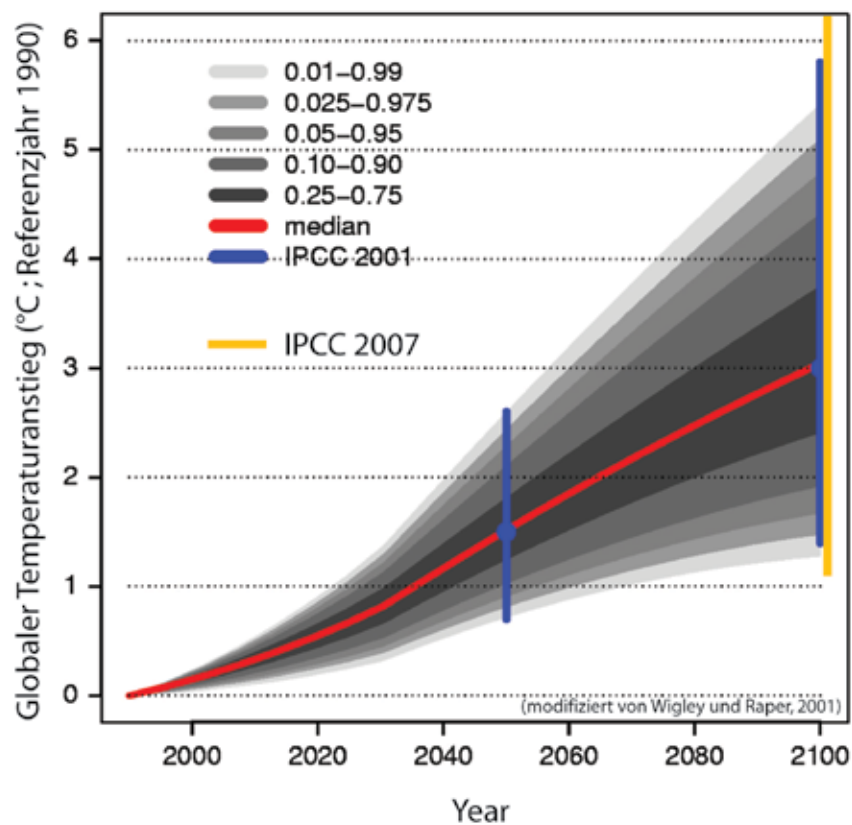


Grundlagen

Autoren

Christoph Frei	MeteoSchweiz, Zürich
Pierluigi Calanca	Agroscope FAL Reckenholz
Christoph Schär	Institut für Atmosphäre und Klimawissenschaft (IAC), ETH Zürich
Heinz Wanner	Geographisches Institut, Universität Bern
Bruno Schädler	Hydrologie, Bundesamt für Umwelt BAFU
Wilfried Haeberli	Geographisches Institut, Universität Zürich
Christof Appenzeller	MeteoSchweiz, Zürich
Urs Neu	ProClim-, Akademie der Naturwissenschaften Schweiz
Esther Thalmann	ProClim-, Akademie der Naturwissenschaften Schweiz
Christoph Ritz	ProClim-, Akademie der Naturwissenschaften Schweiz
Roland Hohmann	OcCC, Bern



1. Die Klimazukunft der Schweiz

Beobachtete Veränderungen im 20. Jahrhundert

Im 20. Jahrhundert hat die durchschnittliche globale Temperatur um rund 0.6 °C zugenommen.¹ In der Schweiz – wie auch in anderen kontinentalen Gebieten – war die Erwärmung stärker als im globalen Mittel. Im 20. Jahrhundert betrug der Temperaturanstieg in der Westschweiz ungefähr 1.6 °C, in der Deutschschweiz 1.3 °C und auf der Alpennordseite 1.0 °C. Auf der Alpennordseite hat die Häufigkeit abnormal warmer Monate, welche mehr als 2 °C über dem langjährigen Durchschnitt liegen, bereits um ca. 70% zugenommen.² Auch das Niederschlagsregime hat sich verändert. Die Jahresniederschläge haben im 20. Jahrhundert um rund 120 mm (8%) zugenommen. Im nördlichen und westlichen Alpenraum haben die mittleren Winterniederschläge um 20–30% zugenommen.³ Auch intensive Tagesniederschläge und intensive Niederschläge von 2–5 Tagen Dauer haben im Herbst und Winter in weiten Teilen des Mittellandes und des nördlichen Alpenrandes zugenommen.⁴ Da mit der Erwärmung auch die Verdunstung um 105 mm (23%) zugenommen hat, ist der Abfluss im Jahresmittel praktisch unverändert geblieben. Gleichzeitig haben die in den Gletschern gebundenen Wasserreserven in 100 Jahren um rund 50 Kubikkilometer abgenommen. Diese Verminderung des Gletschervolumens hat im Durchschnitt mit 12 mm/a (bzw. 1.2%) zum Abfluss beigetragen.

Temperatur- und Niederschlagszenarien

In Zukunft wird sich die Klimaänderung beschleunigen. Je nachdem, wie sich die Treibhausgasemissionen in Zukunft entwickeln, muss bis 2050 mit einer weiteren globalen Temperaturzunahme um 0.8–2.4 °C und bis Ende des 21. Jahrhunderts um 1.4–5.8 °C gegenüber 1990 gerechnet werden, sofern keine einschneidenden Emissionsreduktionsmassnahmen getroffen werden.^{1,5} Auch der Wasserkreislauf wird sich verändern (vgl. Abschnitt 4). Die Klimaänderung wird sich jedoch nicht in allen Regionen gleich bemerkbar machen. Wie wird sich das Klima in der Schweiz in Zukunft verändern? Die regionalen Veränderungen sind deutlich schwieriger abzuschätzen, da die entsprechende Umgebung (Relief, Entfernung vom Meer, lokale Windströmungsmuster und deren Schwankungen usw.) einen grossen Einfluss haben. Für die vorliegende Studie wurde ein regionales Temperatur- und Niederschlagszenario für die Schweiz berechnet.⁶ Als Grundlage dienten die Berechnungen mit verschiedenen Kombinationen von globalen und regionalen Klimamodellen aus dem EU-Projekt PRUDENCE⁷ (siehe Kasten). Aus diesen lassen sich die Unsicherheiten im physikalischen Verständnis des Klimasystems abschätzen. In einem zweiten Schritt wurde dann die Abhängigkeit der Resultate von der zukünftigen Entwicklung der Emissionen berücksichtigt.

