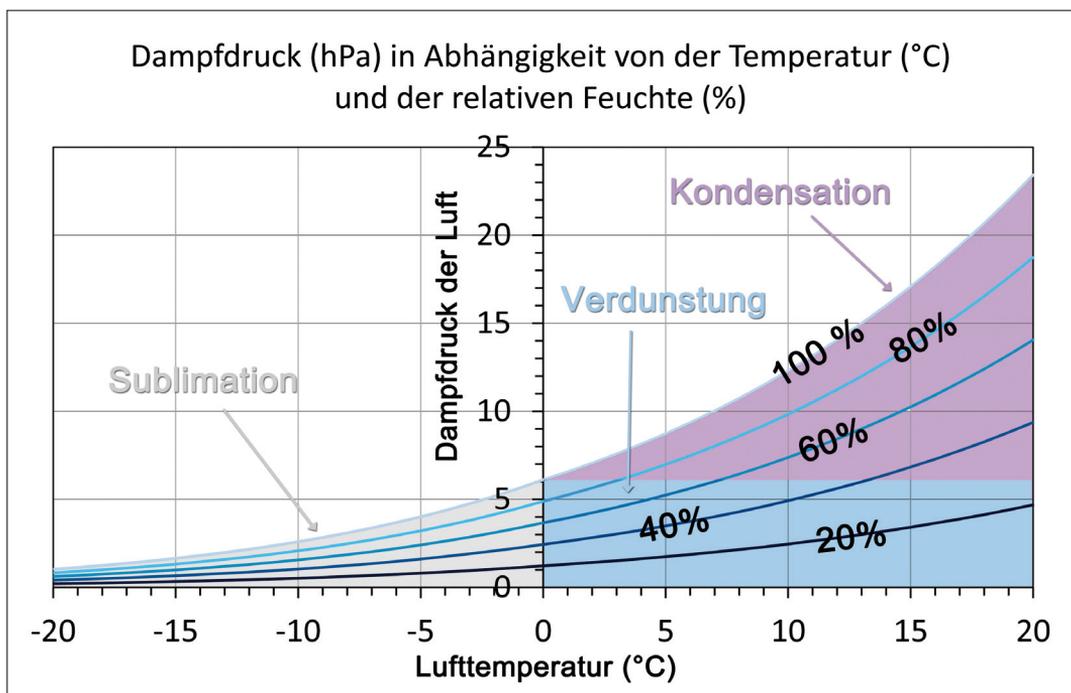


Abb. 10: Dampfdruck der Luft in Abhängigkeit von der Lufttemperatur und der relativen Feuchte. Die Sättigung der Luft an Wasserdampf ist bei 100% relativer Luftfeuchtigkeit erreicht. Über einer schmelzenden Gletscherfläche mit einer Oberflächentemperatur von maximal 0°C kann in dem blau markierten Bereich bei einem ausreichend hohen Energieangebot Wasser auf dem Eis verdunsten werden. Im roten Bereich dagegen kondensiert Wasserdampf an der kalten Oberfläche, dabei wird die zuvor für das Verdunsten verbrauchte Energie wieder freigesetzt. Im grau markierten Bereich ist allein Sublimation (der direkte Übergang von der festen in die dampfförmige Phase) möglich, dabei wird jedoch das Achtfache an Energie wie zum Verdunsten verbraucht. Dank der höheren Temperaturen im Klimawandel kommt es auch in nicht gesättigter Luft zur Kondensation.

Zuverlässige tägliche Feuchtemessungen sind in Europa seit 1841 am Hohenpeissenberg verfügbar. Im 20. Jahrhundert gehört die Feuchtemessung an den meisten meteorologischen Observatorien

zum Standard. Die meisten davon bestätigen einen Trend der Zunahme der Feuchte in den letzten Dekaden. An der Klimastation stieg der mittlere Dampfdruck zwischen 1975 und 2012 von 5 hPa auf nahezu 7 um fast 2 hPa an, womit sie den oberen Rand der Beobachtungen abdeckt. Damit überwogen auf dieser Höhenlage zunächst die Verdunstungsbedingungen mit Reduktion der Schmelze. Seit ca. 2000 treten häufiger höhere Dampfdrucke mit Werten deutlich über 6.1 hPa auf. Damit dominieren dort seit bald 2 Dekaden Kondensationsbedingungen, was eine zusätzliche Freisetzung an Schmelzenergie über den latenten Wärmestrom zur Folge hat. Unter Verdunstungsbedingungen ist der Beitrag des latenten Wärmestroms in der Regel unbedeutend, wie Abb. 6 entnommen werden kann. Der Vorzeichenwechsel führt aber zu einer doppelt so großen Änderung (z.B. von -25 Wm^{-2} auf $+25 \text{ Wm}^{-2}$), was in Relation zu den anderen Komponenten durchaus relevant ist. Entsprechend einer Modellstudie (KROPAC 2016) führt eine mittlere Erhöhung des Wasserdampfpartialdrucks um 1 hPa zu einer Steigerung der Ablation um 13%. Der im Vernagtgebiet beobachtete Anstieg der Feuchte gegenüber den früheren Bedingungen um 2 hPa erhöht die Schmelze sogar um 20 %.

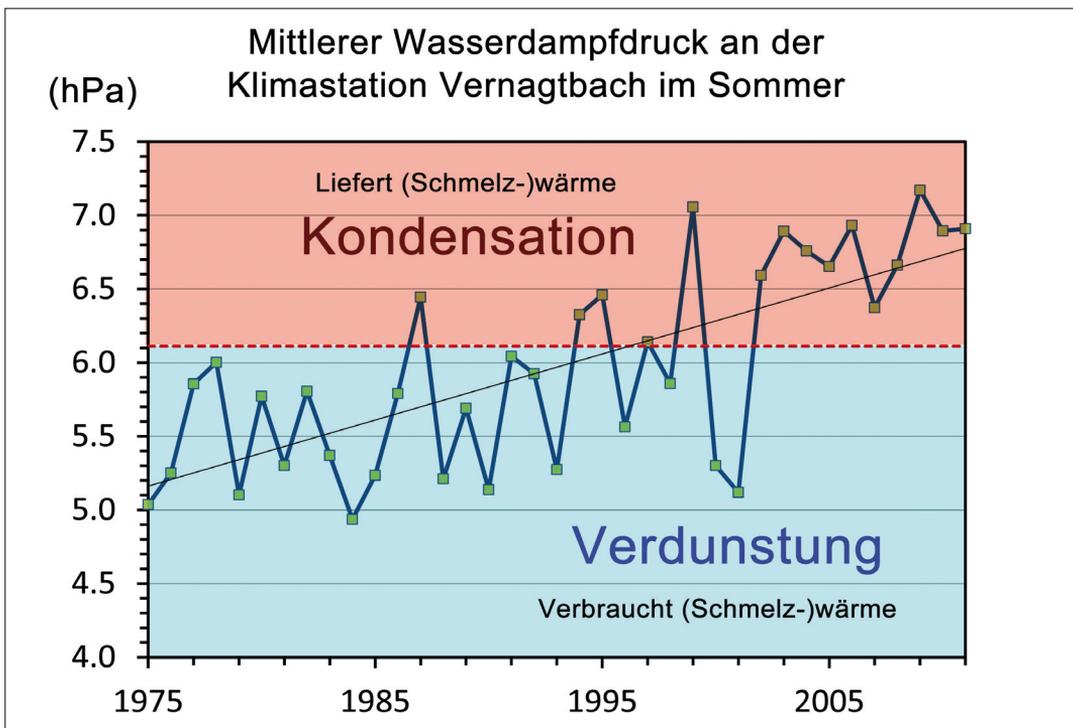


Abb. 11: Mittlerer Wasserdampfdruck an der Klimastation Vernagtbach im Sommer. Der Sättigungsdampfdruck an der schmelzenden Schnee- und Eisoberfläche beträgt 6.1 hPa. Liegt der Wasserdampfdruck darunter (bis Ende der 1990er Jahre), herrschen Verdunstungsbedingungen vor mit einer Reduktion der Schmelzwärme. Liegt der Wasserdampfdruck über diesem Schwellenwert, wird zusätzliche Schmelzwärme durch Kondensation freigesetzt.

