

## 3.2 Schnee im Klimasystem: Wechselwirkungen und aktuelle Veränderungen

MONIKA PRASCH

**Schnee im Klimasystem: Wechselwirkungen und aktuelle Veränderungen** - Schnee erfüllt im Zusammenspiel mit den vorherrschenden Klimabedingungen zahlreiche wichtige Funktionen. So werden der Auf- und Abbau einer Schneedecke unter dem Einfluss des lokalen Klimas sowie die damit verbundene Zwischenspeicherung und verzögerte Abgabe des Schmelzwassers als Trinkwasser aus diesem natürlichen Reservoir erläutert. Ihre Bedeutung für die Wasserverfügbarkeit verschiedener Regionen unter derzeitigen und künftigen klimatischen Bedingungen verdeutlichen Beispiele der Oberen Donau und des Himalayas. Die Funktion der Schneedecke, Pflanzen vor Frost oder Gletschereis vor dem Abschmelzen zu schützen, wird beschrieben und die Folgen des anthropogen verursachten Klimawandels skizziert. Rückkopplungseffekte auf das Klima aufgrund einer veränderten Albedo bzw. nicht mehr benötigter Schmelzenergie für Schnee werden beschrieben. Die Darstellung weiterer Folgen der Wechselwirkung von Schnee und Klima auf die Natur und den Menschen bilden den Abschluss.

**Snow in the climate system: interactions and current changes** - The interplay of snow with the prevailing climatic conditions fulfills many important functions. The accumulation and ablation of a snow cover under the influence of the local climate and the associated storage and delayed release of melt water as drinking water from this natural reservoir are explained. The importance of this function for the availability of water in different regions under current and future climatic conditions is exemplified by the Upper Danube and the Himalayas. How snow cover protects plants against frost or prevents glacial ice from melting is described and the consequences of anthropogenic climate change are outlined. Feedback effects on the climate due to changes in albedo or energy, no longer required for melting snow, are described. The presentation of further consequences of the interaction of snow and climate on nature and on humans form the conclusion.

Schnee lässt nicht nur das Herz der Skifahrer höher schlagen, sondern stellt auch einen bedeutenden Süßwasserspeicher unserer Erde dar, der je nach klimatischen Bedingungen unterschiedlich rasch erneuert bzw. geleert wird. Gerade die verzögerte Abgabe des als Schnee gespeicherten Schmelzwassers aus Gebirgsregionen in die Vorländer, häufig zu Trockenzeiten in den Sommermonaten, liefert einen wesentlichen Beitrag für die Trinkwasserversorgung sowie die Grundlage für die Erzeugung weiterer lebenswichtiger Produkte wie beispielsweise landwirtschaftlicher Güter (z.B. BARNETT et al. 2005, VIVROLI et al. 2007). Aus diesem Grund sind diese Räume häufig dicht besiedelt wie beispielsweise die Einzugsgebiete der Oberen Donau, gespeist aus den Alpen, oder die Ganges- und Brahmaputra-Region südlich des Himalayas. Eine Schneedecke erfüllt daneben weitere Funktionen: Sie dient den Pflanzen als Schutz vor Frost oder schützt Gletscher vor dem Abschmelzen. Erst wenn die Schneedecke komplett abgeschmolzen ist, beginnt das darunter liegende Eis des Gletschers zu schmelzen und kann erst dann Trinkwasser liefern. Aus diesem Grund ist die Dauer der Schneebedeckung auf den Gletschern eine wichtige Größe, die deren Fortbestehen unter sich ändernden klimatischen Bedingungen, wie wir sie derzeit und in den nächsten Dekaden erleben, mitbestimmt.

Weitere (Rückkopplungs-)Effekte, die sich aus dem Zusammenspiel der vorherrschenden klimatischen Bedingungen und Schnee ergeben, werden zusammen mit den bereits kurz erwähnten im Folgenden erläutert. Zuerst jedoch wird beschrieben, wie es zum Auf- und

Abbau der Schneedecke und der damit verbundenen Speicherung und Abgabe des Schmelzwassers kommt. Veränderungen der letzten Jahrzehnte sowie zu erwartende Auswirkungen des Klimawandels werden anschließend dargestellt und an aktuellen Beispielen verdeutlicht.

### Schneedeckenauf- und abbau

Eine Schneedecke bildet sich, sobald Niederschlag als Schnee fällt und auf dem Boden liegen bleibt. Für die Art des Niederschlags (Schnee oder Regen) spielt vor allem die Lufttemperatur eine Rolle, daneben auch die Luftfeuchtigkeit. Typischerweise beobachtet man Schneefall bei Lufttemperaturen unter +2 °C, allerdings kann es auch bei Temperaturen unter 0 °C noch regnen. Mit weiteren Schneefällen wächst die Schneedecke, der Schnee wird akkumuliert.

Für den Abbau der Schneedecke ist der Energieumsatz an der Oberfläche maßgeblich. Ein Energieeintrag in die Schneedecke findet statt, wenn die Summe aller Terme der Energiebilanz positiv ist. Diese Terme umfassen die kurz- und langwellige Strahlungsbilanz, die turbulenten Wärmeströme, den Bodenwärmestrom und den Energieeintrag durch Regen. Während die beiden letztgenannten Terme i.d.R. sehr klein sind, spielt vor allem die Strahlungsbilanz eine wichtige Rolle. Da Schnee die größte Bandbreite der Reflexion von Sonnenstrahlung für natürliche Oberflächen aufweist – nahezu 100% werden von frisch gefallenem Neuschnee, 40% von einer gealterten, feuchten Schneedecke zurückgestrahlt – bestimmen neben der geographischen

Lage die Oberflächeneigenschaften, der Bewölkungsgrad und die Jahreszeit den Betrag der kurzwelligen Strahlungsbilanz. Für die langwellige Strahlungsbilanz sind es neben Bewölkung vor allem Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit, die das Energieangebot regeln. Dieses wird zu nahezu 100% von der Schneeoberfläche aufgenommen. Damit ist für eine Schneeoberfläche die langwellige Strahlungsbilanz von mindestens gleich großer Bedeutung wie die kurzwellige.

Als turbulente Flüsse bezeichnet man den fühlbaren und den latenten Wärmefluss. Der erstgenannte ist durch den Gradienten zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur bestimmt. Da die Oberflächentemperatur bei einer schmelzenden Schneedecke  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  beträgt, ist Energie zur Schmelze verfügbar, sobald die Lufttemperatur über  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  liegt. Beim latenten Wärmefluss sind die (Sättigungs-) Feuchtigkeit der Oberfläche und die aktuelle Luftfeuchtigkeit die maßgeblichen Größen, dieser Term regelt damit das Auftreten von Verdunstung oder Kondensation. Für beide Flüsse bestimmt die Windgeschwindigkeit die Intensität des Austausches. Deshalb können auch warme (Frühlings-)stürme oder Föhnwindbrüche in den Gebirgsvorländern starke Schneeschmelzereignisse verursachen und Hochwasserereignisse auslösen. Dies tritt vor allem dann auf, wenn die Schneedecke durch Schmelze und/oder Regen bereits ihre maximale Speicherkapazität für Wasser erreicht hat und damit wassergesättigt ist.