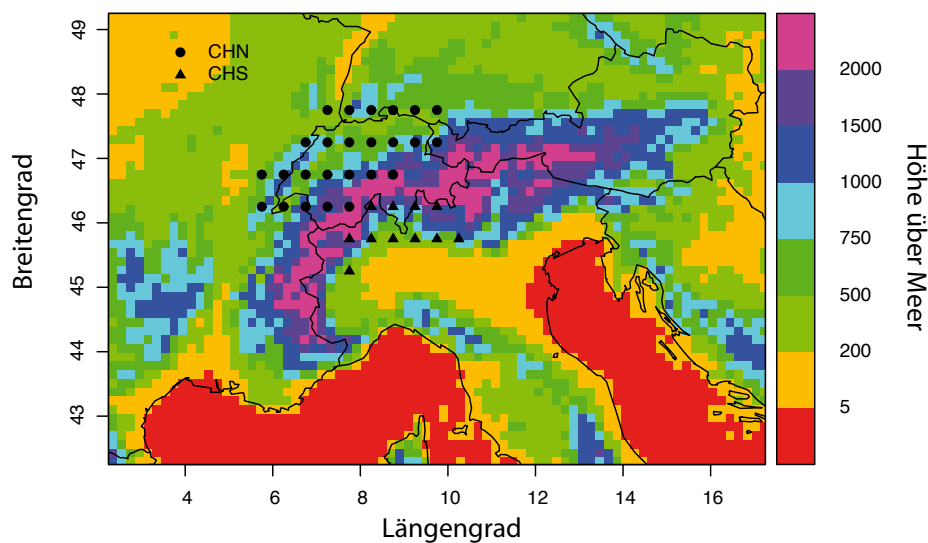


Abbildung 1: In der Analyse verwendete Modell-Gitterpunkte für die Nord- (CHN) respektive Südschweiz (CHS). In Farbe ist die Topografie (m ü. M.) der Alpen dargestellt (Auflösung 15km).

Dabei sind allfällige politische Massnahmen zur Treibhausgassenkung (z.B. Kyoto-Protokoll und nachfolgende Aktionen) nicht mit einberechnet. Einschneidende Massnahmen zur Emissionssenkung werden sich bis 2050 noch nicht sehr stark auswirken, jedoch einen entscheidenden Einfluss auf die Entwicklung in der

zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts haben. Die Datengrundlage und die statistischen Analysen sind ausführlich in Frei (2004)⁶ beschrieben. Für die vorliegende Studie wurden jeweils Durchschnittswerte für die Alpennordseite und die Alpensüdseite (Abb. 1) für die Jahre 2030, 2050 und 2070 berechnet.

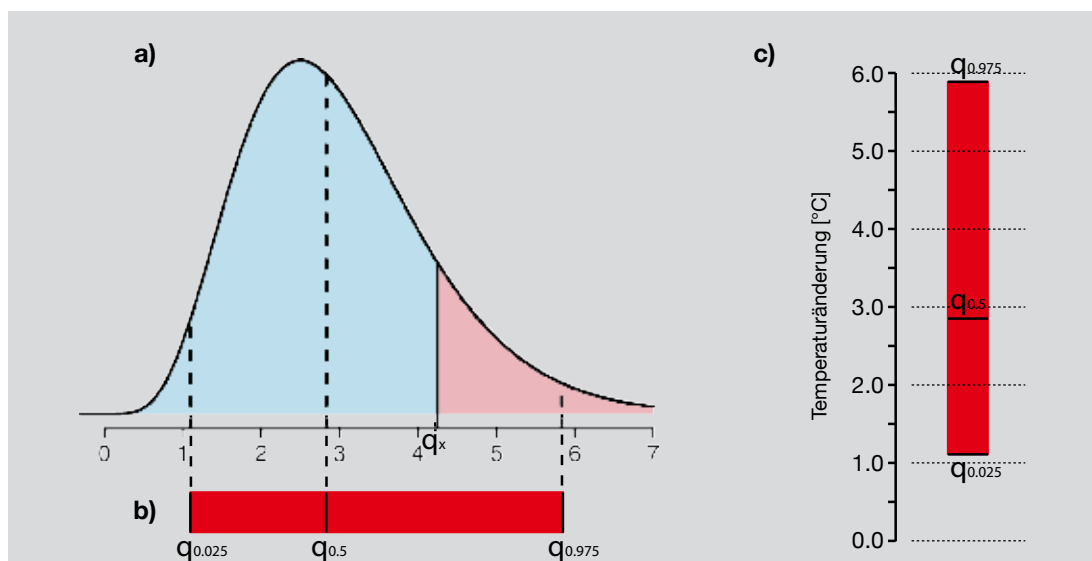


Abbildung 2: Schematische Wahrscheinlichkeitsverteilung am Beispiel der Temperaturänderung (a). Die Verteilung wird durch den Median ($q_{0.5}$) und das 95% Konfidenzintervall ($q_{0.025}$ bis $q_{0.975}$) charakterisiert (b). Im Bericht werden die probabilistischen Szenarien durch diese Kenngrössen dargestellt (c).

Berechnungsgrundlagen und Darstellung der Resultate

Als Basis dienen die Berechnungen aus dem EU-Projekt PRUDENCE⁶. Die Unsicherheiten bezüglich des physikalischen Verständnisses (Modellunsicherheiten) wurden aus der Streuung der Resultate von 16 verschiedenen Modell-Kombinationen für Europa abgeleitet. Dabei wurden zwei mittlere IPCC Emissionsszenarien (SRES A2 und B2⁷), vier verschiedene globale Klimamodelle und acht verschiedene regionale Klimamodelle jeweils unterschiedlich kombiniert. Die Temperaturwerte der Periode 2071–2100 wurden mit einem statistischen Verfahren auf die Jahre 2030, 2050 und 2070 skaliert⁶. Für den Einfluss der Emissionsentwicklung wurde angenommen, dass sich auf regionaler Ebene eine vergleichbare Streuung der Resultate ergibt wie auf globaler Ebene aufgrund der wichtigsten IPCC Emissionsszenarien. Die sich daraus ergebenden Unsicherheiten in der Veränderung lassen sich als Wahrscheinlichkeitsverteilung darstellen (Abb. 2a). Der Wert q_x heisst $x\%$ Quantil und bezeichnet den Wert der Veränderung, der mit einer

Wahrscheinlichkeit von $x\%$ nicht überschritten wird. Der Median (das 50% Quantil, $q_{0.5}$) teilt die Verteilung in zwei gleich grosse Flächen und bezeichnet die mittlere Schätzung der Veränderung. Das 95% Konfidenzintervall zwischen dem 2.5% und dem 97.5% Quantil ($q_{0.025}$ bis $q_{0.975}$) bezeichnet den Wertebereich, in dem die künftige Änderung nach den obgenannten Berechnungen mit 95% Wahrscheinlichkeit liegen wird.

Die berechnete Verteilung lässt sich also vereinfacht mit Hilfe der Quantile 2.5%, 50% und 97.5% darstellen (Abb. 2b). Im Bericht werden die Verteilungen für die verschiedenen Jahreszeiten nebeneinander als vertikale Balken (Abb. 2c) gezeigt.

Mit der Verfügbarkeit von weiteren Modellresultaten aus einem laufenden EU-Forschungsprojekt (ENSEMBLES) dürften die Berechnungen in naher Zukunft noch verbessert werden. Zukünftige neue Erkenntnisse können die Unsicherheitsbereiche sowohl einschränken als auch vergrössern. Letzteres ist möglich, wenn zum Beispiel durch die Entdeckung von bisher vernachlässigten Prozessen neue Quellen von Unsicherheiten auftauchen.

