

Einsatz von Fernerkundungsmethoden zur Eichung und Verifikation eines flächendetaillierten Schneemodells

Using Remote Sensing Methods for Calibrating and Verifying a Spatially Distributed Snow Model

von G. BLÖSCHL, R. KIRNBAUER, J. JANSKA, K. KRAUS, G. KUSCHNIG, D. GUTKNECHT und Ch. RESZLER

KURZFASSUNG/SUMMARY

Flächendetaillierte Modelle für den Aufbau und die Ablation der Schneedecke müssen – wie andere hydrologische Modelle – für ein bestimmtes Gebiet geeicht und verifiziert werden, bevor sie für wasserwirtschaftliche Anwendungen eingesetzt werden können. In dieser Arbeit wird eine Methode vorgestellt, wie diese Eichung und Verifikation räumlich differenziert erfolgen kann. Dabei werden die mit dem Modell simulierten Schneebedeckungsmuster mit aus SPOT XS Satellitendaten abgeleiteten Schneemustern verglichen. Die Eichung zur Bestimmung optimaler Modellparameter erfolgt in drei Schritten: Parameterwahl auf Basis von Erfahrungswerten; globale Eichung räumlich konstant angesetzter Parameter auf Basis von Schneemustern; und zusätzlich eine flächendetaillierte Eichung auf Basis von Schneemustern, bei der Methoden der vierdimensionalen Daten-Assimilation verwendet werden. Die Verifikation erfolgt wiederum mit Hilfe von Schneemustern für einen unabhängigen Datensatz. Für eine Fallstudie in einem 90 km² großen Gebiet in den Österreichischen Kalkalpen wird gezeigt, dass sich die raum-zeitliche Verteilung des Schneerückhalts und der Schneeschmelze mit dem geeichten und verifizierten Modell zuverlässiger abschätzen lässt, als dies ohne Vergleiche mit beobachteten Schneemustern möglich ist. Eine Einbindung des Modells in ein operationelles Vorhersagesystem ist in Arbeit.

Spatially distributed snow models need to be calibrated and verified for a particular catchment – in much the same way as other hydrological models – before they can be safely used in water resources applications. This paper presents a method for spatially distributed calibration and verification of such a model. The method is based on a comparison of simulated snow cover patterns with snow cover patterns derived from SPOT XS satellite data. The calibration for obtaining optimum model parameters consists of three steps: selecting parameters on the basis of auxiliary information; global calibration of spatially uniform parameters on the basis of snow patterns; and spatially distributed calibration based on snow patterns using four-dimensional data assimilation techniques. The verification is based on a comparison of simulated and observed snow patterns for an independent data set. The paper demonstrates, for a case study performed in a 90 km² region in the Austrian Alps, that the calibrated and verified model provides more reliable estimates of snow water equivalent and snow melt than can be obtained by a modelling procedure that does not use comparisons with observed snow patterns. Implementation of this procedure in an operational water resources management context is under way.

1. EINLEITUNG

In Österreich ist ein beträchtlicher Anteil der Wasservorräte saisonal in Form von Schnee gebunden. Eine genaue Kenntnis der Verteilung dieser Wasservorräte als Funktion von Ort und Zeit kann zur Erhöhung der Effizienz von Bewirtschaftungsmaßnahmen beitragen. Allerdings stehen der genauen Bestimmung des Schneewasseräquivalentes (also des saisonal in Form von Schnee gespeicherten Wassers) eine Reihe von methodischen Problemen entgegen, die insbesondere in alpinen Gebieten auftreten. Eine Möglichkeit, das Schneewasseräquivalent zu bestimmen, besteht aus terrestrischen Messungen in Form von Schneekursen, die meist entlang einer Route im Gelände angelegt sind. Solche Messungen sind allerdings Punktmessungen. Die Schneeverteilung ist aber gerade im alpinen Gelände räumlich derart variabel, dass solche Punktmessungen nur eine beschränkte Aussagekraft besitzen (BLÖSCHL, 1999). Eine Alternative ist die Simulation des Schneedeckenaufbaus und des Abschmelzens unter Verwendung von hydrometeorologischen Daten wie Niederschlag und Lufttemperatur (und eventuell unter

Zuhilfenahme von Schneekursdaten). Der Vorteil solcher Simulationsrechnungen besteht darin, dass damit im Prinzip flächendeckend (und flächendetailliert) und für jeden Zeitpunkt ein Wert des Schneewasseräquivalentes angegeben werden kann. Allerdings ist die Genauigkeit derartiger Simulationsrechnungen gebunden an die Genauigkeit der Niederschlagsmessungen (die eine wichtige Eingangsgröße sind) sowie die exakte Erfassung der räumlichen Prozesse wie etwa der Schneeverfrachtung im Gebiet. Die jüngste Literatur bietet eine Reihe von Ansätzen zur quantitativen Bestimmung der Schneeverfrachtung (z. B. LISTON und STURM, 1998; ESSERY et al., 1999; WINSTRAL et al., 2000; LEHNING et al., 2001) und des Einflusses der Vegetation auf die räumliche Variabilität der Schneedecke (z. B. FARIA et al., 2000), doch sind die Ergebnisse solcher Modellansätze immer mit erheblichen Unsicherheiten verbunden.

Eine Möglichkeit, diesem Dilemma zu begegnen, ist der Einsatz von Fernerkundungsdaten der Schneedecke. Die grundsätzliche Überlegung dabei ist, dass zur flächendeckenden Bestimmung der Schneedeckenverhältnisse

auch flächendeckende Informationen verwendet werden sollen. Während verschiedene Schneedeckenparameter (wie das Schneewasseräquivalent und die Schneefeuchte) versuchsweise aus Fernerkundungsdaten abgeleitet werden (siehe z. B. SCHULTZ und ENGMAN, 2000), sind für kleine Einzugsgebiete im gebirgigen Gelände und insbesondere bei Vorhandensein von Baumvegetation die meisten Verfahren noch nicht ausgereift. Eine Ausnahme bildet die Bestimmung der schneebedeckten Fläche, d. h. die räumliche Verteilung von Flächen, die schneebedeckt bzw. aper sind. Diese lässt sich sehr zuverlässig aus Satellitendaten (z. B. SPOT-Daten) ableiten. Obwohl es sich dabei nur um binäre Information (schneebedeckt/aper) handelt, sind solche Daten für die Schneemodellierung sehr aussagekräftig. Einem Vorschlag von BLÖSCHL et al. (1991) folgend wurden und werden Schneebedeckungsmuster deshalb vermehrt in verschiedenen Ländern im Zusammenhang mit der numerischen Modellierung des Schneedeckenaufbaus und der Schneeschmelze eingesetzt (z. B. WIGMOSTA et al., 1994; DAVIS et al., 1995; CLINE et al., 1998). Solche