In der Praxis ist der Einfluss sogar noch größer, denn Verdunstungsprozesse führen zu einem Anstieg der Albedo, wodurch weniger Strahlung absorbiert und damit die Schmelze zusätzlich reduziert wird. Umgekehrt erniedrigt Kondensation die Albedo, was zu einer Erhöhung der Schmelze führt. Nicht

zuletzt ist die Feuchte ein wichtiger Parameter für den langwelligen Strahlungshaushalt. Eine höhere Feuchte erhöht die Gegenstrahlung, möglicherweise bilden sich auch mehr Wolken, so dass unter Bedingungen mit einer höheren Feuchte auf jeden Fall höhere Schmelzraten auftreten. Der Effekt nimmt zwar wegen der Abnahme der Lufttemperatur mit zunehmender Höhenlage ab, ist aber in allen Höhen potentiell vorhanden.

Verkleinerung der Nährgebiete der Gletscher

In der Glaziologie teilt man die Gletscherfläche in zwei Bereiche: Der Bereich oberhalb der Gleichgewichtslinie, wo die Akkumulation die Schmelze überwiegt, wird als Nährgebiet bezeichnet. Dort werden quasi die Einnahmen des Gletschers generiert. Visuell kann man diesen Bereich mit den hellen Firnflächen in Abb. 9 gleichsetzen. Der Bereich darunter ist das Zehrgebiet, in dem die Schmelze überwiegt.

Mit den Massenverlusten seit ca. 1980 ist das Nährgebiet des Vernagtferners (Abb. 12, hellblau) zugunsten des Zehrgebietes nach den ausgeglichenen bis positiven Jahren zuvor stark verkleinert worden. Dies ging mit einer drastischen Vergrößerung des Ablationsgebietes (Abb. 12, rot), gekennzeichnet durch die eher dunkle Eisoberfläche in Abb. 9, einher. Durch die Verminderung des Nährgebietes nahmen die Massengewinne der Gletscher stark ab, während die Ausgaben auf Kosten der Ressourcen überproportional anstiegen, da die Verluste pro Flächeneinheit mehr als das Doppelte betragen als der Masseneintrag. Deshalb waren Massengewinne nur in der Zeit vor 1980 möglich, als das Nährgebiet noch mehr als zwei Drittel der Gesamtfläche einnahm.

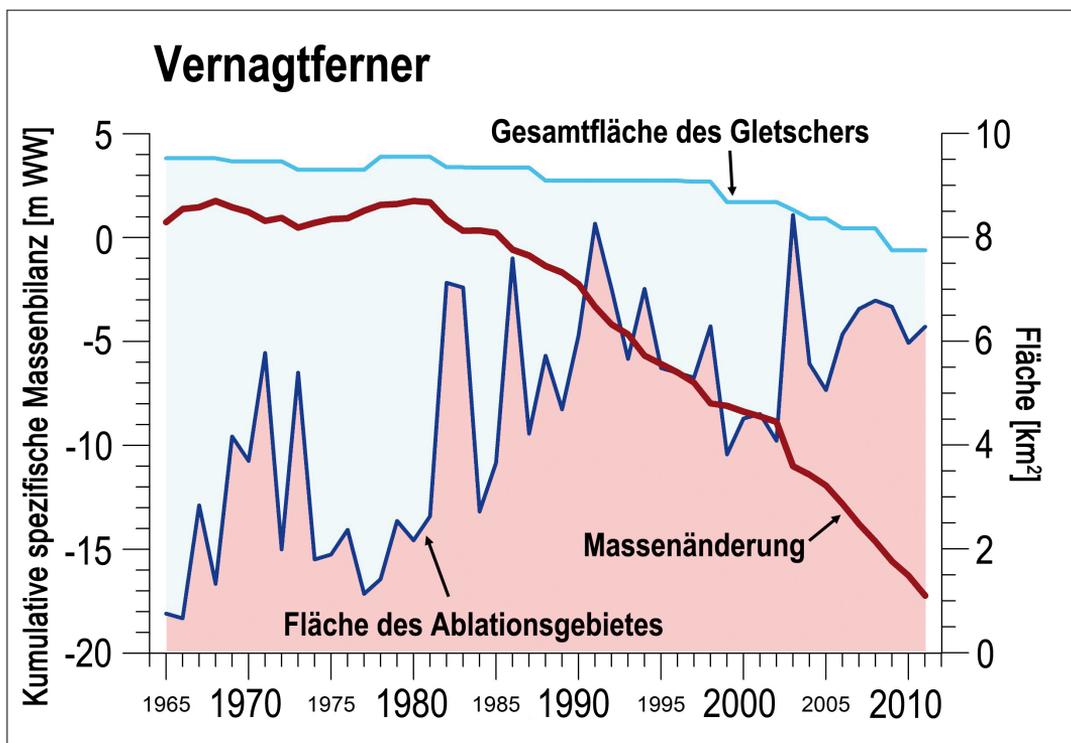


Abb. 12: Verkleinerung des Nährgebietes durch Wachstum des Ablationsgebietes und generellem Flächenverlust des Gletschers (rechte Achse) im Vergleich zu der kumulativen spezifischen Massenbilanz des Vernagtferners, welche bis ca. 1980 ausgeglichene bis positive Werte aufwies, danach nur noch negative (rote Kurve, linke Achse in m Wassersäule).

Mit der Abnahme der Eisreserven kam es zum Erlahmen der Eisbewegung, wodurch die Gletscherfront beschleunigt nach oben verlagert wurde. Da die Kammlinie eine fixe obere Begrenzung bildet, ergibt sich zwangsläufig die immer schnellere Abnahme der Gesamtfläche des Gletschers (Abb. 12), wodurch die Größe des Nährgebietes weiter verkleinert wird. Ohne Einnahmen kann der Gletscher jedoch auf Dauer nicht mehr länger existieren und wird verschwinden. Im rechten Teil der Abb. 12 hat der Verlust des Nährgebiets inzwischen ein Ausmaß erreicht, das als bedenklich für die nahe Zukunft des Gletschers bezeichnet werden muss. Die dringend erforderliche Wiederherstellung eines großen Akkumulationsgebietes mit der Ausbildung einer entsprechenden Eisdynamik würde jedoch deutlich mehr als nur eine Stagnation der globalen Klimaerwärmung erfordern. Deshalb würde der Vernagtferner auch dann noch viele Jahre weiter an Masse verlieren.

Die zukünftige Entwicklung des Vernagtferners

Bereits vor der Jahrtausendwende wurde in mehreren Ansätzen versucht, die zukünftige Entwicklung des Vernagtferners auf der Basis der verfügbaren Modelle zu prognostizieren und zu visualisieren. Manche Bilder der damaligen Ergebnisse sind gegenwärtig noch im Internet zu finden. Seitdem sind gut 20 Jahre vergangen und man muss erkennen, dass die frühen Versuche nicht die Realität wiedergeben. Die immer noch wahrscheinlichste Prognose wurde 2010 in einer Diplomarbeit (MAROWSKY 2010) auf der Basis der Ergebnisse von detaillierten Modellrechnungen im Rahmen des Verbundprojektes GLOWA-Danube (www.glowa-danube.de; MAUSER & PRASCH 2016) erstellt.