Szenarien CH2050

Die berechneten Niederschlags- und Temperaturänderungen auf der Alpennord- und Alpensüdseite in den Jahren 2030, 2050 und 2070 sind in den Abb. 3 und 4 dargestellt. Sie zeigen die erwartete zukünftige Entwicklung und verdeutlichen, dass sich die Schweiz 2050 immer schnelleren und stärkeren klimatischen Veränderungen ausgesetzt sieht. Vor allem in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts kann die Entwicklung durch bedeutende Emissionsreduktionsmassnahmen massgeblich beeinflusst werden. Solche Massnahmen sind in der dargestellten Entwicklung nicht berücksichtigt. Wegen der Trägheit des Klimasystems müssen die

Weichen dafür jedoch bereits in den kommenden Jahren und Jahrzehnten gestellt werden. Die Resultate für das Jahr 2050 sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Sie sind die Grundlage für den vorliegenden Bericht. Bis 2050 ist die Erwärmung auf der Alpennord- und Alpensüdseite praktisch gleich. Gemäss mittlerer Schätzung (Median, vgl. Kasten) beträgt der Temperaturanstieg in der Nordschweiz 1.8 °C im Winter und 2.7 °C im Sommer, in der Südschweiz 1.8 °C im Winter und 2.8 °C im Sommer. Für die Übergangsjahreszeiten ist die Erwärmung vergleichbar mit derjenigen im Winter (Frühling: 1.8 °C auf der Alpennord- und Alpensüdseite; Herbst 2.1 °C auf der Alpennordseite, 2.2 °C auf der Alpensüdseite).

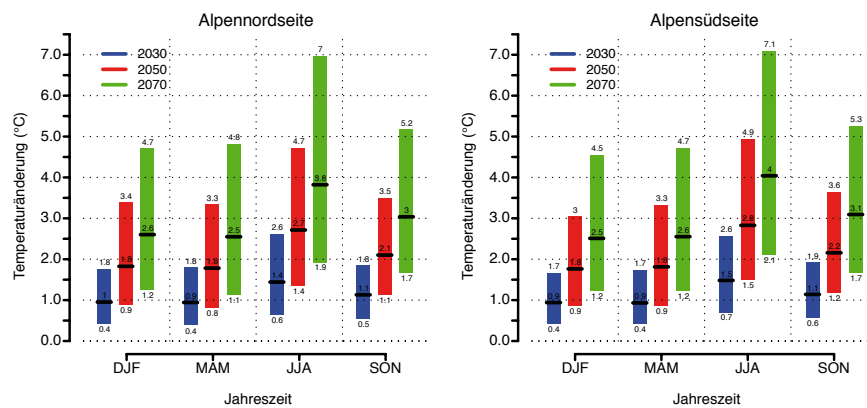


Abbildung 3: Änderung der mittleren Temperatur im Winter (DJF: Dezember–Februar), Frühling (MAM: März–Mai) Sommer (JJA: Juni–August) und Herbst (SON: September–November) auf der Alpennord- und der Alpensüdseite im Jahr 2050 gegenüber 1990. Die horizontalen Linien zeigen die jeweils mittlere Schätzung (Median). Mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% wird die Erwärmung innerhalb der farbigen Balken verlaufen (95% Konfidenzintervall, vgl. Kasten).

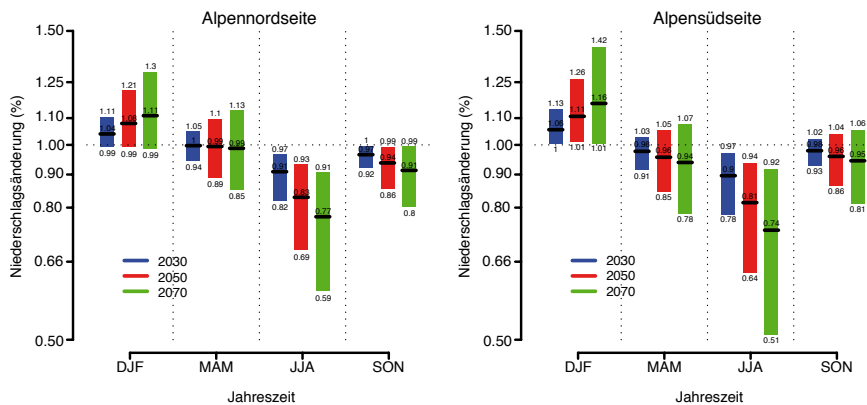


Abbildung 4: Relative Änderung des mittleren jahreszeitlichen Niederschlags auf der Alpennordseite und der Alpensüdseite im Jahr 2050 gegenüber 1990 (logarithmische Skala; Definition der Jahreszeiten siehe Abb. 3). Ein Wert von 0.50 bezeichnet eine Halbierung, ein Wert von 1.25 eine Zunahme um 25% gegenüber den heutigen Verhältnissen. Die horizontalen Linien zeigen die jeweils mittlere Schätzung (Median). Mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% wird die Veränderung des Niederschlags innerhalb der farbigen Balken verlaufen (95% Konfidenzintervall, vgl. Kasten).

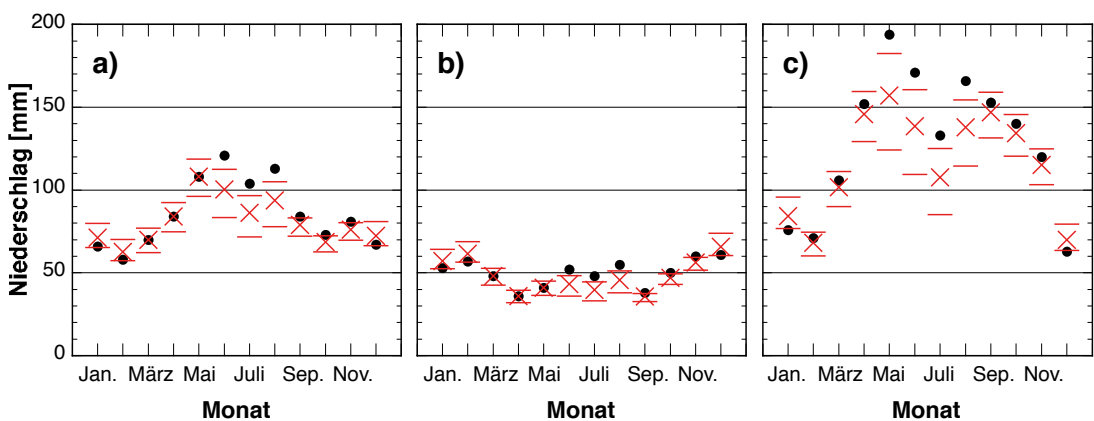


Abbildung 5: Monatliche Niederschlagsmenge in a) Bern Liebefeld, b) Sion und c) Lugano heute (schwarze Punkte) und 2050 (rot; Median und 95% Konfidenzintervall)

Tabelle 1: Veränderung der Temperaturen (oben) und der Niederschläge (unten) 2050 gegenüber 1990 (blaue Zahlen: Median; rote Zahlen: 95% Konfidenzintervall). Das 2050-Szenario bildet die Grundlage für den vorliegenden Bericht.

