

AMUNDSEN – ein physikalisch basiertes Modell zur Simulation der Schneedecke im Hochgebirge und seine Anwendung in der Klima- folgenforschung

von Thomas Marke, Florian Hanzer
und Ulrich Strasser¹

1. Einführung

In der alpinen Schneedecke gebundene Wasserressourcen sind von großer Bedeutung für die Bevölkerung vieler Gebirgsregionen und deren Vorländer. Mehr als ein Sechstel der Erdbevölkerung, und davon ein Großteil in Gebirgsregionen, sind vom Schmelzwasserabfluss von Gletschern oder der saisonalen Schneedecke zur Wasserversorgung abhängig [Barnett et al. 2005]. Die Gebirgsschneedecke stellt dabei einen temporären Speicher der Winterniederschläge dar – diese kommen dadurch erst zur Zeit der Schneeschmelze im Frühjahr in den Vorfluter. Zu den mit nivalen Abflussregimen verbundenen Vorteilen gehört die Tatsache, dass, verglichen mit dem Flachland, nicht nur topographisch bedingt höhere Wassermengen die Atmosphäre als Niederschlag verlassen, sondern auch dass die Schmelzwässer genau dann zum Abfluss beitragen, wenn der Wasserbedarf am größten ist. So stellt die alpine Schneedecke ein wichtiges Puffersystem für die Verfügbarkeit und zeitliche Verteilung der

¹ Prof. Dr. Ulrich Strasser ist nach einem vierjährigen Aufenthalt als Professor am Institut für Geographie und Raumforschung der Universität Graz seit Oktober 2012 als Professor für Mensch-Umwelt-System Forschung und Leiter der Arbeitsgruppe AHC (Alpine HydroClimatology, www.alpinehydroclimatology.net) am Institut für Geographie der Universität Innsbruck sowie als wissenschaftlicher Leiter des Forschungszentrums alpS in Innsbruck tätig. Seine Mitarbeiter Dr. Thomas Marke (Assistent am Institut für Geographie der Universität Innsbruck) und MA Florian Hanzer (Mitarbeiter am Institut für Geographie der Universität Innsbruck) waren bereits zu Grazer Zeiten Teil seiner Arbeitsgruppe.



Prof. Dr. Ulrich Strasser beschäftigt sich seit Jahren mit der Modellierung schneehydrologischer und hydroklimatologischer Prozesse im Hochgebirge. Dr. Thomas Marke befasst v.a. die Regionalisierung von Klimadaten sowie die Simulation hydroklimatologischer Prozesse in der Grenzschicht zwischen Landoberfläche und Atmosphäre. Als Experte in „Computational Sciences“ und der Modellierung der Kunstschneeproduktion unterstützt MA Florian Hanzer die Arbeitsgruppe in Modellentwicklung und Performanzoptimierung.

Wasserressourcen für die Gebirgsvorländer dar. Die Abschätzung der in der alpinen Schneedecke gebundenen Wasservorräte, und in noch höherem Maße die Vorhersage der Schmelze, ist grundsätzlich ein schwieriges Unterfangen. Die Schneedecke im Gebirge ist ausserordentlich heterogen in Raum und Zeit, wobei die zu dieser Heterogenität führenden Prozesse der Akkumulation, Umverteilung und Ablation von Schnee enorm komplex sind [Marsh 1999; Pomeroy et al. 1998]. Neben seiner Bedeutung als Wasserspeicher, spielt die Schneesicherheit v.a. in Skiregionen eine große Rolle für den dortigen Wintertourismus. Da hier zunehmend die Beschneidung der Pisten die lokalen Schneeverhältnisse bestimmt, ist die Implementierung von Modulen zur Kunstschnee-Produktion in der Klimawandelforschung derzeit ein zentrales Forschungsinteresse. Eine Abbildung sämtlicher die Schnee-Verhältnisse steuernden Prozesse in Modellalgorithmen ist nach wie vor eine große Herausforderung für die Gebirgshydrologie. Dabei hängt die Genauigkeit der Modellrechnungen letztlich davon ab, mit welcher Vollständigkeit und Genauigkeit die Prozesse im Modell abgebildet werden [Klemes 1990]. Insbesondere für die Simulation potentieller Zukunftsbedingungen kommt dieser Tatsache entscheidende Bedeutung zu, da Szenariensimulationen nicht mit Messungen verglichen (= validiert) werden können. Letzteres geschieht durch Gegenüberstellung von modellierten und gemessenen Schneebedingungen unter Verwendung historischer Eingabedaten. Ist die Modellperformanz für den gegebenen Zweck angemessen, geht man davon aus, dass auch die Modellrechnungen für Zukunfts-Szenarien belastbar sind.

2. *Natürliche Prozesse der Schneedeckenentwicklung in Gebirgsregionen*

Deutliche Unterschiede im Wasseräquivalent einer alpinen Schneedecke entstehen zunächst dadurch, dass die Niederschläge (meist) mit der Höhe zunehmen. Nach wie vor gilt es als schwierig, dieses Phänomen bei der Interpolation von gemessenen Punktniederschlägen auf die Fläche eines topographisch komplexen Gebietes zu berücksichtigen [Lang 1985]. Darüber hinaus spielt der Phasenübergang von Regen zu Schnee hier eine wichtige Rolle. Dieser hängt neben der Temperatur der unteren Luftschichten v.a. auch von deren Feuchte und dem damit verbundenem Energietransfer an der Oberfläche der Schneekristalle ab. Selbst die Menge des während eines Ereignisses fallenden Niederschlags (Niederschlagsintensität) spielt für die Niederschlagsphase eine bedeutende Rolle. So kann die Schneefallgrenze auch ohne Vorhandensein einer bodennahen Kaltluftschicht durch vermehrten Entzug von Schmelzwärme bedingt durch höhere Niederschläge lokal sichtbar absinken [Wakonigg 2009].

Neben dem Niederschlag ist die Strahlung – als Energiequelle für die Ablation von Schnee – eine entscheidende Größe für die Heterogenität der alpinen Schneedecke. Gerade in topographisch komplexem Terrain können Effekte der Beschattung sowie Reflexionen von gegenüberliegenden (v.a. S-)Hängen bedeutende Faktoren für den genauen Zeitpunkt des Ausaperns sein. Für realistische Modellsimulationen in Hochgebirgsregionen müssen diese Effekte berücksichtigt werden.

Der turbulente Austausch von Energie wird v.a. durch Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit gesteuert. Diese Größen können für einzelne Ereignisse beträchtliche Effekte hervorrufen (z.B. starke Schmelze während Phasen hoher Lufttemperatur in Kombination mit hohen Windgeschwindigkeiten, wie durch den Föhn im Alpenraum oft vorzufinden). Insgesamt haben sie jedoch einen weit geringeren Einfluss auf die Ablation von Schnee als die Strahlung. Nachdem die Temperatur sowohl vergleichsweise einfach zu messen als auch auf die Fläche zu interpolieren ist (in entlegenen Gebieten stellt sie oft die einzige gemessene Größe dar), wird die Temperatur häufig als Indikator für die lokale Energiebilanz herangezogen. Die Tatsache, dass die bodennahe Temperatur über einer Schneedecke aus den Energieumsätzen an deren Oberfläche resultiert, lässt diese Näherung auch als gerechtfertigt erscheinen [Ohmura 2001]. Für Szenariensimulationen allerdings sind Modelle, welche die Schmelze lediglich als Funktion der Temperatur berechnen (Gradtagverfahren) wegen der erforderlichen, an Ort und Zeit gebundenen Kalibration nicht geeignet [Klemes 1990].

Der alpine Bergwald stellt einen temporären Interzeptionsspeicher für denjenigen Anteil des Niederschlags dar, der als Schnee fällt und an den Nadeln und Ästen der Bäume abgelagert wird. Von dort erreicht zwar durch Schmelz- und Abrutschprozesse später ein Teil den Boden, ein bedeutender Anteil sublimiert (verdunstet) jedoch und wird so an die Atmosphäre zurückgegeben. Messungen der Schneesublimation aus dem Interzeptionsspeicher eines subalpinen Bergwaldes über eine Wintersaison haben für einen kontinentalen Standort in Colorado/USA Größenordnungen von 30 % der fallenden Schneesniederschläge ergeben [Pomeroy und Gray 1995]. Wenn genügend Energie zur Verfügung steht (v.a. durch Strahlung), sorgen die große Oberfläche und Rauigkeit zusammen mit der effizienten Durchlüftung der Baumspitzen für Sublimationsverluste in dieser Größenordnung. Trotzdem bleibt nicht eindeutig zu sagen, dass die Bodenschneedecke im Bergwald immer geringmächtiger ist als diejenige im Freiland oder früher ausapert: dem reduzierten Niederschlagsangebot und der zusätzlichen Wärmeabgabe der Bäume steht der durch den Bestand bedingte Beschattungseffekt sowie die im Vergleich zum Freiland reduzierte Windgeschwindigkeit gegenüber. Diese sich überlagernden Prozesse können modelliert werden und so der resultierende Effekt für spezifische Bestände und Rahmenbedingungen vorausgesagt werden [Strasser et al. 2011a].

