Band 2 Kapitel 2:Der Einfluss des Klimawandels auf die HydrosphäreVolume 2 Chapter 2: Climate Change Impact on the Hydrosphere

Koordinierender Leitautor

Hans-Peter Nachtnebel

Leitautoren

Martin Dokulil, Michael Kuhn, Willibald Loiskandl, Rudolf Sailer, Wolfgang Schöner

Beiträge von

Günter Blöschl, Florian Hanzer, Matthew Herrnegger, Gerhard Kammerer, Georg Kaser, Andreas Kellerer-Pirklbauer, Karl Krainer, Aditya Lukas, Thomas Marke, Ben Marzeion, Ralf Merz, Juraj Parajka, José Luis Salinas, Tobias Senoner, Johann Stötter, Ulrich Strasser, Alberto Viglione

Für den Begutachtungsprozess

Dieter Gerten

Inhalt

ZUSAMMENFASSUNG					
SUMMARY					
KERNAL	KERNAUSSAGEN				
2.1	Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Hydrosphäre	417			
2.2 2.2.1 2.2.2	Schnee Einleitung Beobachtete Schwankungen und raum-zeitli- che Trends des gefallenen Schnees und der Schneefallarenze	417 417 418			
2.2.3	Zukünftige Veränderungen der Schneehö- hen	420			
2.2.4 2.2.5	Zukünftige Veränderungen der Schneede- ckendauer Zusammenfassung Schneebedeckung	420 422			
2.3 2.3.1 2.3.2	Gletscher Einleitung Die heutige und rezente Lage der Alpenglet-	422 422			
2.3.3	scher Die heutige und rezente Lage der österreichi- schen Gletscher	423 423			
2.3.4	Zukünftige Entwicklung der Gletscher und der algzigten Abflüsse	425			
2.3.5	Zusammenfassung Gletscher	429			
2.4 2.4.1	Permafrost Einleitung	429 430			

2.4.2	Hydrologische Bedeutung von Blockglet-	420
2.4.3	scnern Zukünftige Veränderungen von Blockglet-	430
	schern	430
2.5	Fließgewässer	431
2.5.1	Einleitung	431
2.5.2	Beobachtete Veränderungen im Mittelwasser- abfluss	431
2.5.3	Zukünftige Veränderungen im Mittelwasser-	
	abfluss	431
2.5.4	Beobachtete Veränderungen im Hochwasser-	
	geschehen	434
2.5.5	Zukünftige Veränderungen im Hochwasser-	
	geschehen	435
2.5.6	Beobachtete Veränderungen im Niederwas-	
	ser	437
2.5.7	Zukünftige Veränderungen im Niederwas-	
	ser	437
2.5.8	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	
	zum Abflussverhalten	438
2.6	Limnische Systeme	438
2.6.1	Finleitung	438
2.6.2	Zusammenhänge zwischen Klima und Ge-	
2.0.2	wässern	439
2.6.3	Beobachtete Veränderungen in den Seen	439
2.6.4	Beobachtete thermische Veränderungen in	,
	den Fließaewässern	440
2.6.5	Zukünftige thermische Veränderungen in den	-
	Gewässern	440

2.6.6	Zusammenfassung limnische Systeme	441
2.7	Boden- und Grundwasserhaushalt	442
2.7.1	Einleitung	442
2.7.2	Vorhandene Untersuchungen und Datenba-	
	sis	442
2.7.3	Beobachtete Veränderungen im Boden- und	
	Grundwasserhaushalt	443
2.7.4	Zukünftige Veränderungen im Boden- und	
	Grundwasserhaushalt	443
2.7.5	Zusammenfassung Boden- und Grundwas-	
	serhaushalt	446

2.8	Auswirkungen des Klimawandels auf die	
	Wasserwirtschaft	447
2.8.1	Einleitung	447
2.8.2	Wasserbilanz Österreichs	448
2.8.3	Trinkwasserversorgung	450
2.8.4	Abwasserentsorgung	451
2.8.5	Landwirtschaftliche Bewässerung	452
2.8.6	Wasserkraftnutzung	454
2.8.7	Zusammenfassung Wasserwirtschaft	456
2.9	Forschungsbedarf	457
2.10	Literaturverzeichnis	458

ZUSAMMENFASSUNG

In diesem Kapitel werden die Veränderungen in den Komponenten der Hydrosphäre, zuerst für den Zeitraum von 1950 bis ca. 2010 und dann von 2000 bis zum Ende des 21. Jahrhunderts, analysiert. Es werden Messreihen der Schneehöhen, der Gletschervolumina, des Abflusses, der Wassertemperaturen und von Grundwasserständen ausgewertet, während für den zukünftigen Zeitabschnitt Simulationen von regionalen Klimamodellen herangezogen werden. Insbesondere werden die Ergebnisse des CLM-ECHAM5-A1B-Modells, des REMO-UBA-Modells (A2, A1B, B1) sowie die A1B-Simulationen des ARPEGE-ALADIN und Reg-CM3 aus dem ENSEMBLES-Projekt verwendet. Ergänzend werden dann noch Szenarien (RCP2.6 und RCP8.5) des 5. IPCC-Sachstandsberichts bezüglich der zukünftigen Entwicklung der Gletscher ausgewertet.

Die Daten belegen einen Anstieg der Schneefallgrenze in Österreich seit 1980, wobei dieser im Sommer deutlich ausgeprägt ist. Diese Entwicklung deckt sich mit der im Vergleich zum Winter stärkeren Zunahme der Lufttemperatur im Sommer. Im hochalpinen Bereich (Sonnblick) ist seit den 1940er und 1950er Jahren eine Abnahme der Extremschneehöhen und der Jahr-zu-Jahr Schwankungen der Schneehöhen festzustellen, die sich gut durch Veränderungen des Niederschlags erklären lassen. In den letzten Jahrzehnten haben sämtliche Gletscher Österreichs in ihrer Fläche und im Volumen deutlich abgenommen. So hat der Hintereisferner vom Herbst 1964 bis 2007 21 m Wasseräquivalent verloren, was einer gemittelten Eisdicke von ca. 23 m entspricht.

Die Trends in den jährlichen Abflusshöhen sind im Zeitraum 1950–2007 nur schwach und statistisch nur in einigen Einzugsgebieten signifikant ausgeprägt. In der regionalen Ausprägung bildet der Alpenhauptkamm eine klare Grenze. Im Alpenraum dominiert ein steigender Trend, während im Süden eine klar fallende Tendenz besteht. Auch im saisonalen Abflussverhalten zeigen sich unterschiedliche Trends. Während nördlich der Alpen der Winterabfluss steigt, zeigt sich im Süden ein gegenteiliges Verhalten. Hochwässer haben seit 1976 in etwa 20 % der Einzugsgebiete zugenommen, besonders in kleinen Gebieten nördlich des Alpenhauptkammes.

Ein Vergleich der Oberflächenwassertemperaturen in den Seen zwischen den Langzeitmittelwerten von 1960 bis 1989 und den Mittelwerten von 2001 bis 2005 zeigt eine statistisch signifikante Zunahme. Im Einzugsgebiet der Traun beträgt der Anstieg 0,9 °C, im Agergebiet 1,7 °C und in den Kärntner Seen 1,3 °C.

Die Wasserbilanz Österreichs weist für die Referenzperiode 1961 bis 1990 einen mittleren Jahresniederschlag von 1140– 1 170 mm/Jahr, eine Verdunstung von 510–520 mm/Jahr und einen Abfluss von 630–650 mm/Jahr aus. Der Wasserverbrauch der Industrie beträgt derzeit 20 mm/Jahr, die häusliche Nutzung beansprucht 8 mm/Jahr, und der Bewässerungsbedarf der Landwirtschaft wird mit 2 mm/Jahr ausgewiesen. Die Nutzungsanteile sind klein im Vergleich zum Dargebot.

Österreich deckt derzeit seinen Strombedarf zu etwa 60 % aus Wasserkraft. Speicher leisten einen Beitrag zur Deckung des Spitzenbedarfs und zum Ausgleich des saisonalen Abflussverhaltens.

Die Simulationen zukünftiger klimatischer Verhältnisse lassen nur geringe Veränderungen des Jahresniederschlags erwarten. Generell ist anzunehmen, dass die Alpen eine Trennlinie bilden und südlich davon die Niederschläge weiterhin tendenziell abnehmen werden. Die Temperaturen werden steigen, im Sommer stärker als im Winter.

Dadurch bedingt wird die Dauer der Schneebedeckung insbesondere zwischen 1000–2000 m zurückgehen. Die Dauer der heutigen Schneebedeckung (2010) wird bis zur Mitte des Jahrhunderts erst in Lagen auftreten, die etwa um 200 Höhenmeter bergwärts verschoben sind. Selbst bei gleichbleibender Temperatur werden die Gletscher weiterhin abnehmen, ehe sie einen neuen Gleichgewichtszustand erreichen. Bei etlichen Gletschern könnte der maximale Schmelzbeitrag bereits erreicht sein. Bis Ende des Jahrhunderts werden nur mehr kleinere Gletscheranteile vorhanden sein. Insgesamt hat der Gletscherabfluss nur geringen Einfluss auf die Wasserbilanz Österreichs, aber regionale Auswirkungen sind in hoch-alpinen Lagen zu erwarten.

Im Abfluss ist bei den Fließgewässern eine Verschiebung in der saisonalen Charakteristik sehr wahrscheinlich. Die Winterniederwässer im Alpenraum werden wegen der erhöhten Wintertemperatur und der früher eintretenden Schneeschmelze tendenziell höhere Abflusswerte zeigen. In Höhenlagen unter 900 m werden die Sommerniederwässer geringere Abflüsse aufweisen und länger andauern. Generell werden die Sommerabflüsse leicht fallende Tendenz aufweisen, die im Süden deutlich ausgeprägt ist. Bis Mitte dieses Jahrhunderts ist ein Rückgang des Abflusses im Jahresmittel von 3–6 % zu erwarten.

Bezüglich der Hochwässer ist keine klare Aussage möglich. Im Norden Österreichs (Mühl- und Waldviertel) könnten Winterhochwässer verstärkt auftreten.

Bezüglich der Wassertemperatur wird bis zur Mitte des Jahrhunderts eine durchschnittliche Zunahme zwischen 1,2– 2,1 °C in den Kärntner Seen und 2,2–2,6 °C für die meisten Salzkammergutseen angegeben. Bei den Fließgewässern wird bis 2050 ein Anstieg zwischen 0,7–1,1 °C im Sommer und 0,4–0,5 °C im Winter erwartet. Bis 2050 wird die mittlere Wassertemperatur der Donau bei Hainburg von einem aktuellen Wert von ca. 10,5 °C auf Werte zwischen 11,1 und 12,2 °C steigen.

Die Grundwasserneubildung wird bis Mitte des Jahrhunderts nur geringe Änderungen zeigen, doch dürfte sie langfristig in den meisten Regionen leicht rückläufig sein. Für kleine Wasserversorgungseinrichtungen mit ungünstigen Rahmenbedingungen kann in einigen Regionen, insbesondere in niederschlagsärmeren Gebieten, eine Beeinträchtigung der Versorgungssicherheit auftreten. Für Anlagen im alpinen Raum, sowie bei ufernahen Grundwasserentnahmen, ist keine quantitative Beeinträchtigung zu erwarten. Bisher konnten keine Signale für vermehrte Starkregenereignisse gefunden werden, die erhöhte Trübungen verursachen könnten.

Infolge erhöhter Temperaturen steigt der Wasserbedarf der Pflanzen, sodass im Osten und Südosten der Beregnungsbedarf längerfristig zunehmen wird. Da die Bewässerungsmengen überwiegend durch Grundwasserentnahmen abgedeckt werden, ist der zusätzliche Bedarf für die regionale Wasserbilanz durchaus von Bedeutung. In den niederschlagsarmen Anbauregionen Österreichs werden Sommerkulturen zunehmendem Hitze- und Trockenstress ausgesetzt sein.

Die hydrologischen Veränderungen haben einen leichten Rückgang der Wasserkrafterzeugung zur Folge, wobei die Produktion im Sommer ab- und im Winter zunehmen wird. Die vorliegenden Prognosen zeigen je nach verwendetem Klimamodell Unterschiede in der Jahreserzeugung, die bis Ende dieses Jahrhunderts zwischen +5 % und etwa –15 % liegen werden. Bezüglich des Kühlwasserbedarfs sind regional und saisonal Einschränkungen möglich, wie z. B. im Sommer im Voralpenbereich. Anlagen an den größeren Flüssen (Drau, Inn, Mur, Donau) sollten keinen wasserwirtschaftlichen Einschränkungen unterliegen.

SUMMARY

In this chapter, the quantitative changes of the components of the hydrosphere are analyzed for the period from 1950 to 2010 and then for the period from 2000 until the end of this century. For the first period, the observed changes are described by analyzing the time series of snow depth, glacier volumes, surface runoff, water temperatures and groundwater tables. For the future period from 2010 to 2100, regional climate models are applied in order to provide the input to various hydrological models. In particular, results were selected from the CLM-ECHAM5-A1B and REMO-UBA models, with SRES emission scenarios A2, A1B and B1, as well as the A1B simulation from the ARPEGE-ALADIN and Reg-CM3 from the ENSEMBLES project. Additionally, two scenarios from the 5th IPCC-Assessment Report (RCP2.6 und RCP8.5) were analysed with respect to the impacts on glaciers.

The data show that in Austria, since 1980 the snow line has shifted upwards, predominantly in the summer season. This is consistent with a stronger increase of the air temperature in the summer compared to the winter. Since the 1940s and 1950s, in the high alpine range (Sonnblick), a decrease in extreme snow depths has been detected since the middle of the last century, together with a reduced variability of annual snow depths. This effect can be explained by precipitation changes. The retreat of glaciers (a decrease in both the area and the volume) has been documented over the last decades. For example, between 1964 and 2007, the Hintereisferner in Tirol has lost on average about 23 m in ice thickness, which is equivalent to about 21 m of water.

For the period 1950–2007 the observed changes in mean annual runoff are rather small and mostly statistically insignificant. In some alpine catchments there is an increasing trend in runoff while in the south, a small negative trend was observed which was statistically significant in some basins. The alpine range constitutes also clear border with respect to changes in seasonal runoff. While north of the Alps the winter runoff (November to April) has increased, the opposite trend is found in the south. With respect to floods there is an increasing trend in about 20 % of the catchments since 1976, especially in smaller catchments north of the Alps.

Based on a comparison between the long-term mean values of lake surface water temperature from 1960 to 1989 and from 2001 to 2005, there is a statistically significant increase in measured temperature. For instance, the surface water temperature increased approximately 0.9 °C in the Traun catchment; by 1.7 °C in the Ager basin; and by approximately 1.3 °C in the Carinthian lakes.

For the reference period 1961 to 1990, the water balance for Austria yielded a mean annual precipitation of 1140–1170 mm/year, an evapotranspiration rate of 510– 520 mm/year and a mean annual runoff of 630–650 mm/year. In comparison to these figures, the total water consumption is small. Austrian industry consumes 20 mm/year, while domestic water requirements are about 8 mm/year and the irrigation demand amounts to 2 mm/year.

Austria covers approximately 60 % of its electric energy demand by hydropower. Numerous high alpine storage schemes buffer seasonal runoff patterns and assist in balancing energy demand and generation.

Climate change models and simulations indicate only small changes in precipitation over Central Europe. The Alps are considered as a dividing range between an area of increasing precipitation in the north and a decreasing area in the south. Air temperature increase in all models, and are more pronounced in summer than in winter.

As a consequence, the number of days with permanent snow cover will decrease especially in regions lying at elevations between 1 000 to 2 000 m and it is estimated that the current snow cover (2010) will be shifted by about 200 m towards higher altitudes by the middle of the century.

Even without any further increase in temperature glaciers will continue to shrink before they reach a new equilibrium. In several glacier catchments, the peak contribution to runoff caused by melting may already have been reached. Thus, by the end of this century, only small glaciated areas will exist. Overall, glacial runoff is essential for high alpine catchments however contribution to the water balance for Austria is quite small.

Due to the Alpine environment, there is a pronounced seasonality in runoff patterns. Considering the expected higher temperatures, the seasonal patterns will shift. Due to warmer winter temperatures, and an earlier start of the snow melt period, the winter low flows will be augmented. The summer low flows are expected to decrease in low land catchments, particularly in southern regions. By 2050, mean annual runoff may decrease by 3–6 %.

With respect to floods, no clear climate response could be identified, except for winter floods which are more likely to occur in the northern parts of Austria (Wald- und Mühlviertel).

With respect to water temperatures, it is expected that, by 2050, mean lake water temperatures in the Carinthian lakes will increase between 1.2 to 2.1 °C and by 2.2 to 2.6 °C for most of the lakes in Salzkammergut. By 2050, river water temperatures will increase between 0.7 to 1.1 °C in summer and by 0.4 to 0.5 °C in winter. Simulations to 2050 for the Danube show a mean annual water temperature range of 11.1 to 12.2 °C, compared to 10.5 °C today.

Minor changes are expected in groundwater recharge until 2050, however, in the long term a small decreasing trend may be found in most regions. Considering the spatial heterogeneity of available water resources, some adverse impacts for small water suppliers may occur, especially in regions with low precipitation. Water supply from springs in alpine regions or from bank filtered groundwater will not face any water stress. So far, there is no evidence for more frequent heavy rainfall events which could create turbidity problems.

Due to increasing temperatures, especially during the vegetation period, it is expected that increasing agricultural water demand will occur, especially in eastern and in southeastern Austria. Since irrigation water stems mainly from groundwater, the increased water demands will have effects on the regional water balance. In the precipitation limited agricultural regions of Austria, crops will be subjected to additional heat and drought stress.

The hydrological changes will result in an overall decrease of annual hydropower production, with a decrease in summer and an increase in winter production. Depending on the selected forcing regional climate model, the annual changes in power generation range between +5 % and -15 % in 2100. Cooling water demands may be restricted in the summer periods in some pre-alpine catchments, while the major facilities along the Drau, Inn, Mur and Danube should be able to cover their demand.

KERNAUSSAGEN

Wasservorkommen

Österreich ist als wasserreiches Land zu bezeichnen und nutzt nur einen kleinen Teil des Wasserdargebots. Regional bestehen große Unterschiede im Wasserdargebot, das generell ein West-Ost-Gefälle aufweist, wobei der Osten als niederschlagsarm einzustufen ist. Mittelfristig (Mitte des Jahrhunderts) sind nur geringe Veränderungen im Abfluss zu erwarten (mittleres Vertrauen). Langfristig (Ende des Jahrhunderts) wird der Abfluss in vielen Gebieten Österreichs leicht abnehmen (hohes Vertrauen), wobei der Süden stärker betroffen sein dürfte.

Extremereignisse

In der Periode 1976–2007 haben in etwa 20 % der Einzugsgebiete in Österreich die maximalen jährlichen Hochwasserabflüsse zugenommen, besonders in kleinen Gebieten nördlich des Alpenhauptkamms. Die Trends seit 1950 sind weniger deutlich ausgeprägt. Die zukünftige Beurteilung der Veränderung von Hochwässern ist sehr unsicher. Im Norden Österreichs könnten Winterhochwässer verstärkt auftreten (geringes Vertrauen).

Die bisherigen Winterniederwässer im Alpenraum werden mittelfristig höhere Abflusswerte zeigen, und die Schneeschmelze wird früher einsetzen (sehr wahrscheinlich). In den Flachlandgebieten im Süd-Osten ist eine Verschärfung der Sommerniederwässer zu erwarten.

Schnee

Die Schneefallgrenze ist in Österreich seit 1980 gestiegen – deutlich (signifikant) gestiegen im Sommer, unwesentlich gestiegen (nicht signifikant) im Winter. Die Dauer der Schneebedeckung wird mittelfristig (bis zur Mitte des Jahrhunderts) besonders in Lagen zwischen 1000 und 2000 m zurückgehen (sehr wahrscheinlich). Die Dauer der heutigen Schneebedeckung an einem Standort wird bis zur Mitte des Jahrhunderts erst in einer Höhenlage, die um etwa 200 Meter bergwärts verschoben ist, auftreten (wahrscheinlich).

• Gletscher

In den letzten Jahrzehnten haben sämtliche Gletscher Österreichs deutlich an Fläche und Volumen abgenommen. So hat der Hintereisferner vom Herbst 1964 bis zum Herbst 2007 21 m Wasseräquivalent verloren, das sind ca. 23 m Eisdicke über den ganzen Gletscher gemittelt. Der Effekt auf den Wasserhaushalt Österreichs ist vernachlässigbar. Der Beitrag der Gletscher zum Abflussgeschehen ist aber von regionaler Bedeutung.

Das Abschmelzen der Gletscher setzt sich fort (sehr wahrscheinlich), wobei das zukünftige Klimaszenario eine relativ geringe Rolle spielt, da ein substanzieller Teil des zukünftigen Massenverlustes als Anpassung an die bereits vergangene Klimaänderung zu verstehen ist. Im optimistischen Fall stabilisieren sich die österreichischen Gletscher gegen Ende des 21. Jahrhunderts bei etwa 20 % des momentanen Eisvolumens.

• Wassertemperatur

Seit den 1980er Jahren sind die Wassertemperaturen in Österreichs Flüssen um ca. 1,5 °C im Sommer bzw. 0,7 °C im Winter (Mittelwert über alle Messstellen) gestiegen. Eine weitere Erhöhung der Wassertemperatur ist in allen Seen und Fließgewässern zu erwarten, doch wird diese regional unterschiedlich ausgeprägt erfolgen (sehr sicher). Mittelfristig (bis Mitte des Jahrhunderts) wird der weitere Anstieg der Wassertemperatur in den Seen zwischen 1,2 und 2,6 °C liegen (wahrscheinlich). Die Unterschiede sind durch die Lage der Seen, das Volumen der Wasserkörper, deren Durchmischung und durch unterschiedliche Zuflussmengen erklärbar.

Trinkwasser

Österreich deckt seinen Hauswasserbedarf (derzeit ca. 8 mm/Jahr bezogen auf die Gesamtwasserbilanz) aus Quellund Grundwasser. Der pro-Kopf-Wasserverbrauch ist in Österreich rückläufig. Bezüglich der Trinkwasserversorgung kann zukünftig bei kleinen Versorgern mit ungünstigen Rahmenbedingungen (Südoststeiermark, Teile Oberösterreichs) eine Beeinträchtigung der Versorgungssicherheit auftreten (unsicher). Die Grundwasserneubildung dürfte in den niederschlagsärmeren Gebieten mittel- bis langfristig rückläufig sein (wahrscheinlich). Für Wasserversorgungsanlagen im alpinen Raum sowie bei ufernahen Grundwasserentnahmen ist keine quantitative Beeinträchtigung zu erwarten. Qualitativ können durch häufigere Starkregenereignisse (geringes Vertrauen) verstärkt Trübungen auftreten, die technisch zu beseitigen sind.

• Bewässerung

Die jährliche Bewässerungsmenge variiert und beträgt derzeit, bezogen auf die Gesamtwasserbilanz, durchschnittlich etwa 2 mm/Jahr und hat daher nur untergeordnete Bedeutung. Da aber die Bewässerungsmengen überwiegend durch Entnahmen aus regionalen Grundwassersystemen abgedeckt werden, sind sie für die regionale Wasserbilanz durchaus von Bedeutung.

Infolge erhöhter Temperaturen steigt der Wasserbedarf der Pflanzen, insbesondere der Kulturpflanzen. In einigen Gebieten im Osten und Südosten könnte der Beregnungsbedarf zunehmen (wahrscheinlich). Da die Vegetationsperiode auch früher einsetzen wird, ist eine Abschätzung des zusätzlichen Bedarfs unsicher. In den niederschlagsarmen Anbauregionen Österreichs werden Sommerkulturen zunehmendem Hitzeund Trockenstress ausgesetzt sein (wahrscheinlich).

Wasserkraftnutzung

Österreich deckt derzeit etwa 60 % des Verbrauchs elektrischer Energie durch Wasserkraft. Aufgrund des stetig steigenden Energieverbrauchs und des geringen Zuwachses an neuen Wasserkraftanlagen nimmt der Anteil der Wasserkraft an der Gesamtenergieproduktion stetig ab.

Mittelfristig (bis zur Mitte des Jahrhunderts) ist ein leichter Rückgang der Wasserkrafterzeugung (wahrscheinlich) zu erwarten, wobei die Wintererzeugung zunehmen wird. Langfristig (bis Ende dieses Jahrhunderts) ergeben sich Unterschiede in den Simulationen, die auf verschiedenen regionalen Klimamodellen aufbauen, doch ist eine weitere Abnahme der Jahresenergieerzeugung (+5–15 %) zu erwarten (geringes Vertrauen).

Kühlwasserbedarf

Bezüglich Kühlwasserbedarf sollten mittelfristig (bis Mitte des Jahrhunderts) die Anlagen an den größeren Flüssen (Drau, Inn, Mur, Donau) keinen wasserwirtschaftlichen Einschränkungen unterliegen (wahrscheinlich). An Voralpenflüssen könnten längerfristig in den Sommermonaten Engpässe auftreten.

2.1 Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Hydrosphäre 2.1 Impacts of climate change on the hydrosphere

Folgende Komponenten des Wasserkreislaufs werden in der angegebenen Reihenfolge behandelt: Schnee und Gletscher, Permafrost, Fließgewässer, limnische Systeme, Boden- und Grundwasser und wasserwirtschaftliche Nutzungen. Diese beinhalten eine Darstellung des Trinkwasserbedarfs, des landwirtschaftlichen Bewässerungsbedarfs, sowie der hydroelektrischen Energieerzeugung und des zu erwartenden Kühlwasserbedarfs. Da eine ausführliche Beschreibung der Niederschlagsveränderungen in Band 1, Kapitel 4 enthalten ist, wird im Abschnitt 2.8 nur eine zusammenfassende Darstellung der Entwicklung der Wasserbilanz, bzw. deren Komponenten Niederschlag, Abfluss und Verdunstung, gegeben. Detaillierte Aussagen zu Abflussänderungen enthält Abschnitt 2.5, in dem auch verschiedene treibende regionale Klimamodelle herangezogen werden.

In den einzelnen Abschnitten dieses Kapitels werden zuerst die in den letzten 50 bis 60 Jahren beobachteten Veränderungen im Wasserkreislauf dargestellt, wobei insbesondere auf die klimabedingten Aspekte eingegangen wird. Zusätzlich ist in den beobachteten Zeitreihen auch der direkte anthropogene Einfluss enthalten. Dieser wird durch die Veränderung der Landschaft und Landnutzung sowie durch wasserwirtschaftliche Maßnahmen, wie z. B. durch Speicheranlagen und Ausleitungen, verursacht. In manchen Einzugsgebieten ist der anthropogene Einfluss deutlich ausgeprägt, doch wird in diesem Kapitel darauf nicht explizit eingegangen.

Anschließend werden die bis Ende des 21. Jahrhunderts zu erwartenden Veränderungen diskutiert. Da die hydrologischen Prozesse und der Wasserkreislauf eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität aufweisen, bestehen in den prognostizierten Auswirkungen durch Klimaveränderungen große Unsicherheiten. Zur Quantifizierung der Unsicherheiten werden diverse Studien, Publikationen und vielfach auch "graue Literatur" herangezogen und der Fokus auf die Analyse von Mechanismen und Prozessen gelegt.

Methodisch werden für die Abschätzung der zukünftigen Veränderungen mehrere regionale Klimaszenarien mit unterschiedlichem Antrieb und räumlicher Auflösung herangezogen. Insbesondere werden die Ergebnisse des CLM-ECHAM5-A1B-Modells, des REMO-UBA-Modells (A2, A1B, B1), sowie die A1B-Simulationen des ARPEGE-ALA-DIN und Reg-CM3 aus dem ENSEMBLES-Projekt verwendet. Ergänzend wurden dann noch Szenarien (RCP2.6 und RCP8.5) des 5. Sachstandsberichts des IPCC, sowie verschiedene Downscaling-Verfahren, Sensitivitätsuntersuchungen und vergleichende Analysen (räumlich und zeitlich) herangezogen. Damit kann der Schwankungsbereich in den Aussagen eingegrenzt werden.

2.2 Schnee2.2 Snow

2.2.1 Einleitung

Aufgrund des Einflusses der Schneedecke auf den Energieund Wasserhaushalt spielt ihre räumliche Ausdehnung eine wichtige klimatische und hydrologische Rolle, die eine ausgeprägte Saisonalität aufweist. Durch ihre Eigenschaften, Sonnenlicht zu reflektieren und Wasser temporär zu speichern, steht die Schneedecke in enger Wechselwirkung mit dem Klima (Hantel et al., 2000; ZAMG, 2012). Die Schneedecke ist aber nicht nur räumlich sehr heterogen, auch die Schwankungen zwischen einzelnen Wintern können enorm sein. Ein schneearmer Winter oder auch mehrere schneearme Winter hintereinander können daher nicht ohne weiteres als Folge des Klimawandels angesehen werden. Eine systematische und für Österreich flächendeckende Analyse der historischen, räumlich-zeitlichen Dynamik der Schneedecke steht, anders als z. B. für die Schweiz, noch aus. Derzeit liegt nur eine Auswertung für die Subregion des Sonnblick-Massivs (Schöner et al., 2009) vor. Im Rahmen des Projektes SNOWPAT.at (ACRP-Programm) wird dies aber derzeit nachgeholt (ZAMG, 2013).