Region	Jahreszeit	Wahrscheinlichkeiten		
		0.025	0.5	0.975
Nordschweiz	Dez/Jan/Feb	0.9	1.8	3.4
	März/Apr/Mai	0.8	1.8	3.3
	Juni/Juli/Aug	1.4	2.7	4.7
	Sept/Okt/Nov	1.1	2.1	3.5
Südschweiz	Dez/Jan/Feb	0.9	1.8	3.1
	März/Apr/Mai	0.9	1.8	3.3
	Juni/Juli/Aug	1.5	2.8	4.9
	Sept/Okt/Nov	1.2	2.2	3.7

Region	Jahreszeit	Wahrscheinlichkeiten		
		0.025	0.5	0.975
Nordschweiz	Dez/Jan/Feb	-1%	+8%	+21%
	März/Apr/Mai	-11%	0%	+10%
	Juni/Juli/Aug	-31%	-17%	-7%
	Sept/Okt/Nov	-14%	-6%	-1%
Südschweiz	Dez/Jan/Feb	+1%	+11%	+26%
	März/Apr/Mai	-15%	-4%	+5%
	Juni/Juli/Aug	-36%	-19%	-6%
	Sept/Okt/Nov	-14%	-4%	+4%

Auch beim Niederschlag ergibt sich auf der Alpennord- und Alpensüdseite ein sehr ähnliches Bild. Die Veränderungen unterscheiden sich in den verschiedenen Regionen in allen Jahreszeiten nur um wenige Prozent (Abb. 4). Bis Mitte des 21. Jahrhunderts wird auf der Alpennordseite im Winter eine Zunahme von ungefähr 8% (Alpensüdseite 11%) erwartet, im Sommer eine Abnahme von rund 17% (Alpensüdseite 19%). Im Frühling und Herbst sind beim Niederschlag Zu- oder Abnahmen möglich. Der Unsicherheitsbereich ist im Sommer besonders gross.

Die berechneten absoluten Niederschlagsveränderungen in Bern Liebefeld, Sion und Lugano sind in Abb. 5 dargestellt. Insgesamt nimmt das jährliche Niederschlagsvolumen leicht ab (-50 mm in Bern Liebefeld, -20 mm in Sion, -150 mm in Lugano).

Einordnung der Veränderungen

Wie ist diese Klimaänderung einzuordnen? Gleicht das Klima in Bern im Jahr 2050 dem heutigen Klima in Rom? Um diese Frage zu beantworten, wurden die Klimaszenarien für verschiedene Stationen der MeteoSchweiz mit den heutigen Verhältnissen verglichen. Der Vergleich wird dadurch erschwert, dass die Temperaturen und Niederschläge sehr stark von der Topografie,

der geografischen Lage und anderen lokalen Gegebenheiten geprägt werden. Bei den Niederschlägen ergibt ein Vergleich der Stationen kein einheitliches Bild und macht deshalb wenig Sinn.

Hingegen finden sich in der Schweiz und im benachbarten Ausland Orte, wo die Temperaturverhältnisse heute so sind, wie sie an spezifischen Punkten aufgrund der Erwärmung im Jahr 2050 sein werden. Die Temperaturen in Zürich werden sich bis 2050 bei einer schwachen Erwärmung den heutigen Verhältnissen in Sion annähern, bei einer mittleren Erwärmung den heutigen Verhältnissen in Magadino und bei einer starken Erwärmung den heutigen Verhältnissen in Torino (Abb. 6). Für den Temperaturverlauf in Basel im Jahr 2050 ergibt sich bei einer schwachen Erwärmung eine gute Übereinstimmung mit dem heutigen Verlauf in Grono, bei einer mittleren Erwärmung mit dem heutigen Verlauf in Lugano und bei einer starken Erwärmung mit dem heutigen Verlauf in Verona.

Bei solchen Vergleichen ist allerdings zu berücksichtigen, dass die Problematik der Klimaänderung weniger in einem neuen Zustand des Klimas, sondern im Prozess der Veränderung und der sich dadurch ergebenden Probleme der Anpassung liegt.

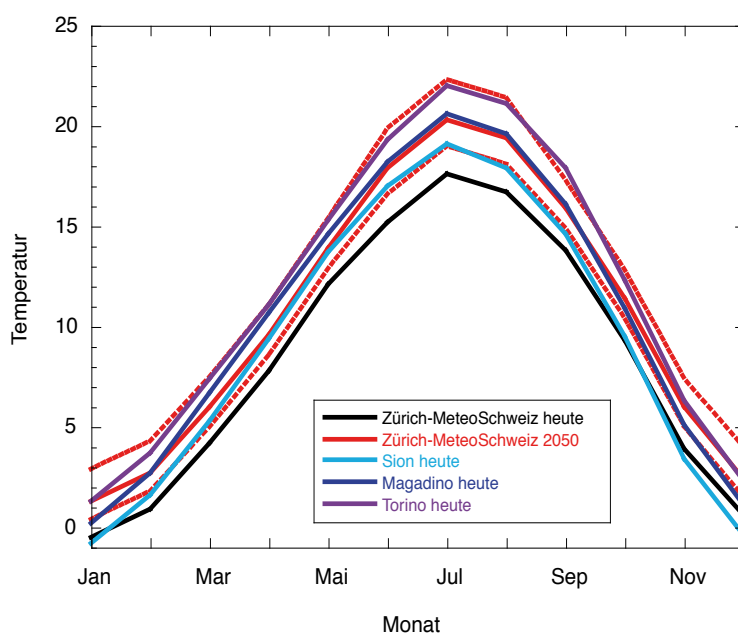


Abbildung 6: Vergleich der Temperaturkurven von Zürich-MeteoSchweiz heute und im Jahr 2050 mit den heutigen Temperaturen in Sion, Magadino und Torino, entsprechend den Szenarien einer schwachen, mittleren und starken Erwärmung.

2. Extremereignisse

Für viele Fragestellungen sind Abschätzungen der Veränderungen bei den Extremereignissen wichtig, z.B. die Dimensionierung von Hochwasserschutzbauten. Das vorgegebene Klimaszenario der Studie macht lediglich Aussagen über die saisonalen Mittelwerte der Temperatur und des Niederschlags und enthält keine Angaben über die Extreme. Die Veränderungen der Extremereignisse werden aber in zahlreichen Studien untersucht. Eine Zusammenstellung findet sich im OcCC-Bericht Extremereignisse und Klimaänderung.⁸

Die physikalischen Kenntnisse der meteorologischen Prozesse und des Klimasystems lassen erwarten, dass gewisse Extremereignisse zu- und andere abnehmen werden. Die Veränderungen dürften regional unterschiedlich ausfallen. Heutige Klimamodelle können die feinkaligen Prozesse bei Extremereignissen nur näherungsweise erfassen. Szenarien zur Entwicklung von Häufigkeit und Intensität von Extremereignissen sind deshalb noch sehr unsicher. Auch statistische Aussagen über aktuelle Trends bei den Extremen sind wegen der Seltenheit der Ereignisse schwierig und nur für wenige Extremereigniskategorien (vgl. unten) möglich.⁹ In der folgenden Zusammenstellung wird deshalb nur dann eine Veränderung diskutiert, wenn statistische Signifikanz in den vergangenen Beobachtungen und/oder plausible Hinweise auf eine Entwicklung in eine bestimmte Richtung vorliegen.