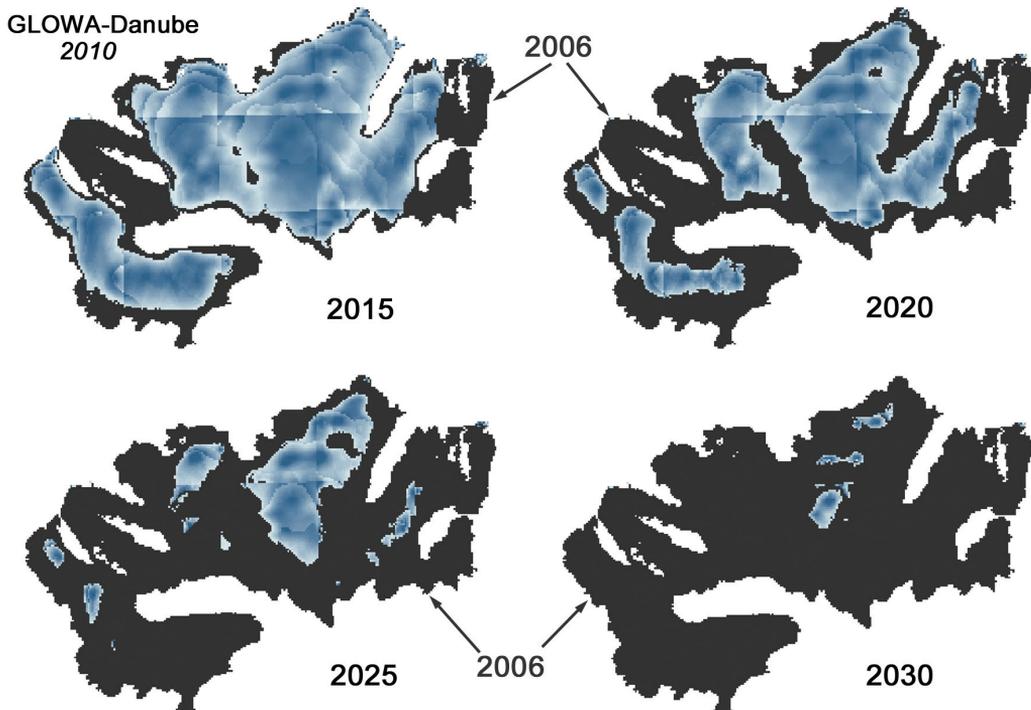


Abb. 13: Prognose der zukünftigen Entwicklung des Vernagtferners anhand einer komplexen, auf detaillierten Szenarien gegründeten Modellrechnung im Rahmen des Projektes Glowa-Danube aus dem Jahre 2010. Die topografischen Daten und die Eisdicken wurden 2006 erhoben und waren im Bereich der Hochvernagtspitze (links) und des Hintereen Brochkogel (rechts) unvollständig. (Nach MAROWSKY 2010).

Diese Studie verwendete physikalisch basierte Modelle zur Berechnung der hydrologischen Prozesse auf den Landoberflächen sowie Generatoren zur Erzeugung detaillierter Klimaszenarien auf der Grundlage der Ergebnisse der Simulationen regionaler Klimamodelle. In Abb. 13 werden vier Phasen der Prognose der Gletscherentwicklung von 2015 bis 2030 gezeigt. Inzwischen liegt diese Studie sieben Jahre zurück, so dass eine erste Bewertung ihrer Güte möglich ist.

Der Startzeitpunkt der Rechnung ist 2006. Das zugrundeliegende Szenario ist relativ extrem. Es wird von einer Zunahme der Lufttemperatur um 5.2 °C bis zum Jahre 2100, sowie einer Zunahme der Winterniederschläge um 7 % und einer Abnahme der Sommerniederschläge um 31 % ausgegangen. Die tatsächliche Entwicklung ist bislang weniger dramatisch. Dennoch war der reale Gletscherrückgang im Jahr 2015 bereits weiter fortgeschritten als im Modell prognostiziert. Die markante apere Felsenzone in der Mitte des Gletschers ist bereits 2012 in Abb. 9 (unten) erkennbar. Die aktuellen Aufnahmen der Webcam (<http://geo.badw.de/vernagtferner-digital/webcam.html>) zeigen, dass die Ausdehnung in der Prognose 2020 bereits erreicht bzw. sogar überholt ist. Die Ursache liegt vor allem in einer ungenügenden Berücksichtigung der Rückkoppelungsmechanismen im Modell. Hervorzuheben ist hier vor allem das lokale Nachdunkeln des Eises und die entstehende Schuttbedeckung.

Somit ist die zuvor gezeigte weitere Entwicklung des Vernagtferners mit dem Zerfall der bestehenden Zungen binnen der nächsten 20 Jahre sehr wahrscheinlich. Die Erfahrung an anderen Gletschern zeigt, dass das endgültige Abschmelzen der letzten Eisrelikte insbesondere wegen der immer dickeren Schuttbedeckung sehr viel mehr Zeit in Anspruch nehmen wird. Letzte unscheinbare Spuren des Vernagtferners in der Größenordnung von einigen Hektar Fläche könnten somit auch noch im Jahre 2050 zu finden sein.

Folgen des Gletscherschwundes für die Wasserspenden aus vergletscherten Gebieten

Selbstverständlich sind mit dem Verlust der Gletscherflächen erhebliche Folgen für die Bergwelt verbunden, die nicht nur gefühlt sind oder allein Touristen und Bergsportler betreffen. Auf diesen Problembereich soll jetzt hier im Detail nicht eingegangen werden, dagegen auf die bedeutsame Funktion der Gletscher als natürlicher Speicher im alpinen Wasserhaushalt.



Abb. 14: Die von der Bayerischen Akademie der Wissenschaften betriebene Pegelstation (rechts) und Klimastation Vernagtbach (links) im Vorfeld des Vernagtferners auf 2635 m Höhe. Im Hintergrund die 3535 m hohe Hochvernagtspitze.

Die Glazialabflüsse des Vernagtferners werden seit 1974 an der bislang am höchsten gelegenen Pegelstation der Ostalpen auf 2635 m gemessen (Abb. 14). Deren Einzugsgebiet (Abb. 15) mit einer Fläche von 11.4 km² war 1990 noch zu 79 % vergletschert, gegenwärtig weist es noch ca. 60 % Gletscherfläche aus. Abb. 16 zeigt die Monatsmittelwerte des dort gemessenen Abflusses für den Zeitraum ab Beginn der Messungen 1974 bis 1980 und die anschließenden drei Dekaden bis 2010. Der Jahresgang ist typisch für ein glaziales Abflussregime, denn das hauptsächliche Abflussgeschehen findet in den Sommermonaten Juni bis September statt. Während in den 1970er Jahren die mittleren monatlichen Abflüsse im Juli und August bei ca. 1.5 m³ s⁻¹ lagen, verdoppelten sie sich in den darauf folgenden Dekaden, parallel dazu sind die Abflüsse im Juni wegen der früher einsetzenden Schneeschmelze von ca. 0.5 m³ s⁻¹ auf ca. 2 m³ s⁻¹ angestiegen. Dieser Anstieg in der Wasserspense ist die direkte Folge der Massenverluste des Gletschers.

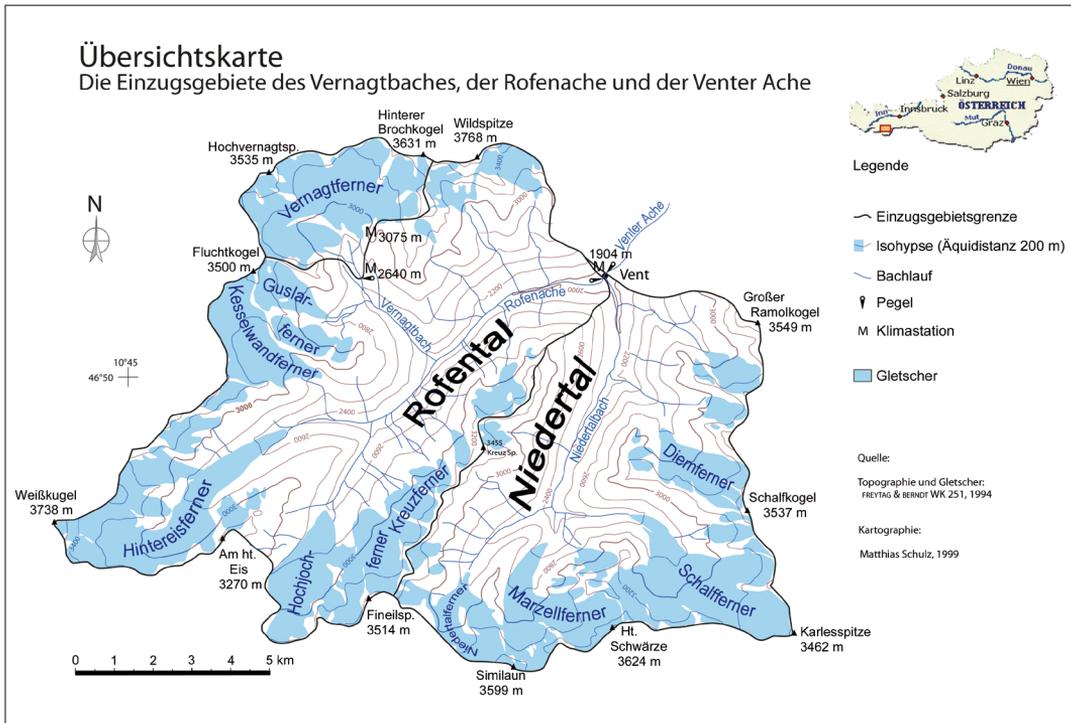


Abb. 15: Schematische Karte des Einzugsgebiets der Venter Ache am Pegel Vent mit einigen seiner Teileinzugsgebiete und den darin befindlichen Gletscherflächen, gelegen im hinteren Ötztal in Österreich. Oben das Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach auf 2635 m mit einer Fläche von 11.4 km². Der Vernagtbach mündet in die Rofenache, deren Abfluss bei einer Gesamtfläche des Einzugsgebietes von 98 km² am Pegel Rofenache in Vent gemessen wird. Die blauen Flächen zeigen die Ausdehnung der Gletscher im Jahre 1994. (Aus BRAUN & ESCHER-VETTER 2013)