Modelle simulieren, meist auf physikalischen Grundgleichungen wie Energie- und Massenerhaltung aufbauend, die relevanten Prozesse wie Schneedeckenaufbau und Ablation. Wie bei den meisten Modellen in der Hydrologie können jedoch manche Modellparameter dieser Schneemodelle nicht direkt aus physikalischen Grundsätzen gewonnen werden, sondern müssen auf Basis von lokalen Daten für einen bestimmten Anwendungsfall bestimmt werden. Es handelt sich also dabei um Eichparameter. Weiters muss sichergestellt werden, dass das Modell für den betreffenden Anwendungsfall korrekte Ergebnisse liefert, d. h. das Modell muss verifiziert werden. Während es jetzt in der Literatur schon zahlreiche Beispiele für die flächendetaillierte Schneemodellierung gibt (manche davon unter Verwendung von Schneebedeckungsmustern), liegt derzeit noch keine konkrete Vorgangsweise zur flächendetaillierten Eichung und Verifikation solcher Modelle vor. Ziel dieser Arbeit ist es, anhand einer Fallstudie in Österreich eine Methode zur flächendetaillierten Eichung und Verifikation von Schneemodellen vorzustellen, mit Hilfe derer es möglich ist, genaue Modellaussagen über die Schneerücklage im Untersuchungsgebiet zu erhalten. Die Arbeiten erfolgten im Rahmen eines Kooperationsprojektes zwischen dem Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung (IPF) und dem Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft der TU Wien – als wissenschaftliche Partner – einerseits und den Wiener Wasserwerken (MA 31) – als Betreiber der Wasserversorgungsanlage im Untersuchungsgebiet – andererseits (JANSKA et al., 2000; KRAUS et al., 2001; BLÖSCHL et al., 2001).

2. UNTERSUCHUNGSGEBIET UND DATENBASIS

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Schnealpe 80 km südwestlich von Wien und deckt eine Fläche von 10 km × 9 km ab (Abb. 1). Das Gebirgsmassiv der Schnealpe besteht aus einem Plateau auf rd. 1700 m Seehöhe, das stark windexponiert ist. Die Flanken des Massivs sind verhältnismäßig steil. Begrenzt wird das Schnealpenmassiv im Norden durch das Tal der Kalten Mürz und im Süden durch das Tal der Mürz. Während die Hochfläche vegetationsarm ist (teilweise Latschen und Alpine Wiese) sind die Hänge stark bewaldet und vor allem

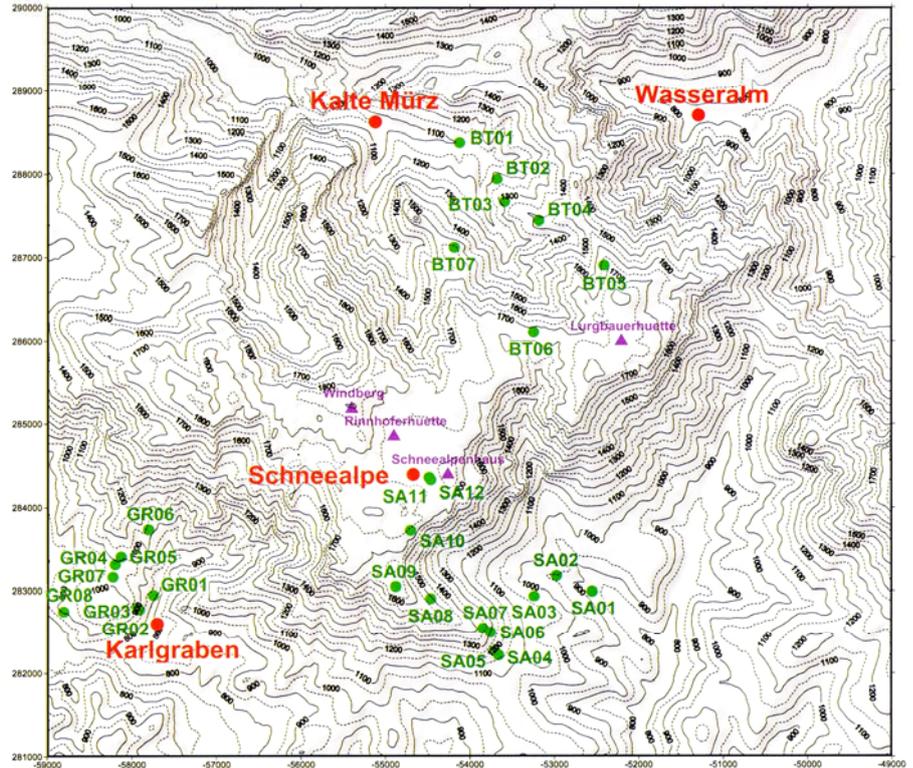


Abb. 1. Messstellen und Topographie des Untersuchungsgebietes (10 km × 9 km). Zahlenangaben der Seehöhe in m. Die Koordinaten sind in Gauss-Krüger-Projektion M34. Schneekurse: SA = Schnealpe, GR = Glockenriegel, BT = Baumtal. Meteorologische Messstellen: Wasseralm, Karlgraben, Kalte Mürz, Schnealpe

mit Fichtenwald, in den talnahen Bereichen mit Buchen-Fichten-Mischwald bestanden. Geologisch gesehen ist die Schnealpe ein Teil der Nördlichen Kalkhochalpen und ist teilweise verkarstet. Eine Reihe von Forschungsprogrammen beschäftigen sich mit den komplexen unterirdischen Wasserwegigkeiten im Bereich der Schnealpe (KUSCHNIG, 2001).

Vorerst wurde für das Untersuchungsgebiet ein genaues digitales Geländemodell erstellt. Wegen der geforderten Genauigkeit wurde ein Farbinfrarot-Bildflug (21 cm Kamerakonstante) analysiert. Ein derartiger Bildflug für die Schnealpe aus dem Jahre 1994 wurde vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen zur Verfügung gestellt. Aus diesen Luftbildern wurden im photogrammetrischen Zweibildauswertegerät Geländepunkte im Abstand zwischen etwa 50 und 25 m erfasst, zusätzlich Struktur- und Bruchlinien sowie markante Punkte auf Kuppen und in Mulden. Besonders genau wurden zum Beispiel die Dolinen auf der Hochfläche erfasst und digital modelliert. Aus den punktförmigen Messungen wurde anschließend durch Interpolation eine kontinuierliche Oberfläche ermittelt und als 20-m-Raster abgelegt. Aus diesem Geländemodell

wurde eine Reihe topographischer Kenngrößen abgeleitet, die für die Schneemodellierung erforderlich sind, wie etwa Neigung, Exposition, Krümmung, sowie der lokale Horizont (sogenannte Sky-Plots). Alle Geländeanalysen wurden mit dem Programmpaket SCOP durchgeführt, das vom IPF gemeinsam mit der Fa. INPHO Stuttgart (IPF, 1999) entwickelt wurde.