In hochalpinen Regionen mit entsprechendem Relief sind darüber hinaus Prozesse der lateralen Umverlagerung von Schnee am Auf- und Abbau der Schneedecke beteiligt: An exponierten Graten und Kämmen werden hohe Mengen an Schnee (ab Windgeschwindigkeiten von ca. 4 m/s) aufgewirbelt, transportiert und bei abnehmender Windgeschwindigkeit wieder abgelagert. Die Ablagerung erfolgt häufig im Lee von Hindernissen sowie in Gebieten mit konkaven Oberflächeneigenschaften wie Rinnen und Mulden – dort ist mit beträchtlichen Triebsehneansammlungen zu rechnen. Während des wind-induzierten Transports kann es zu beträchtlichen Sublimationsverlusten von transportierten Schneepartikeln in die unmittelbar darüber befindliche, trockene

Grenzschicht kommen. Gerade bei wolkenfreiem Himmel kann dieser Effekt sogar mit bloßem Auge beobachtet werden. Neben dem Transport durch Wind, können Schneemassen auch durch ihr Gewicht (gravitativ) als Schneerutsche oder Lawinen verlagert werden. Gerade die beschriebenen Tribschneeablagerungen sind oft Abrissbereiche für gefährliche Schneebretter. Besonders im Frühjahr, wenn die Schneedecke bis zum Untergrund durchschmilzt und auf diesem abrutscht, können gewaltige Nassschneelawinen abgehen. Die numerische Modellierung von Lawinen ist für Risikofragestellungen ein wichtiges Instrument, sie befindet sich aber noch im Anfangsstadium und ist derzeit nur auf kleiner räumlicher Skala und nur für Einzelereignisse möglich. Das liegt unter anderem daran, dass viele der komplexen Steuerprozesse hier derzeit noch nicht verstanden sind. Für hydrologisch orientierte Modellrechnungen bedient man sich deshalb oft einfacher empirischer Modelle, welche den Schnee entlang definierter Fließwege dem Gelände folgend hangabwärts transportieren. An dieser Stelle ist aber darauf hinzuweisen, dass viele dieser Ansätze die im Gelände zu beobachtenden Lawinenbahnen zwar im Mittel wiedergeben, ein direkter Ereignisbezug allerdings nicht gegeben ist. Wenn sich so auch keine Risikofragestellungen untersuchen lassen, wird durch diese Ansätze doch zumindest den Anforderungen von Simulationsrechnungen zur Abschätzung des räumlichen Musters der Schneedecke über längere Zeiträume Genüge getan.

3. *Ein physikalisch basiertes Schneedecken-Modell*

Aus der kleinräumigen Variabilität und der hohen zeitlichen Dynamik der beteiligten Prozesse resultiert die Tatsache, dass für Simulationen im Hochgebirge eine hohe, den Prozessen (z.B. Strahlungs- und Temperaturgang) angepasste räumliche und zeitliche Auflösung gewählt werden muss. Zwar lassen sich auch gering aufgelöste Modelle derart anpassen oder kalibrieren, dass sie für bestimmte Anwendungsfälle das richtige Ergebnis liefern (manchmal sogar mit einer Vielzahl unterschiedlicher Parameterkombinationen: das Phänomen der „equifinality“, siehe Beven und Freer 2001), allerdings resultieren diese Ergebnisse dann nicht aus einem Verständnis der komplexen Zusammenhänge, sondern aus einer numerischen Optimierung. Wie bereits angedeutet: Für Szenario-rechnungen sind derartige Modelle kaum die geeignete Wahl. Abb. 1 veranschaulicht die Bedeutung der räumlichen Auflösung und die Problematik der Modellkalibrierung bei der Berechnung des Schmelzwasserabflusses: a) zeigt eine aus vier gedachten Kompartimenten räumlich gleichmäßig zusammengesetzte Schneedecke in einer bestimmten Grundfläche, die bei Schmelze den rechts dargestellten Abflussimpuls verursacht. In Fall b) ist bei gleicher Schneemenge pro Gesamtfläche ein Teil dieser Fläche bereits schneefrei, ein anderer mit einer besonders mächtigen Schneeschicht bedeckt. Hier ist der Abflussimpuls aus der Grundfläche gedämpft und verzögert. Noch deutlicher wird dieser Effekt in Abb. 1 c): hier konzentriert sich ein Großteil des vorhandenen Schnees

auf einem kleinen Anteil der Grundfläche – was im Gebirge häufig vorkommt. Um einen derart verzögerten Abflusssimpuls durch Modellierung mit einer groben, der Grundfläche entsprechenden räumlichen Auflösung abzubilden, müssen die zu kalibrierenden Parameter für die Schmelzmodellierung stark verändert werden. Das Ergebnis kann für das gewählte Ereignis durchaus zufriedenstellend sein, im Fall eines frühsummerlichen Neuschnee-Ereignisses jedoch, welches eine geschlossene Nass-Schneedecke hinterlässt, wird so das anschließende Schmelzhochwasser in der Prognose massiv unterschätzt.

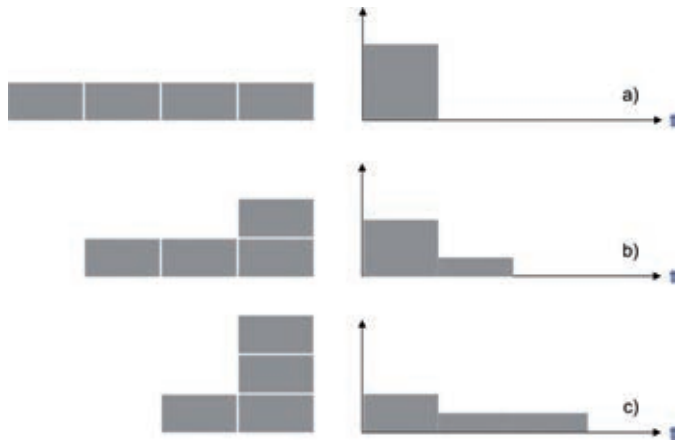


Abb. 1: Effekt räumlicher Heterogenität einer schmelzenden Schneedecke auf den Abflusssimpuls.

Die in diesem Beitrag gezeigten Ergebnisse wurden mit dem physikalisch basierten Schneedeckenmodell AMUNDSEN (= Alpine MULTiscale Numerical Distributed Simulation ENgine) [Strasser 2008; Strasser et al. 2008; Strasser et al. 2011a] berechnet. Aus den eben genannten Gründen wurde dabei eine räumliche Auflösung von 50 m gewählt (d.h. jede Rasterzelle hat eine Dimension von 50 x 50 m). Die zeitliche Auflösung wurde mit drei Stunden so gewählt, dass der Tagesgang der kurzwelligen Strahlungsbilanz als Hauptenergielieferant für die Schneeschmelze hinreichend genau abgebildet werden kann, und auf der anderen Seite die Rechenzeit der Modellläufe in einem angemessenen Rahmen bleibt. Letzteres ist v.a. dann dringend erforderlich, wenn im Rahmen von Klimawandelstudien über lange Zeiträume (Jahrzehnte bis Jahrhunderte) gerechnet werden soll und darüberhinaus auch noch unterschiedliche Klimaszenarien Berücksichtigung finden sollen.

Das Modell AMUNDSEN benötigt folgende Eingabedaten für die numerische Simulation:

- ein digitales Geländemodell zur Ableitung der Größen Neigung, Exposition und sky view factor (= Anteil der sichtbaren Himmels-Hemisphäre)
- 1- bis 3-stündliche meteorologische Treiberdaten (Niederschlag, Temperatur, relative Luftfeuchte, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit)
- Eine Vegetationskarte zur Unterscheidung unterschiedlicher Landbedeckungen im Modellgebiet

- Eine Bodenkarte (nur für den Fall, dass ein integriertes Verdunstungsmodell mitrechnen soll)
- Angaben über die für die Kunstschneeproduktion verfügbare Infrastruktur (Anzahl der Kanonen und deren technische Spezifikationen) sowie die Lage der Skigebiete (nur für den Fall, dass die Kunstschneeproduktion mitgerechnet werden soll)
- Ein Parameterfile zur Definition wichtiger Modellparameter

Abb. 2 zeigt das digitale Geländemodell für die Region Schladming (Ennstal, Steiermark) mit den Massiven des Dachstein Gebirges (mitte), des Toten Gebirges (oben rechts), der Rottenmanner Tauern (unten rechts), der Schladminger Tauern (unten Mitte) und der Radstädter Tauern (unten links). Die Dreiecke stellen die Standorte der verwendeten Wetterstationen dar.