Der Abfluss veränderte sich nicht nur quantitativ, sondern auch qualitativ. Durch den Rückgang des Nährgebietes bei gleichzeitigem Anwachsen des Zehrgebietes verlor der Gletscher zunehmend die Fähigkeit, das gebildete Schmelzwasser oder auf die Gletscherfläche auftreffenden Regen für eine gewisse Zeit lang zu speichern. Dies war vor allem in den ursprünglich dicken Firnschichten im Nährgebiet der Fall, während das Wasser auf dem Blankeis unmittelbar abfließt. Durch das Erlahmen der Eisbewegung veränderte sich auch das Abflussverhalten auf und innerhalb des Eiskörpers dramatisch. Weniger Risse und Spalten lassen das Wasser unmittelbar an der Oberfläche abfließen, im Innern bildeten sich große Kanalsysteme mit hoher Kapazität hin zu den Gletscherfronten, die über große Mühlen mit der Oberfläche verbunden sind. Diese wurden früher durch die Eisbewegung immer wieder zerstört und mussten in jeder Ablationsperiode wieder neu gebildet werden. Unter diesen Bedingungen wurden die Abflussspitzen immer höher. Lagen die Spitzenabflüsse in den 1980er-Jahren noch bei 6 m³s⁻¹, wurden ab Ende der 1990er Jahre das doppelte und Spitzen bis nahezu 20 m³s⁻¹ beobachtet. Diese traten vor allem auf, wenn sich der Abfluss aus Starkniederschlägen und hohe Schmelze überlagerten. Solche Situationen führten zu häufigeren Hochwasserereignissen im Tal, die zusätzliche Sicherungsmaßnahmen notwendig machten.

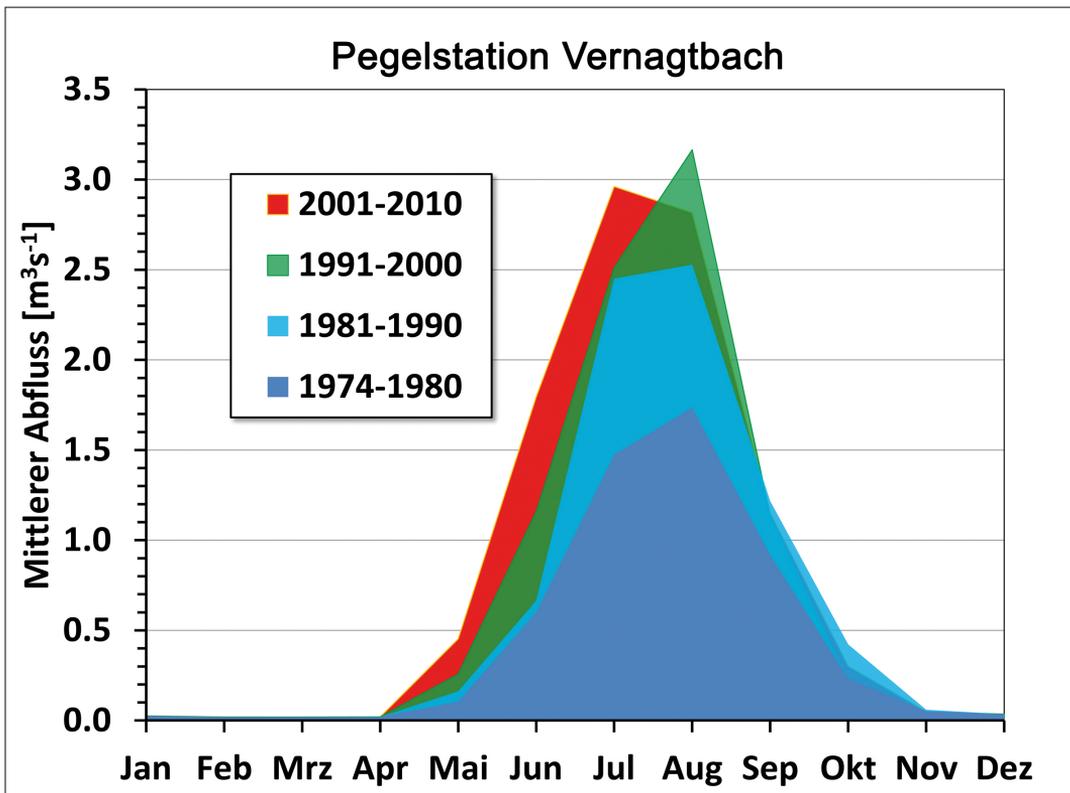


Abb. 16: Mittlere monatliche Gletscherabflüsse des Vernagtferners an der Pegelstation Vernagtbach zwischen 1974 und 2010.

Mit der Abnahme und der Verlagerung der Gletscherflächen in höhere Lage werden die Abflüsse zwangsläufig wieder zurückgehen. Am Vernagtferner dürfte das Maximum sogar bereits überschritten sein, wie es auch in der Abb. 16 bereits angedeutet ist.

Die zukünftige Entwicklung der Gebirgsabflüsse muss mittels komplexer hydrologischer Modelle untersucht werden, die nicht nur die Entwicklung sämtlicher Gletscher berechnen, sondern auch die potentiellen Veränderungen der Schneebedeckung und der Regenspende bis hin zu den aktiven Eingriffen des Menschen in den Wasserhaushalt prognostizieren. Derartige modelltheoretische Untersuchungen wurden im Rahmen des bereits erwähnten Verbundprojekt Glowa-Danube im Einzugsgebiet der Oberen Donau bis zum Pegel Passau-Achleiten (siehe auch Abb. 18) mit dem physikalisch basierten Modellverbund DANUBIA – PROMET – SURGES durchgeführt (MAUSER & PRASCH 2016; MAUSER & BACH 2009). Gerechnet wurde innerhalb des 77000 km² großen Einzugsgebiets auf einem 1x1 km² – Raster. Für die Modellierung der Vergangenheit dienten auf das Raster interpolierte meteorologische Daten der operationellen Wetterdienste, für die Zukunft wurden kontinuierliche Datensätze generiert, die aus den Ergebnissen regionaler Klimamodelle mit einem größeren Rechengitter auf das feinere Raster skaliert wurden.

Auf diese Weise konnten nicht nur die Abflusshöhen an nahezu jedem Ort im Gewässersystem berechnet werden, sondern auch die Anteile aus Gletscherschmelze, Schneeschmelze und Regen. Das Untersuchungsgebiet deckte das gesamte Einzugsgebiet des alpinen Inn und der Salzach als Gebirgszuflüsse zur Donau ab. Dabei werden die Wasserspenden aller Gletscher im Inn-Einzugsgebiet, ca. 550 an der Zahl, inklusive der Veränderungen der Gletscherflächen berücksichtigt. Im Detail wurde darüber in WEBER et al. (2009) und WEBER et al. (2010) berichtet.