Ein wichtiger Einflussfaktor auf die Schneeschmelze ist der Bewuchs des Untersuchungsgebietes. Zur Bestimmung des Bewuchses wurden ebenfalls die Farbinfrarot-Luftbilder analysiert, wobei eine visuelle Interpretation erfolgte. Die Baumvegetation wurde unterschieden nach Nadelwald, Laubwald, Mischwald mit jeweils drei Bestandsdichteklassen und drei Bestandshöheklassen (d. h. insgesamt 27 Klassen). Die Bestandsdichten und Bestandshöhen wurden unterschieden, da Unterschiede in der Schneerücklage erwartet wurden. Weitere Klassen waren Fels, Latschen dicht, Latschen schütter mit Fels, Wiese satt, Wiese mit Fels und Latschen, und Alpenrosen. Die Bewuchsdaten wurden ebenfalls als 20-m-Raster abgelegt. Es wurde angenommen, dass die zeitliche Veränderung der Vegetationstypen gering ist und deshalb bei der hydrologischen

Schneemodellierung vernachlässigt werden kann. Bodenkenngrößen wurden nicht aufgenommen, da in dem Projekt vorerst nur die Schneeschmelze an der Grenzfläche Schnee-Boden von Interesse war, d. h. Infiltration und Wasserbewegung im Untergrund wurden vorerst ausgeklammert.

Als zentrale Information für die Eichung und Verifikation des Schneemodells werden in dieser Studie Schneebedeckungsmuster verwendet. Für die folgenden Termine wurden SPOT XS-Satellitenbilder ausgewertet: 18. 2. 1998, 20. 2. 1998, 31. 3. 1998, 8. 5. 1998, 27. 2. 1999, 19. 3. 1999, 10. 5. 1999, 6. 6. 1999, 28. 2. 2000, 22. 3. 2000, 3. 5. 2000, 27. 5. 2000. Die Auswertung der SPOT-Bilder erfolgte vorerst durch übliche automatische Schneeklassifizierungsmethoden wie die „Supervised Maximum Likelihood“ und die „Unsupervised Isodata Technique“ (JENSEN, 1996). Allerdings zeigten Vergleiche mit Bodenbeobachtungen, dass diese Methoden zu ungenau sind. Deshalb wurde die Analyse folgendermaßen erweitert: Das Bild wurde in Teilbilder entsprechend bestimmter Lichteinfallklassen segmentiert. Dann wurden die Standardmethoden für jedes Teilbild angewendet und im letzten Schritt die Teilbilder zusammengesetzt. Das Ergebnis dieser Klassifizierung war für jeden Termin auf einem $20\text{ m} \times 20\text{ m}$ -Raster die Schneebedeckung als eine der folgenden Kategorien: „keine Schneebedeckung erkennbar“, „sehr lückige Schneebedeckung erkennbar“ und „volle oder etwas lückige Schneebedeckung erkennbar“. Die SPOT-Daten für vier Termine sind in Abb. 2 dargestellt. Die daraus abgeleitete Schneeklassifizierung zeigt Abb. 3.

Zur Abschätzung des Einflusses der Vegetation auf die Schneeverfrachtung wurden während der drei Saisonen (Frühjahr 1998, 1999, 2000) von den Wiener Wasserwerken Schneekurse (d. h. Schneemessungen entlang definierter Linien im Gelände) durchgeführt. In Zusammenarbeit mit dem Messtrupp wurden drei Schneekurse festgelegt: der Schneekurs „Schneealpe“, der Schneekurs „Glockenriegel“; und der Schneekurs „Baumtal“ (Abb. 1). Der Schneekurs „Schneealpe“ bestreicht den Südosthang des Gebirgsstocks von der Talregion bis zur Hochfläche. Die Route ist hochalpin, aber relativ lawinensicher. Im Bereich der Hochfläche ist sie sehr windexponiert. Der Schneekurs „Glocken-

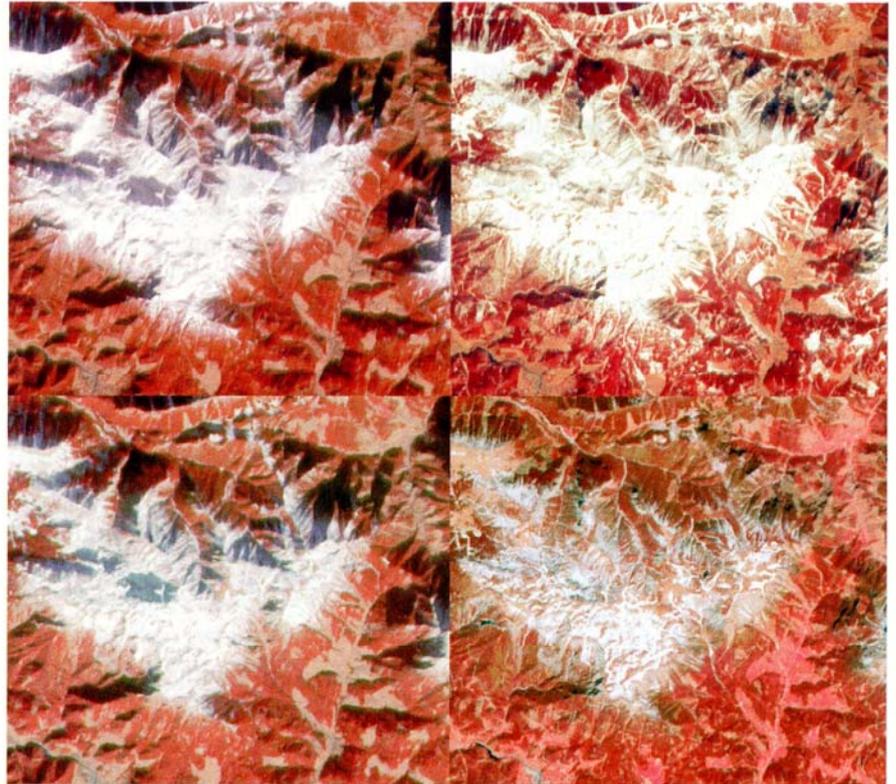


Abb. 2. SPOT XS-Satellitenbilder des Untersuchungsgebietes: 18. 2. 1998 (links oben), 20. 2. 1998 (links unten), 31. 3. 1998 (rechts oben), 8. 5. 1998 (rechts unten)