Der Schneereichtum in Österreich ist hauptsächlich von der Seehöhe sowie von der Lage des Gebiets relativ zu den Hauptströmungsrichtungen des Windes abhängig. Er variiert dementsprechend stark. Unter 1 200 m Seehöhe fällt die größte Schneemenge meist im kältesten Monat, dem Jänner. In den höheren Lagen treten die ergiebigsten Schneefälle wegen der milderen und wasserdampfreicheren Luftmassen erst im März und April auf, in Seehöhen über 3 000 m von Mai bis Anfang Juni. Im österreichischen Flächenmittel fallen in einem mittleren Jahr etwa 3,3 m Neuschnee, wobei es im Raum Krems nur 30 cm, am Sonnblick hingegen 22 m sind (Böhm, 2008). Die Grenze ganzjähriger Schneebedeckung liegt derzeit in den Nördlichen Kalkalpen bei etwa 2700 m, in den Hohen Tauern bei 2900 m und in den Ötztaler Alpen bei knapp über 3000 m Seehöhe (Auer et al., 2001 a,b; Hiebl et al., 2011).

Wesentliche Kenngrößen zur Beschreibung der Schneedecke sind mittlere jährliche Neuschneesummen, Schneehöhen, Schneedichte, Dauer der Schneebedeckung und Höhenlage der Schneegrenze.

und der Schneefallgrenze

2.2.2

Regelmäßige Messungen des Schnees werden in Österreich vom Hydrographischen Zentralbüro, der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), den Lawinenwarndiensten der Bundesländer, einzelnen Energieversorgern, Universitätsinstituten und der Gemeinde Wien (MA31) durchgeführt. Längere Aufzeichnungen zu Schneemessungen, die eine zeitliche Untersuchung von Schwankungen und Trends ermöglichen, liegen vorwiegend vom Hydrographischen Zentralbüro und der ZAMG vor. Während bei ersterem bereits zu Beginn der Messungen das Schwergewicht auf den Schnee gelegt wurde und daher Zeitreihen seit 1893 existieren (Neuschneesumme, Schneehöhe), wurde der Schnee von der ZAMG erst später ins Messprogramm aufgenommen. Tägliche Neuschneesummen liegen ab 1984 vor, tägliche Schneehöhen sind ab ca. 1925 verfügbar. Nur an einzelnen Sonderstandorten, wie dem Sonnblick, wurden von der ZAMG schon früher Schneemessungen durchgeführt. Das Tagesdatenarchiv der ZAMG wurde durch einen Brand während des Zweiten Weltkriegs fast zur Gänze vernichtet.

Erste Bearbeitungen von Schneekenngrößen erfolgten in Österreich durch Steinhauser (1970, 1976) und Lauscher (1993) für Wien und Innsbruck, sowie durch Fliri (1991) für Tirol. Eine umfangreiche Aufarbeitung der österreichischen Schneemessreihen, mit besonderer Berücksichtigung der Datenqualität, erfolgte durch Mohnl (1994). Bis zu diesem Zeitpunkt wurde auf Monats- bzw. Jahreswerte der Schneekennzahlen zurückgegriffen. Tageswerte lagen noch nicht in digitaler Form vor. Daher wurden im Rahmen von StartClim1 (Schöner et al., 2003), StartClim2007 (Auer et al., 2008) sowie des Projekts FORALPS (Jurkovic et al., 2005) die Schneemessdaten für Österreich digitalisiert und durch Jurkovic (2008) analysiert.

Die Aufarbeitung der Schneemessreihen in Österreich zeigt in den zeitlichen Trends für die Parameter Neuschnee und Schneedecke ein sehr heterogenes Bild (Mohnl, 1994): deutlich positive Trends stehen negativen Trends gegenüber; räumliche Muster sind nur schwer abzuleiten. An ungefähr der Hälfte der Messstationen konnte kein statistisch signifikanter Trend festgestellt werden. Die Schneearmut der 1990er Jahre, obwohl damals noch nicht zur Gänze erfasst, liegt innerhalb





der Grenzen natürlicher statistischer Schwankungen (Mohnl, 1994). Erste Auswertungen der Schneehöhen der StartClim-Stationszeitreihen zeigen für das zwanzigste Jahrhundert einen eher abnehmenden Trend der Schneedeckendauer für den Süden von Österreich und eher gleichbleibende bis zunehmende Trends der Schneedeckendauer für den Norden und Osten Österreichs (Jurkovic, 2008).

Steinacker (1983) führte eine eingehende meteorologische Analyse der Schneefallgrenze in Österreich durch und zeigte die Bedeutung der Feuchttemperatur im Vergleich zur Lufttemperatur als bessere Vorhersagegröße. Darauf aufbauend erfolgten weitere Untersuchungen über raum-zeitliche Änderungen der Schneefallgrenze durch Hofer (2007) und Rohregger (2008). Aus diesen Arbeiten liegen Zeitreihen der Schneefallgrenze vor, die bis 1980 zurückreichen. Der Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag wurde bei 1 °C Feuchttemperatur angesetzt. Es zeigt sich für alle Jahreszeiten ein Anstieg der Schneefallgrenze, der am deutlichsten für den Sommer ausfällt, am geringsten für den Winter. Abbildung 2.1 zeigt



Sommer



Schneehöhenmaximum Jahr



Abbildung 2.2 Karte des mittleren Schneehöhenmaximums in Österreich für die Periode 1971–2000. Quelle: Hiebl et al. (2011) Figure 2.2 Spatial distribution of mean annual maxima of fresh fallen snow over Austria. Period from 1971–2000. Source: Hiebl et al. (2011)

dies beispielhaft für die Station Wien (Hohe Warte). Der deutlichere Anstieg der Schneefallgrenze im Sommer ist in guter Übereinstimmung mit dem stärkeren Anstieg der Lufttemperatur im Sommer. Im Winter sind die Änderungen nur schwach ausgeprägt. (siehe auch Band 1, Kapitel 3). Weiters konnte Hofer (2007) deutliche Abweichungen zwischen einer (rechnerischen) potenziellen Schneefallgrenze (Berücksichtigung aller Tage) im Vergleich zur zu tatsächlichen Schneefallgrenze (nur Tage mit Niederschlag) für den Winter zeigen. Die tatsächliche Schneefallgrenze liegt über der potenziellen, was Hofer durch den vorwiegenden Anteil von Niederschlägen aus Warmfronten im Winter erklärt.

Klimakarten des Schnees für verschiedene dreißigjährige Klimanormalperioden liegen aus mehreren Arbeiten für Österreich vor (Schöner et al., 2001; Schöner und Mohnl, 2000; Schöner und Mohl, 2003; Hiebl et al., 2011). Derartige Rasterdaten sind nicht nur eine wichtige Planungsgrundlage (z. B. zur Berechnung von Schneelasten für Bauwerke), sondern auch eine wesentliche Grundlage zur Bestimmung von Klimaregionen. Das Beispiel in Abbildung 2.2 zeigt sehr deutlich die wesentlich kleineren Neuschneesummen bzw. maximalen Schneehöhen für das Gebiet der Ötztaler Alpen im Vergleich zu den Hohen Tauern, obwohl die Seehöhen beider Regionen in einem ähnlichen Bereich liegen.

Zum Zusammenhang von Klimaänderung und Schneedecke in Österreich wurde ein statistisches Modell entwickelt, das den Zusammenhang von Schneedeckendauer und Lufttemperatur beschreibt. Die Median-Schneelinie, die nicht der oben erwähnten Schneefallgrenze entspricht, sondern das Produkt aus Schneeakkumulation und Schneeablation im Gelände darstellt, beschreibt jene Seehöhe, ab der in 50 % der Wintertage mit einer Schneehöhe größer 5 cm zu rechnen ist. Für den Alpenraum ergibt das als Mittel der Periode 1961 bis 2000 eine Seehöhe von 705 m im Winter und 2585 m im Sommer (Abbildung 2.3). Auf dieser Seehöhe ist die Empfindlichkeit der Schneelinie gegenüber einer Temperaturänderung am größten (Hantel et al., 2012). Weiters wurde eine Empfindlichkeit der Median-Schneelinie gegenüber einer sogenannten Alpentemperatur von 123 (\pm 17) m/°C gefunden sowie ein zeitlicher Trend der Median-Schneelinie von 52 (\pm 39) m/10 Jahre für die Periode 1961 bis 2010 festgestellt, was einem Anstieg der Schneelinie um ca. 50 m/10 Jahre entspricht. In Hantel & Maurer (2011) wurde eine Anpassung mit einem einfachen logistischen Modell vorgenommen.

Diese Aussagen über Änderungen der Schneelinie sind als Mittelwert für die österreichischen Alpen zu interpretieren, da die räumliche Variabilität der Temperaturempfindlichkeit der Schneedeckendauer (und damit auch der Schneelinie) innerhalb Österreichs sehr groß ist. Lokal können daher Temperaturänderungen von 1 °C zu einer deutlich größeren oder kleineren Änderung der Schneelinie führen. Außerdem werden die Schneedeckendauer und die Schneelinie nicht nur durch die Lufttemperatur bestimmt, sondern auch ganz deutlich von der Niederschlagsmenge und durch die räumlichen Unterschiede der Temperaturempfindlichkeit (Abbildung 2.3).

Langjährige Aufzeichnungen der Schneehöhe aus dem hochalpinen Bereich des Rauriser Sonnblicks, die bis 1928 zurückreichen (Schöner et al., 2009), weisen Extremschneehöhen von über 10 m in den 1940er bzw. 1950er Jahren aus. Im Zeitraum von 1970 bis 2005 wurden dann wesentlich geringere jährliche Schwankungen verzeichnet, wobei das langjährige Mittel bei etwa 350–400 cm lag.

2.2.3 Zukünftige Veränderungen der Schneehöhen

Die räumliche Verteilung und Dynamik der Schneehöhe hängt von einer ganzen Reihe von Klimaelementen ab. Die wichtigsten Einflussfaktoren sind der Niederschlag, die Temperatur, die Strahlung sowie Wind und Feuchte. Weiters sind noch die Topographie, laterale Transportprozesse und Interaktion mit der Vegetation zu berücksichtigen. Sowohl die Einflussfaktoren als auch die Prozesse weisen eine starke raumzeitliche Variabilität auf. Es ist daher schwierig, Aussagen über die Auswirkungen des Klimawandels auf die Verteilung der Schneehöhen auf regionaler und besonders lokaler Skala zu treffen. Generell ist auch für zukünftige Schneehöhen - wie bisher schon - ein räumlich sehr heterogenes Bild zu erwarten. Dort, wo möglicherweise vermehrte Winterniederschläge immer noch als Schnee fallen, können die Schneemengen auch zunehmen. Insgesamt bzw. in den übrigen Gebieten ist mit einer Abnahme zu rechnen. Es ist aber keineswegs so, dass Winter mit besonders viel Schnee auch Winter mit besonders lange anhaltender Schneedeckendauer sein müssen und umgekehrt.



Abbildung 2.3 Schneedeckendauer (%) in Abhängigkeit der Seehöhe der Klimastationen von 1961–2010. Relative Dauer der Schneebedeckung n: prozentueller Anteil der Tage mit einer Schneedecke größer 5 cm. Sommer (J, J, A) rote Signatur, Winter (D, J, F) blaue Signatur. Quelle: Hantel & Maurer (2011); www.schweizerbart.de **Figure 2.3** Snow cover duration in the period 1961–2010 as a function of altitude. Relative snow cover duration n: percentage of days with a snow layer thicker than 5 cm. red for summer (J, J, A) and blue for winter (D, J, F) (Source: Hantel & Maurer (2011); www.schweizerbart.de

2.2.4 Zukünftige Veränderungen der Schneedeckendauer

Durch den Klimawandel steigen generell auch die Wintertemperaturen und damit auch die Schneefallgrenze. Somit werden sich in Zukunft auch die Anzahl der Tage mit Schneefall bzw. als Folge daraus die Tage mit Schneebedeckung weiter reduzieren. Dieser Effekt ist abhängig von der Höhenlage, aber nicht linear, und wird sich besonders im Spätherbst und in den Frühlingsmonaten manifestieren. Am stärksten wird sich die Verkürzung der winterlichen Schneedeckendauer in Höhenlagen zwischen 1000 und 2000 m auswirken, d. h. es ist ein späterer Beginn und früheres Abschmelzen des Schnees zu erwarten. Festgestellt wurde dieses Phänomen bereits von verschiedenen Forschergruppen (Böhm, 2008; Formayer et al., 2009; Strasser et al., 2011). Schneereiche Winter wird es in Abhängigkeit von der Großwetterlage aber auch in Zukunft geben, wenngleich seltener als in der Vergangenheit. Nicht übersehen werden darf aber die starke, kurzfristige Variabilität der Schneebedeckung von Jahr zu Jahr (ZAMG, 2012; Böhm, 2008), welche um ein Vielfaches größer ist als der Einfluss des Klimawandels. Dieser kann besonders für die Schneedeckendauer nur an langfristigen Trends erkannt werden.

In den globalen Klimamodellen wird Schnee nach wie vor nur sehr grob repräsentiert. Die Modellierung der Schneedecke ist stark von der Skala des verwendeten Modells abhängig. Daher muss eine realitätsnahe Verteilung der Schneedecke und



Abbildung 2.4 Mittlere Zahl der Tage mit einem Schneewasseräquivalent > 15 mm ("Winterlandschaft") zwischen November und April für die Referenzperiode 1970/71–1999/00 (links) und Veränderung im Zeitraum 2020/21–2049/50 relativ zur Referenzperiode (rechts) für die Steiermark (oben) und Tirol (unten). Quelle: CC-Snow (2013a)

Figure 2.4 Left: Mean number of days with a snow water equivalent > 15 mm (winter landscape) from November to April in the period 1970/71–1999/00. Right: expected changes for the period 2020/21–2049/50 compared to the reference period 1970/71–1999/00). Top: Styria, bottom: Tyrol. Source: CC-Snow (2013a)

deren räumlich-zeitliche Dynamik mit separaten Schneedeckenmodellen berechnet werden, welche auf die regionale Skala anzupassen sind. Die Auswirkungen des Klimawandels auf die zukünftige Schneedeckendauer und -ausdehnung wurde im Rahmen des ACRP-Projekts CC-Snow (CC-Snow, 2013 a, b) exemplarisch für die Steiermark und Tirol untersucht (Strasser et al., 2011). Diese beiden Gebiete sind repräsentativ für die hinsichtlich des Winterniederschlags sehr unterschiedlichen Subregionen West und Südost. Als Eingangsdaten dienten die Ergebnisse des A1B-Emissionsszenarios aus dem ENSEMBLES-Projekt (van der Linden und Mitchell, 2009), welches eine geringfügige Zunahme der Winterniederschläge sowie eine allgemeine Erwärmung für die Untersuchungsgebiete prognostiziert. Diese Daten wurden mit einem Downscaling-Verfahren auf die regionale Skala übertragen (Wilcke et al., 2011) und damit das Temperatur-Index-Schneemodell

SNOWREG angetrieben. Die zukünftige Entwicklung der Schneedecke wurde mittels einer Reihe von Indikatoren dargestellt (Ragg, 2011; Strasser et al., 2011). Exemplarisch gezeigt werden soll hier das Ergebnis der METNO-Realisierung (globaler Antrieb HadCM2Q3, Regionalmodell HIRHAM) für den Indikator "weiße Winterlandschaft" (Schneewasseräquivalent >15 mm), welcher auf dieser Skala gut die Schneedeckendauer beschreibt (Abbildung 2.4). In der historischen Periode ist die Zunahme der Schneedeckendauer mit der Höhe gut zu erkennen, v.a. in Tirol mit Werten von über 150 Tagen (November bis April geschlossene Schneedecke). Man erkennt sowohl die besonders starke Abnahme der Schneebedeckung in den mittleren Höhenstufen (1000-2000 m), die dort im Mittel ca. 30 Tage, in den Tallagen (<1000 m) und Hochregionen (>2000 m) ca. 15 Tage beträgt. Die Abnahme in den Tallagen ist geringer als in den Mittellagen, da es dort ohnehin weniger Schneedeckentage gibt. In den Hochlagen ist sie auch geringer, da die Schneefälle dort im Winterhalbjahr weniger abnehmen als in den Mittellagen. Auffällig ist, dass sich im Süden und Südosten die weitaus größte Abnahme der Schneedeckendauer von im Mittel ca. 70 Tagen ergibt.

2.2.5 Zusammenfassung Schneebedeckung

Für den Zeitraum 1980 bis 2010 ist zusammenfassend festzustellen:

Die Schneefallgrenze ist in Österreich seit 1980 gestiegen: deutlich (signifikant) gestiegen im Sommer, unwesentlich gestiegen (nicht signifikant) im Winter. Diese Entwicklung deckt sich mit der wesentlich stärkeren Zunahme der Lufttemperatur im Sommer im Vergleich zum Winter.

Die Ergebnisse zeigen deutlich, dass Änderungen der Neuschneehöhe und Gesamtschneehöhe sowohl von Temperatur- als auch von Niederschlagsänderungen bestimmt werden. Im hochalpinen Bereich (Sonnblick) ist seit den 1940er und 1950er Jahren eine deutliche Abnahme der Extremschneehöhen und der Jahr-zu-Jahr-Schwankungen der Schneehöhe festzustellen, die sich gut durch Veränderungen des Niederschlags erklären lassen.

Die Median-Schneelinie besitzt gemittelt über die Periode 1961 bis 1990 im Alpenraum ihre größte Sensitivität gegenüber einer Temperaturänderung ab einer Seehöhe von 705 m im Winter und 2585 m im Sommer. Sie zeigt eine Sensitivität von 123 (±17) m/°C gegenüber Temperaturveränderungen sowie einen zeitlichen Trend von 52 (±39) m/10 Jahre. Regionale Unterschiede und Abweichungen sind dabei zu beachten.

Was die zu erwartenden Veränderungen anlangt, ist eine besonders starke Abnahme der Schneebedeckung in den mittleren Höhenstufen (1000–2000 m) – im Mittel ca. 30 Tage gegenüber ca. 15 Tagen in den Tallagen (< 1000 m) und Hochregionen (>2000 m) – zu erwarten. Auffällig ist allerdings, dass sich im Süden und Südosten die weitaus größte Abnahme der Schneedeckendauer ergibt (im Mittel ca. 70 Tage).

2.3 Gletscher2.3 Glaciers

2.3.1 Einleitung

Gletscher existieren dort, wo die langfristige Ablagerung von Schnee (Akkumulation) dessen Abbau (Ablation) übertrifft. Wenn der jährliche Überschuss eine kritische Größe erreicht,



IPCC, 2013: 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, Figure 4.11. [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and PM. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Abbildung 2.5 Regionale Gletschermassenbilanz (kg m⁻² a⁻¹) für die Region Zentraleuropa (Pfeffer et al. 2014, im Wesentlichen die Europäischen Alpen) aus unterschiedlichen Ansätzen: modelliert aus Klimadaten (blau; jährliche Auflösung: Marzeion et al., 2012, Mittelwert 1961–2004: Hock et al., 2009), differentielle Gravimetrie (grün; Jacob et al., 2012), Interpolation aus lokalen Gletschermessungen (schwarz; jährliche Auflösung: Huss, 2012; Pentadenmittel: Cogley, 2009; rot: Gardner et al, 2013). –1000 kg m⁻² entsprechen in den Alpen 0,006 mm Meeresspiegeläquivalent (SLE). Die differentielle Gravimetrie liefert aufgrund der geringen Größe der Gletscher im Alpenraum kein verlässliches Signal (Gardner et al., 2013).Quelle: nach Vaughan und Comiso (2013)

Figure 2.5 Regional glacier mass balances in kg m⁻² yr⁻¹ for Region Central Europe (Pfeffer et al. 2014, mostly European Alps) after different sources: modelled on basis of climate data (blue; on annual basis: Marzeion et al., 2012, mean of 1961–2004: Hock et al., 2009), differential gravimetry (green; Jacob et al., 2012), interpolated from local glacier measurements (black; on annual basis: Huss, 2012; 5 years running mean: Cogley, 2009; red: Gardner et al., 2013). – 1000 kg m⁻² correspond to 0.006 mm sea level equivalent of Alpine glaciers (SLE). The differential gravimetry gives no reliable signal for the Alpine Region due to the small size of the glaciers (Gardner et al., 2013). Source: after Vaughan and Comiso (2013)

wandelt sich der Schnee in Eis um, das sich wie ein plastisches Medium verformt und dann, ähnlich einem viskosen Fluid, mit Geschwindigkeiten von einigen Metern bis Dekametern pro Jahr talwärts fließt, bis es eine Umgebung erreicht, die genug Energie zuführen kann, dass es schmilzt. Solange das jährliche Defizit am unteren Gletscherende gleich groß wie der jährliche Überschuss im oberen Teil ist, befindet sich der Gletscher im Gleichgewicht und verändert seine Masse und Form nicht wesentlich. Massengewinne und -verluste werden vom Klima und der Topographie bestimmt. Gewinne in der Massenbilanz kommen vom Schneefall und seiner Umverteilung durch Wind und Lawinen, Verluste entstehen durch



Abbildung 2.6 Die Verteilung der Gletscher (schwarze Flächen) in Österreich. Grafik von A. Lambrecht Figure 2.6 The spatial distribution of glaciers (black areas) in Austria. Graph by A. Lambrecht

Schmelzvorgänge, Verdunstung und Erosion durch Wind und Lawinen. Das Zusammenspiel der Topographie mit Wind und Lawinen begünstigt die Entstehung von Gletschern in Becken, Mulden und Karen, weniger auf Rücken und Gipfeln.

Da Gletscher stark von den Klimaelementen Niederschlag, Wind, Sonnenstrahlung und Temperatur beeinflusst werden, reagieren sie sehr sensibel auf Veränderungen im Klimasystem und sind daher hervorragende Indikatoren für den Klimawandel. Gebirgsgletscher, zu denen alle Gletscher in Österreich zählen, haben ihrerseits nur räumlich begrenzten Einfluss auf klimatische Verhältnisse, sind aber wichtige saisonale und längerfristige Speicher im lokalen und regionalen Wasserhaushalt.

2.3.2 Die heutige und rezente Lage der Alpengletscher

Seit Beginn der 1980er Jahre werden an den Gletschern in Mitteleuropa kontinuierlich Massenverluste verzeichnet, die im ersten Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts nochmals verstärkt wurden (siehe Abbildung 2.5).

2.3.3 Die heutige und rezente Lage der österreichischen Gletscher

Für Österreich liegen zwei flächendeckende Gletscherinventare aus den Jahren 1969 (Patzelt, 1978) und 1998 (Lambrecht und Kuhn 2007; Kuhn und Lambrecht, 2007) vor (siehe Tabelle 2.1). Demzufolge gab es 1998 in Österreich 925 Gletscher oder Eiskörper mit mehr als 1 ha Fläche, die zusammen 452 km² bedeckten (Kuhn, 2008; Kuhn et al., 2009b). Abbildung 2.6 zeigt die Verteilung der Gletscherflächen in Österreich, wobei einige sehr kleine Gletscher in den Nördlichen Kalkalpen aus Darstellungsgründen weggelassen wurden. 50 % der österreichischen Gletscherfläche befindet sich in den beiden Gebirgsgruppen Ötztaler Alpen und Venedigergruppe.

Zwischen 1969 und 1998 haben die Gletscher in Summe ca. 16,6 % ihrer Fläche eingebüßt. Obwohl die Raten in Abhängigkeit der Höhenerstreckung in einzelnen Gebirgsgruppe stark variieren, war der relative Flächenverlust von 1969 bis 1998 in den stark vergletscherten Gebirgsgruppen (Ötztaler Alpen, Stubaier Alpen, Glockner- und Venedigergruppe) mit 13 bis 15 % relativ einheitlich. Aus der mittleren Abnahme der Eismächtigkeit von ca. 8,5 m ergibt sich für die Gletscher Österreichs ein Volumsverlust von ca. 4,6 km³. Basierend auf Dickemessungen an 64 Gletschern (Span et al., 2005; Fischer Tabelle 2.1 Zusammenfassung der zwei österreichischen Gletscherinventare 1969 und 1998. Quelle: Lambrecht und Kuhn (2007); Kuhn (2008); Kuhn et al. (2009a)

Table 2.1 A summary of the results of the two Austrian glacier inventories of 1969 and 1998. Source: Lambrecht und Kuhn (2007); Kuhn (2008); Kuhn et al. (2009a)

Name der Gebirgs- gruppe	Zahl der Gletscher	Gletscherfläche 1969	Gletscherfläche 1998	Relative Flächen- änderung	Volums- änderung	Mittlere Abnah- me der Eisdicke
	1969	km²	km²	%	1000 m³	m
Allgäuer Alpen	1	0,1760	0,0874	-50		
Ankogel-Hochalmspitz- gruppe	54	19,75	16,15	-18		
Dachsteingruppe	8	6,28	5,69	-9	-52345	-8,34
Deferegger Alpen	7	0,694	0,427	-38		
Glocknergruppe	79	68,93	59,84	-13	-770334	-11,18
Granatspitzgruppe	31	9,76	7,52	-23	-57929	-5,94
Karnische Alpen	1	0,22	0,2	-11		
Lechtaler Alpen	12	0,74	0,69	-7		
Ötztaler Alpen	213	178,01	151,16	-15	-1479542	-8,31
Rätikon	3	2,25	1,705	-24		
Rieserfernergruppe	10	4,62	3,13	-32		
Salzburger Kalkalpen	3	2,47	1,68	-32	-25592	-10,36
Samnaungruppe	37	0,189	0,082	-57		
Schobergruppe	29	5,52	3,49	-37		
Silvrettagruppe	48	24,21	18,86	-22	-238563	-9,85
Sonnblickgruppe	31	12,76	9,74	-24	-86819	-6,80
Stubaier Alpen	117	63,05	53,99	-14	-477405	-7,57
Venedigergruppe	68	93,44	81,01	-13	-854890	-9,15
Verwallgruppe	37	6,50	4,65	-28		
Zillertaler Alpen	136	65,64	50,64	-22	-604277	-9,21
	925	542,25	452,00	-16,64	-4647696	-8,57

et al., 2007) wird der 1998 noch verbleibende Eisvorrat auf etwa 17 km³ geschätzt, was einer Schicht von 200 mm Wasser über die gesamte Staatsfläche entspricht. Die Genauigkeit der Angaben ist ca. ±1 %. Weitere Details für jeden einzelnen Gletscher in Österreich sind den Inventarberichten (Kuhn, 2008; Kuhn et al., 2009a) zu entnehmen.

Für das erste Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts liegen keine österreichweiten Daten vor. Neuere Inventare für die Bundesländer Tirol (Abermann et al., 2009) und Salzburg (Stocker-Waldhuber et al., 2012) zeigen jedoch, dass die bisher beobachteten Veränderungen in verstärkter Weise weiter gehen. Die regionalen und lokalen Ergebnisse zur Gletscherentwicklung in Österreich seit Beginn des 21. Jahrhunderts lassen vermuten, dass die Gletscher im Vergleich seit 1998 deutlich mehr als 20 % des damaligen Volumens verloren haben. Tabelle 2.1 fasst die Ergebnisse der beiden Gletscherinventare von 1969 und 1998 zusammen. Die zeitliche Änderung der jährlichen Massenbilanzen wird in Abbildung 2.7 am Beispiel des Hintereisferners (Kuhn et al., 1999), der seit Jahrzehnten regelmäßig beobachtet wird, an Hand der mittleren spezifischen Massenbilanz dargestellt. Deren Wert berechnet man z. B. für "1960/61" aus der Höhe der Wasserschicht, die entsteht, wann man die Änderung des Eisvolumens eines Gletschers von 1960 bis 1961 als Schmelzwasser gleichmäßig auf dem Gletscher verteilt. Von den 52 Jahren, die hier gezeigt werden, zeigten nur fünf eine positive Massenbilanz (Die Genauigkeit der Messungen wird mit $\pm 0,1$ m geschätzt).

Offensichtlich fand in dieser Zeitreihe Anfang der 1980er Jahre ein Sprung zu negativeren Werten statt, der mit der Zunahme der Lufttemperaturen im Alpenraum zusammenfällt. Die Klimasensitivität dieses Gletschers, d. h. die Abnahme der mittleren spezifischen Massenbilanz pro Grad Erwärmung wurde mit etwa –800 mm/°K berechnet, was mit Werten anderer Alpengletscher weitgehend übereinstimmt (Hock, 2005).

Extreme Ausmaße hat der Massenverlust im Bilanzjahr 2002/2003 erreicht, in dem nach der traditionellen glaziologischen Methode (Schneehöhen und Dichten in ausgewählten Akkumulationsschächten, Eisverlust an Ablationspegeln) am Hintereisferner ein Volumsverlust von 0,018 km³ bestimmt wurde, was etwa 4 % seines Volumens entspricht (Kuhn und Olefs, 2007). Es ist davon auszugehen, dass im letzten Jahrzehnt der Gesamtverlust in etwa 0,10 km³ (das sind ca. 20 % des Volumens) betragen hat. Seit dem Jahr 2001 werden für den Hintereisferner parallel zu den glaziologischen Massenbilanzmessungen jährlich flugzeuggestützte Airborne Laserscanning (ALS)-Messungen durchgeführt (Geist und Stötter, 2008; Bollmann et al., 2011).