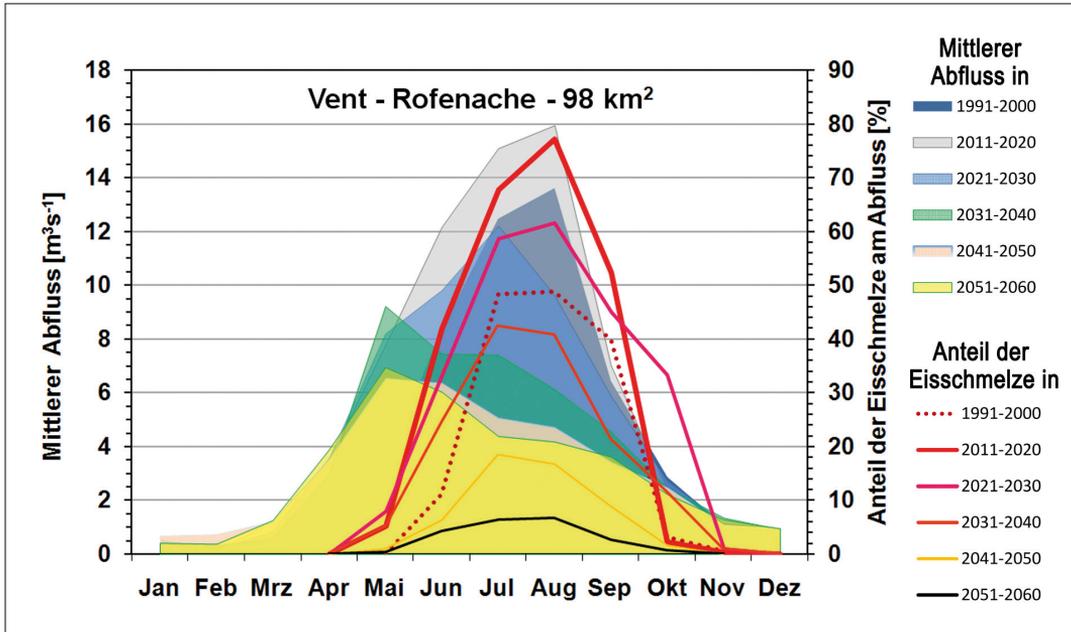


Abb. 17: Mittlere Abflüsse und Anteile der Eisschmelze am Pegel Rofenache / Vent in den Dekaden 1991-2000 bis 2051-2060.

Da die Einzugsgebiete für die Berechnung der Abflüsse eine Mindestgröße haben müssen, gibt es für die Pegelstation Vernagtbach keine direkten Ergebnisse. Deshalb zeigt Abb. 17 eine zur Abb. 16 vergleichbare Darstellung für das unterhalb des Vernagtbachs gelegene Einzugsgebiet der Rofenache (Abb. 15). Neben den dekadischen Monatsmittelwerten der Abflüsse werden zusätzlich die prozentualen Anteile der Eisschmelze angegeben. Demnach fällt eine nennenswerte Gletscherspende nur von Mai bis Oktober an. Im Zuge der weiteren Klimaerwärmung kann sie noch weiter zulegen und im August in der aktuellen Dekade ihren maximalen Beitrag von 75% des Gesamtabflusses erreichen. In den folgenden Dekaden geht der Anteil der Gletscherschmelze drastisch zurück, wobei sie früher einsetzt und später endet. Ab Mitte des 21. Jahrhunderts beträgt der Anteil der Wasserspende von den Gletschern selbst in diesem ursprünglich sehr stark vergletscherten Kopfeinzugsgebiet in den Ötztaler Alpen im Monat August mit der maximalen Eisschmelze weniger als 10%. Dabei wandelt sich das Abflussregime zunehmend vom glazial geprägten in ein nivales Regime um, dessen dreiecksförmiger Jahresgang durch das Maximum der Schneeschmelze im Mai bestimmt wird. Dadurch wird die sommerliche Wasserführung mehr als halbiert.

Die Auswirkung des Klimawandels auf die zukünftige Wasserführung des Einzugsgebietes der oberen Donau bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts kann dem Vergleich der Abb. 18 und 19 entnommen werden. Hier wird der Anteil der Schneeschmelze am Abfluss in den Flüssen und für ausgewählte Pegel die mittleren jährlichen spezifischen Abflusshöhen (in mm) und deren Aufteilung in die Anteile aus der Schmelze von Gletschereis bzw. Schnee und Regen in Form eines Kuchendiagramms angegeben. Die Abflusshöhe entspricht der Fläche der Scheibe. Bereits in Abb. 18, welche die Verhältnisse in der vergangenen Dekade 1991 bis 2000 wiedergibt, wird die Bedeutung des Gebirges als „Wasserschloss“ für das Umland deutlich. Flüsse, deren Quellgebiet im Gebirge liegt, haben eine deutlich höhere Wasserführung als die mit einem vergleichbar großen Einzugsgebiet außerhalb des Gebirges. In der Regel entstammt das meiste Wasser den Regenfällen, innerhalb des Gebirges zu mehr als einem Drittel, aber auch der Schneeschmelze. Dies gilt ebenso für die Pegel im Flachland, sofern die Flüsse aus dem Gebirge zufließen. Die haben in der Regel eine deutlich höhere Wasserführung als die mit einer Quelle im Tiefland. Bei Flüssen ohne Gebirgsanschluss beträgt der Anteil der Schneeschmelze meist um die 15%, entsprechend groß ist der Anteil aus Niederschlägen in Form von Regen.

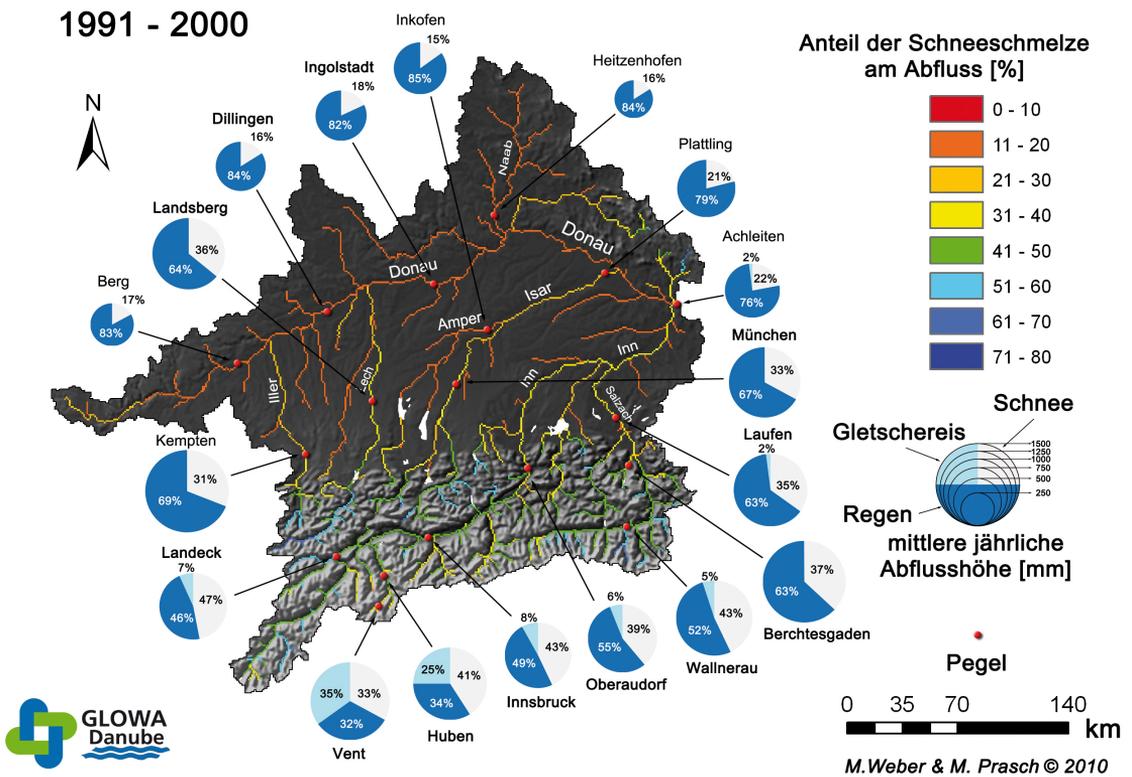


Abb. 18: Mittlere jährliche Anteile der Schneeschmelze in den Flüssen im Einzugsgebiet der Donau, definiert durch den Pegel Passau-Achleiten für die Dekade 1991-2000. Zusätzlich werden an ausgewählten Pegelstellen die jährlichen spezifischen Abflusshöhen sowie ihre Quellanteile nach Regen, Schnee- und Gletscherschmelze in Form von Kuchendiagrammen angegeben. Es handelt sich um Resultate einer hydrologischen Modellrechnung auf der Basis von Beobachtungsdaten.