An dieser Stelle soll darauf hingewiesen werden, dass anstelle einer Verwendung von Stationsmessungen – das gilt besonders für Szenarienmodellierungen – als meteorologische Eingaben auch von Klimamodellen bereitgestellte Rasterdaten Einsatz finden können. Ungeachtet der Herkunft werden aus den meteorologischen Daten wie folgt flächenverteilte Felder für jeden einzelnen Modellzeitschritt erzeugt: Zunächst wird

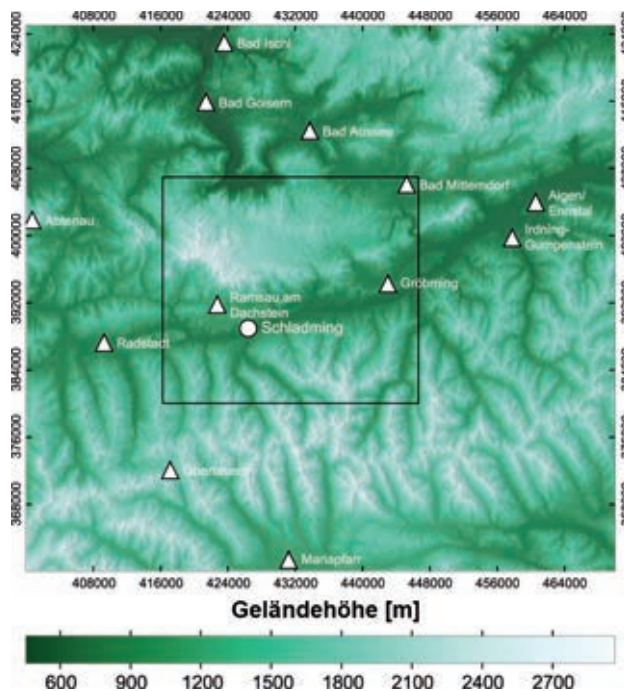


Abb. 2: Digitales Geländemodell für die Region Schladming (Steiermark, Österreich). Das schwarze Rechteck definiert das Modellgebiet, die Dreiecke zeigen die verwendeten Klimastationen.

zwischen den verfügbaren meteorologischen Punktinformationen eines Zeitschrittes und den zugehörigen Geländehöhen der meteorologischen Informationen eine Regressionsbeziehung aufgestellt. Über diese Regressionsfunktion kann in einem nächsten Schritt für jede Modellzelle unter Berücksichtigung deren Geländehöhe ein Wert für die betrachtete meteorologische Größe (z.B. Temperatur) berechnet werden. Dieser Schritt liefert die Höhenvarianz der Variable, die sogenannte Trendfläche. Alternativ kann, besonders bei geringer Anzahl und/oder ungünstiger Verteilung der meteorologischen Informationen im Gebiet, auch auf feste Höhengradienten (aus der Literatur entnommen

oder aus Messdaten abgeleitet), zurückgegriffen werden. Im nächsten Schritt werden die Abweichungen (Residuen) von der reinen Höhenfunktion (= Differenz aus Regressionsfunktion und den einzelnen in die Ableitung der Funktion eingehenden Werten) abstandsgewichtet interpoliert – dieser Schritt liefert die räumliche Varianz der Variable. Das interpolierte Feld der Residuen wird nun vom Feld der Regressionswerte der Variablen subtrahiert. Mit der relativen Luftfeuchte muss gesondert verfahren werden, da diese eine nichtlineare Abhängigkeit von der Temperatur und damit von der Höhe aufweist. Die relative Luftfeuchte wird deshalb zunächst unter Verwendung der Temperatur in die absolute Luftfeuchte umgerechnet. Diese wird in einem folgenden Schritt über das eben beschriebene Regressionsverfahren räumlich interpoliert und anschließend, unter Verwendung der ebenfalls räumlich interpolierten Temperatur, wieder in eine relative Luftfeuchte zurückgerechnet.

Das beschriebene Verfahren berücksichtigt also die im Fall vieler meteorologischer Größen vorliegende Höhenabhängigkeit (ist eine solche nicht vorhanden, entspricht das Verfahren einer abstandsgewichteten Interpolation, die Ergebnisse werden also auch in diesem Fall nicht negativ beeinträchtigt) unter gleichzeitiger Berücksichtigung der lokal verfügbaren meteorologischen Information (die verfügbare meteorologische Information wird systematisch reproduziert). Datenlücken einer oder auch mehrerer Stationen werden durch die räumliche Interpolation gefüllt. Das Interpolationsverfahren liefert für das gesamte Modellgebiet flächendeckend meteorologische Felder in der gewählten zeitlichen (1–3 Stunden, je nach Einstellung) und räumlichen Auflösung (10 – 500 m, je nach Einstellung) für die Größen Niederschlag, Temperatur, relative Luftfeuchte, und Windgeschwindigkeit. Auch im Fall der Globalstrahlung erfolgt die Regionalisierung unter spezieller Berücksichtigung der Topographie, allerdings spielen hier weniger die Geländehöhe, als vielmehr die Exposition, die Hangneigung sowie eventuelle Abschattungseffekte eine wichtige Rolle. Zur Berücksichtigung dieser Parameter wird die im Modell in Abhängigkeit von Sonnenhöhe und Azimut (beide sind eine Funktion der Jahres- bzw. Tageszeit) berechnete potentielle kurzwellige Einstrahlung über die örtliche Exposition und Hangneigung sowie unter Berücksichtigung eventueller Abschattungs- und Bewölkungseinflüsse modifiziert. Die Bewölkung wird dabei aus den lokal verfügbaren Messungen der Globalstrahlung rückgerechnet. Die so berechnete solare Einstrahlung ist in Abb. 3 am Beispiel der direkten Einstrahlung für das Modellgebiet dargestellt. Deutlich treten die stark bestrahlten Bereiche der süd-exponierten Hänge (rote Flächen) sowie die der Tageszeit entsprechende Abschattung durch orographische Hindernisse (weiße Flächen) zu Tage.

Aus den meteorologischen Eingabefeldern berechnet das Modell während eines Modell-Laufes für jeden Zeitschritt:

- Felder der langwelligen Strahlungsflüsse unter Berücksichtigung der Gegenstrahlung von Berghängen und der Bewölkung
- Felder der meteorologischen Variablen für Waldstandorte, abgeleitet aus der Freiland-Meteorologie sowie den Bestandeseigenschaften

- Felder von Interzeption, Schmelze/Herabfallen sowie Sublimation von Schnee aus Waldbeständen
- Felder der Albedo der Schneeoberfläche am Boden
- Felder lateral (gravitativ) verlagerten Schnees (mit variabler zeitlicher Auflösung)
- Felder der Energie- und Massenbilanz (insbesondere Schmelze) der Schneedecke
- Felder des lateralen, wind-induzierten Schneetransportes
- Felder der Evaporation und Transpiration auf der schneefreien Landoberfläche (falls gewünscht)
- Felder der produzierten Kunstschneemenge (falls gewünscht)

Details zu den verwendeten Algorithmen und Hinweise auf weiterführende Literatur sind in Strasser [2008] sowie Marke et al. [2013b] zu finden.

Der prinzipielle Ablauf einer Simulation ist in Abb. 4 dargestellt. Die Modellausgaben umfassen Felder aller berechneten Zustandsgrößen mit variabler zeitlicher Auflösung, insbesondere aggregierte Jahressummen z.B. von Schnee- oder Regenniederschlag, Schneeschmelze oder von Sublimationsverlusten aus den verschiedenen Speichern. Weiter werden für die Orte der meteorologischen Eingaben sowie für eine frei definierbare Anzahl weiterer Orte im Modellgebiet Zeitreihen aller Parameter ausgegeben.

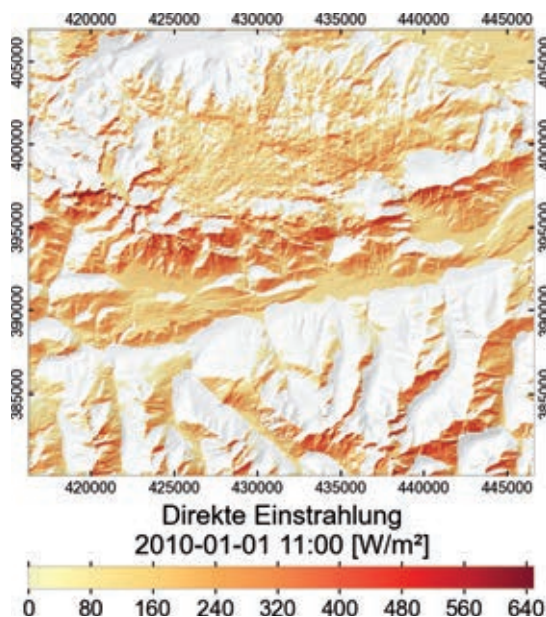


Abb. 3: Simulierte direkte Einstrahlung (01.01.2010, 11 Uhr) im Modellgebiet in der Region Schladming.