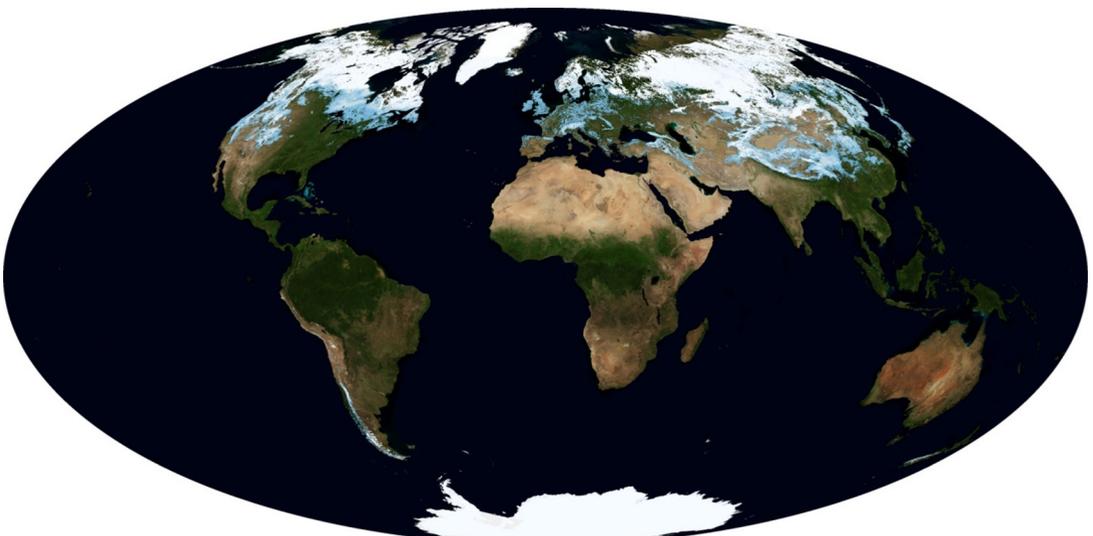
### Schneedeckenzusammensetzung

Die Zusammensetzung der Schneedecke selbst ist Ursache verschiedener nützlicher Eigenschaften. Eine

trockene Neuschneedecke besteht neben den Schneekristallen aus sehr viel Luft, so dass die Dichte von Neuschnee zwischen  $30$  und  $150\text{ kg/m}^3$  (ARMSTRONG & BRUN 2008) schwankt und die Isolationswirkung der Schneedecke bedingt. Aufgrund der geringen Dichte mit vielen Lufteinschlüssen liegt die Wärmeleitfähigkeit von Neuschnee im Bereich von  $0,08$  bis  $0,2\text{ W/(m}\times\text{K)}$  (HÄCKEL 1999, S. 205), so dass schon eine Schneedecke von  $10\text{ cm}$  Mächtigkeit ausreicht, um einen Temperaturunterschied von  $20\text{ K}$  zwischen Schneedeckenoberfläche und Bodenoberfläche zu ermöglichen (HÄCKEL 1999). Vor allem für die Pflanzen, die komplett unter der Schneedecke liegen, und auch für den Boden erfüllt die Schneedecke aufgrund dieser Eigenschaften eine wichtige Frostschutzfunktion. Eine ältere, feuchte Schneedecke dagegen, die auch von Staub, Ruß oder Gesteinsmaterial bedeckt sein kann, weist bereits Umwandlungsprozesse der Kristallstruktur aufgrund von Setzungseffekten auf, man spricht hier von Schneemetamorphose (ARMSTRONG & BRUN 2008, BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Ihre Isolationswirkung ist dadurch vermindert.

### Räumliche Verteilung der Schneedecke

Durch die beschriebenen Wechselwirkungen zwischen meteorologischen Bedingungen und Schnee lässt sich erklären, warum sich eine Schneedecke leichter in höheren Lagen wie den Gebirgen der Erde und höheren geographischen Breiten wie den Polarregionen ausbildet. Ein Beispiel der globalen Schneebedeckung vom November 2009 zeigt *Abb. 3.2-1*. Auch die Entstehung und Existenz der Gletscher ist unter den derzei-



*Abb. 3.2-1:* Prozentuale Schneebedeckung der Erde nach MODIS-Aufnahmen zwischen 1. bis 30. November 2009 (NASA Earth Observatory Images 2015).

tigen klimatischen Bedingungen auf diese Regionen beschränkt, da sich Schnee erst, wenn er über mehrere Jahre und Jahrzehnte erhalten bleibt, im Zuge der Metamorphose zunächst in Firn und schließlich in Eis umwandelt, bzw. eine Schneedecke das bereits vorhandene Gletschereis schützt. Darüber hinaus unterliegt die Schneebedeckung starken jahreszeitlichen Schwankungen (*Abb. 3.2-2*). Während im Mittel  $16 \times 10^6$  km<sup>2</sup> des Festlandes (11%) und  $11 \times 10^6$  km<sup>2</sup> der Ozeane (2,5%) ständig schnee- oder eisbedeckt sind, sind im Nordwinter maximal  $57 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (38%) des Festlandes bedeckt (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, S. 281).

### **Die Rolle der Schneeschmelze für die Wasserverfügbarkeit**

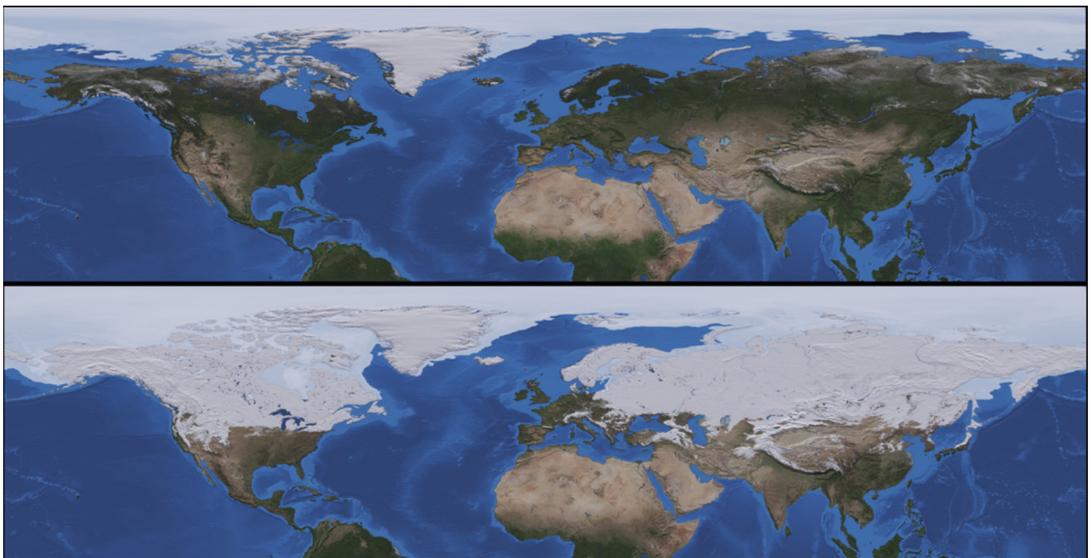
Wie viel Schnee fällt aber nun und wie viel Schmelzwasser in den Flüssen kommt damit von der Schneedecke? Ist die Menge so groß, dass sie tatsächlich relevant für die Trinkwasserversorgung in den dicht besiedelten Vorländern ist? Werden die Alpen ihrer Eigenschaft als »Wasserschloss« Europas gerecht?