Temperaturextreme

Am klarsten ist die Entwicklung bei den Temperaturextremen. Bei einem Anstieg der mittleren Sommertemperatur werden Hitzeperioden mit höheren Temperaturen auftreten (Abb. 7).² Auch die Variabilität der mittleren Sommertemperaturen wird gemäss Klimamodellen zunehmen, was ebenfalls zu mehr Hitzeperioden mit höheren Temperaturen führen wird.^{2,10} Die Klimamodelle zeigen einen grösseren Anstieg der absoluten Maximaltemperaturen als des durchschnittlichen Tagesmaximums. Gemäss vorliegendem Szenario werden im Jahr 2050 im Sommer Verhältnisse wie im Hitzesommer 2003

bei einer schwachen Erwärmung weiterhin sehr selten, bei einer mittleren Erwärmung alle paar Jahrzehnte und bei einer starken Erwärmung alle paar Jahre auftreten (vgl. auch Abschnitt 3). Die Zunahme extrem heisser Sommer würde noch deutlich schneller erfolgen, falls zusätzlich die Variabilität des Sommerklimas zunehmen sollte, was die meisten Klimaszenarien nahe legen.

Im Gegenzug werden die Häufigkeit von Kälteperioden und die Anzahl Frosttage abnehmen. Im Winter wird die tägliche Temperaturvariabilität generell kleiner, weil die Minimaltemperaturen stärker ansteigen als die Durchschnittstemperaturen. In Gebieten, wo die Schneebedeckung als Folge der Erwärmung abnimmt, wird dieser Effekt besonders ausgeprägt sein. Die Veränderung des Risikos von Spätfrösten (Frost nach Beginn der Vegetationsperiode) ist unsicher, weil sich mit der Erwärmung auch die Vegetationsperiode verschiebt.

Niederschlagsextreme

Bei den Niederschlagsextremen zeigen neue Analysen in Mitteleuropa eine Zunahme von extremen 1- bis 5-tägigen Niederschlägen im Winterhalbjahr.¹¹ Die PRUDENCE-Modelle zeigen, dass Starkniederschläge wie sie heute nur alle 8 bis 20 Jahre vorkommen bis Ende Jahrhundert durchschnittlich alle 5 Jahre auftreten werden. Weniger klar ist die Situation im Sommer. Obwohl die Modelle eine markante Abnahme des mittleren Niederschlags simulieren, nimmt der 5-jährliche Extremwert in den meisten Modellen leicht zu.

Hochwasser, Hangrutschungen und Murgänge

Eine Zunahme der Niederschlagsintensität und -extreme birgt das Potenzial für häufigere Hochwasser, Hangrutschungen und Murgänge. Die tatsächlichen Auswirkungen auf diese Naturgefahren sind aber auch durch andere Prozesse bestimmt, die von der Klimaänderung betroffen sind (Bodenfeuchte, Schneeschmelze, Abflussregime). Aussagen über Veränderungen dieser Naturgefahren sind deshalb schwierig (vgl. Kapitel Wasserwirtschaft).

Trockenheit

Extreme Trockenperioden werden – entsprechend der Abnahme der mittleren Niederschläge und der Anzahl der Niederschlagstage – im Sommer länger und häufiger auftreten. Die Kombination von Niederschlagsabnahme und höherer Verdunstung kann regional zu einer Abnahme des Feuchtigkeitsgehalts im Boden führen. Mit der Abnahme der Schneereserven in den Alpen werden zudem Flüsse, die heute im Sommer von Schmelzwasser gespeist werden, häufiger aus-

trocknen sowie die saisonale Wasserspeicherung in den Alpen abnehmen.

Stürme

Bei den Stürmen ist in Mitteleuropa eher mit einer Abnahme der Häufigkeit zu rechnen. Gleichzeitig dürften sehr starke Stürme (z.B. der Kategorie “Vivian” oder “Lothar”) häufiger werden. Grundsätzlich werden sich die Zugbahnen von Tiefdruckgebieten und Stürmen polwärts verschieben.

3. Einfache Abschätzungen weiterer klimatischer Grössen

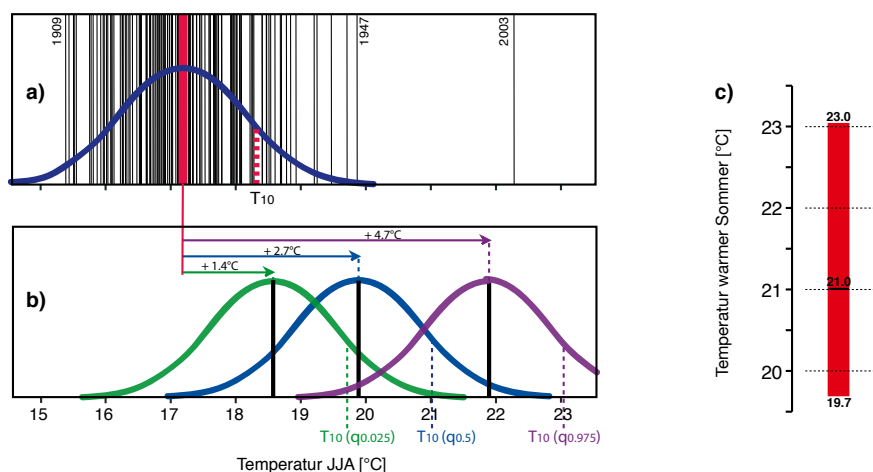


Abbildung 7: a) Verteilung der Sommertemperaturen 1864 bis 2003 und b) im Jahr 2050. c) Mit der Klimaänderung steigt auch die Temperatur eines 10-jährlichen warmen Sommers.

Ausgehend vom vorliegenden Klimaszenario sind einfache Abschätzungen von Veränderungen weiterer klimatischer Grössen möglich. In der Folge sind einige Beispiele dargestellt.

Heisse Sommer

Das Klimaszenario besagt, dass die Erwärmung im Sommer besonders ausgeprägt sein wird. Was heisst das für die Temperatur heisser Sommer? In Abbildung 7a sind die mittleren Sommertemperaturen der Jahre 1864–2003 in den Niederungen auf der Alpennordseite dargestellt. Die dazugehörige Wahrscheinlichkeitsverteilung (blaue Kurve) weist den Mittelwert $T_M = 17.2$ °C (rote Linie) auf. Ein heisser Sommer, wie er im Durchschnitt nur alle 10 Jahre auftritt, ist wärmer als $T_{10} = 18.3$ °C.

Mit der Klimaänderung verschiebt sich die Wahrscheinlichkeitsverteilung der mittleren Sommertemperaturen bis 2050 (Abb. 7b) und die Temperatur eines 10-jährlichen warmen Sommers nimmt zu. Im wahrscheinlichsten Fall wird 2050 jeder zehnte Sommer wärmer als 21 °C. Bei einer sehr schwachen Erwärmung wird jeder zehnte Sommer wärmer als 19.7 °C sein und bei einer sehr starken Erwärmung wärmer als 23 °C.

Bei dieser Abschätzung wurde der Einfachheit halber angenommen, dass die Klimaänderung keinen Einfluss auf die Form der Verteilung (Jahr-zu-Jahr-Variabilität) der Sommertemperaturen hat. Sollte – wie es die meisten Klimamodelle nahe legen^{9,10} – als Folge der Klimaänderung die Variabilität zunehmen, so wird die Häufigkeit extrem warmer Sommer deutlich schneller und stärker zunehmen.