Da neben den natürlichen Schneebedingungen – gerade in Hinblick auf die große Bedeutung des Wintertourismus in österreichischen Gebirgsregionen – auch die durch künstliche Beschneieung veränderten Schneebedingungen im Hochgebirge z.B. im Rahmen von Klimawandelstudien Berücksichtigung finden sollen, wurde das Modell AMUNDSEN in der neuesten Modellversion um ein Modul zur

Kunstschneeproduktion erweitert. Die Entwicklung des Moduls erfolgte im Rahmen des Projekts CC-Snow II, das ein Folgeprojekt des Projekts CC-Snow war (Strasser et al. 2011b, www.cc-snow.at). CC-Snow hatte zum Ziel, die Auswirkungen des Klimawandels auf die natürlichen Schneebedingungen in den Österreichischen Alpen auf

lokaler und regionaler Skala abzuschätzen. Die Untersuchungsregionen waren dabei die Bundesländer Tirol und Steiermark auf der regionalen Skala und die Skiregionen Kitzbühel und Schladming auf der lokalen Skala. Die meteorologischen Eingabedaten stammen aus räumlich verfeinerten und auf Fehler korrigierten Klimamodelldaten aus dem ENSEMBLES-Projekt [van der Linden et al. 2009]. Vier verschiedene Realisierungen des A1B-Emissionsszenarios wurden ausgewählt, die eine möglichst große Bandbreite der zukünftigen Klimaentwicklung hinsichtlich Temperatur- (geringfügige bis starke Erwärmung) und Niederschlagsänderung (trockener bis deutlich feuchter) abdecken. Die von diesen Eingabedaten angetriebenen Schneemodellläufe wurden für den Zeitraum 1971–2050 durchgeführt, wobei als Referenzperiode der Zeitraum 1971–2000 und als Szenarioperiode der Zeitraum 2021–2050 herangezogen wurde. Das Nachfolgeprojekt CC-Snow II baute auf den in CC-Snow gewonnenen Ergebnissen auf und zielte darauf ab, die Auswirkungen der veränderten Schneebedingungen auf Tourismus und Ökonomie in den Skiregionen zu untersuchen. Während die Entwicklung eines sehr komplexen Beschneigungsansatzes gerade abgeschlossen wird, wurde zu Beginn des Projektes zunächst ein vergleichsweise einfacher Ansatz zur Produktion technischen Schnees implementiert. Als Eingabedaten werden dabei lediglich die Position der Skipisten innerhalb des Modellgebiets (als Rasterdatensatz), die Gesamtanzahl der Schneekanonen im Skigebiet sowie ein Wert für den maximalen Wasserdurchsatz für das gesamte Skigebiet (in m^3/h) benötigt.

Wieviel Schnee von einer Schneekanone erzeugt werden kann hängt in erster Linie von den meteorologischen Bedingungen ab – generell werden zur Beschneigung möglichst kalte und trockene Bedingungen benötigt. Als kombiniertes Maß aus Temperatur und Luftfeuchte wird deshalb üblicherweise die Feuchttemperatur zur Bewertung der Beschneigungsbedingungen herangezogen. Das Beschneigungspotential (die Menge an Schnee, die unter den gegebenen meteorologischen Bedingungen maximal erzeugt werden kann) einer einzelnen Schneekanone wird in AMUNDSEN nach Olefs et al. [2010] als lineare Funktion der Feuchttemperatur berechnet:

$$\text{ppf} = -4.83 T_w + 3.94,$$

Dabei repräsentieren T_w die Feuchttemperatur in $^{\circ}\text{C}$ (beschneit wird für $T_w \leq -2^{\circ}\text{C}$) und ppf die erzeugte Schneemenge in m^3/h . Unter der vereinfachten Annahme dass die Schneekanonen gleichmäßig über die Pisten verteilt sind, kann über die vorgegebene Anzahl an Schneekanonen und die Gesamt-Pistenfläche eine „Schneekanonendichte“ berechnet werden, mittels derer für jedes Pistenpixel anhand der dort vorherrschenden Feuchttemperatur die maximal produzierbare Schneemenge berechnet werden kann. Sollte die pro Zeitschritt insgesamt produzierte Schneemenge größer sein als der vorgegebene maximale Wasserdurchfluss (das Schneevolumen wird über die Annahme einer mittleren Dichte von $400 \text{ kg}/\text{m}^3$ in die entsprechende Wassermenge umgerechnet), wird die erzeugte Schneemenge entsprechend begrenzt. Der Zeitraum, innerhalb dessen anhand dieser Methode beschneit wird, lehnt sich an die Methodik von Scott et al. [2007] an und berücksichtigt, dass die Beschneigungssaison üblicherweise unterteilt ist in

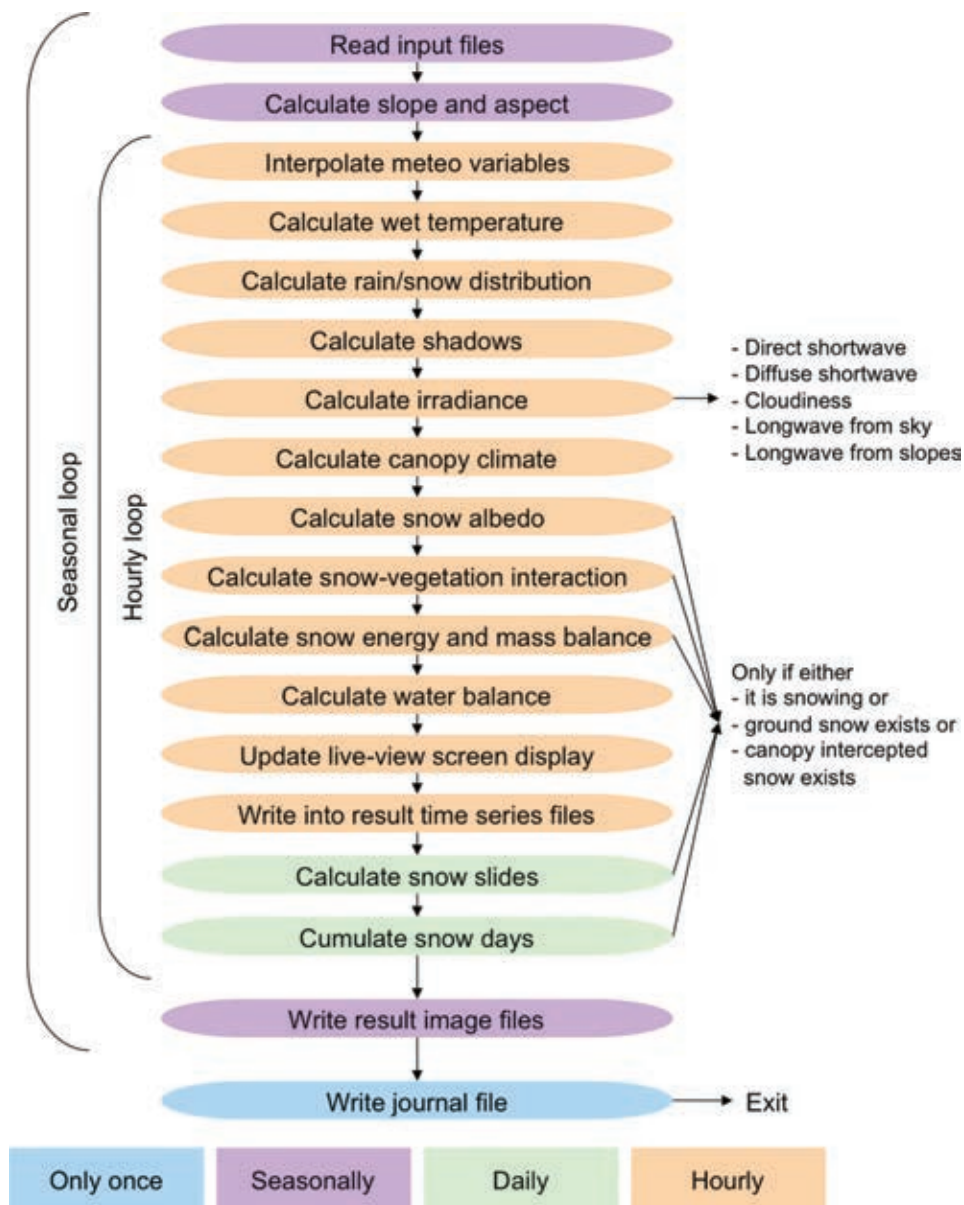


Abb. 4: Flussdiagramm eines AMUNDSEN-Modell-Laufs. Die Darstellung enthält zur Vereinfachung der Zusammenhänge nur die Simulation der natürlichen Schnee-verhältnisse und beinhaltet nicht die Berechnung der Kunstschneeproduktion und der Evapotranspiration.

einen Zeitraum mit Maximalbeschneung am Beginn der Saison und eine anschließende Periode, in der nur mehr punktuell und nach Bedarf nachbeschneit wird. Demzufolge wird in AMUNDSEN von 1. November bis zum 15. Dezember maximal beschneit (nur begrenzt von den meteorologischen Bedingungen und der Wasserdurchflusskapazität), und vom 16. Dezember bis 28. Februar nur, wenn die Schneehöhe auf den Pisten einen vorgegebenen Wert von 60 cm (nach Scott et al. [2007]) unterschreitet. Für den Schnee auf den Pisten wird dabei eine konstante Dichte von 400 kg/m^3 angenommen, was einen mittleren Wert für die Dichte auf präparierten Skipisten darstellt. Der eben beschriebene Beschneigungsansatz hat den Vorteil nur wenige Eingabedaten zu benötigen und somit relativ leicht übertragbar auf andere Gebiete zu sein.