Am Beispiel des Einzugsgebietes der Oberen Donau bis zum Pegel in Achleiten bei Passau nach dem Zusammenfluss von Inn und Donau, für das die Auswirkungen des Klimawandels im Rahmen des Projektes GLOWA-Danube mit Hilfe von Modellen detailliert untersucht wurden (MAUSER & PRASCH 2015, [www.glowa-danube.de](http://www.glowa-danube.de)), lässt sich der Einfluss verschiedener naturräumlicher Rahmenbedingungen erklären.

Im Zeitraum von 1971 bis 2000 fielen im Durchschnitt in diesem Gebiet 25% des Niederschlags als Schnee, was einem Wasseräquivalent von 260 mm entspricht. Über die Höhenstufen hinweg variiert dieser

Wert zwischen 21% (193 mm) in den niedrigen Lagen bis 1.000 m NN und 79% (1.222 mm) in den höchsten Lagen über 3.000 m NN. Auch die Schneedeckendauer, d.h. wie lange eine Schneedecke besteht, ist über die Höhenstufen hinweg unterschiedlich. Während im Mittel in diesem Zeitraum der Schnee zwischen November und Juni an rund 100 Tagen erhalten blieb, lag die Schwankungsbreite zwischen 58 Tagen in den Niederungen und einem ganzen Jahr in den Hochlagen (WEBER & PRASCH 2015).

Den Beitrag der Schneeschmelze zum Abfluss im Gerinnenetz der Oberen Donau zeigt *Abb. 3.2-3*. Blautöne in den Flussverläufen repräsentieren Anteile von über 50%, während Rot- und Gelbtöne Beiträge der Schneeschmelze von 0 bis 40% im Jahresmittel darstellen. Die Flüsse in den Alpen, aber selbst im Bayerischen Wald weisen deutlich höhere Schneeschmelzanteile auf als die im Vorland gelegenen. Nichtsdestotrotz ist jedoch gerade im Vorland zu erkennen, dass Flüsse, die aus den Alpen gespeist werden, wie z.B. der Lech oder der Inn, im Unterschied zu den Flüssen, deren Ursprung nicht dort liegt, z.B. die Amper, ebenfalls einen deutlich höheren Anteil an Schneeschmelzwasser enthalten. Des Weiteren spielen die spezifischen Abflüsse, d.h. die am Pegel pro Jahr anfallende und auf das Einzugsgebiet bezogene Wassermenge in mm eine wichtige Rolle. Diese sind für verschiedene Pegel in den Kreisdiagrammen von *Abb. 3.2-3* abgebildet. Die Anteile des Wassers, die von Schnee- und ggf. Eisschmelze bzw. Regen kommen, sind durch weiße, türkise und blaue Segmente verdeutlicht, die Größe der Kreise symbolisiert die mittlere jährliche Abflusshöhe. Die inneralpinen Pegel zeigen höhere Abflussmengen als diejeni-



*Abb. 3.2-2: Minimale und maximale Schneebedeckung der nördlichen Hemisphäre (VINAS GARCIA et al. 2011).*

gen in außeralpinen Bereichen. Gerade der Beitrag der Schneeschmelze ist hierfür von zentraler Bedeutung. Daneben ist wieder der Einfluss der Schneeschmelze für die Vorländer zu erkennen. Auch wenn der spezifische Abfluss geringer ist, sind Unterschiede zwischen Flüssen, die in den Alpen entspringen, und den außeralpinen Flüssen zu erkennen. So übertrifft z.B. die Abflusspende der Isar am Pegel München sogar die jährliche Niederschlagsmenge, während am benachbarten Pegel Inkofen an der Amper deutlich weniger Wasser aufgrund des fehlenden Schmelzwassers aus den Alpen anfällt (WEBER et al. 2010).

Schließlich ist der jahreszeitliche Beitrag bedeutend. Die Analyse der Modellergebnisse ermöglicht für den Pegel Achleiten eine Abschätzung der Bedeutung der Schneeschmelze. So sind auf Abb. 3.2-4 die mittleren monatlichen Abflüsse in ihrer Gesamtheit (schwarz), ohne Berücksichtigung der Eisschmelze (rot) und ohne Schneefall, d.h. der gesamte Niederschlag fällt als Regen (blau), zu sehen. Deutlich zu erkennen ist der Effekt der Zwischenspeicherung des in Schnee gebundenen Wassers, so dass im Winter weniger Abfluss anfällt, während vor allem im Frühling und Sommer aufgrund der Schmelzwasserabgabe ein deutlich höheres Angebot an Wasser vorhanden ist. Folglich

werden die Alpen ihrem Charakter als »Wasserschloss« auch im Vorland gerecht, was zu einem erheblichen Maße auf die Eigenschaften des Schnees zurückzuführen ist (WEBER et al. 2010).

### Aktuelle Veränderungen

Bereits heute sind deutliche Veränderungen der Menge und des zeitlichen Verlaufs der Schneebedeckung festzustellen. Betrachtet man die Entwicklung der Niederschlagsart im Einzugsgebiet der Oberen Donau, so ist bereits in der Vergangenheit ein deutlicher Rückgang des Anteils von Schneefall am Jahresniederschlag zu erkennen. Dies zeigt Abb. 3.2-5, auf der die durchgezogenen Kurven den Verlauf der Jahresniederschlagssumme (linke y-Achse) und die gestrichelten darunter liegenden Kurven den Verlauf des Anteils des Schneeniederschlags (rechte y-Achse) darstellen. Daneben sind die linearen Trends angegeben. Schwarz symbolisiert die Vergangenheit (links) und farbig (rechts) die verschiedenen Szenarioergebnisse bis 2060. Während in den 1970er Jahren Anteile des Schneeniederschlags am gesamten Jahresniederschlag von über 25% verzeichnet wurden, waren es Ende des 20. Jahrhunderts nur noch knapp über 20%.