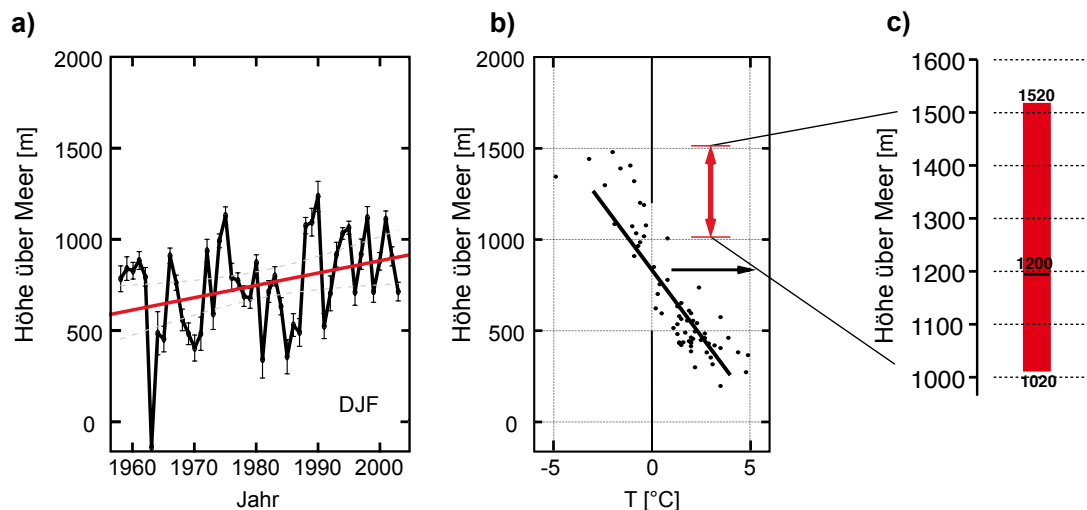


Abbildung 8: a) Zeitliche Entwicklung der mittleren Höhe der Nullgradgrenze in den Wintermonaten (DJF) 1958–2003. Die Berechnung basiert auf 67 homogenisierten Bodentemperaturmessungen. Die rote Linie zeigt den linearen Trend, die gestrichelten Linien die dazugehörige Unsicherheit (95% Konfidenzintervall). b) Vertikale Verteilung der durchschnittlichen Wintertemperaturen an Messstationen der MeteoSchweiz von 1959–1997. Die heutige Nullgradgrenze liegt bei ca. 840 m ü. M. c) Bis 2050 wird sich die Nullgradgrenze um ca. 360 m auf 1300 m ü. M. erhöhen (Bandbreite 1020–1520 m ü. M.).

Nullgradgrenze im Winter

Die Temperaturerhöhung bewirkt eine Erhöhung der Nullgradgrenze im Winter. Sie entspricht ungefähr der Höhe der Schneefallgrenze. Abbildung 8a zeigt die Entwicklung der Nullgradgrenze in den Wintermonaten für den Zeitraum 1958 bis 2003. In diesem Zeitraum ist sie von ungefähr 600 m in den 1960er Jahren auf ungefähr 900 m in den 1990er Jahren gestiegen (ungefähr 200 m pro Grad Erwärmung).¹²

Die vertikale Verteilung der mittleren Wintertemperaturen bis 1500 m ü.M. ist in Abbildung 8b dargestellt (schwarze Punkte). Die Regressionsgerade (schwarze Linie) zeigt die durchschnittliche Abkühlung mit zunehmender Höhe im Winter. Sie schneidet die 0 °C-Linie bei 840 m ü.M., was der durchschnittlichen Höhe der Nullgradgrenze im beobachteten Zeitraum entspricht. Sofern sich der beobachtete Anstieg (Abb. 8a) auch in Zukunft fortsetzt, wird die Nullgradgrenze 2050 bei einer mittleren Erwärmung (+1.8 °C im Winter) um ungefähr 360 m, bei einer moderaten Erwärmung (+0.9 °C) um rund 180 m, und bei einer starken Erwärmung (+3.4 °C) um rund 680 m ansteigen (Abb. 8c).

Gletscherrückgang

Die augenfälligste Veränderung in den Alpen als Folge der Klimaänderung wird der Rück-

gang der Gletscher sein. Modellrechnungen des erwarteten Gletscherschwunds im Vergleich zur Referenzperiode 1971–1990 sind in Abb. 9 dargestellt.¹³ Sie wurden für eine Erwärmung im Sommer zwischen +1 und +5 °C und eine Veränderung des Jahresniederschlags zwischen -20% und +30% berechnet.

Gemäss vorliegendem Klimaszenario wird bei einer mittleren Erwärmung die Fläche der Alpengletscher bis 2050 im Vergleich zur Referenzperiode 1971–1990 um ungefähr drei Viertel abnehmen (Abb. 9b). Bei einer moderaten Erwärmung beträgt der Flächenverlust ungefähr 50%, bei einer starken Erwärmung ungefähr 90%. Die relativen Verluste werden bei grossen Gletschern kleiner und bei kleinen Gletschern grösser sein als die geschätzte durchschnittliche Veränderung. Viele kleine Gletscher dürften verschwinden.

Rückgang des Permafrosts

Die Erwärmung des dauernd gefrorenen Untergrundes im Hochgebirge ist ein langsam ablaufender und langfristig wirkender Prozess (vgl. Abb. 10). Bei der im vorliegenden Szenario beschriebenen Erwärmung werden eisreiche Schutthalden in Schattenflanken zwischen rund 2000 und 3000 m ü.M. tiefer – aber nur stellenweise gänzlich – auftauen. Die bereits durch den

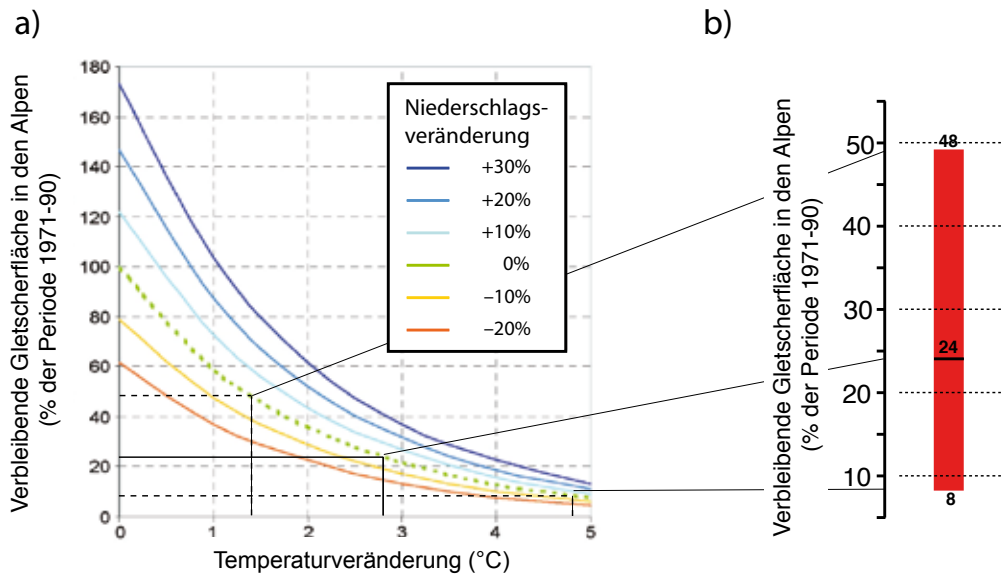


Abbildung 9: a) Veränderung der Alpenvergletscherung bei einem Anstieg der Sommertemperatur um +1 bis +5 °C und einer Veränderung des Jahresniederschlags zwischen -20% und +30%. b) Gemäss Szenario wird die Vergletscherung bis 2050 um ungefähr $\frac{3}{4}$ abnehmen.