4. Ergebnisse der Modellrechnungen

Im Folgenden sollen einige Modellergebnisse unter Verwendung von Klimamodelldaten als meteorologischen Antrieb gezeigt werden. Da Klimamodelle sowohl vergangene Klimabedingungen reproduzieren als auch Zukunftsprognosen bereitstellen können, werden derartige Simulationen v.a. in Klimawandelstudien als Eingaben für Landoberflächenmodelle ganz unterschiedlicher Art eingesetzt. Die hier verwendeten Klimamodellrechnungen wurden vom regionalen Klimamodell HIRAM berechnet und haben eine Rasterauflösung von $25 \times 25 \text{ km}$. Vor Verwendung im Schneemodell wurden die Daten über ein statistisches Verfahren (Quantile Mapping, siehe Wilcke et al. 2013) auf Modellfehler (Abweichungen zwischen Klimamodelldaten und Klimabeobachtungen über klimatologische Zeiträume) korrigiert und auf die Standorte der in Abb. 2 gezeigten Stationen verfeinert. Nach dieser Prozessierung liegen für alle der gezeigten Stationen dreistündige Werte aller benötigten meteorologischen Größen vor. Dabei entsprechen die Daten für den Referenzzeitraum (1971–2000) in ihrer statistischen Verteilung den Messdaten, während die Daten für den Szenarienzeitraum (2021–2050) das Klimaänderungssignal beinhalten und somit von den in der Vergangenheit beobachteten meteorologischen Bedingungen abweichen. Die so erzeugten Klimamodelldaten für die Stationsstandorte werden für jeden Modellzeitschritt über die bereits beschriebenen Verfahren zur Regionalisierung der meteorologischen Eingaben auf die Fläche übertragen. Die mittlere Temperatur und der Niederschlag sind in aggregierter Form für die Monate November–April und den Zeitraum 1971–2000 in Abb. 5 dargestellt. Wie die Abbildung zeigt, wird durch die höhenabhängige Interpolation der Abnahme der Temperatur (links) sowie der Zunahme der Niederschläge (rechts) mit zunehmender Geländehöhe Rechnung getragen. Neben der Zunahme der Niederschläge mit der Geländehöhe treten in Abb. 5 (rechts) v. a. die hohen Niederschlagswerte in Bad Aussee und Umgebung hervor (oben Mitte), die im wesentlichen auf ergiebige Stauniederschläge zurückzuführen sind. Durch Verwendung der durch Interpolation erzeugten meteorologischen Felder als Eingaben für die Schneemodellierungen können dreistündige Werte des Schneewasseräquivalents berechnet werden (siehe Abb. 6, links). Das Schneewasseräquivalent stellt die unmittelbar in der Schneedecke gebundenen Wasserressourcen dar

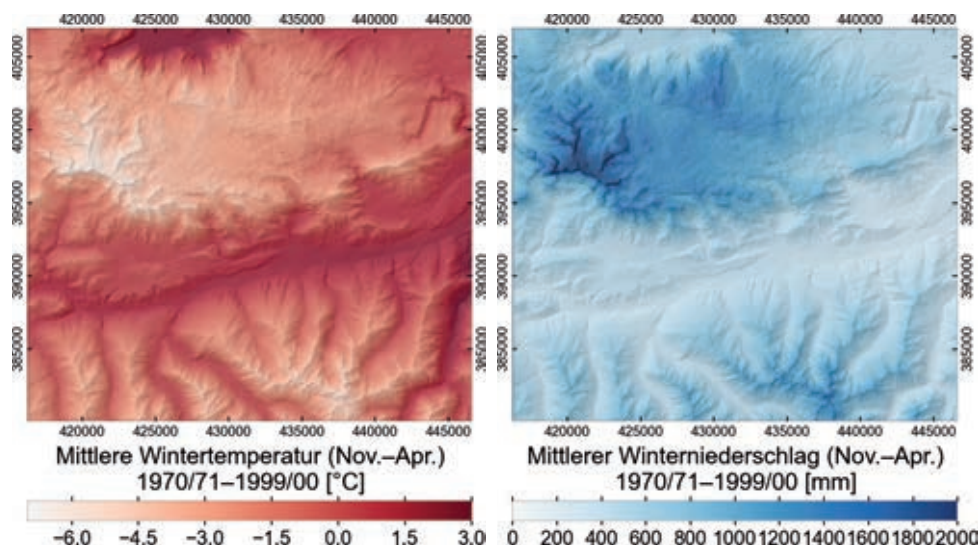


Abb. 5: Mittlere Temperatur (links) und mittlerer Niederschlag (rechts) im Modellgebiet für die Monate November–April und den Zeitraum 1971–2000.

und beinhaltet sämtliche Schneeakkumulation (z.B. durch atmosphärischen Schneefall, durch die Bilanz aus Sublimation und Resublimation (Reifbildung) sowie durch Regen auf Schnee) abzüglich der Schneeschmelze. Wie Abb. 6 (links) zeigt, ist der saisonale Speicher von Wasser in der Schneedecke dort am größten, wo hohe winterliche Niederschläge mit geringen Wintertemperaturen zusammenfallen, im konkreten Fall in den hohen Lagen des Dachstein Massivs. Aus dem zeitlichen Verlauf des Schneewasserspeichers kann die jährliche Anzahl Schneedeckentage abgeleitet werden, die gerade für den Wintertourismus eine bedeutende Größe darstellt. Sie ist in Abb. 6 (rechts) dargestellt, wobei ein Schneedeckentag hier als Tag mit einem Schneewasseräquivalent von über 5 mm definiert wurde. Während für die Tallagen im Mittel lediglich zwei bis drei Monate mit geschlossener Schneedecke vorliegen, steigt die Anzahl der mittleren Schneedeckentage in den höheren Gebirgslagen, wobei die höchstgelegenen Gebiete den gesamten Winter über schneebedeckt sind.

Die von AMUNDSEN erzeugten Schneeverteilungen wurden durch Zeitreihen von Stationsmessungen für einzelne Punkte sowie durch Vergleich mit aus Satellitendaten abgeleiteten Schneebedeckungen für den jeweiligen Aufnahmezeitpunkt flächig ausgiebig validiert (Strasser [2008], Marke et al. [2013b]). Da damit die Validität des Modells für den beabsichtigten Zweck gezeigt werden konnte, kann das Modell auch für die Simulation möglicher zukünftiger Entwicklungen, sogenannter Szenarien, eingesetzt werden. Generell gilt: da wir annehmen, dass die Physik hinter den Prozessen auch in der Zukunft keine andere sein wird, sind physikalisch basierte Modelle für Szenariosimulationen prinzipiell geeignet.

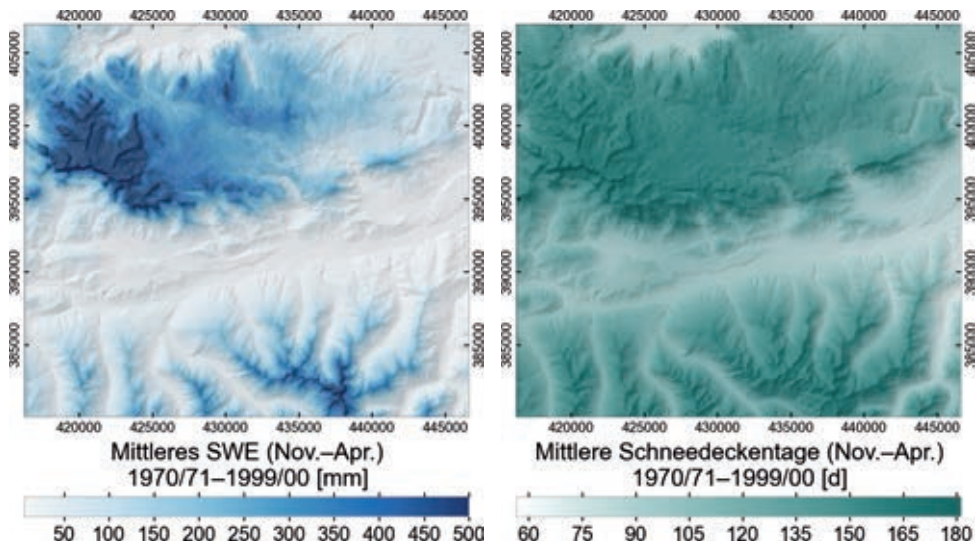


Abb. 6: *Mittleres Schneewasseräquivalent (links) und mittlere Schneedeckentage (rechts) im Modellgebiet für die Monate November–April und den Zeitraum 1971–2000.*