Dieser Trend ist zahlreichen Messreihen nahezu

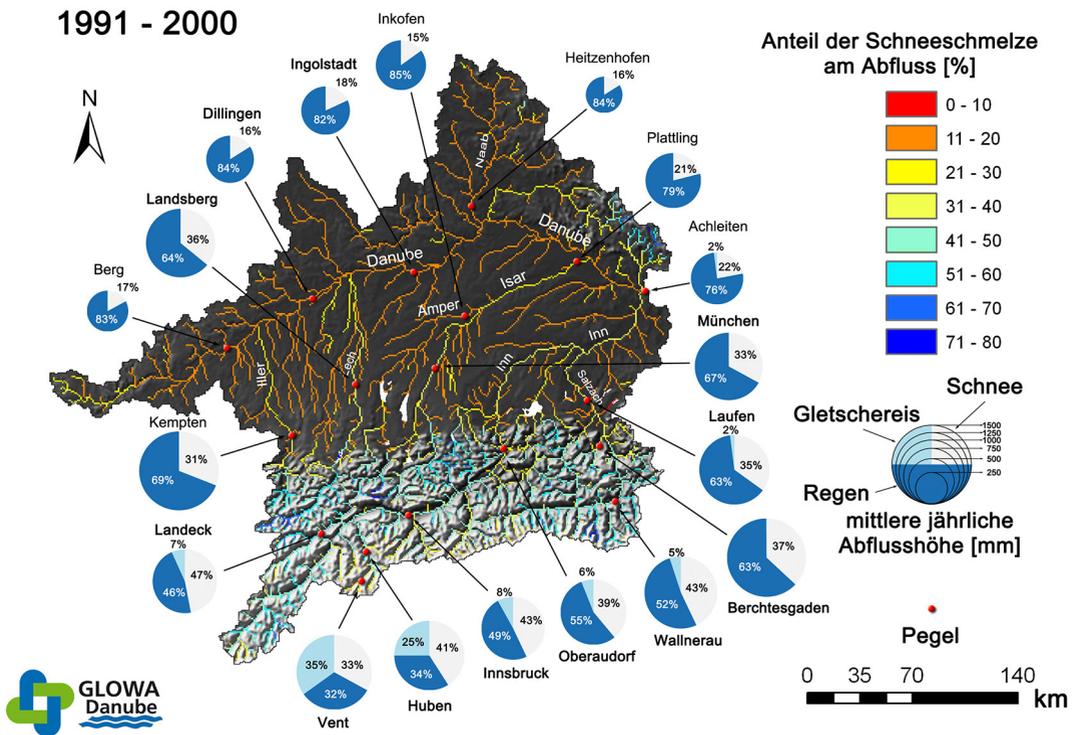


Abb. 3.2-3: Anteil der Schneeschmelze am Abfluss im Einzugsgebiet der Oberen Donau im Zeitraum von 1991 bis 2000 (verändert nach WEBER et al. 2010).

global zu entnehmen. Die mittlere Schneebedeckung der Nordhemisphäre von März bis April unterliegt nicht nur starken jährlichen Schwankungen, sondern nahm im Zeitraum 1967–2012 um 1,6% ab (IPCC 2013 & 2014, siehe *Abb. 3.2-6*). Es gibt jedoch auch Ausnahmen, z.B. die Antarktis. Hier wird seit einiger Zeit eine Zunahme des Schneeniederschlags verzeichnet, der auf mildere Temperaturen und damit eine höhere Aufnahmekapazität der Atmosphäre für Wasserdampf zurückzuführen ist. Da es trotzdem noch kalt genug ist, fällt der Niederschlag dort weiterhin als Schnee (FRIELER et al. 2015).

In den besiedelten Räumen steht allerdings schon heute weniger Niederschlag, der als Schnee zwischengespeichert ist, zur Verfügung, was dann während der wärmeren und je nach Klima trockeneren Zeiten als Wasser fehlt. Bei der Betrachtung der mittleren monatlichen Entwicklung des Abflusses am Pegel Achleiten bei Passau im Vergleich zur Niederschlagsentwicklung ist eine deutliche Verschiebung des Abflussmaximums vom Sommer in den Frühling zu sehen (*Abb. 3.2-7*, links). Da der Niederschlagsverlauf mit dem Auftreten des Maximums im Sommer gleich bleibt (*Abb. 3.2-7*, rechts), ist diese Verschiebung auf die Veränderungen des Schneespeichers sowie die erhöhte sommerliche Verdunstung durch die steigende Lufttemperatur zurückzuführen. Folglich steht bereits heute im Sommer weniger Wasser zur Verfügung.

### Folgen des Klimawandels

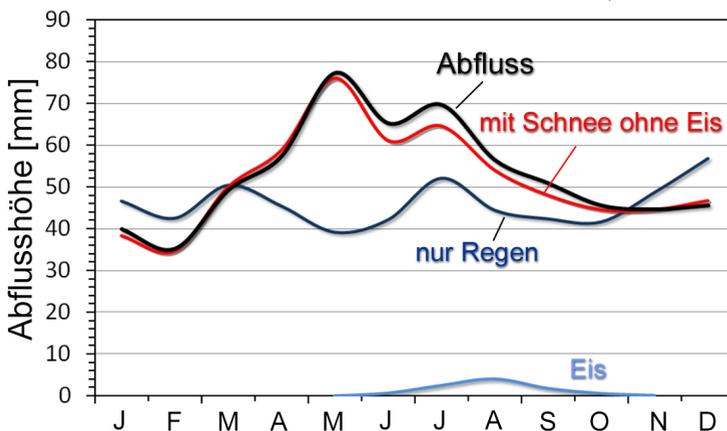
Welche Entwicklung ist jedoch unter den künftigen klimatischen Bedingungen zu erwarten? Ist mit einer weiteren Reduzierung der Schneemenge zu rechnen? Dazu werden im Folgenden ausgewählte Ergebnisse des Projekts GLOWA-Danube vorgestellt (MAUSER & PRASCH 2015, [www.glowa-danube.de](http://www.glowa-danube.de)), in dem die zu erwartenden Auswirkungen des Klimawandels auf das Einzugsgebiet der Oberen Donau unter der Annahme des mittleren globalen A1B Szenarios (NAKIĆENOVIĆ &

SWART 2000), berechnet mit regionalen Klimamodellen wie z.B. REMO (JACOB et al. 2008), analysiert wurden.