Die wenigen Jahre mit positiver Massenbilanz in den 1960er und 1970er Jahren waren typisch für die gesamten Alpen und führten zu beachtlichen Gletschervorstößen. Aus den vom Gletschermessdienst des Österreichischen Alpenvereins jährlich erhobenen Informationen ist abzuleiten, dass um 1980 75 % der ca. 110 der beobachteten Gletscher (z. B. Patzelt, 1985) einen Vorstoß zeigten, heute aber keiner mehr. Als klimatische Ursache für diesen Vorstoß in Zeiten ununterbrochener Zunahme der Treibhausgase wird das sogenannte "Global dimming", eine globale Abnahme der Sonneneinstrahlung aufgrund zunehmender atmosphärischer Aerosole, angenommen. Ein weiterer Grund wird in der Häufigkeit von kühlen, niederschlagsreichen Sommern gesehen, die die Alpengletscher mit Neuschnee bedeckten, der mehr Sonnenstrahlung reflektiert als das schneefreie, graue Gletschereis. Ein weiterer, wenn auch nicht so unmittelbar interpretierbarer, Hinweis auf das Verhalten der Gletscher sind deren Längenänderungen, die eine individuelle, verzögerte und Tiefpass gefilterte Reaktion jedes einzelnen Gletschers auf geänderte Klimabedingungen darstellen (Abbildung 2.8). Die Anzahl der vorstoßenden Zungen war zwischen 1975 und 1986 am größten, die mittlere Vorstoßlänge allerdings bescheiden. Seit 1986 dominieren Rückzüge der Zungen mit mittleren jährlichen Rückzugsbeträgen von bis zu über 20 m.

2.3.4 Zukünftige Entwicklung der Gletscher und der glazialen Abflüsse

Die einzigen flächendeckenden Aussagen zur Entwicklung der Gletscher in Österreich beruhen auf Modellierungen der Änderung des Eisvolumens und der Gletscherfläche aller einzelnen Gletscher weltweit von Marzeion et al. (2012). Demzufolge wird etwa um das Jahr 2030 das Eisvolumen der österreichi-



Abbildung 2.7 Die Zeitreihe der jährlichen mittleren spezifischen Massenbilanzen des Hintereisferners 1952/53 bis 2010/11 in mm Wasseräquivalent. Quelle: Fischer et al. (2012)

Figure 2.7 Time series of the annual mean specific mass balance of Hintereisferner 1952/53 to 2010/11 in mm of water equivalent. Source: Fischer et al. (2012)

schen Gletscher auf die Hälfte der Mittelwerte der Periode von 1985-2004 gesunken sein. Für den zukünftigen Massenverlust spielt das gewählte Klimaszenario eine relativ geringe Rolle, da ein substanzieller Teil des zukünftigen Massenverlustes als Anpassung auf die bereits vergangene Klimaänderung zu verstehen ist. Im Klimaszenario mit dem geringsten menschlichen Eingriff (RCP2.6) stabilisieren sich die österreichischen Gletscher aber gegen Ende des 21. Jahrhunderts bei etwa 20 % des momentanen Eisvolumens, wogegen das andere Extremszenario (RCP8.5) praktisch zum gänzlichen Abschmelzen der Gletscher in Österreich führt (Abbildung 2.9).

Auch ohne weitere Erwärmung gegenüber dem Zeitraum von 1985 bis 2004 würden die Gletscher ein weiteres Volumen von 14 \pm 9 km³ Wasseräquivalent verlieren, ehe sich ein neues Gleichgewicht einstellen könnte.

Hinsichtlich des Gletscherabflusses ist demzufolge davon auszugehen, dass der maximale jährliche Abfluss schon erreicht, wenn nicht gar überschritten ist (Abbildung 2.9, Mitte). Die Wirkung der Flächenabnahme für den Gletscherabfluss ist damit bedeutsamer geworden als die durch die Temperaturzunahme bedingte gesteigert Schmelzrate.

Detaillierte Untersuchungen zur zukünftigen Entwicklung einzelner Gletscher liegen aus den Ötztaler und Stubaier Alpen vor (Weber et al., 2009; Kuhn und Olefs, 2007). Am Beispiel des Vernagtferners modellierten Weber et al. (2009) die Veränderungen unter Annahme eines A1B-Szenarios auf der Basis des REMO-Modells (Jacob et al., 2007) mit 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 %. Ausgehend von der



Abbildung 2.8 Mittlere Änderungsbeträge (oben) und Anzahl der vorstoßenden (hellgrau), gleichbleibenden (grau), und zurückweichenden (schwarz) Zungen (unten) von ca. 100 Einzelgletschern in den Österreichischen Alpen. Quelle: Jährlicher Bericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins, z. B. Fischer (2013)

Figure 2.8 Average length changes (upper graph) and number of advancing (light grey), stationary (grey), and retreating (black) glacier tongues (lower graph) of ca. 100 glaciers in the Austrian Alps. Source: Annual report on glacier length measurements of the Austrian Alpine Club, e.g. Fischer (2013)

Eisdickenverteilung im Jahr 2006 wird dementsprechend der Vernagtferner schon 2025 in ca. 5 Teilgletscher zerfallen sein. Sowohl die Berechnung der Schneeakkumulation als auch der Schnee- und Eisschmelze erfolgte auf den Gletscherflächen mit dem Gletscherteilmodell "Surges" (Prasch, 2010).

Abbildung 2.10 zeigt zwei Szenarien für die Entwicklung des spezifischen und des gesamten Schmelzwasserabflusses; eines für den zweitgrößten Gletscher Österreichs, den Gepatschferner mit 17 km² Fläche und Eisdicken über 200 m , das zweite für den Fernauferner im Stubaital mit 1,8 km² und maximal 80 m Eisdicke. Das verwendete Modell wurde mit den Sommertemperaturen und den Änderungen der Eisdicke nach den digitalen Höhenmodellen von 1997 und 2006 kalibriert. Für den großen Gepatschferner wird eine Zunahme des Schmelzwasserabflusses bis zu einer Erwärmung um 3°C berechnet; beim kleinen Fernauferner tritt das Abflussmaximum schon bei +2°C in, bei +4°C ist er fast verschwunden und seine spezifische Bilanz wird weniger negativ, weil nur noch die höchstgelegenen Flächen beitragen.

Sensitivitätsuntersuchungen mit Hilfe von Simulationen (Kuhn und Bartlogg, 1999) zeigen, dass für nivale Abflussregime bei steigenden Temperaturen (–1 bis +3 °C) die Sommerspitze des Abflusses in frühere Monate verschoben und gedämpft wird und im Herbst und Winter wegen des wachsenden Anteils von Regen am Niederschlag höhere Abflusswerte auftreten.

Für die Obere Salzach simulierten Koboltschnig und Schöner (2009, 2011) und Koboltschnig et al. (2009) den heißen AAR14



Creative Commons 3.0: Marzeion, B., Jarosch, A.H., Hofer, M.

Abbildung 2.9 Rekonstruktionen und Projektionen der Änderung des Eisvolumens und der Fläche der österreichischen Gletscher, nach Marzeion et al. (2012). Das Gletschermodell wurde angetrieben durch Rekonstruktionen und Projektionen des Klimas von globalen Klimamodellen ("historical" und "RCP"), gezeigt wird das Ensemble-Mittel und die Ensemble-Standardabweichung. Eine weitere Rekonstruktion wurde angetrieben mit dem beobachteten Klima ("CRU", Mitchell und Jones, 2005). Alle Werte relativ zum Mittel 1985–2004. Die beobachtete Flächenänderung bezieht sich auf die Gletscherkataster von 1969 und 1998 (Lambrecht und Kuhn 2007; Kuhn, 2008; Kuhn et al. 2009a). Oben: Änderung des Gesamteisvolumens. Mitte: Änderungsrate des Eisvolumens. Unten: Änderung der Gletscherfläche

Figure 2.9 Reconstructions and projections of ice volume and surface area changes of the Austrian glacier, after Marzeion et al. (2012). The glacier model was driven by reconstructions and projections of global climate models ("historical" and "RCP"). Ensemble means and standard deviations are shown. A further reconstruction was driven by observed climate ("CRU", Mitchell und Jones, 2005). All values relative to mean of 1985–2004. Observed surface area changes in relation to glacier inventory data of 1969 and 1998 (Lambrecht und Kuhn 2007; Kuhn, 2008; Kuhn et al. 2009a). Up: Change in ice volume. Middle: Changing rate in ice volume. Down: Change in glacier area

Sommer 2003 und quantifizierten den Gletscherbeitrag mit 58 % des August-Abflusses am Pegel Mittersill. Das Tagesmaximum des Schmelzbeitrags betrug nahezu 70 %, während der Jahresbeitrag 2003 bei ca. 15 % lag. In einem Sommer mit nur leicht negativer Gletschermassenbilanz sinkt der Anteil der Gletscherschmelze am Abfluss deutlich. Nachtnebel et al. (2009) ermittelten einen Abflussanteil aus der Gletscherzone am Pegel Mittersill für die Sommermonate (Juli, August, September) von 36 % im Jahre 2003, während der Beitrag im Jahr 2004 bei 2,5 % und 2005 bei knapp 6 % lag. Weitere Analysen zur zukünftigen Entwicklung der Gletscher im Einzugsgebiet des Inn liegen von Weber et al. (2009) und Kuhn und Olefs (2007) vor.

Im Rahmen des GLOWA Danube (Global Change Atlas, 2009) wurden die Veränderungen des Gletscherabflusses im Einzugsgebiet des Inn mit Hilfe des Modells "Danubia" simuliert (Weber et al., 2009). Als Input wurden die Modelloutputs, Niederschlag und Temperatur, vom Regionalmodell REMO (Jacob et al., 2007) und vom MM5-Modell (Global Change Atlas, 2009) herangezogen und auf ein 1 km Raster





2,8 °C is expected for the period 2090–2099, while an increase of 4 °C is expected in the A1F1-scenario. Source: IPCC (2007a,b)

interpoliert. Beide Modelle basierten auf den Ergebnissen des ECHAM5-Klimamodells (Marke, 2008).

Unter diesen klimatischen Randbedingungen wird die derzeitige Eisreserve der Gletscher innerhalb des Untersuchungszeitraums 2011 bis 2060 weitestgehend aufgebraucht sein. Der Schmelzwasserbeitrag der Gletscher steigt vorerst (Dekade 2011 bis 2020) und führt zu deutlich höheren Sommerabflüssen als in der Dekade 1991 bis 2000. Der derzeitige Anteil steigt demnach von 50 % auf mehr als 70 %. Mit der abnehmenden Gletscherfläche verringert sich der Gletscherabfluss stetig, aber erst gegen 2030 wird das durchschnittliche Niveau der Abflüsse vor dem Jahr 2000 wieder erreicht. In den nachfolgenden Jahrzehnten liefern die Gletscher einen deutlichen geringeren Abflussbeitrag als heute. Die Auswirkungen zeigen sich am deutlichsten in Kopfeinzugsgebieten, wie beispielsweise am Pegel der Rofenache in Vent (Abbildung 2.11). Das Einzugsgebiet an der Pegelstelle beträgt 98 km², von denen derzeit ca. 35 % vergletschert sind.

Kuhn et al., (2009a) verwendeten ein Szenario, das auf einem um 20 % reduzierten Sommerniederschlag, einem um 15 % erhöhten Winterniederschlag, sowie Temperaturanstiege um 2°C im Sommer und 1°C im Winter aufbaute. Die mögliche Bandbreite des Abflussgeschehens im Einzugsgebiet Obergurgl (Ötztaler Ache) wird demnach in den kommenden zwei bis drei Jahrzehnten zwischen der roten und grünen Linie in Abbildung 2.12 liegen.

Ein Vergleich mit berechneten Gletscherspenden von Kuhn und Olefs (2007) und Koboltschnig und Schöner (2009) ergibt bei gleicher Vergletscherung bei Weber et al. (2009) etwa die 3-fache Menge (Schöner et al., 2011). Je größer das betrachtete Einzugsgebiet gewählt wird, umso geringer wird der Effekt des Gletscherbeitrags. Der derzeitige mittlere Anteil wird z. B. für den Innpegel Innsbruck bei einer Einzugsgebietsfläche von 5792 km² mit 8,4 % des Jahresabflusses und für den Pegel Achleiten / Donau mit einer Fläche von 76660 km² mit 1,6 % angegeben (Weber et al. 2009).





© Bayerische Akademie der Wissenschaften, Alfons-Goppel-Str. 11, 80539 München

Abbildung 2.11 Dekadendarstellung der zeitlichen Veränderung des Gletscheranteils am Abfluss im Vergleich zu 1991–2000. Quelle: Weber und Prasch (2009)

Figure 2.11 Temporal changes of glacier melt contribution to total runoff (decadal means compared with the period 1991–2000. Source: Weber und Prasch (2009)



Abbildung 2.12 Gemessener Abfluss (Mittelwerte 1982–2003) und Klimaszenarien für das Einzugsgebiet Obergurgl: rot: mit Gletscherfläche von 1997 und Klimaänderung; blau: Referenzperiode 1982–2003; grün: ohne Schmelzbeitrag der Gletscher. Quelle: Kuhn et al. (2009b)

Figure 2.12 Mean seasonal runoff pattern at gauging station Obergurgl (Gurgler Ache): red: with glaciered area in 1997 and under climate change; blue: reference period 1982–2003; green: without any glacier melt contribution. Source: Kuhn et al. (2009b)

2.3.5 Zusammenfassung Gletscher

Wie überall in den Alpen sind auch in Österreich die eisbedeckte Fläche, das Eisvolumen und auch die Anzahl der Gletscher seit dem Ende der "Kleinen Eiszeit" in der Mitte des 19. Jahrhunderts zurückgegangen.

Aus den verschiedenen Simulationen, die unterschiedliche methodische Ansätze und Klimaszenarien verwenden, ergibt sich ein starker Rückgang der Gletscher. Für den zukünftigen Massenverlust der Gletscher spielt das gewählte Klimaszenario eine relativ geringe Rolle, da ein substanzieller Teil des zukünftigen Massenverlustes als Anpassung auf die bereits vergangene Klimaänderung zu verstehen ist. Im Klimaszenario mit dem geringsten menschlichen Eingriff (RCP2.6) stabilisieren sich die österreichischen Gletscher gegen Ende des 21. Jahrhunderts bei etwa 20 % des momentanen Eisvolumens, wogegen das andere Extremszenario (RCP8.5) praktisch zum gänzlichen Abschmelzen der Gletscher in Österreich führt.

Der Beitrag der Gletscherschmelze zum Abflussgeschehen stellt in sehr trockenen und warmen Sommern (z. B. 2003) im inneralpinen Raum eine wesentliche Komponente dar. Der Höhepunkt des mittleren Gletscherbeitrags zum Abfluss dürfte in den österreichischen Alpen durch das Kleinerwerden der Gletscher bereits erreicht oder überschritten sein. Bei einigen Szenarien (A1B) tritt das Maximum der Schmelzabflüsse erst in den nächsten Jahrzehnten auf, je nach Gebiet und Höhenlage des Gletschers.

2.4	Permafrost
2.4	Permafrost

Die Zusammenhänge zwischen Klimawandel und Permafrost sind ausführlich in Band 2, Kapitel 4 dargestellt. Dieser Abschnitt bezieht sich auf die Wechselwirkung von Permafrost und Hydrologie, wobei sowohl die Aspekte der Permafrostverbreitung (flächenhafter Permafrost, unter anderem in Lockersedimentakkumulationen; intakte und reliktische Blockgletscher) und deren Bedeutung für den Wasserhaushalt als auch mögliche Belastungen der Gewässer durch Schwermetallbelastungen durch schmelzendes Eis aus Permafrostkörpern beleuchtet werden.

2.4.1 Einleitung

Blockgletscher gelten aufgrund ihrer markanten Erscheinung allgemein als Leitformen des alpinen Permafrosts und wurden deshalb seit Beginn der Permafrostforschung in den Alpen im Detail untersucht (Boeckli et al., 2012). Ein erstes umfassendes Blockgletscherinventar wurde von Lieb (1996) für die östlichen österreichischen Alpen erstellt. Heute ist die Blockgletscherverteilung der österreichischen Alpen in ausreichend gutem Maße bekannt und dokumentiert. Als intakte Blockgletscher (in dieser Gruppe werden aktive und inaktive Blockgletscher zusammengefasst) werden in diesem Zusammenhang jene Blockgletscher bezeichnet, die im Gegensatz zu reliktischen oder fossilen Blockgletschern über einen rezenten Eisgehalt verfügen (vgl. Band 2, Kapitel 4).

Aus hydrologischer Sicht ist insbesondere das Vorhandensein von Eis im Blockgletscherkörper ein wichtiges Kriterium zur Klassifizierung von Blockgletschern in Blockgletscherinventaren. Bezüglich des gespeicherten Wasservolumens können nur Schätzwerte angegeben werden. Für Tirol geben Krainer und Ribis (2012) einen Schätzwert von etwa 0,19 bis 0,27 km³ an. Im Vergleich zum Eisvolumen der Tiroler Gletscher (13 km³) beträgt das in Blockgletschern gespeicherte Eisvolumen maximal nur knapp zwei Prozent.

2.4.2 Hydrologische Bedeutung von Blockgletschern

Insbesondere das Vorhandensein von Eis in Permafrostkörpern (Blockgletscher und flächenhafter Permafrost) entscheidet über deren hydrologische Wirkung, wobei der Eisgehalt von Blockgletschern zwischen 40 und 60 % liegt. Krainer und Ribis (2009) analysierten die hydrologische Bedeutung ausgewählter intakter Blockgletscher in den Ötztaler Alpen (Kaiserberg-Blockgletscher) und Stubaier Alpen (Reichenkar-Blockgletscher) anhand von Pegelmessungen. In dieser Arbeit wurde gezeigt, dass der Großteil des Abflusses von der Schneeschmelze und von sommerlichem Niederschlag stammt und nur ein geringer Teil auf abschmelzendes Eis bzw. auf Grundoder Bergwasser zurückzuführen ist. Ein vergleichbares Ergebnis lieferten auch Untersuchungen stabiler Isotope an beiden Blockgletschern (Krainer und Mostler, 2002; Krainer et al., 2007). Krainer und Mostler (2002) kommen zum Schluss, dass aktive Blockgletscher in hochalpinen Einzugsgebieten nur zu einem geringen Teil zum Gesamtabfluss beitragen. Sie können aber in bedeutendem Maße indirekt zu einzelnen Abflussspitzen beitragen, da sie als Wasserstauer wirken und somit Niederschlagswasser direkt dem Abfluss zuführen (Krainer und Mostler, 2002).

Es ist davon auszugehen, dass flächenhafter Permafrost in Lockersedimenten in ähnlicher Art und Weise auf das Abflussverhalten wirkt, wie dies intakte Blockgletscher tun, wobei anzumerken ist, dass die Mächtigkeiten der Permafrostkörper noch nicht ausreichend gut erfasst wurden.

Seit wenigen Jahren werden Abflüsse aus Blockgletschern auf ihre Schwermetallbelastung untersucht. Dabei wurden in Bächen, die aus Blockgletschern entwässern, hohe Nickel-, Mangan-, Kupfer-, Zink- oder Arsenkonzentrationen festgestellt (Krainer et al., 2012; Nickus et al., 2012; Rogger et al., 2012; Rogger, et al., 2013). Es ist noch nicht gelungen, die Herkunft der Schwermetalle zweifelsfrei zu bestimmen. Es wird angenommen, dass die Schwermetalle im Permafrosteis gespeichert sind und auf atmosphärische Einträge zurückzuführen sind (Krainer et al., 2012).

2.4.3 Zukünftige Veränderungen von Blockgletschern

Nach den IPCC-Temperaturprognosen ist mit großer Wahrscheinlichkeit davon auszugehen, dass heute noch intakte Permafrostkörper in den österreichischen Alpen massiven Veränderungen unterworfen werden und bedeutende Flächen permafrostfrei werden. Aufgrund des geringen absoluten Eisvolumens ist allerdings anzunehmen, dass bei einem gleichbleibenden oder verstärkten Temperaturanstieg - und somit einem Anstieg der Permafrostuntergrenze - der hydrologisch wirksame Beitrag aus Blockgletschern am Gesamtabfluss in den Alpentälern unbedeutend gering bleiben wird. Heute noch rezente und zukünftig reliktische Blockgletscherkörper im Speziellen und Permafrostkörper im Allgemeinen werden in jenen alpinen Gebieten, in denen sie einen bedeutenden Flächenanteil einnehmen, hydrologisch als vergrößerte Grundwasserkörper wirksam werden (Winkler et al., 2012). Insgesamt ist bei einem massiven Ausschmelzen des Permafrosteises wohl von einer verbesserten Retentionseigenschaft des eisfrei gewordenen Untergrundes auszugehen (vgl. auch Rogger et al., 2013).

Demgegenüber ist anzunehmen, dass während der Perioden verstärkter Schmelze des in Permafrostkörpern gebundenen Eises lokal ein Anstieg der Schwermetallbelastung erwartet werden kann. Das betrifft vor allem jene Gewässer, die aus permafrostreichen Regionen entwässern und gegenwärtig schon hohe Schwermetallbelastungen aufweisen. Die Untersuchungen der letzten Jahre zeigen, dass eine mehr oder weniger kontinuierliche Zunahme der Bodentemperaturen in den österreichischen Alpen (Kellerer-Pirklbauer, 2013) mit einer Degradation von Permafrostflächen verbunden ist.

2.5 Fließgewässer

2.5 Running waters

2.5.1 Einleitung

Der vorliegende Abschnitt fasst die Ergebnisse von Abflussveränderungen im Mittel, im saisonalen Verhalten und in den Extremwerten (Hochwasser, Niederwasser) zusammen. Ausführliche Darstellungen sind in Böhm et al. (2008), ÖWAV (2010) und in der ZAMG/TU-Wien Studie (BMLFUW, 2011) zu finden. Die zukünftigen Abflusstrends sind unterschiedlich, je nach verwendetem treibenden regionalen Klimamodell. In Abschnitt 2.8.2 sind dann noch ergänzend weitere Modellrechnungen dargestellt, wobei dort der Schwerpunkt auf der Darstellung der Wasserbilanz liegt.

2.5.2 Beobachtete Veränderungen im Mittelwasserabfluss

Auf Jahresbasis sind für den längeren Zeitraum 1951 bis 2000 die Trends in den Abflusshöhen nur schwach und statistisch kaum signifikant ausgeprägt (Fürst et al., 2008). Regional und saisonal betrachtet zeigen sich jedoch deutliche Unterschiede in der mittelfristigen Veränderung des Abflusses, wobei der Alpenhauptkamm eine klare Grenze bildet (Abbildung 2.13 und 2.14). Im Süden besteht ein fallender, im Alpenraum dominiert hingegen ein steigender Trend im Jahresabfluss.

Im saisonalen Verhalten sind ebenfalls deutliche regionale Unterschiede erkennbar. Im Winterhalbjahr stehen eindeutig positiven Abflusstrends (November bis April) nördlich des Alpenhauptkammes negative Trends im Süden gegenüber. Die Gebiete südlich des Alpenhauptkammes sind auch durch negative Trends in den Frühjahrs- und Sommermonaten geprägt. Die Signifikanz der Änderungen ist sowohl den Abbildungen 2.13 und 2.14 als auch Tabelle 2.2 zu entnehmen.

2.5.3 Zukünftige Veränderungen im Mittelwasserabfluss

Wie aus dem ENSEMBLES-Projekt (van der Linden und Mitchell, 2009) ersichtlich ist, liegt der Ostalpenraum in einer Übergangszone, für die nach Norden hin größere Niederschlagsmengen vorhergesagt werden, während diese nach Süden abnehmen (siehe dazu auch Abbildung 9 in Band 1, Kapitel 4). Veränderungen des Mittelwasserabflusses unter Klimawandelbedingungen hängen stark von den Klimaänderungssignalen und hier insbesondere von der Veränderung des Niederschlags im zugrunde liegenden Klimamodell ab. Eine ausführliche Diskussion der Robustheit bzw. der Unsicherheiten in den regionalen Klimaszenarien findet in Band 1, Kapitel 4 statt. Für die hydrologischen Abflussberechnungen wurden daher in diesem Kapitel verschiedene regionale Klimamodelle als Antrieb herangezogen.

In Nachtnebel et al. (2010a) wurden die korrigierten Daten des REMO-UBA-Modells (Déqué, 2007; Formayer, 2010; Formayer und Haas, 2010) mit einer räumlichen Auflösung von 10 km Rasterlänge und für drei Emissionsszena-

Tabelle 2.2 Prozent der Pegel mit steigenden und fallenden Trends der Abflüsse in Österreich. Erster Wert bezieht sich auf die Jahresmittel, Werte in Klammer auf die Vierteljahresabflüsse (DJF, MAM, JJA, SON). Entsprechend dem gewählten Signifikanzniveau sind Werte von 5 % und kleiner als zufällig anzusehen. Quelle: Blaschke et al. (2011)

Table 2.2 Percentage of gauging stations with increasing or falling trends in runoff in Austria. First figure refers to mean annual values, in brackets 4 seasonal values referring to DJF, MAM, JJA, SON. According to the chosen significance level all the values within a \pm 5 % quantile are considered as insignificant. Source: Blaschke et al. (2011)

	1950–2007 (min. 45 Jahre)			1976–2007 (min. 25 Jahre)		
	Anteil der Pegel [%] mit			Anteil der Pegel [%] mit		
	steigendem Trend	nicht signif. Trend	fallendem Trend	steigendem Trend	nicht signif. Trend	fallendem Trend
Alle Gebiete in Öster- reich	9 (15 7 15 18)	68 (67 53 68 77)	23 (18 40 17 5)	9 (7 10 8 16)	81 (84 81 71 80)	10 (9 9 21 4)
Rhein, Donau und Elbe- gebiete	11 (17 7 19 22)	79 (77 57 62 76)	10 (6 36 19 2)	9 (7 11 9 15)	85 (85 87 72 82)	6 (8 2 19 3)
Drau, Mur und Raab- gebiete	7 (13 7 10 8)	41 (44 44 77 79)	52 (43 49 13 13)	7 (7 7 4 19)	70 (80 64 69 74)	23 (13 29 27 7)



Abbildung 2.13 Veränderungen im Jahresabfluss im Zeitraum 1951–2000. Quelle: Fürst et al. (2008)

Figure 2.13 Observed changes in annual runoff in the period 1951–2000. Source: Fürst et al. (2008)



Abbildung 2.14 Veränderungen im Sommerabfluss (oben) und Winterabfluss (unten) im Zeitraum 1951–2000. Quelle: Fürst et al. (2008)

Figure 2.14 Observed changes in summer runoff (top) and winter runoff (below) in the period 1951–2000. Source: Fürst et al. (2008)

rien (A1B, A2, B1) verwendet. Unter Berücksichtigung der Geländehöhen wurden die Rasterwerte von Temperatur und Niederschlag auf ein 1 km-Raster interpoliert und als Input für das flächenverteilte hydrologisches Modell COSERO herangezogen (Nachtnebel und Fuchs, 2004; Eder et al., 2005; Kling, 2006). Als Modelloutput lieferten die Modelle dann Zeitreihen der Monatsabflüsse. Eine Überprüfung der simulierten Abflüsse wurde für die Referenzperiode 1961 bis 1990, teilweise bis zum Jahr 2005, in 188 Einzugsgebieten vorgenommen.

In den hydrologischen Modellsimulationen (Nachtnebel et al.; 2010a) werden bis zur Mitte des Jahrhunderts kleine Zunahmen im mittleren Abfluss für große Teile Österreichs ausgewiesen. Für den Westen und Süden werden leicht fallende Abflussmittel ausgewiesen. Bis zum Zeitraum 2061 bis 2090 beeinflussen dann weiterhin steigende Temperaturen den Was-



Abbildung 2.15 Prozentuelle Änderungen des mittleren Jahresabflusses (REMO-UBA, A1B Szenario). Links: Zeitraum 2036–2065 – Zeitraum 1961–1990; rechts: Zeitraum 2061–2090 – Zeitraum 1961–1990. Quelle: aus Nachtnebel et al. (2010a)

Figure 2.15 Changes in mean annual runoff (%) (REMO-UBA, A1B scenario). Left: period 2036–2065 – period 1961–1990; right: period 2061–2090 – period 1961–1990. Source: Nachtnebel et al. (2010a)



Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Springer Science+Business Media: Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, Auswirkungen des Klimawandels auf das Wasserdargebot von Grund- und Oberflächenwasser, Band 63 (1-2), 2011, S. 33, A.P. Blaschke, R. Merz, J. Parajka, J. Salinas, G. Blöschl, Abb. 2

Abbildung 2.16 Prozentuelle Änderungen des Sommerabflusses (J, J, A) (links) und des Winterabflusses (D, J, F) (rechts) für den Zeitraum 2021–2050 verglichen mit dem Zeitraum 1976–2006. Das Klimaszenario CLM-ECHAM5-A1B wird als treibender Input eines Niederschlag-Abflussmodells herangezogen und jeweils mit der Periode 1976–2006 verglichen; blau: Zunahme, rot: Abnahme. Quelle: Blaschke et al. (2011)

Figure 2.16 Expected changes (%) in summer (J, J, A) (left) and winter runoff (D, J, F) (right) in the period 2021–2050 compared to 1976–2006. Driving climate model is CLM-ECHAM5-A1B compared to the period 1976–2006 and simulated by a rainfall runoff model; blue: increase, red: decrease. Source: Blaschke et al. (2011)

serhaushalt, sodass die Abflüsse überwiegend fallende Tendenz zeigen (Abbildung 2.15). Einzelne kleine Einzugsgebiete im Osten Österreichs (z. B. Seewinkel) zeigen starke prozentuelle Änderungen, was aber durch deren derzeit sehr geringen bis vernachlässigbaren Oberflächenabfluss erklärbar ist.