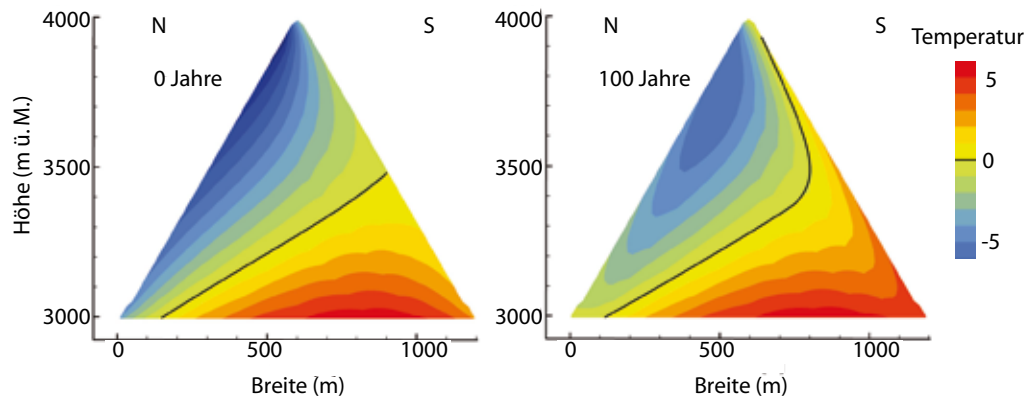


Abbildung 10: Erwärmung des Permafrosts in einem idealisierten Gebirgsgipfel (Modellrechnung, reine Wärmediffusion).¹⁴ Im Untergrund bleibt der Permafrost über lange Zeit erhalten und kann an Stellen vorhanden sein, wo an der Oberfläche keine entsprechenden Klimabedingungen mehr vorliegen. Die Wärme dringt von mehreren Seiten in die Gipfel und Grate ein. Da sich die Wärme im Untergrund sehr langsam ausbreitet, wird dieser Prozess über Zeiträume von Jahrhunderten andauern.

Temperaturanstieg im 20. Jahrhundert verursachte Erwärmung der äussersten rund 50 Meter von gefrorenen Felswänden wird in grössere Tiefen vordringen und dabei zu ausgeprägten thermischen Ungleichgewichten führen. In Gipfel- und Gratlagen werden solche Effekte besonders ausgeprägt sein, da die Erwärmung von mehreren Seiten her eindringen kann.

Felsstürze

Seit Mitte der 1980er Jahre haben sich in den Alpen fünf grosse Felsstürze von über 1 Mio. m³ ereignet: Veltlin 1987, Randa 1991, Mont Blanc-Brenvaflanke 1997, Thurwiserspitze/Ortler 2004, Eiger 2006. Die Sturzbahnen reichten teilweise weit unter die Waldgrenze (Veltlin, Randa, Mont Blanc) und betrafen mit Ausnahme des Eigers tou-

ristisch erschlossenes Gebiet (Strassen, Skipisten, Wanderwege). Die Beziehung zu Gletschern und Permafrost ist in drei dieser Fälle (Mont Blanc, Ortler, Eiger) erwiesen, in den anderen beiden Fällen wahrscheinlich (Veltlin) oder möglich, aber unsicher (Randa).

Die Stabilität von steilen Felsflanken im Hochgebirge (vor allem oberhalb der Waldgrenze) hängt primär von der geologischen Beschaffenheit, der Oberflächenneigung, der Vorgeschichte und den Eisbedingungen (Abstützung durch Gletscher, eisgefüllte Kluftsysteme im Permafrost) ab. Jedes Sturzereignis hat seine spezifische Faktorenkombination. Die

Eisbedingungen verändern sich aber derzeit am schnellsten und sind deshalb wesentlich mitbestimmende Faktoren. Kritische Bedingungen ergeben sich insbesondere beim Verschwinden von Talgletschern (Verlust der Abstützung) und bei warmem Permafrost (ca. 0 bis -1 °C: Gemische von Fels, Eis und Wasser vorhanden). Mit zunehmendem Gletscherrückgang, fortschreitender Erwärmung bisher kalter Permafrostflanken und tiefer eindringender thermischer Störung in gefrorene Steiflanken dürften sowohl die Häufigkeit von Felsstürzen wie auch die Wahrscheinlichkeit von Grossereignissen zunehmen.

4. Auswirkungen der Klimaänderung auf den Wasserkreislauf

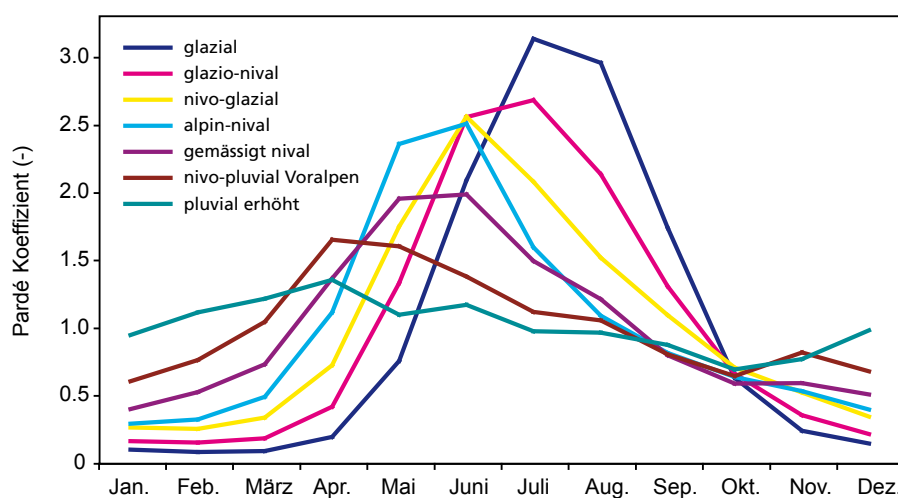


Abbildung 11: Mittlere Abflussregimes von schweizerischen Einzugsgebieten mit unterschiedlicher Höhenlage. Das Spektrum reicht vom Regime, das hauptsächlich vom Regen abhängig ist (pluvial erhöht, mittlere Höhe 800 m ü.M.) bis zum Regime, das hauptsächlich von den Gletschern geprägt ist (glazial, 2700 m ü.M.). Der Höhenunterschied zwischen den einzelnen Regimes beträgt ungefähr 300 m. Der Pardé Koeffizient ist das Verhältnis des mittleren monatlichen Abflusses zum mittleren jährlichen Abfluss. (glazial: von Gletschern geprägt; nival: von Schnee geprägt; pluvial: von Niederschlägen geprägt)

Gewässersysteme – Bäche, Flüsse, kleine und grosse Seen, Wasser im Untergrund, in Poren und Spalten sowie das Grundwasser und letztlich auch die grossen alpinen Wasserspeicher wie Schnee, Firn und Gletschereis – sind Teile des Wasserkreislaufs. Durch Verdunstung und Niederschlag verbindet er die Atmosphäre, den Boden, die Vegetation und die Gewässersysteme. Der Wasserkreislauf wird geprägt durch das Klima und das aktuelle Wettergesche-

hen; umgekehrt beeinflusst der Wasserkreislauf aber auch das Klima und das Wetter – ein äusserst komplexer Regelkreis. Der Mensch greift in diesen Regelkreis ein: Wasser wird in Stauseen und Reservoirs zurückgehalten oder in andere Einzugsgebiete umgeleitet, landwirtschaftliche Flächen werden grossflächig bewässert, Feuchtgebiete entwässert und der Grundwasserspiegel wird abgesenkt oder angehoben.