Der Glazialabfluss ist eigentlich nur im Bereich der stark vergletscherten Kopfeinzugsgebiete und am Oberlauf von Inn und Salzach von Bedeutung. Von über 35% in den oberen Einzugsgebieten nimmt der Anteil der Eisschmelze flussabwärts rasch auf wenige Prozentpunkte ab. Das hat seine Ursache in der überproportionalen Zunahme des Flächenanteils der Quellgebiete mit Schneeschmelze und Regen. Am Pegel Achleiten/Oberösterreich unterhalb der Einmündung des Inn in die Donau beträgt der Anteil der Gletscherschmelze im Jahresdurchschnitt weniger als 2%. Selbst in heißen trockenen Sommermonaten wird ein Anteil von 10% nicht überschritten. Folglich beschränkt sich die Bedeutung der Gletscher als Quelle für den Wasserhaushalt auf den inneralpinen Bereich.

Deswegen wird sich außerhalb der Alpen auch nach dem weitgehenden Verschwinden der Gletscher nicht sehr viel am Wasserhaushalt ändern, wie man der Abb. 19 entnehmen kann, welche die mittlere Situation während der Dekade 2041 bis 2050 wiedergibt. Gletscherschmelze entspringt nur noch den höchst gelegenen Einzugsgebieten im Ötztal oder dem Zillertal. Der Anteil aus der Schneeschmelze bleibt proportional in etwa erhalten, der Anteil aus Regen nimmt dagegen zu.

**Szenario REMO regional baseline
2041 - 2050**

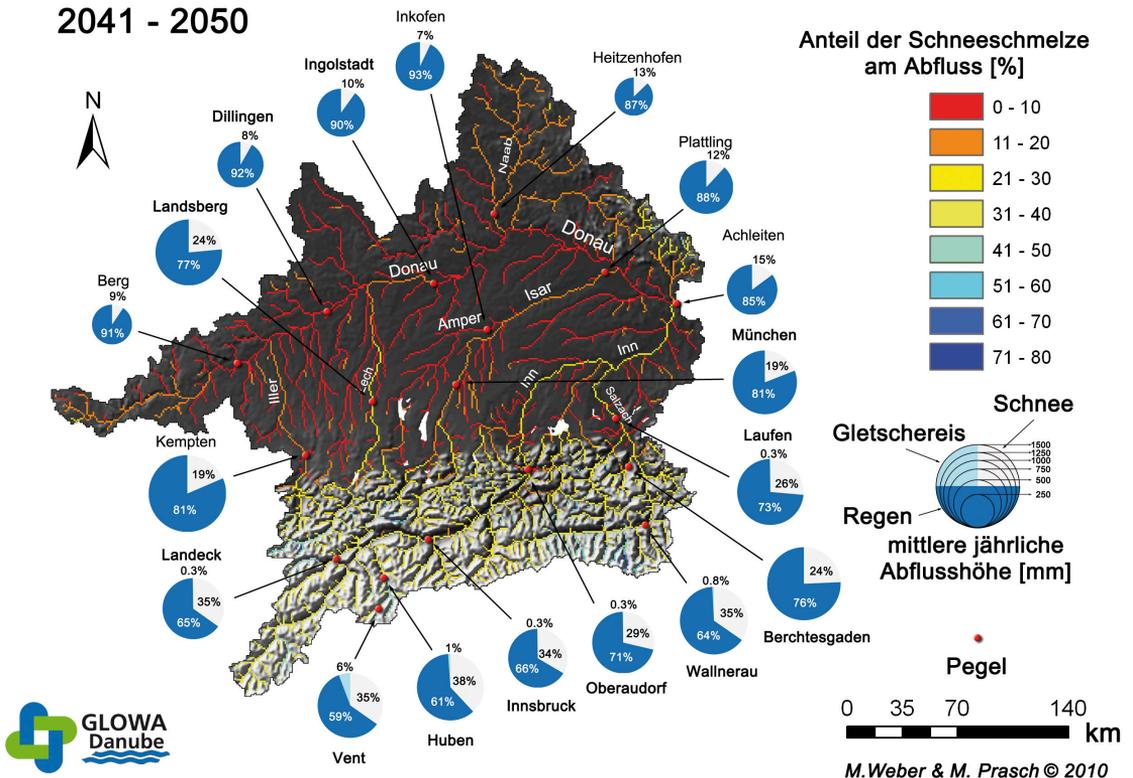


Abb. 19: Dieselbe Darstellung wie in Abb. 18, nur berechnet unter Verwendung eines Szenarios nach den Ergebnissen des regionalen Klimamodells REMO für die Dekade 2041 bis 2050.

Die zukünftig in den Kopfeinzugsgebieten fehlende Eisschmelze wird nicht ersetzt, wodurch sich dort die Wasserführung drastisch verringert. Im Alpenvorland fällt sie jedoch kaum ins Gewicht, da dort die Anteile bereits zuvor von untergeordneter Rolle waren und der Abfluss vorwiegend dem Niederschlag in Form von Regen und Schnee entstammt. Es nimmt in der Zukunft auch die Bedeutung der Schneeschmelze im Verhältnis zum Regenniederschlag weiter ab. Dennoch müssen die Landstriche entlang der Flüsse mit Anschluss an das Gebirge auch weiterhin nicht unter Wassermangel leiden, denn die Funktion des „Wasserschlosses Alpen“ bleibt auch unter den veränderten Klimabedingungen erhalten. Auch dort muss temporär mit einem Rückgang des Wasserangebots gerechnet werden, dies ist aber den Veränderungen durch höhere Verdunstung in einer wärmeren Atmosphäre und den zu erwartenden längeren Trockenperioden geschuldet. Diese eigentlich gute Nachricht gilt allerdings nur für Klimate des humiden Typs wie am Nordrand der Alpen. In ariden Regionen hätte der Gletscherschwund wesentlich gravierendere Auswirkungen auf den Wasserhaushalt.

Bleibt zum Abschluss noch die vielleicht spannende Frage, ob die Abflüsse in der Zeit nach dem Ende der *Kleinen Eiszeit* mit den vergleichsweise riesigen Gletscherflächen höher waren als heute? Diese Frage ist insofern für die Praxis schwierig zu beantworten, denn das Einzugsgebiet des Gletscherbachs am Gletschertor hatte damals völlig andere Grenzverläufe als heute und war zudem deutlich größer. Außerdem vereinigten sich einige heute getrennt betrachtete Gletscherflächen und damit deren Abflüsse.

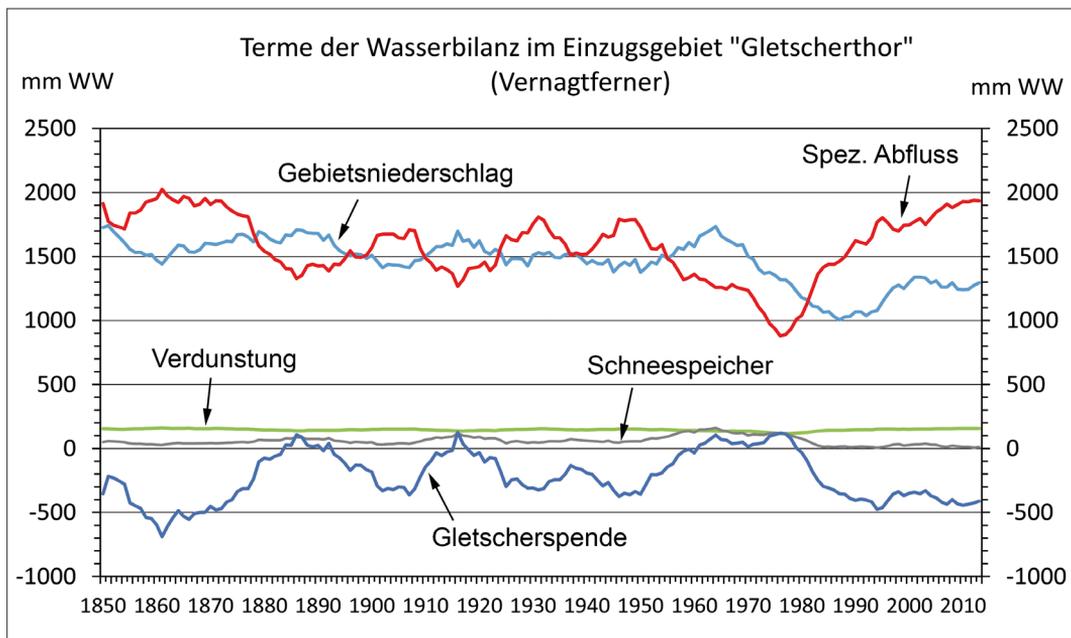


Abb. 20: Komponenten der Wasserbilanz für das hypothetische Einzugsgebiet „Gletschertor“, ca. 1200 m unterhalb der heutigen Pegelstation Vernagtbach auf etwa 2500 m Höhe gelegen. Die Fläche beträgt ferner 15.6 km². Die Berechnung erfolgt jährlich für den Zeitraum 1845 bis 2013 mit dem konzeptionellen Modell HBV-ETH9 auf der Basis der Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag wie in Abb. 4. Die Reihen der jährlichen Resultate sind mit einem Tiefpassfilter über 9 Jahre geglättet. Näheres siehe GLEISBERG (2015).