Blaschke et al. (2011) verwendeten eine ähnliche Methodik, wobei als Input das regionale Klimamodell CLM-ECHAM5 diente. Insgesamt sind die berechneten Änderungen des mittleren jährlichen Abflusses klein (Blaschke et al., 2011), wobei in einigen Regionen (Mühlviertel) eine leichte Zunahme von bis zu 10 % berechnet wird, was durch die im Klimamodell in diesem Gebiet simulierten größeren Niederschläge erklärt wird. Gegen Ende des 21. Jahrhunderts dominieren in allen Modellen der Temperaturanstieg und die damit erhöhte Verdunstung, sodass der Abfluss tendenziell rückläufig ist, insbesondere im Süden Österreichs. Tabelle 2.3 Prozent der Pegel mit steigenden, nicht signifikanten und fallenden Trends der Jahreshochwässer in Österreich, sowie nördlich und südlich des Alpenhauptkammes. Der erste Wert bezieht sich auf Gebiete > 500 km², der zweiter Wert auf Gebiete < 500 km². Entsprechend dem gewählten Signifikanzniveau von 5 % sind Werte von 5 % und kleiner als insignifikant anzusehen. Quelle: Blöschl et al. (2011)

Table 2.3 Percentage of gauging stations with increasing, insignificant and decreasing trends in annual runoff maxima in Austria, north and south of the Alps. The first value refers to catchments larger than 500 km², the second one to catchments smaller than 500 km². All values within a confidence band of ($<\pm5$ %) are considered as insignificant. Source: Blöschl et al. (2011)

	1955 - 2007 (min. 40 Jahre)			1976 - 2007 (min. 25 Jahre)			
	Anteil d. Pegel [%] mit			Ar	Anteil d. Pegel [%] mit		
	steigendem Trend	nicht signif. Trend	fallendem Trend	steigendem Trend	nicht signif. Trend	fallendem Trend	
Alle Gebiete in Österreich	7/17	86/75	7/8	12/22	81/74	7/4	
Rhein, Donau und Elbegebiete	7/21	82/71	11/8	14/25	82/72	4/3	
Drau, Mur und Raabgebiete	7/5	93/88	0/7	9/10	77/81	14/9	

Im saisonalen Abflussverhalten (Abbildung 2.16) treten bei allen Modellen deutliche Klimaeffekte auf. Im Alpenraum werden durch die erhöhten Temperaturen die Winterabflüsse zunehmen, während im Sommer die Verdunstung stark dominiert, sodass die Sommerabflüsse generell abnehmen werden. Grundsätzlich kann davon ausgegangen werden, dass temperatur-induzierte Abflussänderungen (mehr Regen als Schnee, Verschiebung der Schneeschmelze, Gletscherspende) deutlich belastbarer sind als Abflussänderungen, die durch Niederschlagsveränderungen verursacht werden (Blaschke et al., 2011).

Generell weisen die Szenarienanalysen sehr große Unsicherheiten auf (Blöschl et al., 2007; Nachtnebel et al., 2010a; Blöschl und Montanari, 2010). Dies ist durch die unterschiedlichen Emissionsszenarien, die verschiedenen treibenden Klimamodelle, deren unterschiedliche räumliche Auflösung und durch die Modelldefizite selbst zu erklären. Die Unsicherheit zufolge hydrologischer Modelle bzw. durch Klimamodelle kann mittels Modelltests, Sensitivitätsanalysen und Ensemblesimulationen analysiert werden (z. B. Merz et al., 2011). Für Simulationen, die bis zum Ende des 21. Jahrhunderts reichen, nehmen die Unsicherheiten naturgemäß stark zu.

Um die Zuverlässigkeit in der Beurteilung der Klimaeinflüsse auf den Abfluss zu erhöhen, wurden in der ZAMG/TU-Wien Studie (BMLFUW, 2011) mehrere Methoden herangezogen, die sich in Hinblick auf Datengrundlage und Annahmen unterscheiden. Neben den zwei üblichen Ansätzen, CLM-ECHAM5 basierte Trendanalysen und Szenarienanalysen, die sich wesentlich in Hinblick auf Daten und Modellannahmen unterscheiden, wurden ergänzend zwei weitere Methoden angewandt. Die erste basiert auf einer Analyse der zeitlichen Variabilität der Daten (Sensitivitätsanalyse oder Elastizitätsmethode) und die zweite, die "Trading space for time"-Methode, analysiert die räumliche Variabilität der Daten. Ein Vergleich der Ergebnisse aus verschiedenen methodischen Ansätzen ist in Abbildung 2.17 dargestellt.

Beim Vergleich der auf unterschiedlichen Methoden beruhenden Ergebnisse ist festzustellen, dass für die Periode 2021 bis 2050 tendenziell eine Abnahme der Mittelwasserführung im Süden und wahrscheinlich auch im Südosten zu erwarten ist. Im Norden (Mühl- und Waldviertel) ist von einer leichten Zunahme auszugehen. Die Veränderungen in den alpinen Gebieten sind mit hohen Unsicherheiten behaftet.

2.5.4 Beobachtete Veränderungen im Hochwassergeschehen

Auf Basis des im Projekt HORA (Hochwasserrisikozonierung-Austria) erstellten Datensatzes von Hochwasserdurchflüssen in Österreich (Merz et al., 2008; Rogger et al., 2011) wurden in der ZAMG/TU-Wien Studie (BMLFUW, 2011) Trendanalysen durchgeführt (Tabelle 2.3). Wie von Parajka et al. (2009, 2010) dargestellt, sind nicht nur die Änderungen der Hochwasserdurchflüsse ein wichtiger Indikator von Klimaeinflüssen auf das Hochwasserregime, sondern auch die auslösenden Prozesse bzw. die Jahreszeit, in der sie auftreten.

Für Österreich ist zusammenfassend festzustellen (BM-LFUW, 2011), dass in den letzten 30 Jahren in etwa 20 % der Einzugsgebiete die Hochwässer zugenommen haben, besonders in kleinen Gebieten nördlich des Alpenhauptkamms. Österreichweit haben die Winterhochwässer deutlich stärker zugenommen als die Sommerhochwässer. In nahezu keinem



Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Springer Science+Business Media:Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, Auswirkungen des Klimawandels auf das Wasserdargebot von Grund- und Oberflächenwasser, Band 63 (1-2), 2011, S. 36, A.P. Blaschke, R. Merz, J. Parajka, J. Salinas, G. Blöschl, Abb. 6

Abbildung 2.17 Vergleich der Trends im mittleren jährlichen Abfluss der Periode 2021–2050 mit 1976–2006 nach vier Methoden. Treibendes Modell ist das Szenario CLM-ECHAM5-A1B. Quelle: Blaschke et al. (2011)

Figure 2.17 Comparison of mean annual runoff trends in the period 2021–2050 with 1976–2006 based on four different approaches. Driving climate model is the CLM-ECHAM5-A1B. Source: Blaschke et al. (2011)

Gebiet haben in diesem Zeitraum die Hochwässer abgenommen.

Bei Auswertung eines etwas längeren Zeitraums, wie über die letzten 50 Jahre, ist der Trend aber weniger deutlich ausgeprägt. Die Trends über die letzten 100–150 Jahre zeigen, dass in manchen großen Einzugsgebieten (z. B. der Donau) die kleinen Hochwässer zugenommen haben, jedoch nicht die großen Hochwässer.

Die Häufung der Hochwässer in den letzten Jahrzehnten liegt im Rahmen der natürlichen Variabilität von Hochwasserdekaden, aber auch ein Einfluss einer Klimaänderung ist nicht auszuschließen.

Die hochwasserauslösenden Prozesse in Österreich unterscheiden sich je nach der Region. Die Größe der Hochwässer wird durch das Wechselspiel der Saisonalität von Niederschlag, Schnee und Abflussbereitschaft bestimmt. Ihre Entstehungsmechanismen wurden nach fünf Typen klassifiziert:

- Hochwässer zufolge langer Niederschläge,
- Hochwässer zufolge kurzer Niederschläge,
- Hochwässer aufgrund von Gewittern,

- Regen-auf-Schnee-Ereignisse und
- Schneeschmelzhochwässer (siehe dazu auch Abbildung 2.18).

43 % aller untersuchten Jahreshöchsthochwässer waren Hochwässer zufolge langer Niederschläge, nur 3 % waren Schneeschmelzhochwässer.

2.5.5 Zukünftige Veränderungen im Hochwassergeschehen

Prognosen über Hochwasseränderungen sind nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht möglich, da die zukünftige Entwicklung der Extremwerte des Klimas, insbesondere des Niederschlags, nicht ausreichend zuverlässig berechnet werden kann.

In der ZAMG/TU Wien Studie (BMLFUW, 2011) wurden die oben angeführten Mechanismen für mögliche Änderungen der Hochwasserentstehung und ihrer Saisonalität herangezogen und nach den Typen analysiert. Dadurch können Unsicherheiten getrennt nach den Mechanismen und ihrer Saisonalität ausgewiesen werden. Die Wenn-Dann-Szenarien



Möglicher % Einfluss einzelner Mechanismen auf die HQ100 in einem typischen Gebiet in der Region

Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Springer Science+Business Media: Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, Auswirkungen des Klimawandels auf Hochwasser und Niederwasser, Band 63 (1-2), 2011, S. 26, G. Blöschl, A.Viglione, R. Merz, J. Parajka, J. L. Salinas, W., Schöner, Abb. 5

Abbildung 2.18 Wenn-Dann-Szenarien für das HQ₁₀₀ bei bestimmten Annahmen der Änderungen der hochwasserauslösenden Prozesse (2021–2050 im Vergleich zu 1976–2007). Quelle: Blöschl et al. (2011)

Figure 2.18 If-then scenarios to analyse changes of HQ_{100} runoff under assumption of changes in flood generating processes. Comparison of the period 2021–2050 with 1976–2007. Source: Blöschl et al. (2011)

(Zeithorizont 2021 bis 2050 im Vergleich zu 1976 bis 2007) der Studie wurden mittels des Modells von Sivapalan et al. (2005) durchgeführt.

Insgesamt ergibt sich folgendes Bild: es sind erhöhte konvektive Niederschläge von +2 bis +10 % möglich und eine Verschiebung des Zeitpunktes der Hochwässer in Richtung früher Frühjahrshochwasser und mehr Winterhochwässer ist zu erwarten. Im Inn-, im Mühl- und im Waldviertel kann eine gewisse Verschiebung der Hochwässer vom Sommer in den Winter mit steigenden Lufttemperaturen in Zusammenhang gebracht werden, weshalb eine Überprüfung der Bemessungswerte notwendig sein kann.

Abbildung 2.18 stellt die Ergebnisse der Wenn-Dann-Szenarien grafisch dar. Der erste Balken von links in blau zeigt beispielsweise, dass infolge einer Verschiebung von Sommer- und Winterniederschlägen eine Reduktion von 3 % des HQ₁₀₀-Abflusswertes (ein Extremereignis mit einem durchschnittlichen Wiederkehrsintervall von 100 Jahren) für den Zeitraum 2021 bis 2050 im Vergleich zu 1976 bis 2007 zu erwarten ist. Rot, grün und gelb entsprechen den anderen die Hochwässer verändernden Mechanismen und dunkelbraun beinhaltet alle Mechanismen.

Besonders in kleinen Gebieten ist die Unsicherheit von Bemessungswerten im derzeitigen Klima wesentlich größer als die hier diskutierten Änderungen aufgrund des Klimawandels. Bei der Bestimmung von Bemessungswerten des Hochwassers (Blöschl und Merz, 2008) ist deshalb die Unsicherheit durch Verwendung einer möglichst weitreichenden Datenbasis zu reduzieren, die über das Hochwasserkollektiv hinausgeht (Salinas et al., 2011; Blöschl et al., 2012).

Um Veränderungen im Hochwassergeschehen zu erfassen, wurden ergänzend Szenarien mit Niederschlags-Abflussmodellen angewandt (Nachtnebel et al., 1999; Nachtnebel und Fuchs, 2004; Nachtnebel et al., 2010c; Holzmann et al., 2010; Holzmann und Koboltschnig, 2010) sowie der Zusammenhang zwischen großräumigen Druckmustern über MittelTabelle 2.4 Prozent der Pegel mit steigenden und fallenden Trends der Niederwasserdurchflüsse Q₉₅ in Österreich. h ist die mittlere Einzugsgebietshöhe. Nur die unbeeinflussten bzw. gering beeinflussten Pegel sind ausgezählt. Quelle: Blöschl et al. (2011)

Table 2.4 Percentage of gauging stations with increasing, insignificant (\pm 5 %) and decreasing trends in Q₉₅ low flow quantiles. h mean sea level of catchment. Only undisturbed gauging stations are considered. Source: Blöschl et al. (2011)

	1950–2007 (min. 45 Jahre)			1976–2007 (min. 25 Jahre)		
	Anteil der Pegel [%] mit			Ante	eil der Pegel [%]] mit
	steigendem Trend	nicht signif. Trend	fallendem Trend	steigendem Trend	nicht signif. Trend	fallendem Trend
Alle Gebiete in Österreich	19	73	8	8	85	7
Gebiete mit h < 900 m	5	82	13	5	84	11
Gebiete mit h > 900m	34	58	8	14	83	3

europa mit dem Auftreten von Abflussextremen statistisch analysiert (Nachtnebel et al., 2010c). Die Analysen ergaben im Vergleich zur Kontrollperiode 1961 bis 1990 keine Veränderungen in der Häufigkeit des Auftretens von Hochwasser auslösenden Druckmustern über dem Alpenraum. Allerdings wurden auf Basis der Wetterlagenklassifikation WLK733 (Philipp et al., 2010) für den Winter und Frühling ein häufigeres Auftreten jener Wetterlagen prognostiziert, die in den Klimaregionen im Norden und Westen Österreichs in diesen Jahreszeiten Hochwasserereignisse auslösen.

Auch in Bezug auf die 3-tägigen Niederschlagsereignisse zeigen die Trends der Wetterlagen weder eine deutlich positive noch negative Änderung in der Zukunft. In den Wintermonaten könnte in den Regionen Inneralpin, West und Nord eine Zunahme der 3-tägigen Extremniederschläge erfolgen (Nachtnebel et al., 2010c). Für die übrigen Jahreszeiten kann keine Tendenz abgelesen werden.

2.5.6 Beobachtete Veränderungen im Niederwasser

In den alpinen Gebieten Österreichs treten häufig Winterniederwässer als Folge von Schnee bzw. Gefrierprozessen auf. Im östlichen Flachland dominieren Sommerniederwässer zufolge hoher Verdunstung und längerer Trockenphasen. Niederwässer können durch die Marke Q_{95} gekennzeichnet werden, eine Marke, die mit 5 % Wahrscheinlichkeit noch unterschritten werden kann. Über 900 m Seehöhe haben im Zeitraum 1976– 2007 in 14 % der Pegeleinzugsgebiete die Niederwasserabflüsse (Q_{95}) zugenommen und in nur 3 % der Gebiete abgenommen. Unter 900 m Seehöhe haben im gleichen Zeitraum in 10 % der Pegeleinzugsgebiete die Niederwasserabflüsse (Q_{95}) abgenommen und in nur 5 % der Gebiete zugenommen (Tabelle 2.4). Eine Abnahme ist insbesondere im Süden und Südosten Österreichs festzustellen (BMLFUW, 2011).

2.5.7 Zukünftige Veränderungen im Niederwasser

In den Alpen Österreichs (hochgelegene Gebiete bzw. Winterniederwasserregime) zeigen die Berechnungen bei Verwendung verschiedener Klimaszenarien für den Zeitraum 2021 bis 2050 im Vergleich zu 1976 bis 2006 eine deutliche Zunahme der Abflüsse bei Niederwasser. Die Zunahme beträgt etwa 10-25 %. In den tiefer gelegenen Gebieten (< 900 m) sowie im Alpenvorland geben die Szenarienrechnungen differenzierte Ergebnisse: in manchen Einzugsgebieten wird eine leichte Zunahme des Abflusses berechnet (z. B. Mühlviertel), in anderen Gebieten wird eine Abnahme des Abflusses von etwa 10-15 % bei Niederwasser ermittelt (z. B. Weinviertel, Nördliches Burgenland, Teile der Südsteiermark, Teile des niederösterreichischen Alpenvorlands). Die Abnahme der Abflüsse bei Niederwasser im Osten betrifft alle Jahreszeiten, die Zunahme der Abflüsse bei Niederwasser im Westen hingegen den Winter und das Frühjahr. Generell ist zu erwarten, dass sich der Trend abnehmender Niederwasserabflüsse im Osten mit bis zu 10–15 % für den Zeithorizont 2021 bis 2050 im Vergleich zu 1976 bis 2007 fortsetzen wird.

Hauptsächlich für den alpinen Raum eignet sich das Niederwasserjahr 2003 sehr gut für die Beurteilung von Niederwassersituationen bei Klimaänderung im Sommer, da dies ein extremes Jahr war, wie es auch in Zukunft häufiger auftreten kann (BMLFUW, 2011; Blöschl et al., 2011; Habersack et al., 2006).

Weitere Ergebnisse zur Veränderung der Abflusssituation in Niederwasserphasen sind in Abschnitt 2.8.6 (Tabelle 2.6) zu finden.

2.5.8 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen zum Abflussverhalten

Tendenziell zeigen die Jahresmittel der Abflüsse zwischen 1951 und 2000 in vielen Einzugsgebieten eine leicht fallende Tendenz. Insbesondere südlich des Alpenhauptkamms ist dieses Verhalten ausgeprägt. Weiters weist der Abfluss eine deutliche, durch den Alpenraum geprägte, Saisonalität auf.

Allein durch die weiter steigenden Temperaturen und die damit einhergehende Verdunstungszunahme wird die Jahresabflussfracht tendenziell abnehmen, wobei der Süden stärker betroffen sein dürfte. Wieweit dies durch Änderungen im Niederschlag kompensiert oder verstärkt wird, ist mit großen Unsicherheiten behaftet, da der Ostalpenraum in den Klimamodellen in einer Übergangszone von abnehmenden Niederschlägen im Süden zu zunehmenden Niederschlägen im Norden liegt.

Durch die Zunahme der Temperatur werden auch die Winterabflüsse steigen, während jene im Sommer, insbesondere im Flachland, abnehmen dürften. Die Schneeschmelze setzt zunehmend früher ein. Insgesamt ist der Abflussbeitrag der Gletscher gering, doch in alpinen Gewässern kann er in heißen Sommern bedeutend sein. Etwa ab der Mitte des 21. Jahrhunderts – es liegen dazu unterschiedliche Aussagen vor – sind nur mehr kleine vergletscherte Flächen vorhanden, sodass deren Schmelzabfluss deutlich zurückgehen wird.

Die Projektionen ergeben, dass die Häufigkeit der Winterniederwässer im Alpenraum abnehmen wird (der Abfluss nimmt zu), während in den Flachlandgebieten im Süd-Osten eine Verschärfung der Niederwassersituation zu erwarten ist. Bezüglich der Veränderungen im Hochwasserabfluss sind die Aussagen sehr unsicher. Im Zeitraum 1976–2007 haben in etwa 20 % der Einzugsgebiete in Österreich die Hochwässer zugenommen, besonders in kleinen Gebieten nördlich des Alpenhauptkammes. Die Trends in der Periode 1951–2007 sind weniger deutlich. Österreich weit haben die Winterhochwässer deutlich stärker zugenommen als die Sommerhochwässer. Szenarien und Modellanalysen zeigen, dass in einigen Gebieten im Norden (Mühl- und Waldviertel) eine Tendenz zum verstärkten Auftritt von Winterhochwässern besteht.

2.6 Limnische Systeme2.6 Limnic systems

2.6.1 Einleitung

Der Schwerpunkt liegt hier auf der Darstellung der Veränderungen im Energie- und Stoffhaushalt von Seen und Fließgewässern. Bis etwa Mitte des 20. Jahrhunderts waren Verschlechterungen vieler Gewässer durch Verunreinigungen und Nährstoffanreicherung, wie z.B. durch Phosphorverbindungen, (Eutrophierung) zu beobachten (Löffler, 1977; Fricker, 1980; Anonymus, 1983). Mitte der 1960er Jahre war die Gewässerverschmutzung so weit fortgeschritten, dass Maßnahmen unerlässlich wurden (Liepolt, 1957, 1965). So entstand am Zellersee eine der ersten Ringkanalisationen (Liepolt, 1967) und am Mondsee die erste Kläranlage mit Phosphatfällung (Gaigg, 1979). Mit dem Ausbau der Kläranlagen und Kanalisationen – und damit einer wesentlichen Reduktion der Nährstoffzufuhr - begannen sich die Seen zu erholen. Langzeitdaten aus den beiden großen Seengebieten nördlich und südlich der Alpen lassen diese Entwicklung deutlich erkennen (Dokulil und Teubner, 2005; Sampl et al., 2008). Ähnliches gilt auch für die österreichischen Fließgewässer, wie z. B. die Donau (Kavka et al., 2000). Die Periode der Rückführung der Gewässer in einen nährstoffarmen Zustand, die sogenannte (Re)-Oligotrophierung österreichischer und europäischer Seen und Fließgewässer, ist in Dokulil et al. (2000), Jeppesen et al. (2005) und Chorus et al. (2011) dokumentiert.

Diese positiven Entwicklungen sind zu relativieren (Eisenreich et al., 2005), da es durch die Klimaerwärmung zu einer klimainduzierten Eutrophierung kommen kann (Dokulil und Teubner, 2011). Die Perioden der Eutrophierung, sowie die nachfolgenden Verbesserungen, stellen gerichtete Veränderungen (Trends) dar, welche allerdings die klimatischen Einflüsse auf die Gewässer verschleiern bzw. gezielte Analysen erschweren.

Generell gilt, dass physikalische Parameter (z. B. Gewässertemperaturen) am besten mit Klimaeinwirkungen korrespondieren, chemische weit weniger und biologische mehr indirekt (Dokulil et al., 2010; Dokulil und Teubner, 2002). Dies ist dadurch begründet, dass Nährstoffkonzentrationen und biologische Parameter stärker von lokalen Gegebenheiten geprägt sind. Daher sind auch Aussagen über physikalische Faktoren am zuverlässigsten, biologische Komponenten hingegen lassen sich nur sehr eingeschränkt vorhersagen.

2.6.2 Zusammenhänge zwischen Klima und Gewässern

Die Temperatur in Oberflächengewässern wird weitgehend von der Lufttemperatur und deren Veränderungen gesteuert. Diese sogenannte "Luft-Wasser-Koppelung" ist seit langem bekannt und gilt sowohl für stehende als auch für fließende Gewässer aller Höhenlagen (Hofstetter, 1954; McCombie, 1959; Shuter et al., 1983; Webb und Nobilis, 1999). Die sommerlichen Oberflächenwassertemperaturen geographisch weit auseinander liegender Seen weisen einen deutlichen Zusammenhang untereinander und mit der Lufttemperatur auf (Livingstone et al., 2010a,b). Mit der Höhenlage nehmen die Wassertemperaturen ab, was sich aus den Lufttemperaturen vorhersagen lässt (Livingstone et al., 1999; Livingstone et al., 2005). Zwischen Oberflächentemperatur und dem Klima bzw. synoptischen Klimaindikatoren, wie z. B. der Nordatlantischen Oszillation (NAO), bestehen deutliche Zusammenhänge, die über Lufttemperatur und Niederschlag gesteuert werden wie u.a. Livingstone und Dokulil (2001) nachgewiesen haben. Der Einfluss des Klimas betrifft aber auch die Wassertemperatur in der Tiefe von Seen (Livingstone, 1993, 1997; Dokulil et al., 2006a,b). Die Erneuerung des Tiefenwassers und die Regeneration des Sauerstoffgehalts in der Tiefe werden durch das Ausmaß der Vertikalzirkulation/Konvektion, die Einschichtung von Flusswasser und einströmendes kaltes Oberflächenwasser aus flachen Randbereichen bestimmt. Alle diese Prozesse sind stark abhängig von der Temperatur. Winterliche Erwärmung durch Veränderungen im Klima haben daher komplexe Wirkungen auf die physikalischen und chemischen Prozesse im See (z. B. Straile et al., 2003).

Die ökologischen Auswirkungen thermischer Gewässerbeeinflussung sind ausführlich beschrieben (Humpesch et al., 1982; Herzig et al., 1989; Dokulil et al., 1993). Klimabedingte Veränderungen wirken auf das pflanzliche und tierische Plankton (Straile und Adrian, 2000) und letztlich auch auf den Fischbestand (Straile et al., 2006). Dabei kommt es zu zeitlichen Verschiebungen des Klarwasserstadiums im Frühjahr mit Wirkung auf das Nahrungsnetz (Straile, 2002). Extremereignisse, wie etwa besonders warme Jahre, greifen ganz besonders in das empfindliche Ökosystem See ein (Jankowski et al., 2006). Eine Zusammenfassung und Übersicht über die Auswirkungen und Folgen einer Veränderung des Klimas auf Seen in Mitteleuropa geben Dokulil et al. (2010).



Abbildung 2.19 Mittlere Jahreskurven der Wassertemperatur an der Oberfläche (OF) von 12 Seen. Die Badesaison (Juni bis September) ist schattiert hinterlegt. Quelle: Dokulil (2014)

Figure 2.19 Mean monthly surface water temperatures of twelve Austrian lakes. The bathing season (June–September) is indicated by the shaded area. Source: Dokulil (2014)

2.6.3 Beobachtete Veränderungen in den Seen

Im folgenden Abschnitt werden die möglichen Auswirkungen veränderter Temperaturverhältnisse auf Gewässer analysiert und dargestellt. Grundlage bilden die umfangreichen Langzeitdaten der Hydrographischen Jahrbücher, Erfahrungen aus zwei EU-Klimaprojekten (REFLECT, CLIME) sowie eine Studie im Auftrag der Bundesforste über die Entwicklung der Temperaturen an der Oberfläche von Badeseen bis 2050 (Dokulil, 2009). Die Temperaturdaten reichen bei vielen Seen ein Jahrhundert zurück.

Die aus den Langzeitdaten abgeleiteten mittleren Jahresverläufe der Oberflächentemperaturen ausgewählter Seen sind in Abbildung 2.19 dargestellt. Es bestehen ausgeprägte regionale Unterschiede in der langfristigen Entwicklung der Oberflächentemperatur der Seen: während z. B. die Temperatur im Mondsee einen langfristig steigenden Trend aufweist, sind im Millstätter See auch Phasen (1950 bis 1975) einer Temperaturabnahme festzustellen, ehe dann ein deutlicher Anstieg eintritt (Dokulil, 2009). Die Gewässer werden in drei Gruppen unterteilt:

 Eine Gruppe bilden die Seen im Einzugsgebiet der Traun mit den niedrigsten sommerlichen Wassertemperaturen.
 Eine Ausnahme bildet der Wolfgangsee, der aufgrund seiner höheren Temperatur der zweiten Gruppe zugerechnet werden muss.



Abbildung 2.20 Trends der mittleren Fließgewässertemperaturen (J, J, A und D, J, F) für die Periode 1976–2007. Kleine Kreise: Trends nicht signifikant (5 % Signifikanzniveau). Große Kreise blau: fallende Trends, Große Kreise rot: steigende Trends. Quelle: BMLFUW (2011) Figure 2.20 Observed trends of the water temperature of rivers for the period 1976–2007. Left: summer (J, J, A); Right: winter (D, J, F). Small circles. Insignificant trend; large circles: significant trends; blue: decreasing, red: increasing. Source: BMLFUW (2011)

- Deutlich höhere Temperaturen weisen die Seen im Einzugsgebiet der Ager in der Badesaison auf, die zusammen mit dem Wolfgangsee die zweite Seengruppe bilden.
- Am wärmsten sind im Sommer die Seen in Kärnten, deren Oberflächentemperaturen mit abnehmender Höhenlage zunehmen (Abbildung 2.21).

Eine Varianzanalyse der drei Gruppen zeigt, dass sich die Oberflächentemperaturen der Seen in den drei Gruppen statistisch signifikant ($P \le 0,001$) voneinander unterscheiden. Ein Vergleich der Langzeitmittelwerte (1960 bis 1989) der Wassertemperaturen der drei Gruppen mit den entsprechenden Mittelwerten der Jahre 2001 bis 2005 zeigt eine statistisch signifikante Erhöhung der Wassertemperaturen seit der Jahrtausendwende. Der Anstieg der Seetemperatur im Zeitfenster 2001 bis 2005 beträgt relativ zum langjährigen Mittel im Einzugsgebiet der Traun 0,9 °C. Im Agergebiet ist der Anstieg mit 1,7 °C am größten und macht in den Kärntner Seen durchschnittlich 1,3 °C aus. Die stärksten Änderungen der Gewässertemperaturen treten im Frühjahr und Sommer auf. Bezüglich des Neusiedler Sees wird auf Band 1 Kapitel 5 verwiesen.

2.6.4 Beobachtete thermische Veränderungen in den Fließgewässern

Bereits in der Vergangenheit konnte ein genereller Anstieg der Wassertemperaturen verzeichnet werden (Abbildung 2.20 bis 2.22). Seit den 1980er Jahren betrug der Anstieg der Wassertemperaturen in Österreichs Flüssen ca. 1,5 °C im Sommer bzw. 0,7 °C im Winter, wobei diese Angaben sich auf den Mittelwert über alle Messstellen beziehen. Eine Auswertung aller Pegelstellen des Hydrographischen Dienstes mit mindestens 30 Jahren Temperaturbeobachtung bestätigt für die Fließgewässer eine deutliche Erwärmung (Abbildung 2.20).

Ob die Wassertemperatur der Donau steigt, ist umstritten. Laut Pekarova et al. (2008) steigen die Temperaturen bei Bratislava nur geringfügig. Hingegen fanden Webb und Nobilis (1995, 2007) signifikante Änderungen der Wassertemperatur der österreichischen Donau. Analysen des österreichischen Donauabschnittes weisen bei Hainburg von 1900 bis 2010 auf einen Anstieg der mittleren Jahrestemperatur von 9,1 auf 10,7 °C hin (Abbildung 2.22). Generell ist zu beachten, dass anthropogene Einwirkungen, wie Kühlwassereinleitungen und Kläranlagenabläufe, ebenfalls zur Temperaturerhöhung der Fließgewässer beitragen.