Wie bereits im Fall der Ergebnisse für die Periode 1971–2000, basieren auch die im Folgenden dargestellten Modellrechnungen auf den regionalen Klimasimulationen des HIRAM Modells, wobei die Entwicklung der den Szenariosimulationen zugrunde liegenden Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre den Annahmen des A1B Szenarios folgt [IPCC 2007]. Wie Abb. 7 (links) zeigt, liefert das verwendete Klimamodell für das vorliegende Untersuchungsgebiet eine Temperaturzunahme von 1.6 bis 2.1 °C, wobei eine stärkere Zunahme in den höher gelegenen Gebieten des Dachstein Massivs zu verzeichnen ist. Prinzipiell bedingt aber eine Temperaturerhöhung im Winter hinsichtlich der Schneedecke einen Kompensationseffekt, nämlich in Form zunehmender Niederschläge, da die wärmere Luft mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann. Die im vorliegenden Beispiel gezeigte Temperaturänderung geht einher mit einer Niederschlagszunahme von 5 bis 14 %. Ob diese vermehrten Niederschläge zur Bodenschneedecke beitragen, hängt neben ihrer Phase und damit der Temperatur bzw. Höhenlage auch davon ab, ob ein auftretender Regen im Winter bzw. Frühjahr auf eine bereits vorhandene Schneedecke fällt, oder nicht. Selbst geringe Neuschneefälle haben einen entscheidenden Effekt: sie erhöhen schlagartig die Albedo der Schneeoberfläche und schützen sie so vor weiterem Abschmelzen. Neben den veränderten Klimatelementen in der Zukunft fällt also auch dem Witterungscharakter eine wichtige Rolle für solche Fragestellungen zu.

Nach den Ergebnissen der Schneemodellierungen mit AMUNDSEN nimmt der saisonale Speicher von Niederschlag in der Schneedecke als Folge der in Abb. 7 dargestellten Klimaänderung vor allem in den Bereichen, die durch eine starke Zunahme der winterlichen Temperaturen in Kombination mit einer nur geringen Zunahme der winterlichen Niederschläge charakterisiert sind, um bis über 100 mm ab (siehe Abb. 8,

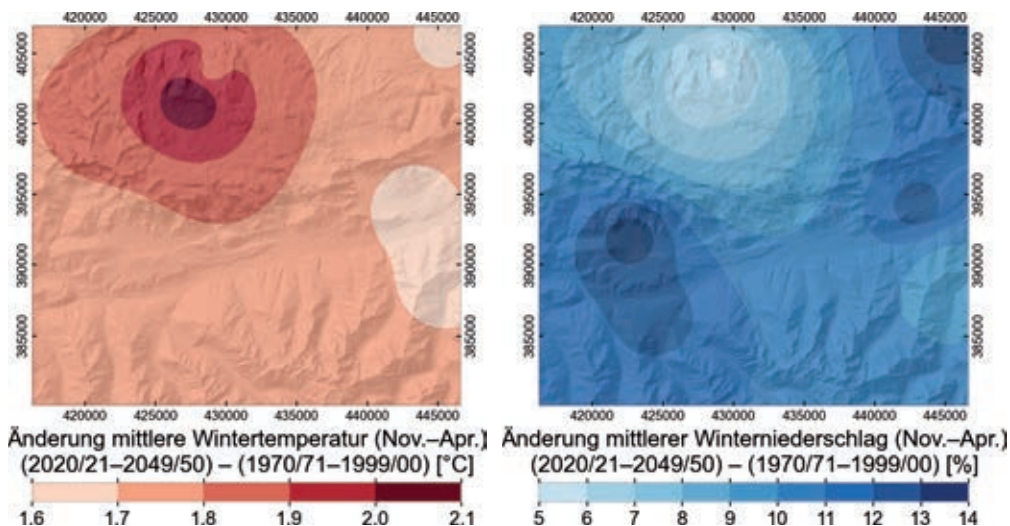


Abb. 7: Änderung der Temperatur (links) und des Niederschlags (rechts) im Modellgebiet für die Monate November-April im Vergleich 1971–2000 zu 2021–2050.

links). Eine Zunahme des Schneewasserspeichers ist nur sehr vereinzelt durch Zusammenfallen einer vergleichsweise moderaten Temperaturzunahme mit stark zunehmenden Winterniederschlägen zu beobachten. Dabei gilt es bei der Interpretation der Ergebnisse zu beachten, dass die Abnahme des Schneewasserspeichers v.a. in den Tallagen durch bereits geringe Werte im Referenzzeitraum begrenzt ist.

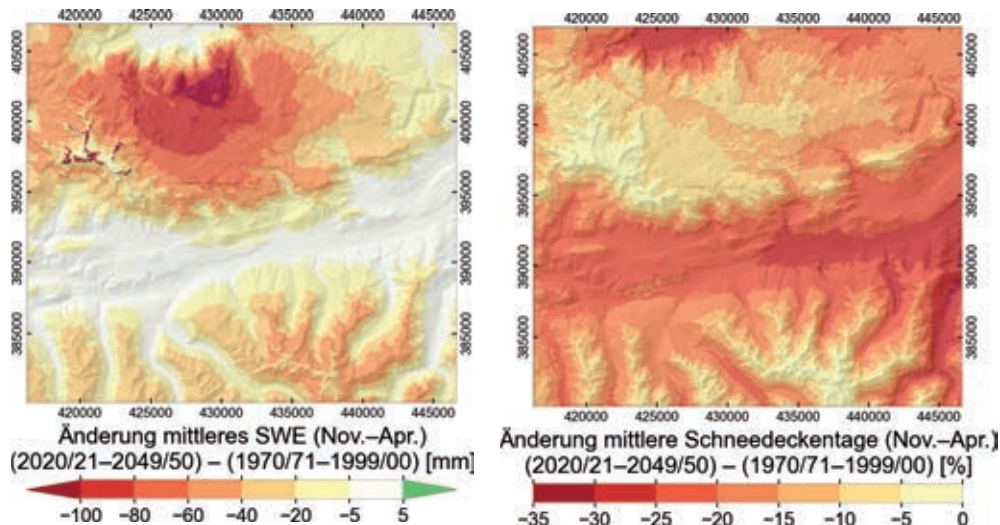


Abb. 8: Änderung des mittleren Schneewasseräquivalents (links) und der mittleren Schneedeckentage (rechts) im Modellgebiet für die Monate November-April im Vergleich 1971–2000 zu 2021–2050.

Als Folge der beschriebenen Veränderungen im Bereich des Schneewasseräquivalents nimmt die mittlere Schneedeckendauer nach den hier gezeigten Ergebnissen um z.T. über 30 % ab, wobei die relative Abnahme in den Tallagen, welche durch geringe Schneedeckendauer im Referenzzeitraum geprägt sind, besonders deutlich ausfällt. Für die Entwicklung der Schneebedingungen in den steirischen Skigebieten ist die Betrachtung der Änderung der Schneedeckentage unter Naturschneebedingungen allein aufgrund der zunehmenden Kunstschneeproduktion in den österreichischen Skigebieten jedoch wenig aussagekräftig. Als Beispiel für potentielle Veränderungen in den steirischen Skigebieten, wird in Abb. 9 (oben) die Veränderung der Skisaisonalänge unter Berücksichtigung der Kunstschneeproduktion für ein exemplarisches Skigebiet in der Region Schladming dargestellt. Die Skisaison ist dabei im Modell definiert als der Zeitraum zwischen dem Ski-Opening und dem Ski-Closing. Das Ski-Opening ist dabei jenes Datum, an welchem im Modell erstmals über einen Zeitraum von mindestens 5 Tagen die Schneedecke mindestens 30 cm (120 mm SWE) mächtig ist. Analog ist das Ski-Closing erreicht, sobald über einen Zeitraum von mindestens 10 Tagen die Schneedecke weniger als 20 cm (80 mm SWE) mächtig ist.

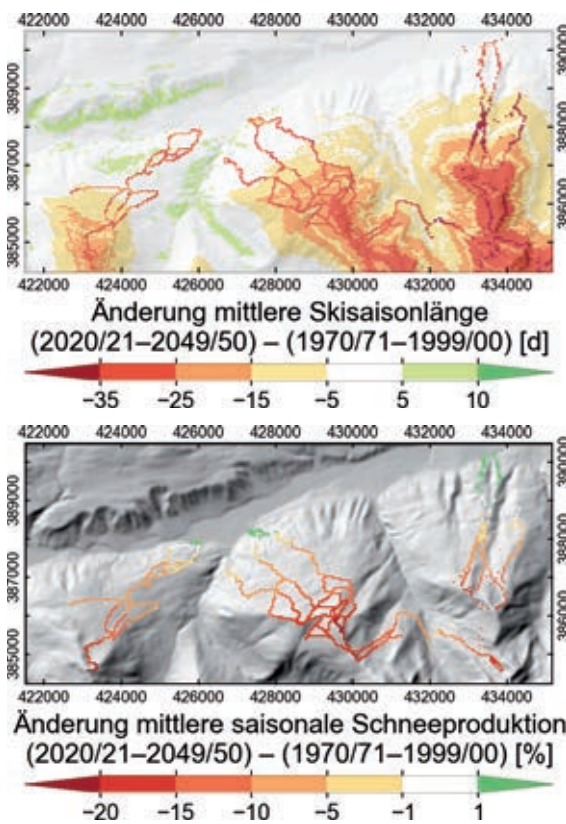


Abb. 9: Änderung der mittleren Skisaisonalänge (oben) und der mittleren Schneeproduktion (unten) für exemplarische Skipisten in der Region Schladming im Vergleich 1971–2000 zu 2021–2050.