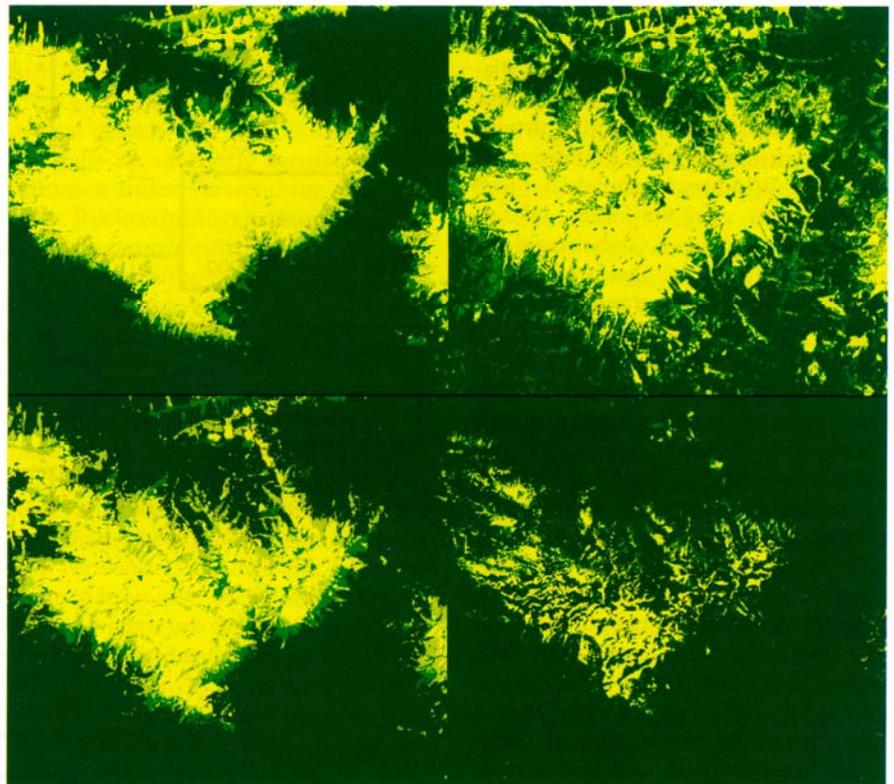


Abb. 3. Klassifizierte (aus den Satellitendaten in Abb. 2 abgeleitete) Schneebedeckungsmuster: 18. 2. 1998 (links oben), 20. 2. 1998 (links unten), 31. 3. 1998 (rechts oben), 8. 5. 1998 (rechts unten). Dunkelgrün: keine Schneebedeckung erkennbar; hellgrün: halb schneebedeckt; gelb: volle Schneebedeckung erkennbar

riegel“ bestreicht nur eine relativ geringe Höhererstreckung, dafür aber

stark unterschiedliche Vegetationstypen. Die Hangneigungen umfassen

Ebene bis Steilhang. Die Route ist lawinensicher und nicht sehr lang. Der Schneekurs „Baumtal“ bestreicht den Nordwestanstieg des Gebirgsstocks von der Talregion bis zur Hochfläche. Die Route ist hochalpin und bei ungünstigen Verhältnissen lawinengefährlich. Die Schneekurse wurden in jeder Saison ein- bis fünfmal durchgeführt. Bei jeder Messstelle wurde kreuzförmig im Abstand von 2 m die Schneehöhe mittels einer Lawinensonde neunmal gemessen und einmal die Schneedichte, woraus sich ein mittleres Schneewasseräquivalent für jeden der insgesamt 27 Geländepunkte berechnen ließ. Die Ergebnisse der Schneekursmessungen wurden für den Modellteil zur Beschreibung des Einflusses der Vegetation auf die Schneeverfrachtung und Schneeeablation verwendet. Im Winter 1999/2000 wurden zusätzlich flächendeckende Schneehöhenmessungen auf der Hochfläche der Schneeralpe in der Nähe des Schneepenhauses durchgeführt.

An vier Stellen im Untersuchungsgebiet wurden kontinuierliche meteorologische Messungen durchgeführt (Abb. 1). Es standen drei Talstationen (Wasseralm, 802 m, Karlgraben, 790 m und Kalte Mürz, 1060 m) zur Verfügung, sowie eine Station am Plateau der Schneeralpe (Schneeralpe, 1735 m). Niederschlag und Lufttemperatur wurden an allen Stationen gemessen, Windgeschwindigkeit und -richtung an zwei Stationen, relative Luftfeuchtigkeit und Globalstrahlung allerdings nur an der Station Karlgraben. Alle Daten wurden mittels Datenlogger auf Halbstundenbasis aufgezeichnet. Die Funktion der Geräte wurde in etwa zweiwöchigen Abständen überprüft. Gewisse Messprobleme traten über kurze Zeitperioden auf (schneebedeckter Strahlungssensor, Anfrieren des Windsensors, Ausfall von Niederschlagsstationen), und deshalb wurden sämtliche Daten nachbearbeitet. In einem ersten, manuellen, Schritt wurden die Daten auf Plausibilität und Konsistenz geprüft. Für Zeiträume mit Datenausfall wurden die Werte mit Hilfe benachbarter Stationen ergänzt. In einem zweiten, automatischen, Schritt wurde die gemessene Globalstrahlung in Hinblick auf Messfehler und Abschattung durch den lokalen Horizont korrigiert. Die gemessene Globalstrahlung wurde mit der astronomisch möglichen Globalstrahlung verglichen. Dieser Vergleich ergab drei Ergebnisse: (i) Werte für die

Bewölkung (0 = wolkenlos, 1 = bedeckt), die im hydrologischen Schneemodell für die Berechnung der Einstrahlung auf geneigte Flächenelemente mit Abschattung und für die Berechnung der langwelligen Einstrahlung verwendet wurden, (ii) eine Korrektur der lokalen Abschattung, und (iii) eine Korrektur fehlerhafter Globalstrahlungswerte. Dabei wurde der Ansatz von BLÖSCHL et al. (1987) basierend auf den Daten von NEUWIRTH (1982) herangezogen, der aus einem nichtlinearen Regressionsansatz zwischen Bewölkung und einem Trübungsparameter für die Atmosphäre besteht. Die rückgerechneten Globalstrahlungswerte sind für ein Flächenelement ohne Horizontabschattung als gültig anzusehen und waren im Mittel etwa 25 % größer als die gemessenen Werte.