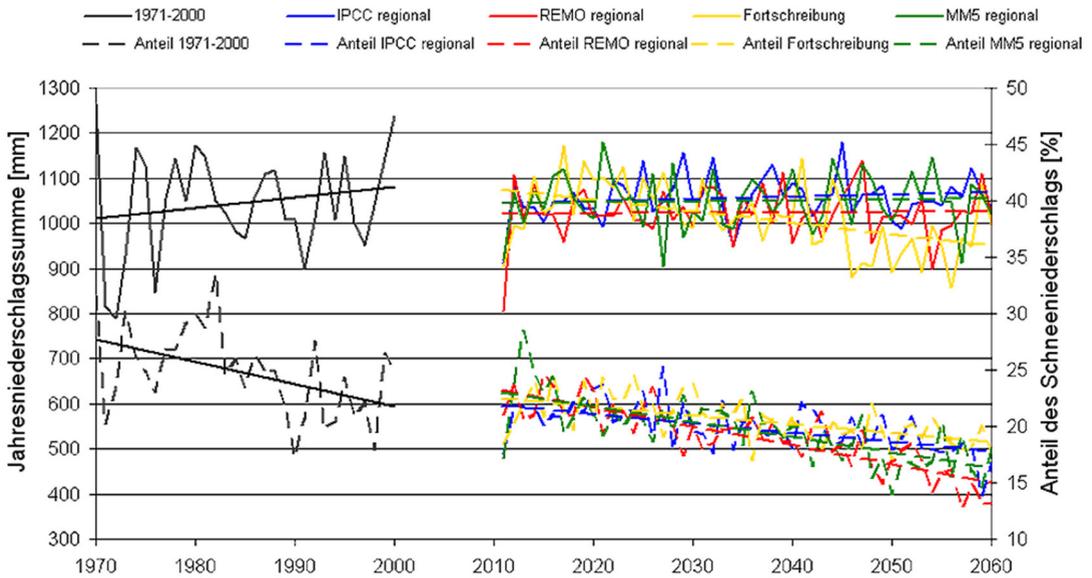
So ist in diesem Gebiet je nach Ausprägung der regionalen Modelle für das gewählte A1B Szenario mit einem Anstieg der Jahresmitteltemperatur zwischen 3,3 °C und 5,2 °C zu rechnen, was eine Weiterführung des Temperaturanstiegs von 1,6 °C seit 1960 in diesem Gebiet bedeutet. Während bei der Niederschlagssumme im Sommer ein leichter Rückgang in der Vergangenheit verzeichnet wurde, kam es im Winter zu einer geringfügigen Erhöhung. Künftig ist von einer Fortsetzung dieses Trends auszugehen, so dass die Niederschlags-erhöhung in den Szenarien im Winter zwischen 8 und 47% beträgt, während im Sommer mit einer Abnahme von 14 bis 69% zu rechnen ist. Für die mittlere Jahresniederschlagssumme bedeutet das eine Reduzierung von 3,5 bis 16,4% (PRASCH & MAUSER 2015).

Diese anzunehmenden klimatischen Veränderungen führen dazu, dass sich der Trend des verringerten Schneefalls über alle Höhenlagen des Einzugsgebietes (288 m NN bis 3.764 m NN) fortsetzen wird. An der Oberen Donau sind bis Mitte dieses Jahrhunderts statt der bisherigen 25% nur noch etwa 18% des Niederschlags als Schnee zu erwarten (WEBER & PRASCH 2015, *Abb. 3.2-5*). Zusammen mit der rascher einsetzenden Schneeschmelze aufgrund des Temperaturanstiegs ist eine Verkürzung der mittleren Schneedeckendauer um 30 bis 60 Tage in allen Höhenlagen die Folge. Schneeverhältnisse, wie sie heute in einer Höhe von ungefähr 1.000 m NN zu finden sind, werden künftig erst in etwa 2.000 m NN erreicht werden (WEBER & PRASCH 2015).

Der reduzierte Schneespeicher einerseits und die früher im Jahr einsetzende Schneeschmelze andererseits führen zu einer Fortführung des Rückgangs des Abflusses während der Sommermonate, obwohl das Niederschlagsmaximum im Sommer weiterhin erhalten bleibt, wie man exemplarisch für die monatliche Ent-



*Abb. 3.2-4: Jahreszeitliche Verteilung des Abflusses der Oberen Donau am Pegel Achleiten zwischen 1991 und 2000 unter verschiedenen Modellannahmen (verändert nach WEBER et al. 2010).*

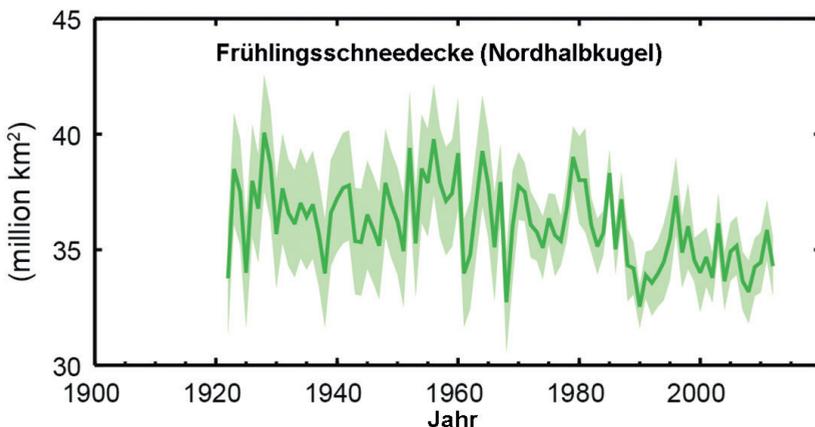


**Abb. 3.2-5:** Anteil des Schneeniederschlags am gesamten Niederschlag im Einzugsgebiet der Oberen Donau unter klimatischen Bedingungen der Vergangenheit (1970–2000) sowie unter A1B Szenariobedingungen nach den Trends verschiedener Regionalmodelle (siehe Text) für den Zeitraum 2010 bis 2060 (PRASCH & MAUSER 2010).

wicklung des Abflusses und der Niederschlagssumme am Pegel Achleiten erkennen kann (Abb. 3.2-7). Diese Entwicklung ist auch für andere Pegel in der Region der Oberen Donau zu erkennen. Auch der jährliche Anteil des Schneeschmelzwassers am spezifischen Abfluss reduziert sich an allen Pegeln (Abb. 3.2-8). Mitte des Jahrhunderts ist nach den Szenarioberechnungen der Anteil der Schneeschmelze am Abfluss im nahezu gesamten Gebiet der Oberen Donau auf Werte unter 40% zurückgegangen, im Flachland liegt er bei nur noch 10% (Abb. 3.2-8). So vollzieht sich unter den gegebenen Szenarien ein Regimewechsel von nivo-pluvialen Regimen hin zu überwiegend pluvialen Regimen, d.h. der Regen ist nunmehr entscheidend für das Abflussverhalten, während die Bedeutung der

Schneesmelze dafür weitgehend vernachlässigbar wird. Diese Veränderung tritt auch an Pegeln, die alpin gespeist sind, auf und ist sogar an inneralpinen Pegeln zu erkennen (Abb. 3.2-8, WEBER et al. 2010).

Gilt diese Entwicklung auch für andere Regionen der Erde? Dazu sei auf das Beispiel des Himalaya verwiesen, das gerade im Hinblick auf die Auswirkung von Klimaänderungen häufig diskutiert wurde, d.h. die Frage, ob die Region im Zuge der Veränderungen des Klimas künftig unter Wassermangel leiden wird (BARNETT et al. 2005, CRUZ et al. 2007, IMMERZEEL et al. 2010, PRASCH et al. 2013). Hier stellt sich die Situation etwas anders dar als in Zentraleuropa, denn mit dem Monsun gibt es dort eine ausgeprägte Regenzeit, die zudem während der Sommermonate auftritt. Die Win-



**Abb. 3.2-6:** Ausdehnung der mittleren Schneedecke der Nördlichen Hemisphäre von März bis April im Zeitraum von 1920 bis 2006 (IPCC 2013, S. 10).