Eine modelltheoretische Antwort auf die gestellte Frage ist aber durchaus möglich. In Abb. 20 sind die jährlichen Komponenten der Wasserbilanz eines hypothetischen Einzugsgebiets mit dem Vernagtferner von 1850 bis 2013 angegeben. Diese wurde mit einem konzeptionellen hydrologischen Modell auf der Basis der Daten in Abb. 4 berechnet. Von Interesse sind an dieser Stelle die rote Kurve des spezifischen Abflusses und die blaue Kurve der Gletscherspende, welche den Verlusten oder Gewinnen aus der Massenbilanz normiert auf die Einzugsgebietsgröße entspricht. Folglich ist die gegenwärtige Gletscherspende in Abbildung 20 kleiner als die weiter oben angegebene spezifische Massenbilanz, die nur auf die Gletscherfläche bezogen wird. Insofern waren die spezifischen Massenverluste in der Erwärmungsphase nach der *Kleinen Eiszeit* ähnlich hoch wie heute. Dasselbe gilt auch für den spezifischen Abfluss, der damals mit maximal ca. 2000 mm in etwa vergleichbar war mit dem heute gemessenen, der aber von einer nur etwa halb so großen Fläche generiert wird. Nach 1880 war der spezifische Abfluss für gut 80 Jahre weitestgehend auf einem einheitlichen Niveau um die 1500 mm, bis er 1974 mit unter 1000 mm auf den niedrigsten Wert seit dem Ende des letzten großen Gletschervorstoßes sank. Dies war zufällig exakt der Zeitpunkt, zu dem die Pegelstation Vernagtbach errichtet wurde und den Messbetrieb aufnahm. Seit dieser Zeit nahm der Abfluss nur noch zu und hat mit der halben Fläche heute wieder das Niveau von 1850 erreicht.

Fazit und Ausblick

Dank der Fülle an Daten und der neuen Erkenntnisse durch deren Analyse konnte in den letzten Jahren viel Detailwissen zur Entwicklung des Vernagtferners und deren Zusammenhänge mit den Klimaparametern gewonnen werden. Man weiß sehr genau, was passiert ist, aber kaum etwas über die Ursachen. Das liegt vor allem daran, dass die Gletscher durch die besonderen lokalen Bedingungen geprägt werden und die scheinbar weniger komplexe globale Entwicklung des Klimas lediglich im Hintergrund wirksam ist.

Auch heute noch erfordert Gletscherwachstum länger andauernde Perioden mit kühlen und feuchten Witterungsabschnitten speziell im Sommer, die aber zur Freude der meisten Menschen in der Zeit des Klimawandels sehr selten geworden sind. Der Winter liefert zwar die „Grundlast“ der Schneeeakkumulation, ist aber für die Fluktuation der Massenbilanz von geringerer Bedeutung. Die Erfahrung zeigt, dass in den kühlen Phasen die solare Einstrahlung merklich reduziert ist, sei es wegen dichter Bewölkung, einer stärkeren Trübung der Atmosphäre durch einen höheren Aerosolgehalt oder gar wegen einer Schwächung der Strahlungsleistung der Sonne selbst. Als wesentliche Ursache konnten dann doch die Aerosole in der hohen Atmosphäre ausgemacht werden, besonders wenn sie aus gewaltigen Vulkanausbrüchen stammen. Der immer wieder befürchtete anthropogene Beitrag des Menschen geht dagegen bislang im Datenrauschen unter, er kann für das Gletscherwachstum wohl nicht wirklich verantwortlich gemacht werden, obwohl die Wissenschaft mit der „*Globalen Verdunkelung*“ ein schlüssiges Konzept dafür liefert. Aber noch fehlt der Beweis, dass auch die lokalen Beobachtungen damit im Einklang stehen.

Während der *Kleinen Eiszeit* zwischen 1600 und 1850 waren die Gletscherschwankungen sehr intensiv. Immer wieder erreichten die Gletscher am Ende eines durchschnittlich 35 Jahre dauernden Zyklus

ihre maximal mögliche Ausdehnung, um aber kurz darauf während einer warmen und trockenen Phase rasch wieder zurück zu schmelzen, wobei die ausgeprägte Eisbewegung sowohl während des Vorstoßes als auch danach durch deren Erlahmen beim Rückschmelzen unterstützte. Diese heftigen Schwankungen des Klimas werden generell auf „natürliche“ Ursachen zurückgeführt, Vulkanausbrüche spielten dabei aber immer wieder eine bedeutende Rolle.

Am Vernagtferner fand der letzte große Vorstoß 1845/46 statt. Um diesen Zeitpunkt herum erreichten auch nahezu alle anderen Gletscher im Alpenraum zum letzten Mal ihre maximale Ausdehnung. In der Folge begann das große Schmelzen, denn allein die weit in die Täler reichende räumliche Ausdehnung der Gletscher, in kurzer Zeit erzeugt mittels einer sehr ausgeprägten Eisdynamik, bewirkte zunächst starke Verluste an Eismasse. Die langperiodischen Temperaturfluktuationen blieben erhalten, wurden aber vom Temperaturanstieg des globalen Klimawandel überlagert und allmählich in der Amplitude gedämpft, sowie deren Zyklen verkürzt. Insgesamt gab es bis 1960 im hinteren Ötztal noch vier derartige Schwankungen (Abb. 4). Ab dem absoluten Minimum um 1890 lagen die Maxima und Minima bei dem darauf folgendem Zyklus immer höher als bei dem davor. Jeweils in den Minima wurde der Vernagtferner kartiert, denn jedes Mal mit Einsatz der nächsten Erwärmungsphase kam es wieder zu einem erneuten Vorstoß, der aber nicht mehr die Ausmaße derer während der *Kleinen Eiszeit* erreichte. Der auffälligste davon ereignete sich um 1900. Hierbei offenbarte sich die Eisdynamik als ein potentieller Störfaktor bei der Betrachtung der Gletscher als Klimaindikator: das durch den schnellen Vorstoß ausgelöste starke Rückschmelzen maskierte den Massenzuwachs, der bei den meisten Gletschern vor allem auf Grund verstärkter Schneeeinträge vor 1920 beobachtet wurde. Die späteren Vorstöße gingen im allgemeinen Rückschmelzen unter, erst der letzte war in Folge der Wachstumsphase ab 1960 so prägnant, dass er besonders nach 1980 auch visuell in Erscheinung trat. Hier unterstützten wohl der äußerst klimawirksame Vulkanausbruch des Agung (Insel Bali) 1963 - die stärkste Vulkaneruption in Indonesien seit dem Ausbruch des Krakatau im Jahr 1883 - und die vorübergehende Pause der globalen Klimaerwärmung, die vielleicht wirklich in der *globalen Verdunkelung* ihre Ursache hatte.

Der etwa 80 Jahre dauernde Zeitabschnitt zwischen 1900 und 1980 stellt für die Glaziologen die interessanteste Periode des Klimawandels in den letzten 160 Jahren dar. Dort wurde die Grundlage für das vollständige Abschmelzen der Gletscher in naher Zukunft geschaffen, denn die Gebirgsgletscher sind eigentlich für ihre weitere Existenz auf derartige Klimaschwankungen angewiesen. Auch dieser Abschnitt wird inzwischen als durch überwiegend natürliche Ursachen geprägt angesehen.

Der durch den Anstieg der anthropogenen Treibhausgase verursachte Klimawandel dominiert etwa ab 1980. In den darauffolgenden Jahren steigt unvermittelt nicht nur die global gemittelte, sondern noch einmal deutlich stärker die lokale bodennahe Temperatur an. Ein Ende dieser Entwicklung ist gegenwärtig noch nicht abzusehen. Die hohen Temperaturen werden übrigens nicht direkt auf dem Gletscher gemessen, sondern in der näheren Umgebung im Gletschervorfeld. Ihr gegenüber dem globalen Anstieg überproportionaler Anstieg ist somit hauptsächlich eine „natürliche“ Folge der aus dem Gletscherrückgang resultierenden Änderung der Landoberfläche und dürfte mit dem vollständigen Verschwinden der Gletscher erst einmal ein Ende finden.