2.6.5 Zukünftige thermische Veränderungen in den Gewässern

Szenarien zukünftiger Einflüsse des veränderten Klimas (Persson et al., 2005) lassen eine kürzere Eisbedeckung (Livingstone et al., 2010b), einen früheren Beginn sowie eine längere Dauer der thermischen Schichtung und höhere sommerliche Wassertemperaturen in allen Tiefen in den stehenden Gewässern erwarten (Livingstone und Dokulil, 2001; Dokulil et al., 2006b). Bei Flachseen, wie z. B. dem Neusiedler See, kann die Erwärmung auch zu markanten Veränderungen des Wasserstands führen (Kromp-Kolb et al., 2005; Eitzinger et al., 2006). Aus Abbildung 2.21 und 2.22 lassen sich Temperaturen für 2050 extrapolieren, die für alle Badeseen in Abbildung 2.21 den gegenwärtigen 5-Jahres-Mittelwerten gegenübergestellt sind. Die prognostizierten Erhöhungen der Wassertemperatur sind in den Regionen unterschiedlich. Mit 1,2 bzw. 1,6°C fällt



Abbildung 2.21 Mittlere Oberflächenwassertemperaturen der Seen in der Badesaison (J, J, A, S). Mittel, Maximum und Minimum im Zeitraum 2001–2005 und die aus dem linearen Trend der Zeitreihen errechneten Wassertemperaturen für 2050. Quelle: Dokulil (2009)

Figure 2.21 Mean values of measured surface water temperatures in lakes during swimming season (J, J, A, S). Mean, maximum and minimum values between 2001 and 2005 and estimates for 2050 based on a linear trend. Source: Dokulil (2009)

die Steigerung der Wassertemperatur an der Oberfläche im Altausseer See und im Grundlsee am geringsten aus (Dokulil, 2009). Alle übrigen Seen des Salzkammergutes werden sich um etwa 2,2–2,6 °C erwärmen, wobei die geringste Steigerung im Attersee zu erwarten sein wird. Dies ist eine Folge des großen Wasservolumens des Sees und der damit verbundenen langsameren Erwärmung. Es fällt auf, dass die Seen in Kärnten mit 1,2–2,1 °C geringere Temperaturerhöhungen aufweisen als die meisten Seen des Salzkammergutes. Die stärkste Erwärmung wird für den Millstätter See prognostiziert, die geringste für den Ossiacher See. Die hier vorgestellten Prognosewerte für 2050 unterscheiden sind nicht statistisch signifikant von Werten, welche mit einer unabhängigen Methode (Dokulil, 2009) für 2050 auf der Basis realistischer Klimaprognosen (George et al., 2010) errechnet wurden.

Analysen der Flusstemperaturen im österreichischen Donauabschnitt von Dokulil und Donabaum (2014) (Abbildung 2.22) weisen bei Hainburg bis 2050 je nach Prognosemodell auf einen Anstieg der mittleren jährlichen Wassertemperatur von 11,1 bis 12,2 °C hin.



Abbildung 2.22 Wassertemperaturen in der Donau bei Hainburg. Zeitreihe der Beobachtungen; linearere Trends ab 1900 und 1970 und quadratischer Trend ab 1900, Schätzwerte der Temperatur für 2050. Quelle: Dokulil und Donabaum (2014)

Figure 2.22 Water temperatures of the Danube at Hainburg. Observed time series; linear trends since 1900 and 1970 and quadratic trend since 1900; estimates of temperature for 2050. Source: Dokulil und Donabaum (2014)

2.6.6 Zusammenfassung limnische Systeme

Mängel in der Aussagekraft der zu erwartenden Veränderungen bestehen in der inter- und transdisziplinären Betrachtung bzw. Vernetzung einzelner Fachgebiete. So sollten etwa die Ergebnisse regionaler Klimavorhersagen mit den entsprechenden hydrologischen und limnologischen Erkenntnissen zusammengeführt werden, um so zu einer ganzheitlichen Betrachtung zu führen.

Ähnliches gilt für die Modellbildung. Hier mangelt es, trotz aller Bemühungen, z. B. von Schneiderman et al. (2010), an einer einzugsgebietsbezogenen Verknüpfung und entsprechender Modellierung.

Im Bereich der Auswirkungen auf die biologischen Nahrungsnetze sind mehr experimentelle Analysen zu einer besseren Klärung der hoch komplexen Beziehungen notwendig. Deren Aussagen und Ergebnisse würden die Basis für eine Anpassung der EU-Wasserrahmenrichtlinie an veränderte Klimaund Umweltbedingungen bilden.

Der Aufbau von ausreichend vielen automatischen Messstationen an wichtigen Gewässern wird empfohlen, um zukünftig eine verbesserte Datengrundlage zu gewährleisten. Diese Messstationen sollten zumindest die wesentlichsten physikalisch-chemischen Variablen und als biologischen Parameter das Chlorophyll-a erfassen. Im Übrigen sollten nach dem Stand der Technik die notwendig erscheinenden Variablen erfasst werden. So wäre z. B. zur frühzeitigen Erfassung von Eutrophierung ein Sensor zur Detektion der Cyanobakterien sinnvoll. Diese Messserien sind durch entsprechend häufige biologische Beprobung zu ergänzen, um so zu Vorhersagen von Veränderungen zu kommen bzw. diese zu überprüfen. Ebenso ist die regionale Modellbildung zu verbessern, um so präzisere, kleinräumige Vorhersagen zu ermöglichen.

2.7 Boden- und Grundwasserhaushalt

2.7 Soil and groundwater regime

2.7.1 Einleitung

Wasser, das von der Erdoberfläche in den Boden eindringt, in diesem gespeichert wird, entweder durch die Verdunstung wieder entzogen wird oder dem Grundwasser zuströmt, wird als Bodenwasser bezeichnet und der Bodenbereich, in dem es sich bewegt, als vadose Zone. Vielfach wird der Anteil, den das Wasser im Boden ("Green Water") ausmacht, unterschätzt. Nach Gusev und Novak (2007) ist das Bodenwasser das aktivste Bindeglied im kontinentalen Wasseraustausch. Es ist der wichtigste Faktor für die Existenz und Entwicklung der Pflanzendecke, beeinflusst den Wärme- und Energiehaushalt des Boden-Wasser-Pflanze-Kontinuums und damit die Verdunstung und ist daher ein grundlegendes Element des globalen Klimasystems. Der Bodenwasserhaushalt, ebenso wie die Grundwasserneubildung, wird unmittelbar von Niederschlag und Verdunstung bestimmt. Jede Änderung bei diesen Eingangsgrößen hat daher unmittelbare Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt.

Für die Beschreibung des Bodenwasserhaushalts ist die Veränderung des gespeicherten Wassers im Boden die entscheidende Größe, von der eben das Pflanzenwachstum, die agrarische Produktion und das Klima wesentlich abhängen. Umgekehrt hat das Klima (und etwaige Veränderungen) wieder eine Wirkung auf die Vegetation und die Produktionsbedingungen. Während die Verdunstung jene Komponente im Bodenwasserhaushalt ist, die den Entzug durch den oberen Rand der vadosen Zone darstellt, ergibt sich aus dem Verlust am unteren Rand die Tiefensickerung und in weiterer Folge die Grundwasserneubildungsrate.

2.7.2 Vorhandene Untersuchungen und Datenbasis

Das Bodenwasser ist im Vergleich zum Niederschlags- und Oberflächenwasser messtechnisch viel schwieriger quantitativ und qualitativ zu erfassen. Für ein umfassendes Bodenwassermonitoring, das EU-weit erst vor rund einem Jahrzehnt gesetzlich thematisiert wurde, sind in Österreich acht vom Hydrografischen Dienst Österreichs betriebene Pilotstationen eingerichtet (Fuchs, 2006). Davon befinden sich 5 in größeren Grundwasserleitern (Lauterach in Vorarlberg, Elsbethen in Salzburg, Stadlmoar und Kalsdorf in der Steiermark und



Abbildung 2.23 Grundwassergebiete in Österreich. Quelle: BMFLUW (2007) Figure 2.23 Groundwater bodies in Austria. Source: BMLFUW (2007)

Wolfsbach in Niederösterreich), zwei in kleinen Aquiferen (Schalladorf in Niederösterreich und Leutasch in Tirol), zwei in Forsten (Kalsdorf in der Steiermark und Achenkirch in Tirol) und zwei im Hochgebirge (Zettersfeld in Kärnten und Stoderzinken in der Steiermark). Die Stationen sind zwischen 1997 und 2005 in Betrieb gegangen.

Österreichweit sind alle Lysimeter und bodenhydrologischen Messstationen in der AG Lysimete zusammengefasst. Derzeit werden insgesamt 29 in Betrieb befindliche Stationen ausgewiesen, die von 16 Institutionen betreut werden. Für einige wenige Anlagen sind langjährige Messdatenreihen vorhanden. Zeitreihen mit hoher zeitlicher Auflösung liegen seit 1992 vom Lysimeter Großenzersdorfer (Loiskandl und Klik, 1994), sowie von der Lysimeterstation Wagna (Fank, 2012) vor.

Im Gegensatz zum Bodenwasser gibt es für das Grundwasser ein dichtes Messstellennetz und lange Datenreihen. Generell liegen Grundwasseraufzeichnungen vom Hydrographischen Zentralbüro (Godina, 2000), den hydrografischen Ämtern der Länder und von Sondermessnetzen, die z. B. von Kraftwerksbetreibern und Wasserversorgern betrieben werden, vor. Wie aus Abbildung 2.23 ersichtlich, liegen die größeren Porengrundwasserkörper im Osten bzw. in den Beckenlagen Österreichs. Für die meisten großen Porengrundwasserleiter liegen Studien über die Hydrogeologie, die Nutzung, die Grundwasserneubildung, die Schwankungsbreite samt Extremwerten und das Langfristverhalten vor. Extreme Grundwasserstände, die mit einer Wahrscheinlichkeit von 1 % pro Jahr erreicht oder überschritten werden, liegen für das Grazer Feld, das Leibnitzer Feld, das nördliche und das südliche Linzer Feld, das Rheintal und den Wiener Teil des Marchfeldes von Fank und Fuchs (1999) und Fürst et al. (2011) vor.

2.7.3 Beobachtete Veränderungen im Bodenund Grundwasserhaushalt

Zu den Veränderungen des Bodenwasserhaushalts in den letzten Jahrzehnten liegen auf Grund der wenigen Messstellen keine flächendeckenden Informationen vor.

Das generelle Verhalten des Grundwassers zeigt in den meisten Gebieten ein Absinken seit den 1960er Jahren und einen deutlichen Anstieg seit etwa Mitte der 1990er Jahre. Die Auswertung der Zeitreihen 1976 bis 2008 ergab bei 24 % der 2 376 Messstellen in den Jahresmittelwerten des Grundwasserstands eine fallende Tendenz, während 10 % einen steigenden Trend zeigten (BMLFUW, 2011). Typische Ganglinien des Grundwasserstands für das Marchfeld enthält Abbildung 2.24. Eine regionale Trenddarstellung für einzelne Jahrzehnte ist in Abbildung 2.25 dargestellt.



Abbildung 2.24 Grundwasserstände zweier Pegelmessstellen im Marchfeld von 1950–2010. Quelle: von Kammerer Figure 2.24 Observed time series (1950–2010) of the groundwater table in the Marchfeld area. Source: von Kammerer

Während der in Abbildung 2.24 ersichtliche Verlauf des Grundwasserstands über mehr als 5 Jahrzehnte überwiegend von ein- bis mehrjährigen niederschlagsreichen Perioden und Trockenperioden geprägt ist (Abbildung 2.24), sind in den Dezennientrends der Abbildung 2.25 Veränderungen durch anthropogene Eingriffe (Entnahmen, Gewässerregulierungen, Versiegelung und Verdichtung des Bodens) und durch klimatische Einflüsse (Trockenperioden, Hochwässer, schneereiche Winter) leichter zu erkennen. Eine wesentliche Veränderung im Grundwasserregime des Marchfelds erfolgte durch die Inbetriebnahme des Marchfeldkanals zu Beginn der 1990er Jahre. Abgesehen von den zeitweiligen Versickerungen wird der Grundwasserkörper durch Direktentnahmen aus dem Kanal entlastet.

2.7.4 Zukünftige Veränderungen im Bodenund Grundwasserhaushalt

Das Niederschlagsgeschehen, die Strahlungsbilanz und die Temperatur bestimmen unmittelbar den Bodenwasserhaushalt und die Grundwasserneubildung. In manchen Regionen, insbesondere im Osten und Südosten, überwiegt der Niederschlag kaum die Evapotranspiration (Verdunstung), sodass nur geringe Mengen für die Grundwasserneubildung zur Verfügung stehen. Geringfügige Änderungen in einer der Klimavariablen können zu hohen prozentuellen Veränderungen in der Grundwasserneubildung führen (Nachtnebel und Fuchs, 2004).

Um den möglichen Einfluss des Klimawandels auf die Grundwasserneubildung und die Bodenfeuchte zu erfassen, wurden verschiedene Emissionsszenarien der regionalen Klimamodelle ARPEGE-ALADIN, ECHAM5-RegCM3 und



Abbildung 2.25 Trendverhalten im Grundwasser in den östlichen Beckenlagen von 1961–1998. Quelle: BMFLUW (2007) Figure 2.25 Observed trends of the groundwater table for Eastern Austria during 1961–1998. Source: BMFLUW (2007)

REMO-UBA ausgewählt. Von diesen Modellen wurden die bias-korrigierten Niederschläge und Temperaturen als Input für ein hydrologisches Niederschlags-Abflussmodell mit 1 km Rasterlänge verwendet (Nachtnebel et al., 2010a, Nachtnebel et al., 2012). Der Basisabfluss wird dabei als Schätzgröße für die Grundwasserneubildung herangezogen, was in den Tal- und Beckenregionen in guter Näherung gilt. Insgesamt wurden 188 Einzugsgebiete analysiert. Hier werden für drei ausgewählte Regionen (Abbildung 2.26), die unterschiedliche Klimata aufweisen, die saisonalen Veränderungen in der Bodenfeuchte und in der Grundwasserneubildung über den Zeitraum dieses Jahrhunderts analysiert. Die Darstellungen beziehen sich auf das Zeitfenster März bis August, da dieses der Vegetationsperiode entspricht und somit Aussagen über den pflanzenverfügbaren Bodenwassergehalt ermöglicht.

Bodenwasserhaushalte

Bezogen auf den Referenzzeitraum 1961 bis 1990 werden die Simulationsergebnisse der Bodenfeuchte (Abbildung 2.27) und der Grundwasserneubildung (Abbildung 2.28) für den Zeitraum 2051 bis 2080 dargestellt. Für die mittlere Bodenfeuchte der Monate März bis August werden bis 2050 sowohl mit ARPEGE-ALADIN als auch mit ECHAM5-RegCM3, nur geringe Änderungen simuliert. Die dargestellte "mittlere Bodenfeuchte" entspricht dem Verhältnis aus dem mittleren Füllungsgrad des Bodenspeichers und dem Speichervermögen des Bodens im hydrologischen Modell. Für die Periode 2051 bis 2080 sind die räumlichen Muster der klimawandelbedingten Bodenfeuchteveränderung bei ARPEGE-ALADIN und ECHAM5-RegCM3 ähnlich. Beide Modelle zeigen eine Abnahme der mittleren Bodenfeuchte der Monate März





Figure 2.26 Selected regions analysed with respect to future changes in soil moisture content and groundwater recharge. Source: Nachtnebel et al. (2012)

bis August, wobei mit ARPEGE-ALADIN stärkere Rückgänge von bis zu -18 % im östlichen Weinviertel simuliert werden.

In den Sommermonaten ist im ARPEGE-ALADIN Modell mit einem Rückgang der mittleren Bodenfeuchte in allen drei Regionen zu rechnen. Die Veränderungen sind bei Anwendung des ECHAM5-RegCM3 Modells weniger stark ausgeprägt (Abbildung 2.27).

Grundwasserhaushalt und Neubildung

Infolge der steigenden Temperatur nimmt die Verdunstung zu. Dies wird aber durch die Niederschlagsentwicklung regional teilweise kompensiert, sodass bis zur Mitte dieses Jahrhunderts keine großräumigen Veränderungen in der Grundwasserneubildung zu erwarten sind. Tendenziell ist im Süden ein leichter Rückgang festzustellen (Nachtnebel et al., 2010a). Für die Periode 2051 bis 2080 werden hingegen größere Veränderungen der Grundwasserneubildung simuliert. ARPEGE-ALADIN zeigt im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961 bis 1990 eine signifikante Abnahme. Vor allem in außeralpinen Regionen werden Abnahmen um bis zu -30 % prognostiziert. Dies ist durch die Zunahme der Temperatur und die unterschiedlichen Niederschlagsmuster und deren Veränderung zu erklären (Nachtnebel et al., 2012). Gemäß ECHAM5-RegCM3 sind die Veränderungen in der Neubildungsrate weniger stark ausgeprägt bzw. zeigen sogar leichte Zunahmen im östlichen Weinviertel und Abnahmen im Süden.

Die regionale Auswertung (Abbildung 2.28) für den Zeitabschnitt 2051 bis 2080 zeigt für ARPEGE-ALADIN ausgeprägte Rückgänge der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung. Diese beträgt in der Region Ost –29 %. Im Gegensatz dazu wird von ECHAM5-RegCM3 eine leichte Zunahme von +4 % simuliert, was eine gesichert Aussage verunmöglicht. In den anderen Regionen wird von beiden Modellen eine Abnahme prognostiziert, wobei in der Region Süd beide Modelle nahezu übereinstimmen.

Saisonal betrachtet ist in allen Regionen in der Periode 2051 bis 2080 ein Rückgang der Grundwasserneubildung ersichtlich. Vor allem in den Sommermonaten liefern die Simulationen mit ARPEGE-ALADIN wesentlich niedrigere Grundwasserneubildungsraten als im Referenzzeitraum 1961 bis 1990.

Die Szenarienberechnungen basierend auf dem CLM-Modell (BMLFUW, 2011) zeigen für den Zeitraum 2021 bis 2050 gegenüber dem Zeitraum 1978 bis 2006 regional unterschiedliche Auswirkungen auf das Grundwasser. Für den Süden Österreichs ist mit einer Abnahme der Grundwasserneubildung zu rechnen, während im Norden und Westen eher eine erhöhte Neubildung zu erwarten ist. Begründet wird dies durch Veränderungen im Winterniederschlag und die generelle Temperaturzunahme. Weiters wird festgestellt, dass durch die vermutlich geringe Zunahme des Niederschlags und die erwartete Temperaturerhöhung in den niederschlagsarmen Gebieten im Osten Österreichs eher sinkende Grundwasserstände zu erwarten sind (BMLFUW, 2011).

Da die flächenhafte Grundwasserneubildung aus der Differenz von Niederschlag und Verdunstung gebildet wird und beide treibende Größen (Niederschlag und Temperatur) in den Klimamodellen regional unterschiedlich ausgeprägt sind, bestehen Unsicherheiten in den Schlussfolgerungen, insbesondere in den niederschlagsärmeren Gebieten im Osten und Süd-Osten Österreichs.

Stenitzer et al. (2007) erwarten für das Marchfeld selbst bei einer Zunahme der Sommerniederschläge eine klar negative klimatische Wasserbilanz während der Vegetationszeit. Dieses Wasserbilanzdefizit ist heute schon in den meisten Jahren zu beobachten.

Die veränderten Luft- und Wassertemperaturen haben letztlich auch Auswirkungen auf den Grundwasserkörper. So



stiegen die Grundwassertemperaturen im Zeitraum 1997 bis 2009 in mehr als der Hälfte der untersuchten Messstellen um durchschnittlich 0,7 °C (Bandbreite 0,4–1,3 °C) an (Schartner und Kralik, 2011). Dieser Trend wird sich fortsetzen (BMLFUW, 2011).

2.7.5 Zusammenfassung Boden- und Grundwasserhaushalt

Einige Regionen von Nord-Ost bis Süd-Ost weisen heute schon eine knapp ausgeglichene Wasserbilanz auf Jahresbasis auf. Die Jahresniederschlagsmenge übersteigt nur gering die jährliche Verdunstung. Kleine Änderungen in den Bilanzgrößen haben dort daher beträchtliche Auswirkungen auf den Boden- und Grundwasserhaushalt. In diesen Gebieten wird die geringe Wasserverfügbarkeit des Bodens in der Vegetationsperiode durch Bewässerung mit Grundwasser ausgeglichen (siehe dazu Abschnitt 2.8.5). In den letzten Jahrzehnten äußerte sich dieser Eingriff in stark fallenden Grundwasserständen, die



Abbildung 2.27 Änderung der mittleren Bodenfeuchte der Monate März bis August der Periode 2051–2081 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 für die Regionen West, Ost und Süd. Quelle: Nachtnebel et al. (2012)

Figure 2.27 Changes of mean soil moisture content during the vegetation period (March–August) in 2051–2080 compared to the reference period 1961–1990 in 3 regions. Source: Nachtnebel et al. (2012)

erst im letzten Jahrzehnt einen gegenteiligen Trend aufweisen, was durch intensive Niederschläge mit damit einhergehenden Hochwässern zu erklären ist.

Zukünftig wird der Bodenwasserhaushalt durch den Temperaturanstieg, verbunden mit einer erhöhten Evapotranspiration, beansprucht. Wieweit dieser Effekt durch Veränderungen des Niederschlags kompensiert oder verstärkt wird, ist unsicher. Für die nächsten Jahrzehnte zeigen die Modelle ECHAM5-RegCM3 und ARPEGE-ALADIN geringe Veränderungen. Im Norden und Osten wird infolge des zunehmenden Niederschlags eine etwas erhöhte Grundwasserneubildung ausgewiesen.

Für den Zeitraum 2051 bis 2080 ist in allen Regionen ein Rückgang der Grundwasserneubildung ersichtlich. Vor allem in den Sommermonaten ergeben die Simulationen mit AR-PEGE-ALADIN niedrigere Bodenfeuchten während der Vegetationsperiode als im Referenzzeitraum 1961 bis 1990. Der Süden und Süd-Osten dürfte auch stärkere Abnahmen in der Grundwasserneubildung zeigen.





2.8 Impacts of climate change on water management

2.8.1 Einleitung

Ziel dieses Abschnitts ist die Darstellung und Analyse der Wassernutzungen und deren Veränderungen infolge von Klimaeinflüssen. Die gesellschaftlichen Ansprüche an die Wasservorkommen lassen sich durch konsumtive und nicht-konsumtive Nutzungen beschreiben. Zu den konsumtiven Nutzungen sind die Trinkwasserversorgung, die industrielle Wasserversorgung (Brauch- und Prozesswasser) und die landwirtschaftliche Nutzungen betreffen



Abbildung 2.28 Änderung der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate der Periode 2051–2080 bezogen auf den Referenzzeitraum 1961–1990 für die Auswerteregionen West, Ost und Süd. Quelle: Nachtnebel et al. (2012)

Figure 2.28 Relative changes of mean annual groundwater recharge in 2051–2080 compared to the reference period 1961–1990 in 3 regions: west, east, south. Source: Nachtnebel et al. (2012)

die Energiewirtschaft, sowohl für die Kühlung als auch zur hydroelektrischen Energieerzeugung und Speicherung, die wasserbasierte Freizeit und Erholung und den Tourismus. Auch die Schifffahrt ist zu diesem Bereich hinzuzuzählen, wird aber hier nicht explizit behandelt. Zusätzlich ist noch der Anspruch der Natur in Form von Verdunstung und von Mindestabflüssen in den Gewässern zu berücksichtigen.

Eingangs wird eine Zusammenfassung der zu erwartenden Veränderungen in der Wasserbilanz gegeben, wobei deren Komponenten, der Niederschlag, die Verdunstung und der Abfluss erläutert werden. Eine ausführliche Beschreibung der Niederschlagsveränderungen ist in Band 1, Kapitel 4 enthalten. Die Abflussveränderungen werden ausführlich in Abschnitt 2.5 behandelt. Es werden verschiedene "korrigierte regionale Klimaläufe" verwendet. Die meisten der Berechnungen beziehen sich auf die REMO-UBA-Simulationen (Jacob et al, 2008) mit drei Emissionsszenarien A1B, B1, und A2. Weiters werden noch regionale Klimamodelle aus dem EN-SEMBLES-Projekt herangezogen.

Die Veränderungen in den Wasserbilanzkomponenten sind ausführlich in Böhm et al. (2008), ÖWAV (2010), Nachtnebel et al. (2010b), Schöner et al. (2011), Kreuzinger und Kroiss (2011) und BMLFUW (2011) beschrieben. Die Auswirkungen eines besonders warmen und trockenen Sommers auf die Abflusskomponenten werden in Habersack et al. (2006) am Beispiel des Sommers 2003 dargestellt.

2.8.2 Wasserbilanz Österreichs

Die Wasserbilanz Österreichs in den letzten Jahrzehnten

Die wesentlichsten Komponenten der Wasserbilanz sind der Niederschlag als Input, während als Output die Verdunstung und der Abfluss heranzuziehen sind. Schätzungen der Bilanzkomponenten liegen von Kresser (1965, 1994), Kling et al. (2005) und Parajka et al. (2005) vor, wobei unterschiedliche Tabelle 2.5Vergleich dreier Wasserbilanzberechnungen für Ös-terreich. Quellen: Kresser (1994); Kling et al. (2005); Parajka et al.(2005)

Table 2.5 Comparison of three water balance estimates for Austria
Sources: Kresser (1994); Kling et al. (2005); Parajka et al. (2005)

	Kresser 1961– 1990	Kling 1961– 1990	Parajka 1976– 1997
Niederschlag [mm]	1170	1144	1112
Verdunstung [mm]	516	510	499
Abfluss [mm]	654	634	604

Zeiträume ausgewertet wurden. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2.5 zusammengestellt. Die Unterschiede in den Analysen sind sehr gering, obwohl verschiedene Zeitfenster analysiert und unterschiedliche Methoden angewandt wurden.

Die auf Grund von Abflussdaten berechnete und kalibrierte Wasserbilanz (Kling et al., 2005) liefert einen langjährigen mittleren Jahresniederschlag von 1142 mm und eine aktuelle Verdunstung von 511 mm. Die regionale Verteilung des Niederschlags und der Temperatur ist aber sehr unterschiedlich,



Abbildung 2.29 Mittelwerte der Wasserbilanz Österreichs für den Zeitraum 1961–1990. Übermittelt vom Hydrografischen Zentralbüro, BMLFUW, Abteilung IV/4 – Wasserhaushalt

Figure 2.29 Mean values of water balance components in for Austria for the period 1961–1990. Obtained from Austrian Central Hydrographical Bureau, Austrian Federal Ministry of Agriculture, Forestry, Environment and Water Management, Dep. IV/4 – Water balance sodass in Regionen vom Nord-Osten bis in den Süd-Osten in den Sommermonaten der landwirtschaftliche Wasserbedarf durch Bewässerung auszugleichen ist. Insgesamt sind der landwirtschaftliche Bedarf derzeit mit 2 mm/Jahr, der Industriewasserbedarf mit 20 mm/Jahr und der häusliche Wasserbedarf mit 8 mm/Jahr anzusetzen. Das bedeutet, dass insgesamt nur ein kleiner Teil (~ 30 mm/Jahr) des Wasserdargebots genutzt wird (Abbildung 2.29), während etwa 600–650 mm/Jahr oberirdisch abfließen.

Zeitlich betrachtet zeigen die Gebiete südlich des Alpenhauptkamms negative Trends im Niederschlag, insbesondere im Abfluss, die am stärksten in den Frühjahrs- und Sommermonaten ausgeprägt sind. Dem stehen positive Abflusstrends im Winterhalbjahr (November bis April) entlang und nördlich des Alpenhauptkammes gegenüber (siehe dazu Abschnitt 2.5.2).

Zukünftige Veränderungen in der Wasserbilanz

Für die Beurteilung zukünftiger klimatisch bedingter Änderungen in der Wasserbilanz wurde das REMO-UBA-Modell (Jacob et al., 2008) mit drei Emissionsszenarien verwendet: A1B, das hauptsächlich verwendet wird, das A2- und das B1-Szenario (Nachtnebel et al., 2010a). Das A1B- und das A2-Szenario zeigen eine ähnliche Temperaturentwicklung; lediglich das B1-Szenario weist einen geringeren Temperaturanstieg auf. Bezüglich des Niederschlags ist in allen Emissionsszenarien eine starke zeitliche Variabilität festzustellen. Die Niederschlagsdaten im REMO-UBA-Modell zeigen trotz Korrektur (Formayer, 2010) im Referenzzeitraum einen Anstieg, der durch langfristige Schwankungen induziert wird. Diese wirken sich dann noch in den ersten Jahrzehnten des 21. Jahrhunderts aus, sodass alle berechneten mittleren Jahresniederschläge (Abbildung 2.30) über jenen des Referenzzeitraums liegen (Nachtnebel et al., 2010a). Betrachtet man die relative Veränderung in den simulierten Zeitreihen, zeigen alle einen langfristig leicht fallenden Trend im Niederschlag.