Wie Abb. 9 (oben) zeigt, nimmt die Skisaison in den Bereichen der Skipisten (d.h. dort, wo im Modell beschneit wird) in allen Höhenlagen um mindestens 15 Tage ab, in einzelnen Bereichen sogar um mehr als einen Monat. Abb. 9 (unten) zeigt die relative Änderung der saisonalen Schneeproduktion. Aufgrund schlechterer Beschneidungsbedingungen in der Zukunft nimmt diese in den mittleren und hohen Lagen um 5 bis 20 % ab, wohingegen es in den Tallagen teilweise zu einer leichten Zunahme kommt. Letztere ist bedingt durch die im Modell angenommene Beschneidungspraxis: in diesen Lagen wird der 60-cm-Schwellenwert für

Wie Abb. 9 (oben) zeigt, nimmt die Skisaison in den Bereichen der Skipisten (d.h. dort, wo im Modell beschneit wird) in allen Höhenlagen um mindestens 15 Tage ab, in einzelnen Bereichen sogar um mehr als einen Monat. Abb. 9 (unten) zeigt die relative Änderung der saisonalen Schneeproduktion. Aufgrund schlechterer Beschneidungsbedingungen in der Zukunft nimmt diese in den mittleren und hohen Lagen um 5 bis 20 % ab, wohingegen es in den Tallagen teilweise zu einer leichten Zunahme kommt. Letztere ist bedingt durch die im Modell angenommene Beschneidungspraxis: in diesen Lagen wird der 60-cm-Schwellenwert für

die Mindestschneehöhe auf den Pisten in Zukunft häufiger unterschritten, wodurch häufiger nachbeschneit werden muss. Durch die steigenden Temperaturen gehen die potentiell zur Verfügung stehenden Stunden, in denen die vorherrschenden meteorologischen Bedingungen eine Beschneigung erlauben, deutlich zurück. Dies schlägt sich im Modell mit einer deutlichen Abnahme der Schneeproduktion, trotz eines steigenden Beschneiungsbedarfs, nieder. Hier muss allerdings beachtet werden, dass diese Ergebnisse auf den im Modell getroffenen Annahmen beruhen (Vollbeschneigung von Anfang November bis Mitte Dezember, gleichmäßig über Pistenfläche und Höhenlagen verteilte Kanonen, etc.) sowie dass ein potentieller Ausbau der Skigebietsinfrastruktur in der Zukunft (mehr Kanonen, Erhöhung der Pumpkapazität) oder technologische Weiterentwicklungen im Bereich der Schneekanonen (Erhöhung des Wasserdurchsatzes bzw. Beschneigung bei höheren Temperaturen) nicht berücksichtigt wurden. Die sinkende Schneeproduktion kombiniert mit den steigenden Temperaturen bedingt eine Verkürzung der Skisaisonlänge zwischen 2 und 5 Wochen, was einem relativen Rückgang von etwa 20 % entspricht.

5. Ausblick

Die vorgestellten Ergebnisse sind Resultat zweier entgegenwirkender Prozesse, steigender Temperaturen und vermehrter Niederschläge, und damit ohne Einsatz eines Modells nur schwer abzuschätzen, vor allem in ihrer räumlichen Ausprägung. Es wird an dieser Stelle ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die gezeigten Ergebnisse nicht den Charakter einer Vorhersage haben, sondern vielmehr eine auf den verschiedenen Annahmen des gewählten Szenarios beruhende und durch alle Unsicherheiten der beteiligten Modelle beeinflusste Entwicklungsmöglichkeit der zukünftigen Schneeverhältnisse im Modellgebiet darstellen.

Ein Modell ist grundsätzlich nie „fertig“. Mit jeder Anwendung ergeben sich auch weitere Fragestellungen, und neue Möglichkeiten zur modelltechnischen Weiterentwicklung. Das Modell AMUNDSEN wird in einer Reihe von derzeit laufenden Forschungsprojekten für neue Herausforderungen weiterentwickelt. Zur Untersuchung von Veränderungen im alpinen Wasserhaushalt ist eine genauere Betrachtung der zeitlichen Dynamik der Schmelzabflüsse und somit die Kopplung des Schneedeckenmodell mit einem Abflussmodell erforderlich. Das hierdurch entstehende Modellsystem ermöglicht dann die Bestimmung des Durchflusses für bestimmte Fließgewässerabschnitte. Im Rahmen des Projekts MUSICALS (MULTiscale Snow and ICemelt Discharge Simulation into ALpine Reservoirs) des alpS Centre for Climate Change Adaptation in Innsbruck wird derzeit ein derartiges Abflussmodul – bestehend aus einer Kaskade von Linearspeichern – entwickelt und für die Region der Ötztaler Alpen (Tirol, Österreich) angewendet (<http://www.alp-s.at/cms/de/klimawandelanpassung/projekte-hydro/h03-musicals-a/>). Um die Wasserbilanz schließen zu können, muss darüberhinaus auch die Verdunstung der unbewachsenen und bewachsenen Landoberfläche (Evapotranspiration) berechnet werden. Hierzu wurde erst kürzlich der FAO reference crop evapotranspiration - Ansatz

in das Schneemodell implementiert [Allen et. al 1998]. Der Ansatz wird derzeit validiert und steht in kommenden Modellversionen für die Berechnung der alpinen Wasserbilanz zu Verfügung. Auch an einem Gletschermodell wird derzeit gearbeitet, so dass zukünftig auch transiente Modell-Läufe für vergletscherte Hochgebirgs-Einzugsgebiete möglich werden. Wichtig erscheint hierbei, dass das Gletschermodell sowohl den derzeit praktisch überall beobachteten Rückgang, aber prinzipiell auch Vorstöße von Gletschern beschreiben können muss. Für alle Module gilt als Vorgabe die Szenarien-Fähigkeit, d.h. auch bei längeren Läufen mit konstantem Klima-Input entwickelt sich kein Bias einer bestimmten Größe (das Modell „driftet“ nicht), und die gemessene Vergangenheit wird auch in Validierungsläufen hinreichend genau reproduziert.

Im Projekt WaterNPB wird in Kooperation mit dem KIT (IMK-IFU.FZK, Garmisch-Partenkirchen) und der Nationalparkverwaltung Berchtesgaden die Dynamik der Schneedecke sowie das Karstwassersystem modelliert, und auch Klimawandel-Szenarien gerechnet [Kraller et al. 2010, Warscher et al. 2013, Marke et al. 2013a]. Die Reaktion der Sonnblick-Gletscher in den Hohen Tauern (Österreich) und entsprechende Effekte auf das Abflussgeschehen werden im Projekt u(glacier) der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Wien) modelliert. Im Forschungs-Einzugsgebiet Johnsbachtal (Ennstaler Alpen, Österreich) sowie im in Planung befindlichen Forschungs-Einzugsgebiet Rofental wird AMUNDSEN weiter an gebirgsspezifische Prozesse angepasst, und mit Messungen des Gerinneabflusses validiert. Hier werden kontinuierlich neue Klimastationen auch in den Hochregionen installiert, um die benötigten Eingabedaten in hoher räumlicher und zeitlicher Dichte zur Verfügung stellen zu können [Strasser 2011, Strasser et al. 2013]. Schließlich wird das Modell in den Projekten Glacier MEMO und FreyEx auch in arktischen Regionen angewendet (Frey-Gletscher, NO-Grönland), und hier ganz neuartige Erfahrungen in Bezug auf die Prozesse der Akkumulation und Ablation gewonnen [Marke et al. 2011].

Der in diesem Artikel beschriebene Ansatz zur Kunstschneeproduktion wurde kürzlich um eine weitaus komplexere Variante des Beschneigungsmoduls ergänzt, die eine realistischere Modellierung der realen Skigebietsbedingungen ermöglicht. In dieser erweiterten Variante werden die Schneekanonen explizit simuliert, d. h. jede Schneekanone ist einem bestimmten Pistenpixel zugeordnet und erzeugt Schnee in Abhängigkeit des Kanontyps (der für jede Kanone individuell zuordenbar ist) sowie der am Kanonenstandort vorherrschenden meteorologischen Bedingungen. Ein einfacher Ansatz zur (impliziten) Berücksichtigung der Pistenpräparierung verteilt den erzeugten Schnee über die Pistenflächen und berücksichtigt außerdem die schnellere Verdichtung sowie eine schnellere Albedoabnahme des Kunstschnees gegenüber (unpräpariertem) Naturschnee. Beschneigungsstunden sowie Wasser- und Energieverbrauch werden für jede Schneekanone separat mitprotokolliert, was es z.B. ermöglicht, pistenabschnittsbasierte Auswertungen durchzuführen. Die Berücksichtigung verschiedener Schneekanontypen erlaubt es außerdem, einzelne Schneekanonenmodelle und ihre Eigenschaften (z.B. Abhängigkeit des Beschneigungspotentials von der Feuchtttemperatur,

Energieverbrauch) explizit zu modellieren. Darüber hinaus ist es möglich, eventuell vorhandene Speicherteiche ins Modell miteinzubeziehen.