3. MODELLIERUNGSPHILOSOPHIE UND MODELLSTRUKTUR

Der grundsätzliche Ansatz zur Modellierung der raum-zeitlichen Schneeverteilung ist in Abb. 4 skizziert. Das Schneemodell wurde als prozessorien-

tiertes Rastermodell entsprechend dem Vorbild von BLÖSCHL et al. (1991) formuliert. Die räumliche Modellstruktur besteht aus einem 20 m × 20 m-Raster, auf dem die Geländeinformation und die Vegetationsinformation zur Verfügung steht. Dabei wird für jedes Rasterelement der Schneedeckenaufbau und die Schneeschmelze als Funktion der meteorologischen Eingangsdaten auf Stundenbasis simuliert. Kernstück der Modellierungsphilosophie ist der Vergleich von simulierten Schneebedeckungsmustern mit den beobachteten (d. h. aus den SPOT-Daten abgeleiteten) Schneebedeckungsmustern. Während die beiden Perioden Oktober 1997 bis Juni 1998 und Oktober 1998 bis Juni 1999 als Eichperioden gewählt wurden, wurde der Zeitraum Oktober 1999 bis Juni 2000 ausschließlich zur Verifikation des Modells verwendet. Durch eine getrennte Verifikation wird sichergestellt, dass das Schneemodell auch für zukünftige Anwendungen die Dynamik von Schneeakkumulation und Schneeschmelze auf der Schneeralpe richtig wiedergibt. Die Eichung

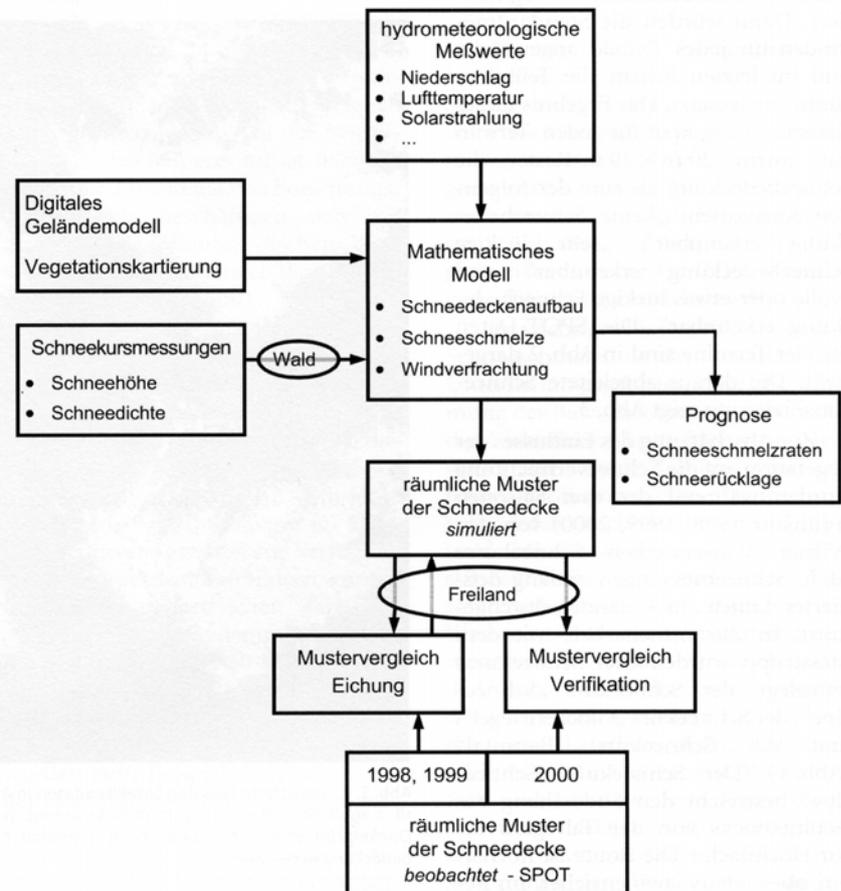


Abb. 4. Modellierungsansatz und Modellstruktur

zur Bestimmung optimaler Modellparameter erfolgte in drei Schritten: Parameterwahl auf Basis von Erfahrungswerten und Literaturwerten; globale Eichung räumlich konstant ange-setzter Parameter auf Basis von Schneemustern; flächendetaillierte Eichung auf Basis von Schneemustern. Bei dem letzten Schritt handelt es sich um methodisches Neuland, wobei Anleihen bei Methoden der vierdimensionalen Daten-Assimilation (z. B. HOUSER et al., 2000) genommen wurden. Die zentrale Idee dabei ist, einen Korrekturterm aus dem Vergleich Beobachtung – Simulation abzuleiten.

Sowohl bei der Eichung als auch bei der Verifikation wurden die Schneebedeckungsmuster als Funktion von charakteristischen Geländeparametern (Seehöhe, Neigung, Hangexposition) analysiert (BLÖSCHL et al., 1991; GRAYSON et al., 2002). Dies ermöglichte eine getrennte Einschätzung der Gültigkeit verschiedener Parameter, da diese Parameter auf unterschiedlichen Geländekonfigurationen unterschiedlich wirksam werden. Unterschiede in Simulationsfehlern zwischen Hängen mit Südexposition und Nordexposition, beispielsweise, lassen auf Werte der Schneecalbedo zurück-schließen, während Unterschiede in den Simulationsfehlern zwischen verschiedenen Höhenstufen einen Rückschluss auf Werte der Grenztemperatur zwischen Regen und Schneefall zulassen. Eine methodische Neuerung ist auch der Umgang mit Fernerkundungsdaten für Flächen mit Baumvegetation. Bei dichtem Wald bildeten die SPOT-Bilder teilweise die Oberfläche der Baumkronen ab und nicht die am Boden liegende Schneedecke, die von den Schneesimulationen beschrieben werden soll. Deshalb wurden für die Eichung und die Verifikation des hydrologischen Schneemodells alle Flächen im Untersuchungsgebiet mit dichter Waldvegetation maskiert und aus dem Vergleich ausgeklammert. Diese Vorgangsweise erhöht die Aussagekraft der Fernerkundungsdaten für den Modellvergleich. Die Flächen mit Waldvegetation wurden mit Hilfe der Schneekursmessungen charakterisiert (Abb. 4).

Mit dem geeichten und verifizierten Schneemodell wurden schließlich für alle drei Schneedeckenperioden Simulationen durchgeführt und Schneedeckenvariablen berechnet, die nicht direkt beobachtet werden können, jedoch schneehydrologisch und für die

Wasserwirtschaft im Untersuchungsgebiet von Interesse sind. Diese Variablen sind vor allem die raum-zeitliche Verteilung des Schneewasseräquivalentes, der Schneeschmelzraten und die schneebedeckte Fläche für vier Quelleinzugsgebiete.