Infolge des weiteren Temperaturanstiegs nimmt die Verdunstung in allen Regionen zu, insbesondere im Osten und Südosten Österreichs. Der Abfluss resultiert als Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung. Im Zeitabschnitt um 2050 (2036 bis 2065) liegen die Simulationen der Jahresabflüsse im Süden und auch im Westen unter jenen der Periode 1961 bis 1990. Nach Osten hin werden in den Zentralalpen sowie für den gesamten Norden und Osten für diese Periode im Mittel noch etwas höhere Jahresabflüsse als im Referenzzeitraum simuliert. Zum Ende des 21. Jahrhunderts (2061 bis 2090) wird bei Verwendung des A1B-Szenarios schließlich für den Großteil des österreichischen Staatsgebiets eine Abnahme



Abbildung 2.30 Wasserbilanzkomponenten Österreichs für 3 Klimaszenarien des REMO-UBA-Modells und langfristige Trends (Striche). Gesamthöhe des Balkens: Niederschlag; Dunkler Anteil: Abfluss; Heller Anteil: Evapotranspiration. Die drei Balken beziehen sich jeweils auf die Zeitfenster 2011–2040, 2036–2065 und 2061–2090. Quelle: Stanzel und Nachtnebel (2010a)

Figure 2.30 Components of the water balance for Austria for three different emission scenarios from the REMO-UBA model and long term trends (lines). Total height of the column: mean annual precipitation; Dark lower part: mean annual runoff; Bright upper part: mean annual evapo-transpiration. The three bars refer to the time slices 2011–2040, 2036–2065, 2061–2090. Source: Stanzel and Nachtnebel (2010a)

des Abflusses prognostiziert. Für große Bereiche im Westen und Süden wurden dabei Abnahmen von 10–20 % berechnet. Lediglich im Norden und Osten werden noch etwas höhere Abflüsse ausgewiesen. In alpinen Lagen nehmen tendenziell die Sommer- und Herbstabflüsse ab und die Winterabflüsse steigen. In den hochalpinen Lagen werden dabei für die zweite Hälfte des 21. Jahrhunderts Zunahmen im Winterabfluss von 30–50 % berechnet. Der Beitrag der Gletscher zum Abfluss ist insgesamt gering, aber in einigen alpinen Einzugsgebieten, insbesondere in heißen Sommern, durchaus bedeutend. Siehe dazu Abschnitt 2.3.4.

In den anderen beiden Szenarien wurden für den Jahresabfluss grundsätzlich vergleichbare Trends ermittelt (Abbildung 2.30). Im A2-Szenario ist das Bild deutlich abgeschwächter, aber ähnlich. Im B1-Szenario zeigt sich im Nordosten eine deutliche Zunahme des Abflussanteils. Saisonal betrachtet zeigt sich eine leichte Zunahme in der Abflusskomponente im Frühjahr und im Herbst, im Sommer ist in weiten Teilen des Bundesgebiets ein fallender Trend festzustellen. Gegen Ende des 21. Jahrhunderts wird in allen Szenarien der Temperaturanstieg wirksamer, sodass auch regional kaum mehr Zuwächse im Abfluss bestehen (Nachtnebel et al., 2010a; Stanzel und Nachtnebel, 2010a).

Zusammenfassend ist festzustellen, dass, auch bei annähernd gleichbleibenden Jahresniederschlägen in allen Szenarien, die Abflusskomponente in allen drei Klimaszenarien fallende Tendenz zeigt bei gleichzeitiger Zunahme der Verdunstung. Da der Jahresniederschlag in den Simulationen – trotz der durchgeführten Korrekturen – für alle Zeitfenster etwas größer als jener im Referenzzeitraum ist, ist ein direkter numerischer Vergleich mit Tabelle 2.5 nicht möglich.

2.8.3 Trinkwasserversorgung

Beobachtete Veränderungen in der Trinkwassernutzung

Der gesamte Wasserverbrauch von Industrie und Haushalten beträgt durchschnittlich 28 mm/Jahr (Abbildung 2.29). Es bestehen kleine Unterschiede in den Wasserverbrauchsangaben zwischen ÖVGW (2008) und Abbildung 2.29, da sich diese auf unterschiedliche Zeitabschnitte beziehen. Laut ÖVGW (2008) beträgt der gesamte Wasserbedarf in Österreich 2,6 Mrd. m³, was etwa 3 % des gesamten Dargebots entspricht. Davon werden jährlich benötigt:

- f
 ür Trinkwasser: 0,8 Mrd. m³, die zu 99 % aus Karst und Grundwässern gedeckt werden;
- für Brauchwasser in Gewerbe und Industrie: 1,6 Mrd. m³;
- für landwirtschaftliche Bewässerung: 0,2 Mrd. m³.

Die zeitliche Veränderung des Wasserverbrauchs wurde von Sandner (2004) mittels einer Zeitreihenanalyse von Betriebsdaten von 24 Wasserwerken sowie für Gesamtösterreich erfasst. Die Wasserwerke wurden anhand des Kriteriums der Datenvollständigkeit ausgewählt. Es zeigt sich ein leicht rückläufiger spezifischer Verbrauch (Abbildung 2.31). Dies wird auch durch die Verbrauchsdaten Wiens (Abbildung 2.32) bestätigt. Der spezifische Wasserverbrauch ist der Verbrauch in Liter pro Person und Tag. Aus der Grafik ist abzulesen, dass der Anstieg des spezifischen Wasserverbrauchs zwischen 1973 und 1976 bei nahezu gleichbleibendem Wasserpreis erfolgte, ebenso der Rückgang im Wasserverbrauch zwischen 1985 und 1988. Dabei ist zu berücksichtigen, dass im Wiener Versorgungsgebiet die EinwohnerInnenzahl zugenommen hat und dass für beide Zeitreihen im betrachteten Zeitraum eine Zunahme der mittleren Jahrestemperatur und der Hitzeperioden zu verzeichnen war. Die Erklärung für den leichten Rückgang im Gesamtverbrauch liegt in der effizienteren Wassernutzung in den Haushalten und Gewerbebetrieben sowie in den rückläufigen Rohrnetzverlusten. Laut Erhebungen im Jahr 2011 liegt der durchschnittliche Haushaltswasserverbrauch in Österreich bei 135 Liter pro EinwohnerIn (Neunteufel et al., 2012).

Neunteufel et al. (2012) weisen nach, dass bei höheren Temperaturen und Trockenphasen der Vebrauch zunimmt (Abbildung 2.33).

Zukünftige Veränderungen in der Trinkwasserversorgung

In diesem Abschnitt wird primär die Angebotsseite, also die Wasserverfügbarkeit, und deren Veränderung infolge von Klimaeinflüssen behandelt. Die Änderungen in der Nachfrage, in der Effizienzsteigerung der Wassernutzung bleiben außer Betracht.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass für kleine Versorgungseinheiten mit ungünstigen Rahmenbedingungen eine Beeinträchtigung der Versorgungssicherheit zu befürchten ist. Beispielsweise zeigt eine Analyse der sensiblen Region Oststeiermark von Prettenthaler und Dalla-Via (Dalla-Via, 2008; Prettenthaler und Dalla-Via, 2007) auf Basis von beobachteten Grundwasserständen, klimatischen Zukunftsszenarien und deren Auswirkungen auf die Grundwasserneubildung, dass künftig eine Häufung von niedrigen und tendenziell fallenden Grundwasserständen im oststeirischen Riedelland zu erwarten ist. In Kombination mit dem dort erwarteten Anstieg des Wasserbedarfs sind daraus Maßnahmen zur Sicherstellung der Trinkwasserversorgung abzuleiten. Diese wurden durch den Bau einer Transportleitung bereits zum Teil umgesetzt.

Die Ergebnisse des CC-WaterS-Projekts (2012), das den Klimaeinfluss auf die Wasserverfügbarkeit für Trinkwasserversorgungsanlagen in Südosteuropa untersucht, und Strasser et al. (2011) zeigen für das Einzugsgebiet der Wiener Wasserversorgung leicht unterschiedliche Trends, je nach gewähltem regionalen Klimamodell. Die Simulationen mit dem ARPEGE-ALADIN-Modell zeigen einen leicht rückläufigen Trend in der Quellschüttung und im Abfluss nach 2050. Beim RegCM3-Modell ist der längerfristige Trend gegenläufig. Insgesamt kann davon ausgegangen werden, dass die Quellschüttungen in etwa gleich bleiben.





Abbildung 2.31 Zeitreihe des spezifischen Wasserverbrauchs und des Wasserpreises für 24 Wasserversorger Österreichs. Quelle: Sandner (2004)

Figure 2.31 Time series of water consumption per capita and the water price (€/m³) of 24 water suppliers in Austria. Source: Sandner (2004)

In den Wasserfassungen in Karstsystemen gehen Starkniederschläge oft mit erhöhten Trübewerten einher. Grundsätzlich haben durch Starkniederschläge verursachte Überflutungen und Murenabgänge auch direkte Auswirkungen auf die Infrastruktur der Wasserversorger (Perfler et al., 2006). Da es derzeit keine gesicherten Aussagen über eine Zunahme von Starkregenereignissen gibt (vgl. BMLFUW, 2011), kann auch keine Aussage über eine eventuelle Zunahme ihrer Auswirkungen gemacht werden.

Laut BMLFUW (2011) ist in oberflächennahen Grundwasserkörpern mit einer Temperaturerhöhung von 0,5 °C bis maximal 1 °C zu rechnen, die zeitlich und räumlich sehr unterschiedlich sein kann. Dadurch werden die biologischen Abbaugeschwindigkeiten und die Zehrung von Sauerstoff erhöht. Durch anaerobe Bedingungen kann es für die Trinkwasserversorgung zu relevanten Qualitätsveränderungen kommen.

Verbraucherseitig ist durch den Einsatz wassersparender Technologien ein weiteres Sinken des Wasserbedarfs in den Haushalten zu erwarten. Durch die laufenden Sanierungsarbeiten im Verteilernetz gehen auch die Rohrnetzverluste zurück (siehe Abbildung 2.31). Diese Einschätzungen werden durch eine Studie von Neunteufel et al. (2012) zum Haushaltswasserverbrauch bestätigt. Diese prognostiziert eine Reduktion des durchschnittlichen Haushaltswasserverbrauchs von 135 Liter pro Person und Tag im Jahr 2011 auf 120 Liter pro Person und Tag für 2050. Diese Reduktion ergibt sich als Summe des Absinkens des spezifischen Haushaltswasserverbrauchs im Innenbereich (wassersparende Technologien) und des Anstiegs des spezifischen Verbrauchs im Außenbereich (vermehrter Verbrauch bei Garten und Pool aufgrund des prognostizierten Temperaturanstiegs). Verbrauchsspitzen werden jedoch im Wesentlichen vom Verbrauch im Außenbereich an Tagen mit hohen Temperaturen ausgelöst, wodurch zukünftig höhere Tagesspitzen als bisher zu erwarten sind.

Ein im Mittel sinkender Wasserverbrauch führt zu längeren Aufenthaltszeiten des Wassers im Verteilungsnetz. Insbesondere in Kombination mit höheren Temperaturen von Grundwasser und Erdreich kann es dadurch zu qualitativen Beeinträchtigungen kommen.

Laut Dalla-Via (2008) ist in der Oststeiermark von einer weiteren Erhöhung der Anschlüsse an die kommunale Wasserversorgung auszugehen, da zahlreiche Haushalte oder Betriebe mit ihren privaten Brunnen in den Sommermonaten nicht das Auslangen finden. In Trockenperioden stehen diese privaten Wasserressourcen in einem noch geringeren Ausmaß zur Verfügung (weiteres Absinken des Grundwasserspiegels), wodurch es zu einer weiteren temporären Erhöhung des Spitzenbedarfs kommt. Eine ähnliche Situation findet man z. B. in Oberösterreich, wo 19 % der Bevölkerung aus Hausbrunnen versorgt werden (KPC, 2012).

2.8.4 Abwasserentsorgung

Die Bemessung von Kanälen und Bauwerken zur Regenwasserbehandlung basiert auf zeitlich hoch aufgelösten Niederschlagsdaten, welche über die ÖKOSTRA-Datenbank zu Verfügung gestellt werden (Rauch und Kinzel, 2007). Veränderungen der Niederschlagshöhe und der zeitlichen Verteilung der Niederschläge über das Jahr führen zu einer Veränderung der Belastung der Gewässer durch die Regenentlastung von Mischkanalnetzen sowie von Regenwasserabflüssen aus den Regenwasserkanälen von Trennsystemen. Laut ZAMG/TU-Wien Studie (BMLFUW, 2011) ist die Quantifizierung dieser klimabedingten Veränderungen mit den derzeitigen Klimamodellen jedoch nicht möglich.



Abbildung 2.32 Zeitreihe des Wasserverbrauchs in Wien. Quelle: MA31 (2012) Figure 2.32 Time series of water consumption in Vienna. Source: MA31 (2012)

Starkregenereignisse können zu einer temporären Überlastung des Kanalnetzes und Überschwemmungen im Siedlungsbereich führen. In Trockenperioden sind Ablagerungen und Verstopfungen im Kanalnetz sowie längere Standzeiten des Abwassers zu erwarten. Mögliche Folgeerscheinungen von längeren Standzeiten des Abwassers sind erhöhte Korrosion und Geruchsbildung sowie ein unerwünschter Vorabbau organischer Substanzen und ein ungünstiges Verhältnis der Gewichtsanteile von Kohlenstoff zu Stickstoff in der Abwasserbehandlung.

2.8.5 Landwirtschaftliche Bewässerung

Derzeitiger landwirtschaftlicher Wasserbedarf

Die jährliche Bewässerungsmenge hängt von den Niederschlagsverhältnissen in der Vegetationsperiode ab und variiert daher von Jahr zu Jahr und ist auch noch von der Feldfrucht abhängig. Bezogen auf die Gesamtwasserbilanz (Tabelle 2.5) liegt sie bei etwa 2 mm/Jahr und hat daher nur untergeordnete Bedeutung. Da aber die Bewässerungsmengen überwiegend durch Entnah-



Verbrauch in Abhängigkeit von der Dauer von Trockenperioden und der mittleren Tagestemperatur bzw. Jahreszeit

Abbildung 2.33 Spezifischer Wasserverbrauch aller Strukturgruppen in Abhängigkeit von Temperatur und Trockenperioden. Quelle: Neunteufel et al. (2012)

Figure 2.33 Specific water consumption (I/capita/day) in different seasons and under different climatic conditions. Source: Neunteufel et al. (2012)



Bewässerungsmenge 2009

Daten: (1) Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (2) ZAMG (3) eHYD: BMLFUW karthographische Bearbeitung: wpa Beratende Ingenieure GmbH

Abbildung 2.34 Bewässerungsmenge 2009 im mm/Jahr/ha bezogen auf die landwirtschaftliche Fläche. Quelle: WPA, Beratende Ingenieure (2011)

Figure 2.34 Agricultural irrigation requirements (mm/year/ha) in 2009. Source: WPA, Beratende Ingenieure (2011)

men aus regionalen Grundwassersystemen abgedeckt werden, sind sie für die regionale Wasserbilanz durchaus von Bedeutung. Eine Auswertung der einzelnen Schlagflächen (WPA, 2011) ergab für 2009 eine bewässerte Fläche von 2,3 % (65 338 ha) der landwirtschaftlichen Nutzfläche. Absolut gesehen liegt der größte Teil der bewässerten Fläche in Niederösterreich (Abbildung 2.34). Relativ zur gesamten landwirtschaftlichen Fläche ist der Anteil der bewässerten Fläche in Wien am größten, gefolgt vom Burgenland. In allen anderen Bundesländern ist der Bewässerungsanteil flächenmäßig und anteilsmäßig geringer.

Zukünftige Veränderungen des landwirtschaftlichen Wasserbedarfs

Generell ist von einer Zunahme der Verdunstung (Abbildung 2.30) und damit von einem erhöhten Pflanzenwasserbedarf auszugehen. Generell zeigt die Periode um 2050 (2036 bis 2065) etwas höhere Niederschläge und Abflusshöhen im Nord- bis Südosten. Die mittelfristigen Trends sind in allen Szenarien ähnlich (Nachtnebel et al., 2010a; Stanzel und Nachtnebel, 2010a). Im B1-Szenario sind im Nordosten Zunahmen im an sich geringen Abfluss zu erwarten (siehe dazu auch Abschnitt 2.5.4 und 2.8.2).

Auch WPA (2011) kommt zu einer ähnlichen Beurteilung. In fast allen Gebieten Nord-Ostösterreichs sollte sich der landwirtschaftliche Wasserbedarf in der ersten Hälfte des Jahrhunderts nicht erhöhen. Eine Bedarfsanalyse für Sommergerste (BMLFUW, 2011) ergibt für die Einzugsgebiete Raab, Wulka, Rußbach, Pulkau und Antiesen für den Zeitraum 2020 bis 2050 keinen zusätzlichen Wasserbedarf im Vergleich zur Referenzperiode 1976 bis 2006.

Eitzinger et al. (2008, 2010) zufolge erhöhen die zunehmenden Temperaturen das Verdunstungspotenzial überproportional, was eine Zunahme der Beanspruchung der Bodenwasserressourcen durch die Vegetation bedeutet bzw. Bewässerungsmaßnahmen erfordern würde. In den niederschlagsarmen Anbaugebieten Österreichs würden insbesondere Sommerkulturen zunehmend dem Hitze- und Trockenstress ausgesetzt sein. Die regionalen Unterschiede im Ertragspotenzial nehmen generell auf Grund unterschiedlicher Wasserversorgung (z. B. Bodenwasserspeichervermögen) zu. Standorte schlechter Böden verlieren gegenüber Standorten mit guten





Figure 2.35 Time series of electric consumption in Austria from 1945–2011. Source: e-Control (2011)

Böden. In Eitzinger et al. (2008) wird zusammenfassend festgestellt: bei einer mäßigen mittleren Temperaturerhöhung bis ca. 2 °C (wie sie bis zu den 2040er Jahren regional erwartet wird) könnten in Summe die positiven Effekte auf das Ertragspotenzial in der Landwirtschaft überwiegen, bei einer Temperaturerhöhung von > 2 °C würden zunehmend negative Effekte auftreten. Die Vegetationszeit wird um ca. 7–10 Tage pro Dekade länger, beginnt früher und die Entwicklungsraten der Pflanzen werden beschleunigt. Das Produktionspotenzial in bisher von der Temperatur begrenzten Anbauregionen würde sich insbesondere durch eine verlängerte Vegetationsperiode verbessern, wie z. B. die Futtergewinnung in vielen niederschlagsreichen Grünlandregionen, wobei ein erhöhtes Risiko von Frostschäden durch Spätfröste zu erwarten sein kann.

2.8.6 Wasserkraftnutzung

In diesem Abschnitt werden die hydro-meteorologischen Auswirkungen des Klimawandels auf die Stromerzeugung aus Wasserkraft diskutiert (siehe dazu auch Band 3, Kapitel 3).

Beobachtete Entwicklung in den letzten Jahrzehnten

Österreich deckt derzeit etwas weniger als 60 % des Verbrauchs elektrischer Energie durch Wasserkraft. Der *Wasserkraftanteil* am Stromverbrauch lag 2010 bei ca. 58,5 % (e-control, 2011). Aufgrund des stetig steigenden Energieverbrauchs und der begrenzten Kapazitäten (der Zuwachs an neuen Wasserkraftanlagen ist seit den 1990er Jahren gering), nimmt der Anteil der Wasserkraft an der Gesamtenergieproduktion stetig ab.

Die Entwicklung des Bedarfs und der Erzeugungsanteile (Wasser- und Wärmekraftwerke) ist in Abbildung 2.35 dargestellt. Als Beispiel für klimabedingte Änderungen wurde die Entwicklung der Jahreserzeugungskoeffizienten (Abbildung 2.36) der Kraftwerke der Austrian Hydro Power AG (AHP) im Zeitraum 1950 bis 2007 untersucht. Der Erzeugungskoeffizient ist der Quotient aus der Jahreserzeugung und dem Regelarbeitsvermögen eines oder mehrerer Wasserkraftwerke. Aus Abbildung 2.36 ist ersichtlich, dass die Erzeugungskoeffizienten von 1960 bis 2002 tendenziell geringer wurden. Dies stimmt gut mit den beobachteten Trends im Abfluss überein (Abbildung 2.13). Einzelne Jahre mit sehr warmen trockenen Sommern und ausgeprägten Schmelzbeiträgen der Gletscher wurden in Hinblick auf die hydroelektrische Energieerzeugung in Habersack et al. (2006) ausgewertet.

Zukünftige Veränderungen bezüglich Energiewirtschaft

Hydroelektrische Energieerzeugung

Über den gesamten Zeitraum 2001 bis 2100 wurden die Zeitreihen der Abflüsse mit dem REMO-UBA-Modell für die Emissionsszenarien (A1B, A2, B1) simuliert und daraus das Abflusspotenzial für die Flussgebiete ermittelt (Nachtnebel et al, 2010a). Unter Verwendung früherer Studien zum Abflussflächenpotenzial in Österreich (Schiller und Drexler, 1991; Pöyry, 2008) wurde das Verhältnis zwischen Flächen- und Linienpotenzial bzw. zwischen Flächenpotenzial und tatsächlicher Jahresenergieerzeugung abgeleitet. Unter Beibehaltung dieser Faktoren kann dann aus der zukünftigen Veränderung in der Energieerzeugung abgeleitet werden.

Betrachtet man nur die relativen Veränderungen im 21. Jahrhundert (Nachtnebel et al., 1999; Nachtnebel, 2010a; Stanzel und Nachtnebel, 2010b; Kling et al., 2012; Nachtnebel et al., 2012), zeigt sich in allen drei Szenarien eine Abnahme der Energieproduktion aus Wasserkraft. Die Abnahme zwischen 2025 und 2075 liegt bei rund 15 % im A1B-Szenario, bei rund 6 % bei A2 und beträgt 8 % im B1-Szenario. Interessant ist auch der Vergleich zwischen A1B und A2, da die Temperaturentwicklung in diesen beiden Szenarien (im Mittel für ganz Österreich) ähnlich ist, die Verläufe der Niederschlagsmengen aber unterschiedlich sind.

Bezüglich der saisonalen Veränderungen (Abbildung 2.37) zeigt die hydroelektrische Produktion im Sommer einen Rückgang, während sie im Winter zunimmt, d. h. es kommt zu einer Vergleichmäßigung des Jahresganges. Die relative Zunahme von 2025 bis 2075 im Winterhalbjahr liegt dabei zwischen fast 9 % (B1) und 18 % (A2). Die Abnahme im Sommerhalbjahr schwankt zwischen 13 % (A2) und 24 % (A1B).

In BMLFUW (2011) wird der Klimaeffekt auf die hydroelektrische Energieerzeugung deutlich geringer eingeschätzt. Die dort angegebenen Änderungen des mittleren jährlichen theoretischen Wasserkraftpotenzials 2021 bis 2050 im Vergleich zu 1976 bis 2006 werden mit weniger als ±5 % angegeben. Die Autoren erwarten für ganz Österreich, mit Ausnahme des Südens, eine Erhöhung des Wasserkraftpotenzials im Winter um ca. 20 %. Im Osten (Flachland) ist möglicherweise eine Abnahme des Wasserkraftpotenzials im Frühjahr und im Westen (Alpen) eine Abnahme des Wasserkraftpotenzials im Sommer um jeweils ca. 10–20 % zu erwarten. Generell dürfte die Leistung der Laufkraftwerke im Winter zunehmen und sich im Sommer wenig verändern, woraus eine bessere Anpassung an den Verbrauch resultiert.

Die Unterschiede in den Berechnungen sind durch die treibenden Klimamodelle, die angewandten Korrekturverfahren und zu einem geringen Teil durch die verwendeten hydrologischen Modelle erklärbar.

Neben der Energieaufbringung sind noch zukünftige Änderungen im jahreszeitlichen Energiebedarf zu berücksichtigen. Diese Fragestellungen werden in Kranzl et al. (2014) behandelt. Weiters wird auf Band 3, Kapitel 3 verwiesen.

Kühlwasserbedarf

Bei der Beurteilung der Wirkungen des Klimawandels auf die Energiewirtschaft ist auch der Kühlwasserbedarf zu erfassen. Dabei ist die Lage der kalorischen Anlagen, das saisonale Abflussverhalten, insbesondere die Auftrittszeiten von Niederwässern, und die Wassertemperatur zu berücksichtigen. Die größten kalorischen Anlagen liegen an der Donau, am Inn, an der Mur, und an der Ager.



Abbildung 2.36 Jahreserzeugungskoeffizienten der Wasserkraft in Österreich für den Zeitraum 1950–2007. Quelle: Böhm et al. (2008)

Figure 2.36 Coefficient of annual hydropower generation from 1950–2007. Source: Böhm et al. (2008)

Die Kühlwasserverfügbarkeit wurde über Veränderungen im Zeitpunkt des Auftretens und der Abflussführung in Niederwasserperioden beurteilt (siehe dazu auch Abschnitt 2.5.7). In Tab.2.6 sind die Q_{95} -Abflüsse aufgelistet. Das sind jene charakteristischen Niederwasserabflüsse, die mit 5 % Wahrscheinlichkeit noch unterschritten werden können.

Für die größeren, alpin geprägten Flüsse mit größeren kalorischen Anlagen und damit entsprechendem Kühlwasserbedarf (Salzach, Mur) sind überwiegend Zuwächse und jedenfalls keine signifikanten Rückgänge des Niederwasserabflusses zu erwarten. An kleineren Vorlandflüssen, wie der Ager, können allerdings deutliche Abnahmen des Abflusses in Niederwasserperioden auftreten. An solchen Gewässern kann es vor allem in Kombination mit einer zeitlichen Verschiebung der Niederwasserphasen in die wärmeren Sommermonate und dem generellen Anstieg der Wassertemperatur zu Problemen mit Kühlwassereinleitungen kommen.

Tabelle 2.6Simulierte Veränderungen von Q₉₅ (m³/s) in 3Flussgebieten, Szenario A1B aus dem REMO-UBA-Modell. Quelle:Nachtnebel et al. (2010a)

Table 2.6 Simulated changes of Q₉₅ low flows (m³/s) in three river basins. A1B scenario from REMO-UBA model. Source: Nachtnebel et al, (2010a)

Periode	Salzach	Mur	Ager
1961–1990	78,9	60,0	9,9
2011–2040	80,0	57,7	9,5
2036–2065	87,3	56,1	8,0
2061–2090	90,0	59,1	6,8



Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Springer Science+Business Media: Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, Mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt und die Wasserkraftnutzung in Österreich, Band 62 (9-10), 2010, S. 186, P. Stanzel, H. P. Nachtnebel, Abb. 6

Abbildung 2.37 Mittel der mit dem REMO-UBA-Modell simulierten hydroelektrischen Energieerzeugung für Österreich im Zeitraum 2006– 2090 (Winter- und Sommerhalbjahr). Quelle: Stanzel und Nachtnebel (2010b)

Figure 2.37 Seasonal hydropower generation (winter: October–March, summer: April–September) from 2006–2090. The driving climate model is REMO-UBA. Source: Stanzel und Nachtnebel (2010b)

Holzmann und Koboltschnig (2010) ermitteln für die Obere Salzach seltener werdende Niederwasserperioden im Winter; während der Herbstmonate ist ein geringer Anstieg der Niederwasserphasen gegenüber dem Referenzzeitraum bei Szenario A1B wahrscheinlich.

Für die Abschätzung der Entwicklung der Wassertemperatur (Nachtnebel et al., 2010a) wurden für die betrachteten Fließgewässer die mittleren monatlichen Wassertemperaturen mit einem einfachen Modell nach Hofstetter (Nobilis und Webb, 1994) berechnet, für das die notwendigen Eingangsgrößen Lufttemperatur und Wasserführung auch für die Zukunftsszenarien vorlagen. Eine Temperaturerhöhung der Fließgewässer kann zumindest in kritischen Zeiträumen (lange sommerliche Trockenperioden) zur Reduktion der zulässigen Ableitung von Wärmefrachten aus Gewerbe, Industrie und Kraftwerken in Gewässer führen (BMLFUW,2011).

2.8.7 Zusammenfassung Wasserwirtschaft

Da die natürliche Variabilität des mittleren jährlichen Abflusses deutlich größer ist als die zu erwartenden Änderungen zufolge Klimaänderung für 2021 bis 2050, erscheinen aus österreichweiter Sicht andere Bewirtschaftungsmaßnahmen in Hinblick auf das Wasserdargebot der Oberflächenwasser nicht grundsätzlich notwendig (BMLFUW, 2011). Regional betrachtet kann es aber durchaus zu deutlichen Veränderungen kommen und jene Regionen, die schon jetzt geringe Abflussspenden (< 10 1/s/km²) aufweisen (vor allem im Osten und Südosten Österreichs), sind bei den Anpassungsmaßnahmen besonders zu berücksichtigen.

Bezüglich des Trinkwasserverbrauchs sind sowohl die mögliche Änderung im Wasserdargebot als auch der steigende Bedarf infolge erhöhter Temperatur sowie die erhöhte Nutzungseffizienz inklusive der Rückgang der Verteilungsverluste zu berücksichtigen. In einigen Regionen (z. B. in der Oststeiermark und in Oberösterreich) besteht noch Potenzial für weitere Anschlüsse an die kommunale Wasserversorgung, wodurch es zu einer temporären Erhöhung des Spitzenbedarfs kommen wird. Bei den großen Wasserversorgungsunternehmen werden auch zukünftig keine Engpässe gesehen.