Mit der derzeit verfügbaren Rechenleistung und der gewaltigen Geschwindigkeit der technologischen Entwicklung wird es bald möglich sein, physikalisch basierte Schneedeckensimulationen für Hochgebirgsregionen wie die hier vorgestellte auszuweiten und auf die regionale Skala ganzer Gebirgszüge zu übertragen. Dadurch wird eine verlässlichere Vorhersage der Verteilung, Verfügbarkeit und Abgabe zukünftiger Wasserressourcen in Gebirgseinzugsgebieten zu erzielen sein.

Zusammenfassung

Die komplexen hydroklimatologischen Prozesse im Hochgebirge führen zu einer räumlich und zeitlich stark heterogen ausgeprägten alpinen Schneedecke. Dabei sind die meteorologischen Bedingungen, die Akkumulation, Umverteilung und Ablation von Schnee im Steilgelände steuern, in vieler Hinsicht komplexer als die entsprechenden Prozesse im Flachland. Hinzu kommen Effekte, die durch die besondere Topographie des Hochgebirges bedingt sind. Um diese Prozesse quantifizieren zu können, werden numerische Simulationsmodelle eingesetzt, die physikalisch begründete, algorithmische Formulierungen der Schneedeckenprozesse beinhalten. Eine wichtige Anwendung dieser Modelle sind Szenariensimulationen basierend auf potentiell zukünftigen Klimaverhältnissen zur Abschätzung zukünftiger Veränderungen im Bereich der Schneedecke. Auf Basis dieser Szenarienrechnungen können auch Aussagen über zukünftige Wasserverfügbarkeit sowie über mit veränderten Schneebedingungen einhergehende Änderungen im Tourismus Bereich getroffen werden. Ein Beispiel für eine derartige Szenarienrechnung wird in diesem Artikel vorgestellt.

Danksagung

Besonderer Dank gilt Markus Weber (Kommission für Glaziologie, München) und Glen E. Liston (CIRA/Fort Collins, Colorado) für ihre zahllosen Beiträge zur Entwicklung von AMUNDSEN, Helmut Franz und Michael Vogel (Nationalparkverwaltung Berchtesgaden) für ihre langjährige Unterstützung der Arbeiten und die Bereitstellung von Daten sowie Michael Warscher (KIT/Garmisch-Partenkirchen), Wolfgang Schöner, Bernhard Hynek und Marc Olefs (ZAMG/Wien) für die derzeitigen Arbeiten in den laufenden Projekten. Johann Stötter, Robert Steiger (Institut für Geographie der Universität Innsbruck), Hansjörg Ragg und Hannes Kleindienst (GRID-IT Innsbruck) sowie allen anderen Partnern aus den Projekten CC-Snow und CC-Snow II danken wir für die konstruktive Zusammenarbeit in den letzten Jahren. Besonderer Dank gilt auch Andreas Gobiet und Renate Wilcke (Wegener Zentrum für Klima und Globalen Wandel, Graz) für die Aufbereitung und Bereitstellung der in diesem Artikel verwendeten Klimamodelldaten sowie Ulli Vilsmaier (Leuphana Universität Lüneburg) für die Organisation diverser Stakeholder-Workshops im Rahmen der CC-Snow Projekte.

Literaturverzeichnis

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., und Smith, M. [1998]: Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56, Rom.
- Barnett, T.B., Adam, J.C. und Lettenmaier, D.P. [2005]: Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. In: *Nature*, 438(17), DOI: 10.1038/nature04141, 303–309.
- Beven, K.J. und Freer, J. [2001]: Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems. In: *Journal of Hydrology*, 249, 11–29.
- IPCC [2007]: IPCC Fourth Assessment Report. Working group I: The Physical Science Basis of Climate Change (http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/contents.html).
- Klemes, V. [1990]: The modelling of mountain hydrology: the ultimate challenge. In: *IAHS Publications*, 190, 29–43.
- Kraller, G., Warscher, M., Strasser, U., Kunstmann, H. und Franz, H. [2010]: Quantification of Snowmelt Contribution to Groundwater Recharge and Water Balance in Berchtesgaden National Park. Abstracts of the IAEA 1st Coordination Meeting, Wien.
- Lang, H. [1985]: Höhenabhängigkeit der Niederschläge. In: *Der Niederschlag in der Schweiz. Beiträge zur Geologie und Hydrologie der Schweiz* 31, 149–157, Bern.
- Marke, T., Strasser, U., Hanzer, F., Wilcke, R. und Gobiet, A. [2013b]: Scenarios of future snow conditions in Styria (Austrian Alps). In: *Climatic Change* (in Bearbeitung).
- Marke, T., Strasser, U., Kraller, G., Warscher, M., Franz, H. und Vogel, M. [2013a]: The Berchtesgaden National Park (Bavaria, Germany) – A Platform for Interdisciplinary Catchment Research, In: *Environmental Earth Sciences, Special Issue on Catchment Research*, DOI: 10.1007/s12665-013-2317-z.
- Marke, T., Weyss, G., Hynek, B., Strasser, U. und Schöner, W. [2011]: The 2010 summer expedition to Freya glacier (Clavering Island, NE-Greenland). Abstracts of the European Geosciences Union General Assembly 2011, Wien.
- Marsh, P. [1999]: Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects. In: *Hydrological Processes*, 13, 2117–2134.
- Ohmura, A. [2001]: Physical basis for the temperature-based melt-index method. In: *Journal of Applied Meteorology*, 40, 753–761.
- Olefs, M., Fischer, A. und Lang, J. [2010]: Boundary Conditions for Artificial Snow Production in the Austrian Alps. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 1096–1113.
- Pomeroy, J.W., Gray, D.M., Shook, K.R., Toth, B., Essery, R.L.H., Pietroniero, A. und Hedstrom, N. [1998]: An evaluation of snow accumulation and ablation for land surface modelling. In: *Hydrological Processes* 12, 2339–2367.
- Pomeroy, J.W. und Gray, D.M. [1995]: *Snowcover: Accumulation, Relocation, and Management*. National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Canada. NHRI Science Report 7, 144 p., Saskatoon.
- Scott, D., McBoyle, G. und Minogue, A. [2007]: Climate change and Quebec’s ski industry, *Global Environmental Change*, 2007, 17 (2), pp. 181–190.
- Strasser, U., Marke, T., Sass, O., Birk, S. und Winkler, G. [2013]: ‚Johns Creek Valley‘ – a Mountainous Catchment for Long-Term Interdisciplinary Human-Environment System Research in Upper Styria (Austria), In: *Environmental Earth Sciences, Special Issue on Catchment Research*, DOI: 10.1007/s12665-013-2318-y.
- Strasser, U. [2011]: „Integrative Kooperationsplattform Johnsbachtal“ – ein langfristig angelegtes Projekt zur Mensch-Umwelt-Forschung in einer komplexen Hochgebirgsregion. In: *Forschungsberichte des Nationalpark Gesäuse 6*.
- Strasser, U., Warscher, M. und Liston, G.E. [2011a]: Modelling snow-canopy processes on an idealized mountain. In: *Journal of Hydrometeorology*, DOI: 10.1175/2011JHM1344.1.
- Strasser, U., Gobiet, A., Stötter, J., Kleindienst, H., Zimmermann, F., Steininger, K. und Pretenthaler, F. [2011b]: CC-Snow – an interdisciplinary project to investigate climate change effects on future snow conditions and winter tourism in Tyrol and Styria (Austria). *Geophysical Research Abstracts*, Abstracts of the European Geosciences Union General Assembly 2011, Wien.
- Strasser, U. [2008]: Die Modellierung der Gebirgsschneedecke im Nationalpark Berchtesgaden. Modelling of the mountain snow cover in the Berchtesgaden National Park. *Nationalpark Berchtesgaden Forschungsbericht* 55, Berchtesgaden.
- Strasser, U., Bernhardt, M., Weber, M., Liston, G.E. und Mauser, W. [2008]: Is snow sublimation important in the alpine water balance? In: *The Cryosphere*, 2, 53–66.
- van der Linden, P. und Mitchell, J. F. B. [2009]: *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Exeter: Met Office Hadley Centre.
- Wakonigg, H. [2009]: persönliche Mitteilung.
- Warscher, M., Strasser, U., Kraller, G., Marke, T., Franz, H. und Kunstmann, H. [2013]: Performance of Complex Snow Cover Descriptions in a Distributed Hydrological Model System – A Case Study for the High Alpine Terrain of the Berchtesgadener Alps, In: *Water Resources Research*, 49, 1–19, DOI:10.1002/wrcr.20219.
- Wilcke, R. A. I., Mendlik, T. und Gobiet, A. [2013]: Multi-Variable Error-Correction of Regional Climate Models. In: *Climatic Change*, in Druck.