**Abfluss am Pegel Achleiten**

**Niederschlagssumme**

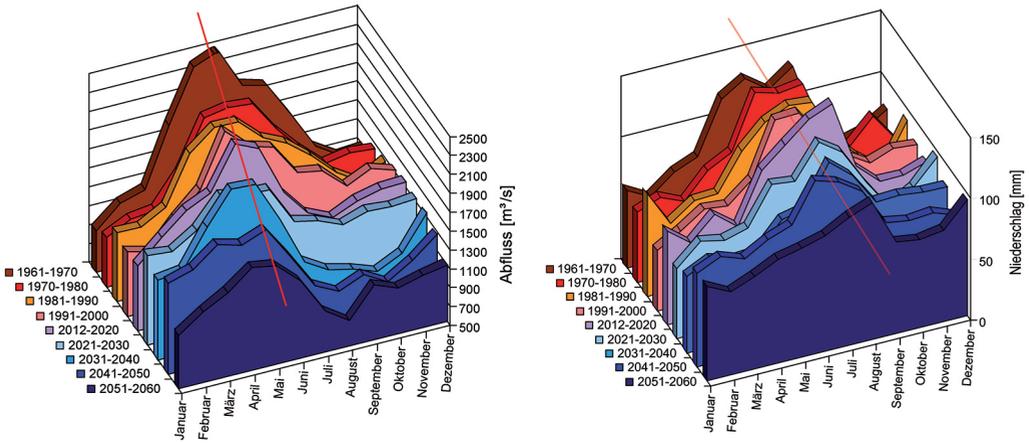


ABB. 3.2-7: Verlauf des monatlichen Abflusses (links) am Gebietsauslass in Achleiten bei Passau sowie der Niederschlagssumme (rechts) des Einzugsgebietes der Oberen Donau unter A1B Szenariobedingungen nach dem Trend des REMO Regionalmodells (siehe Seite 7) für die Dekaden von 1961 bis zum Jahr 2060 (PRASCH & MAUSER 2010).

**Scenario REMO regional baseline  
2051 - 2060**

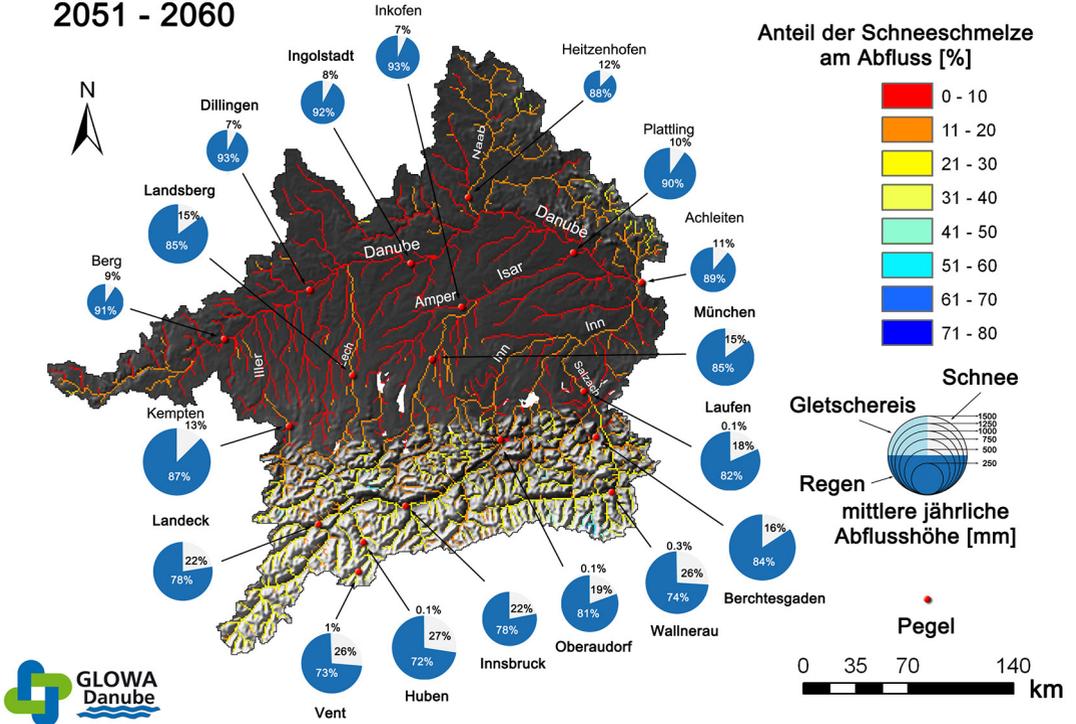
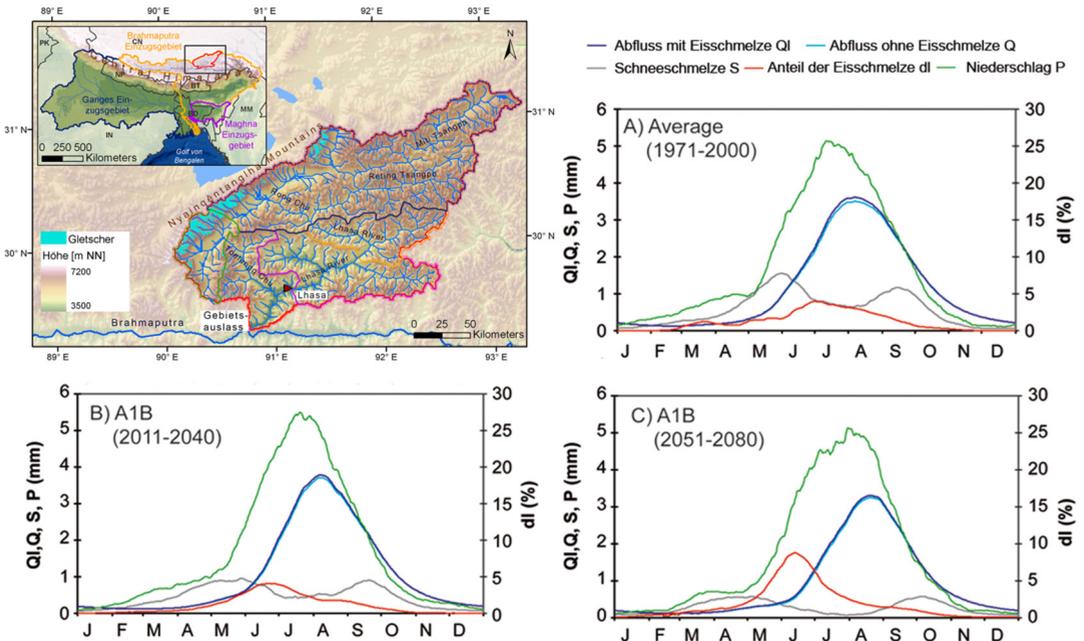


Abb. 3.2-8: Anteil der Schneeschmelze am Abfluss im Einzugsgebiet der Oberen Donau unter A1B Szenariobedingungen nach dem Trend des REMO Regionalmodells zwischen 2051 und 2060 (verändert nach WEBER et al. 2010).