Das Schneemodell besteht aus den Komponenten Interpolationsmodul, Depositionsmodul, Schneeschmelzmodul und Vegetationsmodul:

Interpolationsmodul der Klimadaten: In diesem Modul werden für jeden Rasterpunkt die Eingangsgrößen für die anderen Modellkomponenten auf Basis der Messwerte an den Stationen ermittelt. Es wurde angenommen, dass die Lufttemperatur linear mit der Seehöhe abnimmt, wobei zwischen den Messwerten in Karlgraben und Schneecalpe interpoliert wurde. Die relative Luftfeuchtigkeit wurde als räumlich konstant angenommen und gleich dem Messwert in Karlgraben gesetzt. Für die Windgeschwindigkeit wurde eine lineare Zunahme/Abnahme mit der Seehöhe angenommen, wobei zwischen den Messwerten in Karlgraben und Schneecalpe interpoliert wurde. Die Globalstrahlung auf das horizontale Flächenelement ohne Abschattung wurde als räumlich konstant angenommen und gleich dem rückgerechneten Wert auf Basis der Messwerte in Karlgraben gesetzt. Die Bewölkung wurde ebenfalls als räumlich konstant angenommen unter Verwendung der gleichen Rückrechnungen. Für den Niederschlag wurde eine lineare Zunahme mit der Seehöhe angenommen. Der Höhengradient wurde als Eichfaktor angesetzt, da der systematische Messfehler für die Höhenstation (Schneecalpe) so groß war (vermutlich > 50 %), dass die Messwerte der Höhenstation nicht für die Ermittlung des Gradienten herangezogen werden konnten. Als Basiswert für den Niederschlag wurden die Messwerte an der Station Karlgraben verwendet, da dies die zuverlässigste Station war. Die Messwerte wurden korrigiert, um den Einfluss des systematischen Messfehlers des Niederschlags zu berücksichtigen, der besonders bei Schneeniederschlag sehr groß sein kann. Diese Korrektur bestand darin, dass falls für eine Stunde in einer der beiden anderen Stationen (Schneecalpe und Wasseralm) ein größerer Wert gemessen wurde, der korrigierte Wert auf diesen gesetzt wurde. Es wurde also eine Maximumbildung durchgeführt. Dabei wurde nicht zwischen Schnee und Regen unterschieden. Diese Vor-

gangsweise deckt auch mögliche Ausfälle des Messgerätes ab. Eine darüber hinausgehende Korrektur und Abschätzung des Messfehlers des Niederschlags wird in Zusammenhang mit der Modelleichung beschrieben.

Depositionsmodul: Schneede-position wurde angesetzt, wenn Niederschlag bei einer Lufttemperatur kleiner einem Grenzwert T_0 auftrat. Eine wichtige Annahme betrifft die räumliche Verteilung des festen Niederschlags zufolge Windverfrachtung. Für die Schneecalpe ist die Windverfrachtung besonders bedeutsam, da große Teile des Gebiets sehr windexponiert sind. Zur Berechnung der Windverfrachtung gibt es in der neueren Literatur Ansätze unterschiedlicher Komplexität. Die komplexesten Ansätze sind dynamische Modelle, die Schneeverfrachtung zufolge Saltation und Suspension, Schneeeakkumulation und Erosion, sowie Sublimation simulieren (z. B. LISTON und STURM, 1998; LEHNING et al., 2001). Quasidynamische Modelle sind eine vereinfachte Formulierung und basieren z. B. auf der bedingten Wahrscheinlichkeitsverteilung der Schneeverfrachtung als Funktion der Windgeschwindigkeit (ESSERY et al., 1999). Der einfachste Ansatz geht von sogenannten Windverfrachtungsfaktoren (TARBOTON et al., 2000) aus und wurde für die vorliegende Studie gewählt. In der Literatur existieren allerdings unterschiedliche Meinungen darüber, ob ein multiplikativer Faktor (TARBOTON et al., 2000; PRASAD et al., 2001) oder ein additiver Wert im Sinne einer Schneehaltekapazität (TABLER, 1994; ESSERY et al., 1999) die räumliche Schnee-Verteilung zufolge Windverfrachtung besser beschreibt. Als Entscheidungshilfe, welche der beiden Ansätze für die Schneecalpe besser geeignet ist, wurden im Winter 1999/2000 flächendeckende Schneehöhenmessungen in einem Quadratraster von rd. 50 Metern auf der Hochfläche der Schneecalpenhauses (Abb. 1) durchgeführt. Diese Messungen erlauben ein relativ genaues Verfolgen des Schneedeckenaufbaues vom Beginn der Schneedeckenperiode bis ungefähr zum Maximalwert des Schneewasseräquivalentes. Abbildung 5 zeigt zwei Auswertungen dieser Messungen. Abbildung 5a zeigt die Differenz der Schneehöhen zwischen April und Jänner, während Abb. 5b den Quotienten