Der landwirtschaftliche Bewässerungsbedarf konzentriert sich auf die Flachlandgebiete im Süden und Osten und wird derzeit mit einem Anteil von 2 mm an der gesamten Wasserbilanz veranschlagt. Bei einer mäßigen mittleren Temperaturerhöhung bis ca. 2 °C (wie bis zu den 2040er Jahren erwartet) könnten in Summe die positiven Effekte auf das Ertragspotenzial in der Landwirtschaft überwiegen, bei einer Temperaturerhöhung von > 2 °C würden zunehmend negative Effekte auftreten. Im Süden und Süd-Osten ist regional eine Zunahme der Bewässerung zu erwarten.

Die Energiewasserwirtschaft wird eine tendenziell fallende Jahreserzeugung aufweisen, wobei durch die Zunahme der Wintererzeugung und Abnahme der Sommererzeugung eine bessere Anpassung an die Verbrauchsganglinie gegeben ist. Bezüglich der quantitativen Angaben zur hydroelektrischen Energieerzeugung bestehen Unterschiede zwischen den einzelnen Studien, die hauptsächlich aus verschiedenen verwendeten Klimamodellen resultieren. Bei Verwendung der REMO-UBA-Simulationen zeigt sich in allen drei Szenarien (Nachtnebel et al., 2010a) eine Abnahme der Energieproduktion aus Wasserkraft. Die Abnahme zwischen 2025 und 2075 liegt bei rund 15 % im A1B-Szenario, bei rund 6 % bei A2 und beträgt 8 % im B1-Szenario. Diese Szenarien weisen zwar unterschiedliches Verhalten im Niederschlag auf, dies wird aber durch den Temperaturanstieg weitgehend kompensiert. In der ZAMG/TU-Wien Studie (BMLFUW, 2011) werden wesentlich kleinere Einbußen der hydroelektrischen Energieerzeugung ausgewiesen. Die zukünftigen Änderungen in der Jahresenergieerzeugung werden mit ±5 % eingestuft, während die Wintererzeugung um bis zu 20 % steigen könnte. Regional kann im Westen Österreichs ein Rückgang der Erzeugung im Sommer von bis zu 20 % auftreten.

Bezüglich des Kühlwasserbedarfs sind die Wassertemperatur, die Abflussmenge und der Bedarf im Jahresgang zu berücksichtigen. Für die Salzach wird für das 21. Jahrhundert eine leichte Erhöhung der Niederwasserführung prognostiziert, an der Mur kommt es zu einer geringfügigen Verringerung. Für die Fließgewässer im Alpenvorland, wie die Ager, muss bis zum Ende des 21. Jahrhunderts mit einem deutlicheren Rückgang der Niederwasserführung gerechnet werden. Für kalorische Kraftwerke an der Donau bestehen keine Probleme bezüglich des Kühlwasserbedarfs.

2.9 Forschungsbedarf2.9 Research needs

Vergleicht man die Simulationen der regionalen Klimamodelle in der Referenzperiode 1961 bis 1990 mit den Beobachtungen, so sind noch immer deutliche systematische Abweichungen festzustellen. Die Abweichungen treten sowohl im saisonalen Geschehen als auch in den regionalen Daten auf. Für eine heterogene alpine Topografie hat dies zur Folge, dass derzeit Aussagen auf Einzugsgebietsebene noch mit beträchtlichen Unsicherheiten behaftet sind, insbesondere Aussagen zu Extremereignissen.

Aus hydrologischer Sicht besteht daher die Forderung nach regionalen Klimamodellen mit einer räumlichen Auflösung von 1 km und besserer Abbildung der meteorologischen Prozesse in alpinen Räumen.

Gleichzeitig bedeutet dies auch, dass das hydro-meteorologische Messnetz in Lagen über 2000 m deutlich zu verdichten sein wird. Einerseits um Modelle besser kalibrieren zu können und andererseits um das Prozessverständnis über das Zusammenwirken von Klima, Vegetation und Hydrologie zu verbessern. Repräsentative, weitgehend unbeeinflusste Testgebiete sind aufzubauen, die eine langfristige kontinuierliche Beobachtung, begleitet von Experimenten, ermöglichen.

Die hydrologischen Prozesse werden aber neben dem Klima auch wesentlich durch anthropogene Eingriffe verändert. Diese betreffen v.a. die Landnutzung. So hat z.B. die Waldfläche von 1950 bis 1995 um 4004 km² zu- und die Fläche des Grünlandes (Wiesen, Weisen, Almen) um 4187 km² abgenommen (Krausmann, 2001). Dadurch werden das Retentionsverhalten und die Evapotranspiration wesentlich beeinflusst. Ebenso verändern die wasserbaulichen Einrichtungen (Schutzwasserwirtschaft, Wasserkraftwerke und deren Speicher) nachweislich das Abflussgeschehen. Große Retentionsflächen fallen in den Niederungen durch die Schutzwasserwirtschaft weg, während in den hochalpinen Räumen nennenswerte Speicherräume geschaffen werden. Dies hat zur Folge, dass nahezu alle hydrologischen Beobachtungsreihen trendbehaftet sind, sodass die Trennung von Klimaeinfluss und direkter anthropogener Einwirkung schwierig ist. In manchen Einzugsgebieten ist derzeit der anthropogene Einfluss deutlich stärker wirksam als der Klimaeffekt. Für eine sich laufend verändernde Umwelt sind daher bessere diskriminative hydrologische Methoden zu entwickeln. Die Instationarität in den Reihen und deren räumliche Heterogenität erfordern neue Methoden zur Ableitung von Bemessungsgrößen und für den Betrieb von wasserwirtschaftlichen Einrichtungen.

Bei vielen hydrologischen Analysen wird oft von den derzeitigen Randbedingungen ausgegangen. Es sind Modelle zu entwickeln, die die klimainduzierten Veränderungen des Bodens, der Vegetation und der Landnutzung in die Modelle integrieren, um realistische Simulationen zu ermöglichen.

Dies setzt eine verstärkte Kooperation zwischen den einzelnen Fachbereichen (Meteorologie, Hydrologie, Land- und Forstwirtschaft, Raumplanung, Wasserwirtschaft) voraus. Ähnlich werden auch die Aufgabenstellungen in der Limnologie und der aquatischen Biologie gesehen. So sollten etwa die Ergebnisse regionaler Klimavorhersagen mit den entsprechenden hydrologischen und limnologischen Erwägungen zusammengeführt werden, um so zu einer ganzheitlichen Betrachtung zu führen. Ähnliches gilt für die Modellbildung.

In der Impaktforschung – nicht nur im Bereich der Wasserwirtschaft – sollten generelle Abstimmungen / Vorgaben für weitere Analysen erfolgen. Um eine bessere Vergleichbarkeit der Projektergebnisse zu ermöglichen, sollten einheitliche Referenzperioden (die World Meteorological Organisation bezieht sich meist auf den Zeitraum 1961 bis 1990) gewählt werden. Ähnlich wäre eine Definition zukünftiger Analyseperioden, z. B. 2001 bis 2030 (unmittelbare Zukunft), 2035 bis 2064 (mittelbare Zukunft), und 2061 bis 2090 (fernere Zukunft) hilfreich.

2.10 Literaturverzeichnis2.10 References

- Abermann, J., Lambrecht, A., Fischer, A., Kuhn, M., 2009. Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969–1997–2006). The Cryosphere 3, 205– 215. doi:10.5194/tc-3-205-2009
- Anonymous, 1983. Ergebnisse des österreichischen Eutrophieprogramms 1978-1982. BM Gesundheit- Umweltschutz, BM Wissenschaft und Forschung, Findruck, Wien.
- Auer, I., Böhm, R., Mohnl, H., Potzmann, R., Schöner, W., Skomorowski, P., 2001a. ÖKLIM. Digitaler Klimaatlas Österreichs. Eine interaktive Reise durch die Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft des Klimas, in: Hammerl, C., Lenhardt, W., Steinacker, R., Steinhauser, P. (Eds.), Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 1851–2001: 150 Jahre Meteorologie und Geophysik in Österreich. Leykam, Wien.
- Auer, I., Böhm, R., Dobesch, H., Koch, E., Lipa, W., Mohnl, H., Potzmann, R., Ragette, G., Svabik, O., 2001b. Klima von Vorarlberg. Eine anwendungsorientierte Klimatographie. Band II. Amt der Vorarlberger Landesregierung, Bregenz.
- Auer, I., Jurkovic, A., Böhm, R., Schöner, W., Lipa, W., 2008. Erweiterung und Vervollständigung des StartClim Datensatzes für das Element tägliche Schneehöhe. Aktualisierung des existierenden StartClim Datensatzes (Lufttemperatur, Niederschlag und Dampfdruck) bis 2007 04 (Endbericht StartClim2007.A Teilprojekt von StartClim2007). Zentralanstalt für Meteorologie und

Geodynamik (ZAMG), Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur. Gefördert aus Mitteln des BMLFUW, des BMGFJ, des BMWF, der Österreichischen Hagelversicherung und der Verbund AHP, Wien.

- Blaschke, A.P., Merz, R., Parajka, J., Salinas, J., Blöschl, G., 2011. Auswirkungen des Klimawandels auf das Wasserdargebot von Grund- und Oberflächenwasser. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 63, 31–41. doi:10.1007/s00506-010-0273-3
- Blöschl, G., Ardoin-Bardin, S., Bonell, M., Dorninger, M., Goodrich, D., Gutknecht, D., Matamoros, D., Merz, B., Shand, P., Szolgay, J., 2007. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows? Hydrological Processes 21, 1241–1247. doi:10.1002/hyp.6669
- Blöschl, G., Merz, R., 2008. Bestimmung von Bemessungshochwässern gegebener J\u00e4hrlichkeit–Aspekte einer zeitgem\u00e4\u00dfen Strategie. Wasserwirtschaft 11, 12–18.
- Blöschl, G., Montanari, A., 2010. Climate change impacts throwing the dice? Hydrological Processes 24, 374–381. doi:10.1002/hyp.7574
- Blöschl, G., Viglione, A., Merz, R., Parajka, J., Salinas, J.L., Schöner, W., 2011. Auswirkungen des Klimawandels auf Hochwasser und Niederwasser. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 63, 21–30. doi:10.1007/s00506-010-0269-z
- Blöschl, G., Merz, R., Parajka, J., Salinas, J., Viglione, A., 2012. Floods in Austria, in: Kundzewicz, Z.W. (Ed.), Changes in Flood Risk in Europe. IAHS Press, Wallingford, pp. 169–177.
- BMLFUW (Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Hrsg.) 2007. Hydrologischer Atlas Österreichs. Österreichischer Kunst- und Kulturverlag, Wien.
- BMLFUW (Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Hrsg.), 2011. Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft. Studie der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik und der Technischen Universität Wien. Autoren: Schöner, W., Böhm, R., Haslinger, K. (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik), Blöschl, G., Kroiß, H., Merz, R., Blaschke, A. P., Viglione, A., Parajka, J., Salinas, J. L., Drabek, U., Laaha, G., Kreuzinger, N. (Technische Universität Wien), S.486, Wien. URL www.lebensministerium.at / dms / lmat / publikationen / bericht-langfassung/Anpassungsstrategien Klimawandel_Langfassung[1].pdf
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., Noetzli, J., 2012. Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. The Cryosphere 6, 807– 820. doi:10.5194/tc-6-807-2012
- Böhm, R., 2008. Schnee im Klimawandel Snow and Climate Change. Katalog zur Ausstellung "Vom Schnee" im Winter 2008/09 im Museum Kitzbühel 60–87.
- Böhm, R., Godina, R., Nachtnebel, H.P., Pirker, O., 2008. Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- Bollmann, E., Sailer, R., Briese, C., Stötter, J., Fritzmann, P. 2011. Potential of airborne laser scanning for geomorphologic feature and process detection and quantifications in high alpine mountains. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues 55, 83–104. doi:10.1127/0372-8854/2011/0055S2-0047
- CC-Snow, 2013a. URL www.cc-snow.at (accessed 1.5.13).
- CC-Snow, 2013b. URL http://www.klimawandelanpassung.at/index.php?id=4167 (accessed 1.5.13).
- CC-WaterS, 2012. Climate Change and Impacts on Water Supply [WWW Document]. Outcomes and results of CC-WaterS pro-

ject. URL http://ccwaters.eu/index.php?option=com_content&view=frontpage&Itemid=1&56b00064c3e6beb26da3b96d1578b92a=9d4def25424f5065da6b39c81a5166b7 (accessed 1.5.13).

- Chorus, I., Dokulil, M.T., Lammens, E., Manca, M., Naselli-Flores, L., Nixdorf, B., Persson, G., Schindler, D., Straile, D., Tátrai, I., Tadonléké, R., Willén, E., 2011. Restoration responses of 19 lakes: are TP thresholds common?, in: Chorus, I., Schauser, I. (Eds.), Oligotrophication of Lake Tegel and Schlachtensee, Berlin. Analysis of System Components, Causalities and Response Thresholds, Texte. Umweltbundesamt, Dessau, Germany, pp. 84–102.
- Cogley, J.G., 2009. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. Annals of Glaciology 96100.
- Dalla-Via, A., 2008. Klimatische Entwicklungen und deren Auswirkungen auf die Wasserversorgung in der Oststeiermark, in: Böhm, R., Godina, R., Nachtnebel, H.P., Pirker, O. (Eds.), Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband (ÖWAV), Wien, pp. 141–153.
- Déqué, M., 2007. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values. Global and Planetary Change 57, 16–26. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.030
- Dokulil, M.T., 2009. Abschätzung der klimabedingten Temperaturänderungen bis zum Jahr 2050 während der Badesaison. Österreichische Bundesforste AG.
- Dokulil, M.T., 2014. Predicting summer surface water temperatures for large Austrian lakes in 2050 under climate change scenarios. Hydrobiologia 731, 19–29. doi:10.1007/s10750-013-1550-5
- Dokulil, M.T., Donabaum, U., 2014. Phytoplankton of the Danube river: Composition and long-term dynamics. Acta Zoologica Bulgarica. Suppl. 7, pp. 147-152
- Dokulil, M.T., Teubner, K., 2002. The spatial coherence of alpine lakes. Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie Verhandlungen 28, 1861–1864.
- Dokulil, M.T., Teubner, K., 2005. Do phytoplankton communities correctly track trophic changes? An assessment using directly measured and palaeolimnological data. Freshwater Biology 50, 1594– 1604. doi:10.1111/j.1365-2427.2005.01431.x
- Dokulil, M.T., Teubner, K., 2011. Eutrophication and Climate Change: Present Situation and Future Scenarios, in: Ansari, A.A., Gill, S.S., Lanza, G.R., Rast, W. (Eds.), Eutrophication: Causes, Consequences and Control. Springer Netherlands, pp. 1–16.
- Dokulil, M.T., Humpesch, T., Pöckl, U.H., Schmidt, R., 1993. Auswirkungen geänderter Klimaverhältnisse auf die Ökologie von Oberflächengewässer in Österreich, in: ÖAW, Kommission für Reinhaltung der Luft (Ed.), Bestandsaufnahme anthropogene Klimaänderungen: mögliche Auswirkungen auf Österreich - mögliche Massnahmen in Österreich; Dokumentation. Verlag der Österrrichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, pp. 5.1–5.82.
- Dokulil, M.T., Schwarz, I., Jagsch, A., 2000. Die Reoligotrophierung österreichischer Seen; Sanierung, in: Bayr. LA Wasserwirtschaft (Ed.), Seen-Gewässerschutz, Nutzungen Und Zielkonflikte, Münchener Beiträge zur Abwasser-, Fischerei- und Flussbiologie. Oldenbourg Industrieverlag, pp. 307–321.
- Dokulil, M.T., Teubner, K., Jagsch, A., 2006a. Climate change affecting hypolimnetic water temperatures in deep alpine lakes. Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie Verhandlungen 29, 1285–1288.
- Dokulil, M.T., Jagsch, A., George, G.D., Anneville, O., Jankowski, T., Wahl, B., Lenhart, B., Blenckner, T., Teubner, K., 2006b. Twenty years of spatially coherent deepwater warming in lakes across

Europe related to the North Atlantic Oscillation. Limnology and Oceanography 51, 2787–2793. doi:10.4319/lo.2006.51.6.2787

- Dokulil, M.T., Teubner, K., Jagsch, A., Nickus, U., Adrian, R., Straile, D., Jankowski, T., Herzig, A., Padisák, J., 2010. The Impact of Climate Change on Lakes in Central Europe, in: George, G. (Ed.), The impact of climate change on lakes in central Europe, Aquatic Ecology Series. Springer Netherlands, pp. 387–409.
- E-Control, 2011. Statistikbroschüre 2011. E-Control Austria, Wien.
- Eder, G., Fuchs, M., Nachtnebel, H.-P., Loibl, W., 2005. Semidistributed modelling of the monthly water balance in an alpine catchment. Hydrological Processes 19, 2339–2360. doi:10.1002/hyp.5888
- Eisenreich, S.J., Bernansconi, C., Campostrini, P., De Ron, A., George, G., Heiskanen, A.-S., Hjorth, J., Hoepffner, N., Jones, K.C., Noges, P., Pirrone, N., Runnalls, N., Somma, F., Stilanakis, N., Umlauf, G., van de Bund, W., Viaroli, P., Vogt, J., Zaldivar, J.-M., Algieri, A., Beaugrand, G., Bidoglio, G., Blencjner, T., Bouraoui, F., Cinnirella, S., Vole, G., Cornell, S., Demuth, S., Dokulil, M.T., Giordani, G., Hedgecock, I., Lavelle, C., Marsh, T., Mostajir, B., Niemeyer, S., Nykjaer, L., Raes, F., Reynard, N., Straile, D., Thielen, J., Tomasin, A. & Trombino, G. 2005. Climate Change and the European Water Dimension. European Comm., Joint Res. Centre, EUR 21553, Ispra, Italy, pp.253.
- Eitzinger, J., Kubu, G., Formayer, H., 2006. Impact of climate change on the water level of a shallow lake in eastern Austria, in: Hydrometeorological service of Republic of Macedonia: Conference on water observation and information systems for decision support (BALWOIS 2006), 23-26 May 2006. CD ROM, Ed. Ministry of Education and Science, Macedonia.
- Eitzinger, J., Kubu, G., Thaler, S., 2008. Der Klimawandel und seine absehbaren Folgen für die Landwirtschaft, in: Böhm, R., Godina, R., Nachtnebel, H.P., Pirker, O. (Eds.), Auswirkungen Des Klimawandels Auf Die Österreichische Wasserwirtschaft. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband (ÖWAV), Wien, pp. 197–200.
- Eitzinger, J., Kubu, G., Thaler, S., 2010. Konsequenzen des Klimawandels für das Ertragspotenzial und den Wasserhaushalt landwirtschaftlicher Pflanzenproduktion, in: ÖWAV (Ed.), Auswirkungen Des Klimawandels Auf Hydrologie Und Wasserwirtschaft in Österreich. Präsentation Der Aktuellen Studien. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien, pp. 181–191.
- Fank, J., 2012. Die Forschungsstation Wagna und deren Ergebnisse für Wasserwirtschaft und Landwirtschaft [WWW Document]. Festveranstaltung zum 20-jährigen Bestehen der Lysimeterstation Wagna. URL http://www.lysimeter.at/de?key=20_Jahre_Wagna (accessed 7.7.14).
- Fank, J., Fuchs, K., 1999. Anwendung der Extremwertstatistik in der Hydrologie von Porengrundwasservorkommen. Mitt.blatt des Hydrografischen Dienstes in Österreich, 78, 31–45.
- Fischer, A., 2013. Gletscherbericht 2011/12. Sammelbericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins im Jahre 2012. Bergauf 2013, 22 27.
- Fischer, A., Span, N., Kuhn, M., Massimo, M., Butschek, M., 2007. Radarmessungen der Eisdicke Österreichischer Gletscher, Band II: Messungen 1999 bis 2006. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Wien.
- Fischer, A., Markl, G., Kuhn, M., 2012. Glacier Mass Balance of Hintereisferner, Oetztal Alps, Austria, from 1952/53-2010/11.
- Fliri, F., 1992. Der Schnee in Nord- und Osttirol 1895-1991. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.

- Formayer, H., 2010. Prognostizierte Klimaveränderungen in Österreich: Unsicherheiten und Bias., in: ÖVAW (Ed.), Auswirkungen Des Klimawandels Auf Hydrologie Und Wasserwirtschaft in Österreich. Präsentation der aktuellen Studien. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien, pp. 25–34.
- Formayer, H., Haas, P., 2010. Correction of RegCM3 model output data using a rank matching approach applied on various meteorological parameters, in: Deliverable D3.2 RCM Output Localization Methods (BOKU-Contribution of the FP 6 CECILIA Project). Wien, pp. 5–15.
- Formayer, H., Hoftstätter, M., Haas, P., 2009. Untersuchung der Schneesicherheit und der potenziellen Beschneiungszeiten in Schladming und Ramsau (Endbericht zum Projekt STRATEGE No. BOKU-Met Report 11). Inst. für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Frank, J., Fuchs, K., 1999. Anwendung der Extremwertstatistik in der Hydrologie von Porengrundwasservorkommen. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 78, 31–45.
- Fricker, H., 1980. OECD Eutrophication Programme, Regional Project Alpine Lakes. Swiss Federal Board for Environmental Protection, Bern.
- Fuchs, G., 2006. The hydrographic monitoring-network of the unsaturated zone in Austria (UZ-network), in: Kastanek, F., Kammerer, G. (Eds.), Soil physics and rural water management - progress, needs and challenges: Proceedings of the international symposium SOPHYWA, September 28-29, 2006. University of Natural Resources and Applied Life Sciences (BOKU), Vienna, pp. 189–195.
- Fürst, J., Bichler, A., Konecny, F., 2011. Ermittlung extremer Grundwasserstände. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 87, 1–44.
- Fürst, J., Nachtnebel, H.P., Kling, H., Hörhan, T., 2008. Trends in Niederschlag und Abfluss. Mitteilungsblatt des hydrographischen Dienstes in Österreich 85, 1–43. http://www.bmlfuw. gv.at/dms/lmat/wasser/wasser-oesterreich/wasserkreislauf/hydrographie_oesterreich/Mitteilungsblatt85/MB86/MB85.pdf
- Gaigg, P., 1979. Reinhaltungsverband Mondsee. Kommunale Awasserwirtschaft im Mondseeland 1969 – 1979. Reinhaltungsverband Mondseeland, St. Lorenz.
- Gardner, A.S., Moholdt, G., Cogley, J.G., Wouters, B., Arendt, A.A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W.T., Kaser, G., Ligtenberg, S.R.M., Bolch, T., Sharp, M.J., Hagen, J.O., van den Broeke, M.R., Paul, F., 2013. A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009. Science 340, 852–857. doi:10.1126/science.1234532
- Geist, T., Stötter, J., 2008. Documentation of glacier surface elevation change with multi-temporal airborne laser scanner data – case study: Hintereisferner and Kesselwandferner, Tyrol, Austria. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 41, 77 – 106.
- George, G., Nickus, U., Dokulil, M.T., Blenckner, T., 2010. The influence of changes in the atmospheric circulation on the surface temperature of lakes, in: George, G. (Ed.), The impact of climate change on european lakes, Aquatic Ecology Series. Springer Netherlands, pp. 293–310.
- Global Change Atlas, 2009. Einzugsgebiet Obere Donau. GLOWA-Danube-Projekt. Department für Geographie, Ludwig-Maximilins-Universität, München.
- Gmeiner, A., Loiskandl, W. (Eds.), 2010. Wasser in der Kulturlandschaft, in: Durst – die Europäische Quellwasser-konferenz: Interdisziplinäre Schnittstellen im Trinkwassersektor. Lit Verlag, Wien.

- Godina, R., 2000. Überblick über Daten und Datenarchive im Hydrographischen Dienst für Österreich, in: Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose, Wiener Mitteilungen Band 164. Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, Technische Universität, Wien.
- Gusev, Y.M., Novak, O., 2007. Soil water main water resources for terrestrial ecosystems of the biosphere. Journal of Hydrology and Hydromechanics 55, 3–15. doi:10.1002/hyp.362
- Habersack, H., Holzmann, H., Koboltschnig, G., Pirker, O., 2006. Hitze- und Dürrefolgen für die Wasserwirtschaft Österreichs (Startclim 2004.D).
- Hantel, M., Ehrendorfer, M., Haslinger, A., 2000. Climate sensitivity of snow cover duration in Austria. International Journal of Climatology 20, 615–640. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(200005)20:6<615::AID-JOC489>3.0.CO;2-0
- Hantel, M., Maurer, C., 2011. The median winter snowline in the Alps. Meteorologische Zeitschrift 20, 267–276. doi:10.1127/0941-2948/2011/0495, www.schweizerbart.de.
- Hantel, M., Maurer, C., Mayer, D., 2012. The snowline climate of the Alps 1961–2010. Theoretical and Applied Climatology 110, 517–537. doi:10.1007/s00704-012-0688-9
- Herzig, A., Bretschko, G., Colley, R., Dokulil, M., Gaviria, E., Holst, I., Humpesch, U., Kaiser, M., Kasimir, G., Leichtfried, M., Nausch, M., Petto, H., Schmid, P.E., Stipanits, B., Zoufal, W., 1989. Limnologische Veränderungen im Ökosystem Donau durch das Donaukraftwerk Altenwörth, in: Hary, N., Nachtnebel, H.P. (Eds.), Ökosystemstudie Donaustau Altenwörth. Univ.-Verl. Wagner, Innsbruck, pp. 95–121.
- Hiebl, J., Reisenhofer, S., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., 2011. Multi-methodical realisation of Austrian climate maps for 1971– 2000. Adv. Sci. Res. 6, 19–26. doi:10.5194/asr-6-19-2011
- Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. Progress in Physical Geography 29, 362–391. doi:10.1191/0309133305pp453ra
- Hock, R., de Woul, M., Radić, V., Dyurgerov, M., 2009. Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution. Geophysical Research Letters 36, L07501. doi:10.1029/2008GL037020
- Hofer, L., 2007. Klimatologie der Schneefallgrenze (Diplomarbeit). Universität Wien, Fach Meteorologie, Wien.
- Hofstetter, G., 1954. Der Einfluss meteorologischer Faktoren auf die Temperatur alpiner Seen. Archiv f
 ür Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, 146–181. doi:10.1007/BF02244620
- Holzmann, H., Koboltschnig, G., 2010. Hydrologische Veränderungen in hochalpinen Einzugsgebieten, in: Auswirkungen des Klimawandels auf Hydrologie und Wasserwirtschaft in Österreich. Präsentation der aktuellen Studien. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien, pp. 60–71.
- Holzmann, H., Lehmann, T., Formayer, H., Haas, P., 2010. Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf Hochwasser und Wasserhaushaltskomponenten ausgewählter Einzugsgebiete in Österreich. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 62, 7–14. doi:10.1007/s00506-009-0154-9
- Humpesch, U.H., Dokulil, M., Elliott, J.M., Herzig, A., 1982. Ökologische Auswirkungen der thermischen Gewässerbeeinflussung. Österreichische Wasserwirtschaft 34, 122–136.
- Huss, M., 2012: Extrapolating glacier mass balance to the mountainrange scale: the European Alps 1900-2100. The Cryosphere, 6, 713-727.
- IPCC, 2007a. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth

Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA.

- IPCC, 2007b. Climate Change 2007, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacob, D., Göttel, H., Kotlarski, S., Lorenz, P., 2007. Mögliche Klimaänderungen im Alpenraum, in: Klimawandel in den Alpen, Fakten – Folgen – Anpassung. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU), Berlin, pp. 22–27.
- Jacob, D., Göttel, H., Kotlarski, S., Lorenz, P., Sieck, K., 2008. Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland - Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland (No. Forschungsbericht 204 41 138, UBA-FB 00096). Umweltbundesamt, Dessau.
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W.T., Swenson, S., 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. Nature 482, 514–518. doi:10.1038/nature10847
- Jankowski, T., Livingstone, D.M., Bührer, H., Forster, R., Niederhauser, P., 2006. Consequences of the 2003 European heat wave for lake temperature profiles, thermal stability, and hypolimnetic oxygen depletion: Implications for a warmer world. Limnology and Oceanography 51, 815–819. doi:10.4319/lo.2006.51.2.0815
- Jeppesen, E., Søndergaard, M., Jensen, J.P., Havens, K.E., Anneville, O., Carvalho, L., Coveney, M.F., Deneke, R., Dokulil, M.T., Foy, B., Gerdeaux, D., Hampton, S.E., Hilt, S., Kangur, K., Köhler, J., Lammens, E.H. h. r., Lauridsen, T.L., Manca, M., Miracle, M.R., Moss, B., Nóges, P., Persson, G., Phillips, G., Portielje, R., Romo, S., Schelske, C.L., Straile, D., Tatrai, I., Willén, E., Winder, M., 2005. Lake responses to reduced nutrient loading – an analysis of contemporary long-term data from 35 case studies. Freshwater Biology 50, 1747–1771. doi:10.1111/j.1365-2427.2005.01415.x
- Jurković, A., 2008. Gesamtschneehöhe Vergleichende Zeitreihenanalyse (Diplomarbeit). Universität Wien, Wien.
- Jurković, A., Auer, I., Böhm, R., Debit, S., Orlik, A., Schöner, W., 2005. The new centennial snow initiative for the greater Alpine region (GAR). Status report and first results. Croatian Meteorological Journal 40, 601–603.
- Kavka, G., Krämer, D., Kreitner, P., Mauthner-Weber, R., Ofenböck, G., Rauchbüchl, A., Rodinger, W., Siegel, P., Vekilov, M., 2000. Wasserbeschaffenheit der österreichischen Donau unter besonderer Berücksichtigung der langzeitlichen Entwicklung, Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft. Bundesamt für Wasserwirtschaft, Wien.
- Kellerer-Pirklbauer, A., 2013. Ground surface temperature and permafrost evolution in the Hohe Tauern National Park, Austria, between 2006-2012: Signals of a warming climate?, in: Conference Proceedings of the Symposium for Research in Protected Areas, 10-12 June 2013. (in press).
- Kling, H., 2006. Spatio-temporal modelling of the water balance of Austria. (Dissertation). Universität für Bodenkultur, Wien.
- Kling, H., 2006. Spatio-temporal modelling of the water balance of Austria. Universität für Bodenkultur, Wien.
- Kling, H., Fuchs, M., Paulin, M., 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. Journal of Hydrology 424–425, 264–277. doi:10.1016/j. jhydrol.2012.01.011
- Kling, H., Nachtnebel, H.P., Fürst, J., 2005a. Bilanzierungsgebiete, klimatische Wasserbilanz und Abflussverhältnisse. Kartentafel

7.1, in: Hydrologischer Atlas Österreichs. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.