Bis dahin werden gegebenenfalls sämtliche zuvor in diesem Beitrag erläuterten Prozesse in ihrer sich selbst verstärkenden Kombination in unterschiedlicher Weise an den Gletschern wirksam werden. In der Regel wird die Strahlungsbilanz die wichtigste Größe für die Massenbilanz sein, manchmal aber auch der Wasserdampfgehalt der Luft. Offensichtlich hat das lokale Klimasystem bereits eine solche

Eigendynamik entwickelt, die nach dem bisherigen Kenntnisstand nicht mehr zu stoppen ist. Anthropogene Eingriffe unter dem Begriff „Gletscherschutz“ wie Folienabdeckung oder künstliche Beschneidung von weiten Teilen der Gletscher liegen außerhalb jeder ökonomischen Sinnhaftigkeit, sollten sie überhaupt irgendeine Wirkung entfalten. Somit ist das nahe Ende der Gletscher in den Ostalpen so gut wie sicher, der genaue Zeitpunkt lässt sich aber nach dem gegenwärtigen Wissen noch nicht bestimmen, denn neben der Unsicherheit in den Szenarien berücksichtigen die verfügbaren Modelle nicht alle Prozesse und deren Wechselwirkungen.

Die größte Bedeutung haben die Gletscher in ihrer Funktion als Speicherelement im Wasserhaushalt. Unter den Bedingungen eines hohen Massenschwundes werden die täglichen Abflussmengen immer hoch sein. Das gilt gleichermaßen für den Zeitraum unmittelbar nach dem Ende der *Kleinen Eiszeit* wie heute. Dennoch unterscheidet sich die Abflussganglinie der gegenwärtigen Gletscher erheblich von der, als die Gletscher noch Schmelz- und Regenwasser zurückhalten konnten. Die Abflussspitzen sind deshalb gegenwärtig sehr viel höher als in der Vergangenheit.

Am Vernagtbach traten die niedrigsten Abflüsse seit der Mitte des 19. Jahrhunderts gegen 1975 auf. 1973 wurde dort im Gletschervorfeld die am höchsten gelegene Abflussmessstation in Betrieb genommen. Durch das Aufzehren der Eisreserven sind seitdem die Abflussmengen aus den vergletscherten Gebieten auf mehr als das Doppelte angestiegen. Sie werden in naher Zukunft wegen der kleineren und höher gelegenen Gletscherflächen jedoch signifikant geringer ausfallen. Detaillierte Modellrechnungen zum alpinen Wasserhaushalt zeigen den beschleunigten Gletscherschwund unter allen untersuchten Szenarien, und in der Folge schon bald einen starken Rückgang der Sommerabflüsse in den Kopfeinzugsgebieten. Außerhalb der Alpen wird die fehlende Eisschmelze dagegen kaum Wirkung zeigen, da der nördliche Teil der Alpen und das vorgelagerte Tiefland einem humiden Klimatypus unterliegen, welcher wohl auch in Zukunft die erforderlichen Niederschläge in Form von Schnee und Regen für ausreichenden Abfluss bereitstellt. Daran wird aller Voraussicht nach auch der vom Menschen verursachte Klimawandel nur wenig ändern. Die Gletscher werden aber nicht zurückkommen.

Literatur

- BÖHM, R. & HIEBL, J. (2013): Lange instrumentelle Klimazeitreihen für den Vernagtferner. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 45/46 (2011/2012): 203-218.
- BRAUN, L. & ESCHER-VETTER, H. (2013): Gletscherforschung am Vernagtferner. Themenband zum fünfzigjährigen Gründungsjubiläum der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, München. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 45/46 (2011/2012), 1-381 & 2 maps. Zugang zu allen Beiträgen im Doppelband 45/46; siehe http://www.hochgebirgsforschung.de/Download/ZGG45462013/zgg_45_46_2013.pdf.
- BUDDE, M. (editor) (2001): Die „Kleine Eiszeit“ - Holländische Landschaftsmalerei im 17. Jahrhun-

- dert, Berlin: Staatliche Museen zu Berlin, Gemäldegalerie, Ausstellungskatalog, 92 p.
- ESCHER-VETTER, H. (2005): Glaciers bear witness to climate change. Weather catastrophes and climate change - Is there still hope for us? Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft - Munich Re, Knowledge Series, Bestellnummer 302-04221, p 114-121.
- FINSTERWALDER, R.; RENTSCH, H. (1981): Zur Höhenänderung von Ostalpengletschern im Zeitraum 1969-1979. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 16 (1980) 1, 111-115 & 1 plate & 1 map suppl.
- GLEISBERG, E. (2015): Berechnung der Terme der Wasserbilanz im Einzugsgebiet des Vernagtferners für die Jahre 1845 - 2013 mit dem hydrologischen Modell HBV3-ETH9. Bachelorarbeit, LMU München, Fakultät für Geowissenschaften, Department für Geographie, 81 p.
- GREGOR, G. (2014): Analyse der Beziehung zwischen Sonnenscheindauer und Globalstrahlung für einen hochalpinen Standort. Bachelorarbeit, Universität Bremen, Lehrstuhl für Geographie, 54 p.
- KROPAC, E. (2016): Modellierung und Untersuchung von Massenänderungen an der Oberfläche des Vernagtferners mit SURGES 2.0. Bachelorarbeit, FAU Erlangen-Nürnberg, Lehrstuhl für Physische Geographie, 68 p.
- LIEPERT, B. (2002): Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. Geophysical Research Letters, Vol. 29, No. 10, 1421, 10.1029/2002GL014910, 2002.
- MAROWSKY, K. (2010): Die Validierung des Gletschermodells SURGES am Beispiel von Vernagtferner sowie Nördlichem und Südlichem Schneeferner. Diplomarbeit, Kath. Univ. Eichstätt-Ingolstadt, 147 S.
- MAUSER, W. & H. BACH (2009): PROMET – a physical hydrological model to study the impact of climate change on the water flows of medium sized, mountain watersheds. Journal of Hydrology, 376: 362-377.
- MAUSER, W. & PRASCH, M. (Editors) (2016): Regional Assessment of Global Change Impacts - The Project GLOWA-Danube, ISBN 978-3-319-16750-3 Springer, Berlin, 670 p.
- MAYER, C.; ESCHER-VETTER, H.; WEBER, M. (2013): 46 Jahre glaziologische Massenbilanz des Vernagtferners. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 45/46 (2011/2012), p 219-234.
- OHMURA, A. (2009): Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes. Journal of Geophysical Research, Vol. 114, D00D05, doi:10.1029/2008JD011290, 2009.
- RICHTER, E. (1891): Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins 22 (1891), 1-74 & 1 plate & 1 picture.
- RUDDIMAN, W. F. (2003): The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. Climatic Change 61 (2003) 3, 261-293.
- TREPTE, S. & WINKLER, P. (2005): Rekonstruktion der UV-Strahlung am Hohen Peißenberg und in Würzburg ab 1968 unter Berücksichtigung der langfristigen Veränderungen von Gesamt ozon, Bewölkung und atmosphärischer Trübung. - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 2005 (Berichte des Deutschen Wetterdienstes; 225).
- WEBER, M., L. BRAUN, W. MAUSER & M. PRASCH (2009): Die Bedeutung der Gletscherschmelze für den Abfluss der Donau gegenwärtig und in der Zukunft. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich, Nr. 86: 1-29.
- 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. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 33(2): 221-230.
- WEBER, M. (2013): Dokumentation der Veränderungen des Vernagtferners und des Guslarferners anhand von Fotografien. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 45/46 (2011/2012), pp. 49-84.

Anschrift der Verfasser:

Dr. Markus Weber

Technische Universität München
Photogrammetrie & Fernerkundung
c/o Bayerische Akademie der Wissenschaften – Erdmessung und Glaziologie
Alfons-Goppel-Str. 11
D-80539 München
Deutschland

Dr. Ludwig Braun

Bayerische Akademie der Wissenschaften – Erdmessung und Glaziologie
Alfons-Goppel-Str. 11
D-80539 München
Deutschland