termonate dagegen sind sehr trocken. Trotzdem fällt auch in dieser Gegend in den höheren Lagen der Monsunniederschlag als Schnee und dient damit als natürliches Wasserreservoir. Auch hier ist bereits ein Rückgang des Schneeeanteils am Niederschlag aufgrund der steigenden Temperaturen festzustellen, der sich unter künftig weiter ansteigenden Temperaturen fortsetzen wird. Unter der Annahme, dass die Niederschlagsmenge in etwa unverändert bleibt, wirken sich allein die fehlende Schneemenge sowie auch die dort eher einsetzende Schneeschmelze ähnlich wie bereits für die Obere Donau beschrieben aus. So ist die Schneedeckendauer rückläufig, d.h. die schützende Schneedecke für die Gletscher fehlt, die folglich länger aper (schneefrei) sind und damit übers gesamte Jahr hinweg stärker abschmelzen. Außerdem verringert sich das Schmelzwasser der geringeren Schneespeicher. Im Zusammenspiel mit einer erhöhten Verdunstung aufgrund der ansteigenden Temperaturen führt das zu einer künftig verringerten Wasserverfügbarkeit im Jahresdurchschnitt. *Tab. 3.2-1* zeigt dies für das Beispiel des Lhasa Rivers in Tibet (*Abb. 3.2-9* links) für die Vergangenheit und A1B- Szenariobedingungen (PRASCH et al. 2013). So ist die Zusammensetzung des spezifischen Abflusses aus den Komponenten Regen (blau), Schneeschmelze

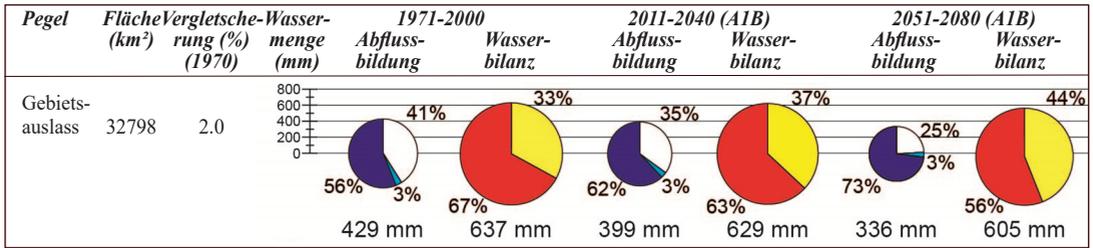
(weiß) und Eisschmelze (türkis) auf den linken Kreisdiagrammen dargestellt, während die rechten Diagramme die Aufteilung der Wasserbilanz in Verdunstung (gelb) und Abfluss (rot) zeigen. Der Durchmesser spiegelt die Abflusshöhe (links) bzw. die Summe aus Abfluss und Verdunstung wider, die gleich der Summe aus Niederschlag (Regen und Schnee) und Änderungen des Eisspeichers (das als Eisschmelze anfällt) ist.

Die jahreszeitliche Bedeutung allerdings unterscheidet sich von den Verhältnissen in den Alpen. Denn mit einer sommerlichen Regenzeit im Himalaya ist das Wasser der Schneeschmelze vor allem im Frühling vor dem Einsetzen der Monsunniederschläge bedeutend, wenn die Temperaturen ansteigen, aber noch kein Niederschlag (grün in *Abb. 3.2-9*) fällt, stellt es doch neben der deutlich geringeren Eisschmelze [dargestellt als Differenz der türkisen Abflusskurve ohne Eisschmelze und der blauen Abflusskurve mit Eisschmelze bzw. in rot der Anteil der Eisschmelze (rechte y-Achse in *Abb. 3.2-9*)] die einzige natürliche Nachlieferung von Wasser dar. Im Sommer selbst dagegen fällt während der Monsunzeit ausreichend Niederschlag, so dass hier die Bedeutung der Schneeschmelze (grau in *Abb. 3.2-9*) für die Wasserverfügbarkeit gering ist. Während der Trockenzeit im Winter kann auch die Schnee-



**Abb. 3.2-9:** Mittlerer jährlicher Verlauf der täglichen Abflusskomponenten am Gebietsauslass des Lhasa Rivers (links) unter Bedingungen der A) Vergangenheit von 1971–2000, B) Szenariobedingungen von 2011–2040 und C) 2051–2080 (blau: Abfluss mit Eisschmelze QI, türkis: Abfluss ohne Eisschmelze Q), grau: Schneeschmelze S, rot: Anteil der Eisschmelze dl und grün: Niederschlagssumme P) (verändert nach PRASCH et al. 2013).

**Tab. 3.2-1:** Anteile der Wasserbilanzkomponenten am Gebietsauslass des Lhasa Rivers für den Zeitraum 1971–2000 (linke Kreise), A1B-Szenariobedingungen für 2011–2040 (mittlere Kreise) und 2051–2080 (rechte Kreise, blau: Regen, weiß: Schneeschmelze, türkis: Eisschmelze, rot: Abfluss, gelb: Verdunstung) (verändert nach PRASCH et al. 2013).



schmelze durch die niedrigen Temperaturen und geringen Einstrahlungsverhältnisse nicht zu einer erhöhten Wasserverfügbarkeit beitragen wie für das Beispiel des Lhasa Rivers auf Abb. 3.2-9 durch die monatliche Dynamik der Abflusskomponenten gezeigt wird. Einzig im Frühling leistet die Eisschmelze hier einen geringen Beitrag, die Schneeschmelze dagegen liefert im Frühling und auch im Herbst einen deutlichen Beitrag, bedingt durch den Monsun ist dieser im Sommer aber sehr gering.

### Schlussfolgerungen

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Schneedecke und damit die Schneeschmelze für die Wasserverfügbarkeit generell von Bedeutung ist, ihr Beitrag jedoch künftig deutlich geringer sein wird. Je trockener Frühling und Sommer sind, desto bedeutender ist die Wasserspende dieses natürlichen Reservoirs. Diese verzögerte Lieferung ist nicht nur für die Trinkwasserverfügbarkeit wichtig, sondern z.B. auch für die Landwirtschaft im Zuge der Bewässerung oder die Energieerzeugung aus Wasserkraft (KOCH et al. 2011).

Weitere Effekte der abnehmenden Schneebedeckung, die vor allem in Gebirgs- und Polarregionen auftreten, sind ebenfalls zu erwarten. Wie eingangs erläutert, spielt für den Energiehaushalt der Erdoberfläche die Albedo, das heißt die Reflexion der kurzwelligen Strahlung eine wesentliche Rolle. Nimmt nun als Folge der zu erwartenden Klimaveränderung die Schneedeckendauer ab, so verändert sich auch die Albedo in diesen Zeiten. Nach dem Abschmelzen liegt nicht mehr die sehr hohe Reflexion der kurzwelligen Strahlung bei Schnee vor, sondern eine deutlich geringere Albedo der Felsflächen, die nur noch zwischen 25 und 55% (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996) im Unterschied zu 40 bis 95% bei Schnee liegt. Aufgrund dieser Veränderung kommt es zu einer noch stärkeren Erwärmung gerade in diesen Regionen. Außerdem wird bei einer geringeren Schneedeckenmächtigkeit

weniger Energie für die Schmelze verbraucht, so dass diese Energie wiederum für eine weitere Erwärmung zur Verfügung steht. Diese Rückkopplungseffekte einer verringerten bzw. fehlenden Schneedecke sind bereits heute messbar. So liegt beispielsweise der Temperaturanstieg in den Alpen seit 1901 auch aus diesem Grund bei 1,5 °C und beträgt somit fast das Doppelte des in Deutschland verzeichneten Anstieges von 0,9 °C (BMU 2008).