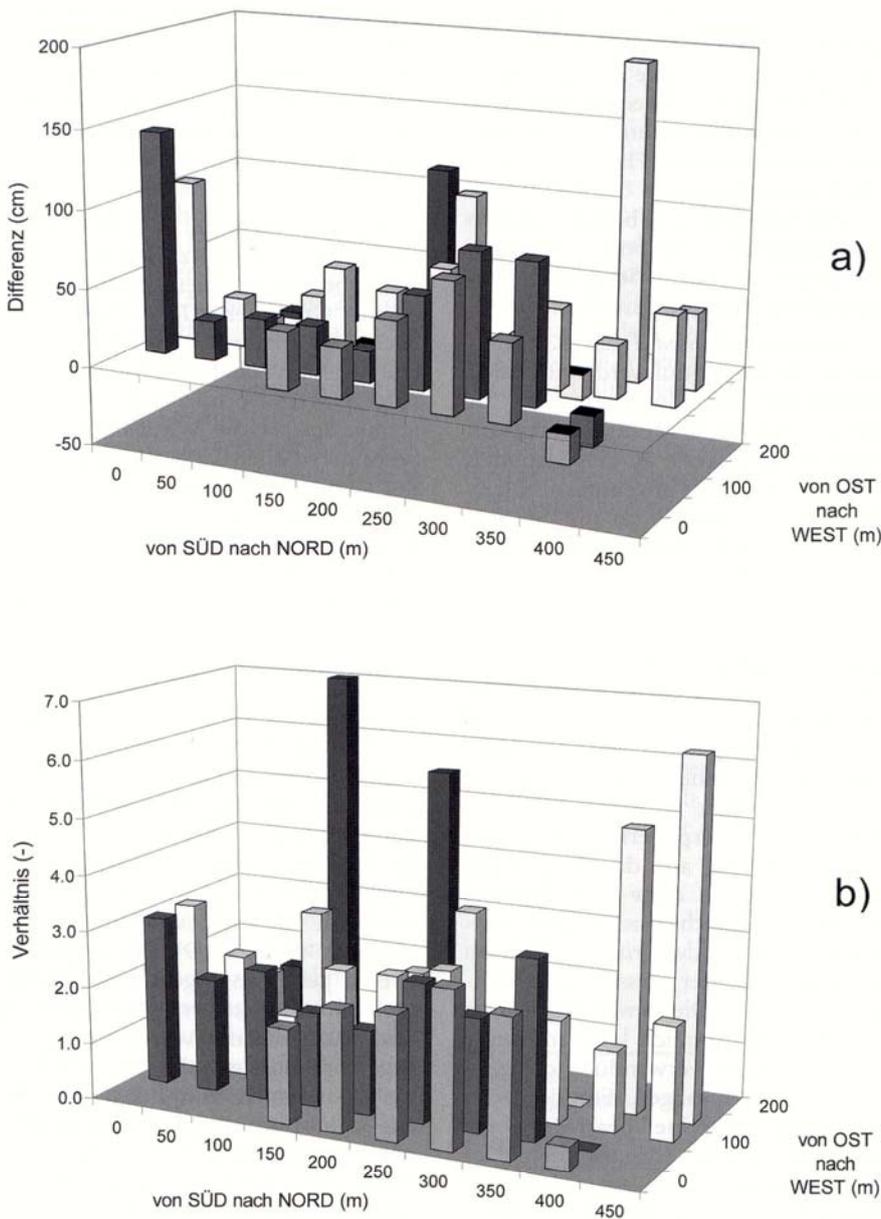


Abb. 5a, b. Auswertungen der Detailmessungen am 1. 1. 2000 und am 27. 4. 2000 am Plateau der Schneeanpe. a) Differenz der Schneehöhen zwischen April und Jänner. b) Quotient aus April- und Jännerwerten. Lokales Koordinatensystem in Meter

aus April- und Jännerwerten darstellt. Vergleicht man die beiden Säulendiagramme, so erkennt man, dass die Schneehöhendifferenzen örtlich sehr ungleichmäßig verteilt sind (Variationskoeffizient $CV = 1,36$) während die Quotienten deutlich gleichmäßiger verteilt sind ($CV = 0,74$). Daraus kann abgeleitet werden, dass die Schneekumulation in diesem Bereich näherungsweise multiplikativ erfolgt. Dementsprechend wurde als Formulierung des Schneedepositionsmodells ein multiplikativer Ansatz mittels Windverfrachtungsfaktors F_T gewählt, der gemäß BLÖSCHL et al. (1991) wie folgt angesetzt wurde:

$$F_T = (1 - f_s(S)) \cdot (1 + e \cdot C) \cdot b \geq 0 \quad (1)$$

$$f_s(S) = \begin{cases} 0 & \dots S < c \\ \frac{S-c}{d-c} & \dots S \geq c, \end{cases}$$

wobei S die Geländeneigung und C die Gelände­krümmung ist. Die Parameter b, c, d, e wurden auf Basis von Literaturwerten und statistischen Auswertungen der SPOT-Schneebedeckungsmuster angesetzt (siehe Abschnitt 4). Für ein geeignetes Rasteremelt wird der feste Niederschlag somit als Produkt des Windverfrachtungsfaktors und des festen Niederschlags auf einer ebenen Referenzfläche bestimmt. Zusätzlich wurde der Einfluss der Vegeta-

tion auf die Windverfrachtung durch einen ähnlichen multiplikativen Korrekturfaktor berücksichtigt (siehe Vegetationsmodul). Schließlich wurde ein autokorreliertes Fehlerglied eingeführt, das jenen Anteil der Windverfrachtung beschreibt, der durch die oben angeführten Faktoren nicht erfasst wird (siehe Abschnitt 4).

Schneesmelzmodul: Für die Berechnung der Schneesmelze wurde ein Energiebilanzansatz gewählt. Turbulente Flüsse und langwellige Strahlung wurden durch einfache Ansätze parameterisiert (BLÖSCHL et al., 1987). Die kurzwellige Strahlung wurde unter Berücksichtigung der lokalen Hangneigung, Exposition und des lokalen Horizontes (Abschattung) aus den rückgerechneten Werten der Globalstrahlung berechnet. Dafür wurden die aus dem Geländemodell abgeleiteten Skyplots verwendet. Für die Schnealbedo wurde eine einfache Parameterisierung als Funktion des Schneealters angesetzt. Die Prozesse innerhalb der Schneedecke wurden durch ein Einschichtenmodell beschrieben, das als wichtigste Parameter die Wasserhaltekapazität (CWH), die Kältehaltekapazität (CCH) und den Wiederfrierfaktor (FRF) besitzt (BLÖSCHL und KIRNBAUER, 1991).

Vegetationsmodul: Die Struktur und Parameter des Vegetationsmoduls wurden aus den Schneekursmessungen abgeleitet, wobei sich besonders die Messungen des Schneekurses Glockenriegel als aussagekräftig erwiesen, da sich die einzelnen Messstellen stark durch ihre Vegetation, aber vergleichsweise wenig durch topographische Kenngrößen unterscheiden. Die Daten der Schneekurse wurden ausgewertet indem die acht Messstellen (Abb. 1) für den Schneekurs Glockenriegel nach abnehmendem Schneewasseräquivalent (SWE) gereiht wurden. Dabei wurden alle Termine gleichzeitig berücksichtigt. Es zeigte sich etwa, dass der Messpunkt GR7 (lichter Jungwald) zumeist das größte SWE aufwies, während GR3 (dichter Wald) zumeist das kleinste SWE aufwies. Aus einem Vergleich mit der Vegetation an der Messstelle und deren unmittelbaren Umgebung ließen sich folgende Aussagen ableiten: Die drei Saisonen (97/98, 98/99, 99/00) geben eine konsistente SWE-Verteilung. Ein guter Zusammenhang zwischen SWE und einer hier definierten Walddichte lässt sich ableiten. Dafür wurde die Walddichte