- Kling, H., Nachtnebel, H.P., Fürst, J., 2005b. Bilanzierungsgebiete, klimatische Wasserbilanz und Abflussverhältnisse - Water balance regions, climatic water balance and runoff characteristics, in: BMLFUW (Ed.), Hydrologischer Atlas Österreichs, 2. Lieferung, Karte 7.1. Österreichischer Kunst- und Kulturverlag, Wien.
- Koboltschnig, G.R., Schöner, W., 2009. Modellierung der Eis-und Schneeschmelze in vergletscherten Einzugsgebieten. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 86, 93–107.
- Koboltschnig, G.R., Schöner, W., 2011. The relevance of glacier melt in the water cycle of the Alps: the example of Austria. Hydrology and Earth System Sciences 15, 2039–2048. doi:10.5194/hess-15-2039-2011
- Koboltschnig, G.R., Schöner, W., Holzmann, H., Zappa, M., 2009. Glaciermelt of a small basin contributing to runoff under the extreme climate conditions in the summer of 2003. Hydrological Processes. 23, 1010–1018. doi:10.1002/hyp.7203
- KPC, 2012. Investitionskostenerhebung in der Siedlungswasserwirtschaft 2012-21. Lebensministerium, Wien.
- Krainer, K., Lang, K., Mair, V., Nickus, U., Tessadri, R., Thies, H., Tonidandel, D., 2012. High Nickel concentrations in springs and permafrost ice of an active rock glacier at Lazaunalm, Ötztal Alps (South Tyrol, Italy). 8th International Conference Contaminants in Freezing Ground (CFG8), 22.-26. April, Obergurgl.
- Krainer, K., Mostler, W., 2002. Hydrology of Active Rock Glaciers: Examples from the Austrian Alps. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 34. doi:10.2307/1552465
- Krainer, K., Mostler, W., Spötl, C., 2007. Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. Austrian Journal of Earth Sciences 100, 102–112.
- Krainer, K., Ribis, M., 2009. Blockgletscher und ihre hydrologische Bedeutung im Hochgebirge. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 86, 65–78.
- Krainer, K., Ribis, M., 2012. A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). Austrian Journal of Earth Sciences 105, 32–47.
- Kranzl, L., Hummel, M., Matzenberger, J., Müller, A., Toleikyte, A., Totschnig, G., Schicker, I., Formayer, H., Gorgas, T., Stanzer, P., Nachtnebel, H.P., Bednar, T., Gladt, M., Neusser, M., 2014. Power through Resilience of Energy Systems: Energy Crises, Trends and Climate Change (PRESENCE). Austrian Climate Research Programme ACRP 3rd Call (Final Report, Austrian Climate Research Programme ACRP 3 rd Call No. B068675). Wien.
- Krausmann, F., 2001. Rekonstruktion der Entwicklung von Materialflüssen im Zuge der Industrialisierung: Veränderungen im sozioökonomischen Biomassenmetabolismus in Österreich 1830 bis 1998, Schriftenreihe "Der europäische Sonderweg". Breuninger-Stiftung, Stuttgart.
- Kresser, W., 1965. Österreichs Wasserbilanz. Österr. Wasserwirtschaft 17, 213–221.
- Kresser, W., 1994. Wasserbilanz f
 ür das Österreichische Bundesgebiet 1961-90. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 72, 1–3.
- Kreuzinger, N., Kroiß, H., 2011. Klimawandel, qualitative Aspekte der Wasserwirtschaft und Nutzungsaspekte. Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft 63, 42–51. doi:10.1007/s00506-010-0270-6
- Kromp-Kolb, H., Eitzinger, J., Kubu, G., Formayer, H., Haas, P., Gerersdorfer, T., 2005. Auswirkungen einer Klimaänderung auf den Wasserhaushalt des Neusiedler Sees (Endbericht im Auftrag des Amtes der Burgenländischen Landesregierung Landeswasserbau-

bezirksamt Schützen am Gebirge vom 15. Juli 2005. BOKU-Met Report 1). Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Wien.

- Kuhn, M., 2008. Klimawandel und Gletscherschwund, in: Böhm, R., Godina, R., Nachtnebel, H.P., Pirker, O. (Eds.), Auswirkungen Des Klimawandels Auf Die Österreichische Wasserwirtschaft. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband (ÖWAV), Wien, pp. 129–141.
- Kuhn, M., Batlogg, N., 1999. Modellierung der Auswirkung von Klimaänderungen auf verschiedene Einzugsgebiete in Österreich, Schriftenreihe der Forschung im Verbund Band 46. Österreichische Elektrizitätswirtschaft-AG, Wien.
- Kuhn, M., Lambrecht, A., 2007. Änderung von Gletschern im 20. Jahrhundert. Kartentafel 4.3, in: Hydrologischer Atlas Österreichs. Bundesministerium f
 ür Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- Kuhn, M., Olefs, M., 2007. Auswirkung von Klimaänderungen auf das Abflussverhalten von vergletscherten Einzugsgebieten im Hinbllick auf Speicherkraftwerke (Endbericht StartClim 2007.E). Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, Wien.
- Kuhn, M., Dreiseitl, E., Hofinger, S., Markl, G., Span, N., Kaser, G., 1999. Measurements and models of the mass balance of Hintereisferner. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 81, 659–670. doi:10.1111/1468-0459.00094
- Kuhn, M., Lambrecht, A., Pop, I.-A., Patzelt, G., Gross, G., 2009a. Die Österreichischen Gletscher 1998 Und 1969: Flachen- und Volumenänderungen. Verlag der Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- Kuhn, M., Abermann, J., Olefs, M., Fischer, A., Lambrecht, A., 2009b. Gletscher im Klimawandel: Aktuelle Monitoringprogramme und Forschungen zur Auswirkungen auf den Gebietsabfluss im Ötztal. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 86, 31–48.
- Lambrecht, A., Kuhn, M., 2007. Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory. Annals of Glaciology 46, 177–184. doi:10.3189/ 172756407782871341
- Lauscher, F., 1993. Von der regionalen Verschiedenheit der Schneewinter in den Ostalpen. Eigenverlag.
- Lieb, G.K., 1996. Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen, in: Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität. Graz, pp. 9–123.
- Liepolt, R., 1957. Die Verunreinigung des Zeller Sees. Wasser und Abwasser 1957, 9–38.
- Liepolt, R., 1965. Die Gewässergüte Österreichischer Seen. Österreichische Wasserwirtschaft 17, 5–9.
- Liepolt, R., 1967. Die limnologische Verhältnisse des Zellersees, seine Verunreinigung und Reinigung. Förderung Europ. Gewässerschutz Informationsblatt 59–62.
- Livingstone, D.M., 1993. Temporal structure in the deep-water temperature of four swiss lakes: a short-term climatic change indicator? Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie 25, 75–81.
- Livingstone, D.M., 1997. An Example of the Simultaneous Occurrence of Climate-driven "sawtooth" Deep-water Warming/cooling Episodes in Several Swiss Lakes. Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie 26, 822–828.

- Livingstone, D.M., Dokulil, M.T., 2001. Eighty years of spatially coherent Austrian lake surface temperatures and their relationship to regional air temperature and the North Atlantic Oscillation. Limnology and Oceanography 46, 1220–1227.
- Livingstone, D.M., Lotter, A.F., Walker, I.R., 1999. The decrease in summer surface water temperature with altitude in swiss alpine lakes: a comparison with air temperature lapse rates. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 31. doi:10.2307/1552583
- Livingstone, D.M., Lotter, A.F., Kettle, H., 2005. Altitude-dependent differences in the primary physical response of mountain lakes to climate forcing. Limnology and Oceanography 50, 1313–1325.
- Livingstone, D.M., Adrian, R., Arvola, L., Blenckner, T., Dokulil, M.T., Hari, R.E., George, G., Jankowski, T., Järvinen, M., Jennings, E., Nóges, P., Nóges, T., Straile, D., Weyhenmeyer, G.A., 2010a. Regional and supra-regional coherence in limnological variables, in: George, G. (Ed.), The Impact of Climate Change on European Lakes, Aquatic Ecology Series. Springer Netherlands, pp. 311–337.
- Livingstone, D.M., Adrian, R., Blenckner, T., George, G., Weyhenmeyer, G.A., 2010b. Lake Ice Phenology, in: George, G. (Ed.), The impact of climate change on european lakes, Aquatic Ecology Series. Springer Netherlands, pp. 51–61.
- Löffler, H., 1977. Men and Biosphere, No. 5, ICC-Vienna. Facultas, Wien.
- Loiskandl, W., Klik, A., 1994. Long term field observations to estimate the soil water balance, in: Zannetti, P. (Ed.), Computer Techniques in Environmental Studies V.: Pollution Modeling. Vol. I. Computational Mechanics Publications, pp. 69–74.
- Marke, T., 2008. Development and application of a model interface to couple regional climate models with land surface models for climate change risk assessment in the upper Danube watershed. Fakultät für Geowissenschaften, Ludwig-Maximilins-Universität, München.
- Marzeion, B., Jarosch, A.H., Hofer, M., 2012. Past and future sealevel change from the surface mass balance of glaciers. The Cryosphere 6, 1295–1322. doi:10.5194/tc-6-1295-2012
- McCombie, A.M., 1959. Some relations between air temperatures and the surface water temperatures of lakes. Limnology and Oceanography 4, 252–258.
- Merz, R., Blöschl, G., Humer, G., 2008. Hochwasserabflüsse in Österreich – das HORA-Projekt. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 60, 129–138. doi:10.1007/s00506-008-0019-7
- Merz, R., Parajka, J., Blöschl, G., 2011. Time stability of catchment model parameters: Implications for climate impact analyses: Time stability of catchment model parameters. Water Resources Research 47. doi:10.1029/2010WR009505
- Mitchell, T.D., Jones, P.D., 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. International Journal of Climatology 25, 693–712. doi:10.1002/joc.1181
- Mohnl, H., 1994. Die Schwankungen der Neuschneehöhe und Schneedeckendauer in Österreich (Periode 1895-1992), in: 90.– 91. Jahresbericht Des Sonnblickvereins für die Jahre 1992–1993. Eigenverlag des Sonnblickvereins, Wien, pp. 5–47.
- Nachtnebel, H.P., Fuchs, M., 2004. Beurteilung der hydrologischen Veränderungen in Österreich infolge globaler Klimaänderungen. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 56, 79–92.
- Nachtnebel, H.P., Hebenstreit, K., Diernhofer, W., Fuchs, M., 1999. Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf die Wasserkraftnutzung in alpinen Einzugsgebieten. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, Sonderdruck 51, 262–275.

- Nachtnebel, H.P., Haberl, U., Stanzel, P., Kahl, B., Holzmann, H., Pfaffenwimmer, T., 2009. Hydrologische Abflussmodellierung -Teil 3, in: Hydrologisches Informationssystem Zur Hochwasservorhersage Im Land Salzburg (Hydris II). Amt der Salzburger Landesregierung, p. 341.
- Nachtnebel, H.P., Stanzel, P., Pfaffenwimmer, T., 2010a. Report AP 3 Endbericht Hydrologie zu Klimadapt, in: Energie der Zukunft. Ableitung Prioritärer Maßnahmen zur Adaption des Energiesystems an den Klimawandel. EEG-Technische Universität, Wien.
- Nachtnebel, H.P., 2010b. Auswirkungen von möglichen Klimaänderungen auf die Hydrologie und Wasserwirtschaft in einigen österreichischen Regionen, in: ÖWAV (Ed.), Auswirkungen des Klimawandels auf die Österreichische Wasserwirtschaft. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien, pp. 27–52. http://www.google.at/url?sa=t&rc t=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0CB4QFjAA&url=h ttp%3A%2F%2Fwww.oewav.at%2FKontext%2FWebService%2 FSecureFileAccess.aspx%3Ffileguid%3D%257Bca55095e-3fad-43d9-9f91-69a3834e9491%257D&ei=urHGU-mIOLPY0QW9 u4GgDw&usg=AFQjCNFKOdET-niPaWgwNEEsjoFCZ_6pJQ &bvm=bv.71126742,d.bGQ
- Nachtnebel, H.P., Stanzel, P., Büchinger, M., Steinacker, R., Aschauer, I., Lexer, A., Rudel, E., Krennert, T., Zingerle, C., 2010c. Trendanalyse von hydro-meteorologischen Extremwerten (No. Projekt A7.CP456 des Klima und Energiefonds). Klima- und Energiefonds.
- Nachtnebel, H.P., Stanzel, P., Hernegger, M., 2012. Interner Bericht zu WP 4 (hydropower) und WP5 (cooling water demand): PRE-SENCE. Power through resilience of energy systems: Energy crises, trends and climate change (ARCP Projekt Koordination L. Kranzl). EEG-Technische Universität, Wien.
- Neunteufel, R., Richart, L., Perfler, R., 2012. Wasserverbrauch und Wasserbedarf – Auswertung empirischer Daten zum Wasserverbrauch. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband (ÖWAV), Wien.
- Nickus, U., Thies, H., Krainer, K., Tessadri, R., 2012. Impact of active rock glaciers on high mountan stream water quality. 8th International Conference Contaminants in Freezing Ground (CFG8), 22.-26. April, Obergurgl.
- Nobilis, F., Webb, B.W., 1994. Long-term water temperature behaviour in Austrian rivers. Mitteilungsblatt des hydrographischen Dienstes in Österreich 72, 4–22.
- ÖVGW, 2008. Trinkwasser in Österreich [WWW Document]. ÖVGW Wasser. URL http://www.ovgw.at/wasser/themen/?uid:int=294 (accessed 12.6.13).
- ÖWAV (Ed.), 2010. Auswirkungen des Klimawandels auf Hydrologie und Wasserwirtschaft in Österreich. Präsentation der aktuellen Studien. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien.
- Parajka, J., Merz, R., Blöschl, G., 2005. Regionale Wasserbilanzkomponenten für Österreich auf Tagesbasis (Regional water balance components in Austria on a daily basis). Österreichische Wasserund Abfallwirtschaft 57, 43–56. doi:10.1007/BF03165611
- Parajka, J., Kohnová, S., Merz, R., Szolgay, J., Hlavčová, K., Blöschl, G., 2009. Comparative analysis of the seasonality of hydrological characteristics in Slovakia and Austria / Analyse comparative de la saisonnalité de caractéristiques hydrologiques en Slovaquie et en Autriche. Hydrological Sciences Journal 54, 456–473. doi:10.1623/hysj.54.3.456

- Parajka, J., Kohnová, S., Bálint, G., Barbuc, M., Borga, M., Claps, P., Cheval, S., Dumitrescu, A., Gaume, E., Hlavčová, K., Merz, R., Pfaundler, M., Stancalie, G., Szolgay, J., Blöschl, G., 2010. Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine–Carpathian range. Journal of Hydrology 394, 78–89. doi:10.1016/j. jhydrol.2010.05.015
- Patzelt, G., 1978. Der österreichische Gletscherkataster, in: Almanach 78 der Österreichischen Forschung. Verband d. wiss. Ges. Österr, Wien, pp. 129–133.
- Patzelt, G., 1985. The period of glacier advances in the Alps, 1965 to 1980. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 21, 403–407.
- Pekarova, P., Halmova, D., Miklanek, P., Onderka, M., Pekar, J., Skoda, P., 2008. Is the water temperature of the Danube river at Bratislava, Slovakia, rising? Journal of Hydrometeorology 9, 1115–1122. doi:10.1175/2008JHM948.1
- Perfler, R., Unterwainig, M., Formayer, H., 2006. Auswirkungen von Extremereignissen auf die Sicherheit der Trinkwasserversorgung in Österreich (Endbericht StartClim2005.A4). Institut für Siedlungswasserbau, Industriewasserwirtschaft und Gewässerschutz, Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Persson, I., Jones, I., Sahlberg, J., Dokulil, M., Hewitt, D., Lepparanta, M., Blenckner, T., 2005. Modelled thermal response of three european lakes to a probable future climate. Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie 29, 667–671.
- Pfeffer, W.T., Arendt, A.A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J.G., Gardner, A.S., Hagen, J.-O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E.S., Moholdt, G., MöLg, N., Paul, F., Radic, V., Rastner, P., Raup, B.H., Rich, J., Sharp, M.J., 2014. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. Journal of Glaciology 60, 537–552. doi:10.3189/2014JoG13J176
- Philipp, A., Bartholy, J., Beck, C., Erpicum, M., Esteban, P., Fettweis, X., Huth, R., James, P., Jourdain, S., Kreienkamp, F., Krennert, T., Lykoudis, S., Michalides, S.C., Pianko-Kluczynska, K., Post, P., Álvarez, D.R., Schiemann, R., Spekat, A., Tymvios, F.S., 2010. Cost733cat A database of weather and circulation type classifications. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C 35, 360–373. doi:10.1016/j.pce.2009.12.010
- Pöyry, 2008. Wasserkraftpotentialstudie Österreich (Endbericht. Erstellt im Auftrag des VEÖ). Pöyry Energy GmbH, Wien.
- Prasch, M., 2010. Distributed process oriented modelling of the future impact of glacier melt water on runoff in the Lhasa river basin in Tibet (Dissertation). Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- Prettenthaler, F., Dalla-Via, A. (Eds.), 2007. Wasser und Wirtschaft im Klimawandel: konkrete Ergebnisse am Beispiel der sensiblen Region Oststeiermark. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien.
- Ragg, H., 2011. Tyrolean alps snow cover scenarios derived from a multisource calibrated degree-day snow model (Masterarbeit). Universität Innsbruck, Innsbruck.
- Rauch, W., Kinzel, H., 2007. ÖKOSTRA eine Datenbank zur Ausgabe von hochaufgelösten Niederschlagsserien aus Österreich, in: Haberl, R., Ertl, T. (Eds.), Wiener Mitteilungen, Kanalmanagement 2007 - Unterirdische Kanalisierung. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Rogger, M., Chirico, G.B., Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., Blöschl, G., 2013. Distributed hydrological modelling in a permafrost catchment - on the value of geophysical information. Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2013 15.

- Rogger, M., Kohl, B., Pirkl, H., Hofer, M., Kirnbauer, R., Merz, R., Komma, J., Viglione, A., Blöschl, G., 2011. HOWATI – Hoch-Wasser Tirol – Ein Beitrag zur Harmonisierung von Bemessungshochwässern in Österreich. Österreichische Wasser-und Abfallwirtschaft 63, 153–161. doi:10.1007/s00506-011-0325-3
- Rogger, M., Hausmann, H., Krainer, K., Brueckl, E., Bloeschl, G., 2012. On the use of geophysical information for distributed hydrological modelling in a mountain catchment. Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2012 14, 56–71.
- Rohregger, J.B., 2008. Methoden zur Bestimmung der Schneefallgrenze (Diplomarbeit). Universität Wien, Fach Meteorologie, Wien.
- Salinas, J.L., Viglione, A., Merz, R., Parajka, J., Schöner, W., Blöschl, G., 2011. Wie ändern sich Hochwasser und Niederwasser in Österreich?, in: Blöschl, G., Merz, R. (Eds.), Hydrologie & Wasserwirtschaft - von der Theorie zur Praxis. Beiträge zum Tag der Hydrologie am 24./25. März 2011 an der Technischen Universität Wien. Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften Heft 30, Hennef, Deutschland.
- Sampl, H., Schulz, L., Fresner, R., Reichmann, M., 2008. Zur Limnologie des Millstätter Sees, in: Golob, B., Hinsig-Erlenburg, W. (Eds.), Der Millstätter See. Aus Natur und Geschichte. Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Klagenfurt, pp. 65–84.
- Sandner, U., 2004. Sustainable water management: Privatisierung der Wasserwirtschaft aus dem Blickwinkel der Nachhaltigkeit (Dissertation). Karl Franzens Universität, Graz.
- Schartner, C., Kralik, M., 2011. Trends der Grundwassertemperatur: Untersuchungen von Daten der Überwachung des Gewässerzustandes in Österreich (REP-0328). Umweltbundesamt, Wien.
- Schiller, G., Drexler, F., 1991. Die Wasserkraftnutzung in Österreich – Wasserkraftpotential Stand 1990. Österreichische Wasserwirtschaft 43, 1001–106.
- Schneiderman, E., Järvinen, M., Jennings, E., May, L., Moore, K., Naden, P.S., Pierson, D., 2010. Modeling the effects of climate change on catchment hydrology with the GWLF Model, in: George, G. (Ed.), The impact of climate change on european lakes, Aquatic Ecology Series. Springer Netherlands, pp. 33–50.
- Schöner, W., Mohnl, H., 2000. A new map of accumulated new snow of Austria. 26thInt. Conf. of Alpine Meteorology. CD-ROM. Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik 23.
- Schöner, W., Mohnl, H., 2003. Schneehöhen und Schneebedeckung, in: Hydrologischer Atlas Österreichs (HAÖ). Österreichischer Kunst- und Kulturverlag, Wien.
- Schöner, W., Auer, I., Böhm, R., 2009. Long term trend of snow depth at Sonnblick (Austrian Alps) and its relation to climate change. Hydrological Processes 23, 1052–1063. doi:10.1002/hyp.7209
- Schöner, W., Auer, I., Böhm, R., Mohnl, H., Potzmann, R., Skomorowski, P., 2001. Räumliche Modellierung von Klimaparametern aus Stationswerten mittels GIS. Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik 27.
- Schöner, W., Auer, I., Böhm, R., Thaler, S., 2003. Qualitätskontrolle und statistische Eigenschaften ausgewählter Klimaparameter auf Tageswertbasis im Hinblick auf Extremwertanalysen (Teilprojekt von StartClim "Startprojekt Klimaschutz: Erste Analysen extremer Wetterereignisse und ihrer Auswirkungen in Österreich"). Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.
- Schöner, W., Böhm, R., Haslinger, K., 2011. Klimaänderung in Österreich – hydrologisch relevante Klimaelemente. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 63, 11–20. doi:10.1007/s00506-010-0271-5

- Shuter, B.J., Schlesinger, D.A., Zimmerman, A.P., 1983. Empirical predictors of annual surface water temperature cycles in North American lakes. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 40, 1838–1845. doi:10.1139/f83-213
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Merz, R., Gutknecht, D., 2005. Linking flood frequency to long-term water balance: Incorporating effects of seasonality. Water Resources Research 41, doi:10.1029/2004WR003439
- Span, N., Fischer, A., Kuhn, M., Massimo, M., Butschek, M., 2005. Radarmessungen der Eisdicke österreichischer Gletscher, Band I: Messungen 1995 bis 1998. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Wien.
- Stanzel, P., Nachtnebel, H.P., 2010a. Wasserkrafterzeugung bei Klimaveränderungen, in: ÖWAV (Ed.), Auswirkungen des Klimawandels auf Hydrologie und Wasserwirtschaft in Österreich. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien, pp. 91–200.
- Stanzel, P., Nachtnebel, H.P., 2010b. Mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt und die Wasserkraftnutzung in Österreich. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 62, 180–187. doi:10.1007/s00506-010-0234-x
- Steinacker, R., 1983. Diagnose und Prognose der Schneefallgrenze. Wetter und Leben. Zeitschrift f
 ür angewandte Meteorologie 35, 81–90.
- Steinhauser, F., 1970. Die s\u00e4kularen \u00e4nderungen der Schneedeckenverh\u00e4ltnisse in \u00f6sterreich, in: 66.-67. Jahresbericht Des Sonnblick Vereins F\u00fcr Die Jahre 1968-1969. Springer, Wien, pp. 3–19.
- Steinhauser, F., 1976. Die Änderungen klimatischer Elemente in Österreich seit 1930, in: 72.–73. Jahresbericht des Sonnblick Vereines für die Jahre 1974–1975. Springer, Wien, pp. 11–32.
- Stenitzer, E., Murer, E., Hösch, J., 2007. Zum Wasserverbrauch der Schwarzbrache im Trockengebiet am Beispiel des Marchfeldes, in: Bericht ALVA-Jahrestagung 2007: Gute Herstellungspraxis Für Pflanzliche Produkte, 21.-22. Mai 2007, Burg Schlaining. Arbeitsgemeinschaft für Lebensmittel- Veterinär- und Agrarwesen, Wien, p. 166.
- Stocker-Waldhuber, M., Wiesenegger, H., Abermann, J., Hynek, B., Fischer, A., 2012. A new ALS glacier inventory of North Tyrol, Austria, for 2006. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 43/44, 121–128.
- Straile, D., 2002. North Atlantic Oscillation synchronizes food-web interactions in central European lakes. Proceedings of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences 269, 391–395. doi:10.1098/rspb.2001.1907
- Straile, D., Adrian, R., 2000. The north atlantic oscillation and plankton dynamics in two european lakes: two variations on a general theme. Global Change Biology 6, 663–670.
- Straile, D., Jöhnk, K.D., Rossknecht, H., 2003. Complex effects of winter warming on the physicochemical characteristics of a deep lake. Limnology and Oceanography 48. doi:10.4319/lo.2003.48.4.1432
- Straile, D., Eckmann, R., Jüngling, T., Thomas, G., Löffler, H., 2006. Influence of climate variability on whitefish (Coregonus lavaretus) year-class strength in a deep, warm monomictic lake. Oecologia 151, 521–529.
- Strasser, U., Gobiet, A., Stötter, J., Kleindienst, K., Zimmermann, F., Steininger, K., Prettenthaler, F., 2011. Effects of climate change effects on future snow conditions, winter tourism and economy in Tyrol and Styria (Austria), CC-Snow, an interdisciplinary project, in: Proceedings of the "Managing Alpine Future 2011" Conference. Innsbruck.

- Van der Linden, P., Mitchell, J.F.B. (Eds.), 2009. ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, Exeter, UK.
- Vaughan, D.G., Comiso, J., 2013. Observations: Cryosphere, in Climate Change 2013, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA.
- Webb, B.W., Nobilis, F., 1995. Long-term water temperature trends in Austrian rivers. Hydrological Sciences Journal 40, 83–96. doi:10.1080/02626669509491392
- Webb, B.W., Nobilis, F., 1997. Long-term perspective on the nature of the air-water temperature relationship: a case study. Hydrological Processes 11, 137–147. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199702)11:2<137::AID-HYP405>3.0.CO;2-2
- Webb, B.W., Nobilis, F., 2007. Long-term changes in river temperature and the influence of climatic and hydrological factors. Hydrological Sciences Journal 52, 74–85. doi:10.1623/hysj.52.1.74
- Weber, M., Prasch, M., 2009. Einfluss der Gletscher auf das Abflussregime (des Einzugsgebiets der Oberen Donau) in der Vergangenheit und der Zukunft, Kapitel 3.1.4, in: Global Change Atlas. Einzugsgebiet Obere Donau. GLOWA-Danube-Projekt. München.
- Weber, M., Prasch, M., Marowsky, K., Kuhn, M., Mauser, W., 2009. Die Zukunft der Gletscher an der Oberen Donau. Beitrag zur Nationalen GLOWA-Konferenz, 12.-14. Oktober 2009. Potsdam.

- Wilcke, R.A.I., Gobiet, A., Mendlik, T., Themeßl, M.J., 2011. Multiparameter Error Correction and Downscaling of Regional Climate Models, in: EMS Annual Meeting Abstracts Vol. 8. pp. EMS2011–230.
- Winkler, G., Kellerer-Pirklbauer, A., Pauritsch, M., Birk, S., 2012. Reliktische Blockgletscher - Grundwasserkörper in alpinen, kristallinen Einzugsgebieten. Beiträge zur Hydrogeologie 59, 105– 122.
- WPA Beratende Ingenieure, 2011. Evaluierung des Programmes LEO-13; Abschätzung der bewässerten und bewässerungsbedürftigen landwirtschaftlichen Flächen sowie Integration der Daten in IN-VEKOS Datenbank. Lebensministerium, Wien. http://www.google.at/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0C CcQFjAA&url=http%3A%2F%2Fwww.bmlfuw.gv.at%2Fdms% 2Flmat%2Fland%2Flaendl_entwicklung%2Fevaluierung%2Fle_ studien%2Fflaechen%2F39_Bew-sserung-1w-Fl-Endbericht%2F39_Bew%25C3%25A4sserung%2520lw%2520 Fl%2520Endbericht.pdf&ei=7rbGU52BEeq30QWV-YDICg&u sg=AFQjCNHOCikYKyDeZZrxMXsCjc2BPxH0BQ&bvm=bv. 71126742,d.bGQ
- ZAMG, 2012. Klima / Informationsportal Klimawandel / Klimafolgen / Schnee. Webportal [WWW Document]. ZAMG Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. URL http:// www.zamg.ac.at / cms / de / klima / informationsportal-klimawandel / klimafolgen / schnee (accessed 12.26.12).
- ZAMG, 2013. SNOWPAT [WWW Document]. ZAMG Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. URL http://www.zamg. ac.at/cms/de/forschung/klima/glaziologie/snowpat (accessed 5.12.13).