Für das Pflanzenwachstum dagegen sind die Auswirkungen einer reduzierten Schneebedeckung unterschiedlich. Während eine kürzere Schneedeckendauer mit wärmeren Temperaturen die Vegetationsperiode verlängert (unter der Voraussetzung, dass weiterhin ausreichend Wasser zur Verfügung steht), fehlt im Winter durch die geringere Mächtigkeit der Schneedecke ein wichtiger Frostschutz für die Pflanzen. Ihre Isolationswirkung schützt die Pflanzen selbst bei sehr tiefen Temperaturen vor Frostschäden, die jedoch im Zuge der globalen Erwärmung zumindest in unseren Breiten wohl deutlich seltener auftreten werden. Weitere Folgen einer durch die Klimaänderung hervorgerufenen Schneedeckenänderung sind kürzere Verkehrsbehinderungen im Winter sowie ein geringerer Verbrauch von Streusalz, aber auch Einbußen im Wintertourismus oder der Energieerzeugung aus Wasserkraft (KOCH et al. 2011), die eine wichtige regenerative Energiequelle im Rahmen der Energiewende darstellt (WEBER & PRASCH 2015).

Insgesamt gibt es also verschiedenste Wechselwirkungen zwischen Klima und Schnee, die bei einer Veränderung der klimatischen Verhältnisse zahlreiche Folgen in verschiedenen Bereichen bereits jetzt zeigen und sich in Zukunft aufgrund des anthropogenen Klimawandels wohl noch verstärken werden.

### Literatur

ARMSTRONG, R. L. & E. BRUN (Hrsg.) (2008): Snow and Climate. Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling. Cambridge University Press.  
 BARNETT, T. P., ADAM, J. C. & D. P. LETTENMAIER (2005): Potential impacts of a warming on water availability in

- snow-dominated regions, *Nature*, 438, 303–309, doi:10.1038/nature 04141.
- BAUMGARTNER, A. & H.-J. LIEBSCHER (1996): Allgemeiner Hydrologie. Quantitative Hydrologie. Gebrüder Bornträger.
- BMU (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT) (2008): Klimawandel in den Alpen. Fakten – Folgen – Anpassung. Berlin.
- CRUZ, R. V., HARASAWA, H., LAL, M., WU, S., ANOKHIN, Y., PUNSAMMA, B., HONDA, Y., JAFARI, M., LI, C. & N. HUU NINH (2007): Asia, in: *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., van der Linden, P. J., and Hanson, C. E., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 469–506.
- FRIELER, K., CLAR, P. U., HE, F., BUIZERT, CH., REESE, R., LIGTENBERG, ST. R. M., VAN DEN BROEKE, M. R., WINKELMANN, R. & A. LEVERMANN (2015): Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming. *Nature Climate Change* 5, 348–352, doi:10.1038/NCLIMATE2574.
- HÄCKEL, H. (1999): *Meteorologie*. Eugen Ulmer.
- IMMERZEEL, W. W., VAN BEEK, L. P. H. & M. F. P. BIERKENS (2010): Climate change will affect the Asian water towers, *Science*, 328, 1382–1385, doi:10.1126/science.1183188.
- IPCC (2013): Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC (2014): *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- JACOB, D., GÖTTEL, H., KOTLARSKI, S., LORENZ, P. & K. SIECK (2008): Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. In: *Umweltbundesamt (Hrsg.): Climate change 11/08. Nicht im Text gefunden auf S. 7 hinter Remo*
- KOCH, F., PRASCH, M., BACH, H., MAUSER, W., APPEL, F. & M. WEBER (2011): How Will Hydroelectric Power Generation Develop under Climate Change Scenarios? A Case Study in the Upper Danube Basin. *Energies* 4, 1508–1541, doi:10.3390/en4101508.
- MAUSER, W. & M. PRASCH (Hrsg.) (2015): *Regional Assessment of Global Change Impacts. The Project GLOWA-Danube*. Springer International Publishing, 390 p., doi: 10.1007/978-3-319-16751-0.
- NAKICENOVIĆ, N. & R. SWART (Hrsg.) (2000): *IPCC Special Report on Emissions Scenarios*. Cambridge University Press, Cambridge, 570 pp.
- NASA Earth Observatory Images (2015): Percent snow cover acquired November 1–30, 2009. URL: <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=41943> (22.05.2015)
- PRASCH, M. & W. MAUSER (2010): Globaler Wandel des Wasserkreislaufs am Beispiel der Oberen Donau. In: *Arbeitskreis KLIWA (Hrsg.): Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft*. 4. KLIWA-Symposium am 3. und 4. Dezember 2009 in Mainz. KLIWA Heft Nr. 15.
- PRASCH, M. & W. MAUSER (2015): GLOWA-Danube Results and Key Messages. In: *Mauser, W. und Prasch, M. (Hrsg.): Regional Assessment of Global Change Impacts*, Chapter 6, DOI 10.1007/978-3-319-16751-0 6.
- PRASCH, M., MAUSER, W. & M. WEBER (2013): Quantifying present and future glacier melt-water contribution to runoff in a central Himalayan river basin. *The Cryosphere* 7, 889–904, doi: 10.5194/tc-7-889-2013.
- VINAS GARCIA, M.-J., LYNCH, P. & A. P. VOILAND (2011): Let It Snow. *NASA Visualization Explorer*. URL: <http://svs.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/details.cgi?aid=10850> (21.05.2015).
- VIVIROLI, D., DÜRR, H. H., MESSERLI, B., MEYBECK, M. & R. WEINGARTNER (2007): Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance, *Water Resour. Res.*, 43, W07447, doi:10.1029/2006WR005653.
- WEBER, M. & M. PRASCH (2015): Mean Snow Cover Duration from November to June Under the REMO Regional Climate Trend and the Baseline Climate Variant. In: *Mauser, W. und Prasch, M. (Hrsg.): Regional Assessment of Global Change Impacts*, Chapter 57, DOI 10.1007/978-3-319-16751-0 57.
- WEBER, M., BRAUN, L., MAUSER, W. & 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.

#### Kontakt:

Dr. Monika Prasch  
Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU)  
Department für Geographie  
[m.prasch@lmu.de](mailto:m.prasch@lmu.de)

Prasch, M. (2015): *Schnee im Klimasystem: Wechselwirkungen und aktuelle Veränderungen*. In: *Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.): Warnsignal Klima: Das Eis der Erde*. pp. 68–77. Online: [www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de](http://www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de). doi:10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.11