Die Abflüsse sind indirekt an die Niederschläge gekoppelt. Über mehrere Jahre hinweg folgen sie bei relativ konstanter Verdunstung den Veränderungen der Niederschläge. Aber nur ein geringer Anteil der Niederschläge fliesst direkt ab; der grössere Teil wird beispielsweise in der Schneedecke und in Gletschern, im Boden, im Grundwasser und in natürlichen und künstlichen Seen gespeichert. Kurzfristig wird der Abfluss durch die Freigabe des Wassers aus den Speichern beeinflusst.

Ausgehend vom Grad der Vergletscherung und Schneebedeckung lassen sich verschiedene Abflusstypen unterscheiden, die unterschiedliche jahreszeitliche Abflussmuster aufweisen. Eine Auswahl von Abflusstypen ist in Abbildung 11 dargestellt. Fliessgewässer, die hauptsächlich durch das Abschmelzen von Gletschern und Schnee gespeist werden (Typ glazial), weisen die grössten Abflussschwankungen auf. Hier kann sich der mittlere Monatsabfluss zwischen Winter und Sommer leicht um einen Faktor 30 verändern. Am geringsten sind die Abflussschwankungen bei Fliessgewässern, die überwiegend vom Regen abhängig sind (Typ erhöht pluvial).

Aufgrund des vorliegenden Klimaszenarios muss bis ins Jahr 2050 mit den folgenden Veränderungen im Wasserkreislauf gerechnet werden:

- In tieferen und mittleren Höhenlagen fallen wegen der Erwärmung weniger Niederschläge in Form von Schnee. Die Schneegrenze, welche schneebedeckte Gebiete von den tiefer liegenden Gebieten abtrennt, steigt bei einer mittleren Erwärmung um ungefähr 360 m (vgl. Abschnitt 3).
- Im Winter wird im Mittelland in kleineren und mittleren Einzugsgebieten die Häufigkeit und Stärke von Hochwassern zunehmen. Gründe dafür sind, dass es in tieferen und mittleren Höhenlagen vermehrt regnen statt schneien wird und dass Starkniederschläge zunehmen werden (vgl. Abschnitt 2).
- Bei einer mittleren Erwärmung wird die Gletscherfläche in den Alpen bis 2050 um rund drei Viertel abnehmen (Abschnitt 3, Abb. 9). Diese einfache Abschätzung ist konsistent mit früheren Untersuchungen¹⁵, bei denen bei einer Erwärmung im Sommer um 2.7 °C eine Erhöhung der Gleichgewichtslinie der Gletscher um 400 m resultierte.
- Die Verdunstung wird als Folge der Erwärmung generell weiter zunehmen. Wegen der Austrocknung des Bodens kann die Verdunstung lokal und zeitlich befristet auch eingeschränkt und folglich vermindert sein.
- Wegen der Verminderung des Niederschlagsvolumens und der Zunahme der Verdunstung wird das jährliche Abflussvolumen abnehmen, besonders im Süden, aber auch im Norden. Dies trotz des vorübergehenden Zuschusses von Schmelzwasser aus den abschmelzenden Gletschern. Im Sommer kann die Bodenfeuchtigkeit über längere Zeitabschnitte reduziert sein (insbesondere im Spätsommer und Herbst im Süden, aber auch im Norden). In kleineren und mittleren Fliessgewässern des Mittellandes und im Sütessin werden Trockenperioden entsprechend zunehmen. Zusätzlich kann es im Spätsommer auch in den Gebieten, wo Gletscher verschwunden sind, vermehrt zu Trockenperioden kommen.
- Die Grundwasserneubildung wird im Sommer und im Herbst in allen nicht vergletscherten Gebieten abnehmen.
- Als Folge des veränderten Auf- und Abbaus der Schneedecke, des Anstiegs der Schneegrenze und des Abschmelzens der Gletscher werden sich die Abflussregimes (Abb. 11) in einer bestimmten Höhe um etwa eine Regimestufe nach unten verschieben.

Literatur und Anmerkungen

- 1 IPCC (Hg.). *Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- 2 C. Schär, P. L. Vidale, D. Lüthi, C. Frei, C. Häberli, M. A. Liniger, and C. Appenzeller. The role of increasing temperature variability for European summer heat waves. In: *Nature*, 427, 2004, 332–336.
- 3 J. Schmidli, C. Schmutz, C. Frei, H. Wanner, and C. Schär. Mesoscale precipitation in the Alps during the 20th century. In: *Int. J. Climatol.* 22, 2001, 1049–1074.
- 4 J. Schmidli, C. Frei. Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. In: *Int. J. Climatol.*, 25, 2005, 753–771.
- 5 T. M. L. Wigley, S. C. B. Raper. Interpretation of high projections for global-mean warming. In: *Science*, 293, 2001, 451–454.
- 6 C. Frei. Die Klimazukunft der Schweiz – Eine probabilistische Projektion. 2004. (www.occc.ch/Products/CH2050/CH2050-Scenarien.pdf).
- 7 J. H. Christensen, T. Carter, and F. Giorgi. PRUDENCE employs new methods to assess European climate change. In: *EOS*, 82, 147, 2002.
- 8 OcCC (Hg.). *Extremereignisse und Klimaänderung*. Bern, 2003.
- 9 C. Frei, C. Schär. Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. In: *J. Clim.*, 14, 2001, 1568–1584.
- 10 S. I. Seneviratne, D. Luethi, M. Litschi, and C. Schär. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. In: *Nature*, 443, 2006, 205–209.
- 11 C. Frei, R. Schöll, J. Schmidli, S. Fukutome, and P.L. Vidale. Future change of precipitation extremes in Europe: An intercomparison of scenarios from regional climate models. In: *J. Geophys. Res.*, 111, 2006, D06105, doi:10.1029/2005JD005965.
- 12 S. C. Scherrer, C. Appenzeller. Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow. In: *Climate Research*, 32, 2006, 187–199.
- 13 M. Zemp, W. Haeberli, M. Hoelzle, and F. Paul. Alpine glaciers to disappear within decades? In: *Geophys. Res. Lett.*, 33, 2006, L13504, doi:10.1029/2006GL026319.
- 14 J. Noetzli, S. Gruber, T. Kohl, N. Salzmann, and W. Haeberli (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research* (submitted).
- 15 M. Maisch, A. Wipf, B. Denneler, J. Battaglia und C. Benz. *Die Gletscher der Schweizer Alpen – Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien*. Zürich: vdf Hochschulverlag, 1999.