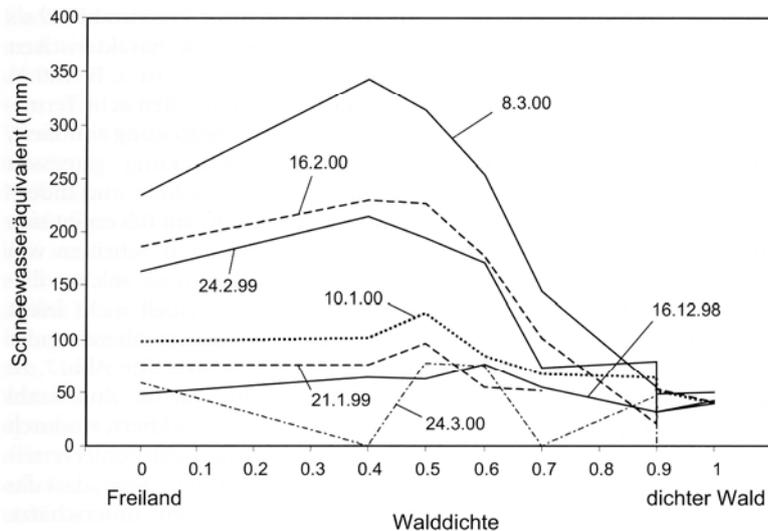


Abb. 6. Auswertung des Schneewasseräquivalentes in Abhängigkeit von der Walddichte für den Schneekurs Glockenriegel. Die Walddichte ist hier definiert als Walddichte = 0 im Freiland; Walddichte = 1 im dichten hohen Wald; Walddichte = 0,5 im lichten hohen Wald und im dichten niederen Wald

für jede Messstelle aus der Vegetationsbeschreibung und Vegetationsklassifizierung eingeschätzt (Walddichte = 0 im Freiland; Walddichte = 1 im dichten hohen Wald; Walddichte = 0,5 im lichten hohen Wald und im dichten niederen Wald). Aus Abb. 6 ist abzulesen, dass mit zunehmender Bewaldung vorerst das SWE zunimmt (lichter Wald, Jungwald). Im dichten Wald verringert sich allerdings das SWE. Die Erhöhung der Schneebedeckung für den lichten Wald ergibt sich zu ca. dem 1,3fachen, die Verringerung im dichten Wald zu ca. dem 0,5fachen der freien, unbewaldeten Fläche. Dieser Einfluss des Waldes ist in Hinblick auf die physikalischen Prozesse durchaus plausibel und steht nicht in Widerspruch mit Messungen in anderen Gebieten (BLÖSCHL, 1993; HARDY et al., 1999). Bei einer mittleren Walddichte besteht eine gewisse Abschätzung sowie Schutz vor Windverfrachtung, also ist dort das SWE größer als im Freiland. Im dichten Wald tritt jedoch starke Schneeinterzeption in der Vegetation auf sowie verstärktes Abschmelzen durch erhöhte Bestandstemperatur und langwellige Strahlung, also ist dort das SWE kleiner als im Freiland. Diese Ergebnisse wurden in zweierlei Weise in das Schneemodell eingeführt: Zum einen wurde die Schneedeckung zufolge Windverfrachtung berücksichtigt. Dies erfolgte durch eine Erhöhung des festen Niederschlags für manche Vegetationsklassen um einen Korrekturfaktor F_V , der den Schutz vor Windverfrachtung beschreiben soll. Der feste Nieder-

schlag für Pixel mit der Vegetationsart „Latschen dicht“ wurde beispielsweise mit einem Korrekturfaktor von 1,3 multipliziert (entsprechend einer Erhöhung um 30 %, Tabelle 1). Zum anderen wurde die verstärkte Schneeschmelze in Beständen berücksichtigt. Dies erfolgte durch eine Erhöhung der Lufttemperatur um einen bestimmten Betrag. Diese Erhöhung soll die Effekte der Schneeinterzeption in der Vegetation sowie verstärktes Abschmelzen durch erhöhte Bestandstemperatur und langwellige Strahlung beschreiben. Die Lufttemperatur für Pixel mit der Vegetationsart „Wald dicht und hoch“ wurde beispielsweise um 2° C erhöht (Tabelle 1). Die Werte für die Änderung der Lufttemperatur in Tabelle 1 entsprechen den bei mikrometeorologischen Messungen im Wald auf der nahe gelegenen Rax gewonnenen Erfahrungen (KÖCK et al., 2001). Da die Schneekursauswertungen keine signifikanten Unterschiede der Waldarten (Nadelwald, Laubwald, Misch-

wald) auf die Schneerücklage zeigten, wurden die Waldarten im Vegetationsmodul nicht unterschieden. Für unterschiedliche Bestandshöhen und Bestandsdichten wurden jedoch unterschiedliche Korrekturen eingeführt, entsprechend den Ergebnissen der Schneekurse (Tabelle 1).

4. EICHUNG

Die Eichung zur Bestimmung optimaler Modellparameter erfolgte in drei Schritten (Parameterwahl auf Basis von Erfahrungswerten; Globale Eichung auf Basis von Schneemustern; Bestimmung eines räumlichen Fehlerglieds auf Basis von Schneemustern). Die Schneemuster der acht Termine im Zeitraum Oktober 1997 bis Juni 1999 wurden dafür herangezogen.

(a) Parameterwahl auf Basis von Erfahrungswerten

Für die meisten Modellparameter wurden Literaturwerte oder physikalisch plausible Werte verwendet (Max. Wasserhaltekapazität (CWH) = 0,10; Max. Kältehaltekapazität (CCH) = 0,03; Kälteeintragsfaktor (FRF) = 0,30; Bodenwärmestrom = 10 W/m²; Zeitl. Abnahme der Albedo = 15 %/d; siehe BLÖSCHL und KIRNBAUER, 1991; BLÖSCHL, 1991). Die Modellparameter zur Schneedeckung in Gl. (1) wurden aus den statistischen Auswertungen der SPOT-Daten (Schneebedeckungsmuster der Saisonen 1997/98 und 1998/99) in Hinblick auf die Geländecharakteristika ermittelt (Max. Geländekrümmung ($1/e$) = 15 m; Max. Geländeneigung (d) = 75°; Min. Geländeneigung (c) = 10°; Faktor (b) = 1,15; siehe auch BLÖSCHL und KIRNBAUER, 1992). Ein weiterer Parameter ist ein Korrekturfaktor zur Berücksichtigung des systematischen Niederschlagsmessfehlers. Dieser wurde ermittelt, indem vorerst die mittlere Niederschlagssumme über das gesamte Modellgebiet für die beiden

Tabelle 1. Vegetationsmodell – Parameterisierung des Einflusses der Vegetation auf die Schneeverfrachtung durch den Wind und auf die Ausaperung. Wald = Nadelwald, Laubwald, Mischwald

Vegetation	Faktor für den Schneeniederschlag F_V	Änderung der Lufttemperatur
Fels	0,9	0° C
Wiese satt	1,0	0° C
Alpenrosen	1,0	0° C
Wiese mit Fels und Latschen	1,15	0° C
Latschen schütter mit Fels	1,15	0° C
Latschen dicht	1,3	0° C
Wald – sehr lückig (nieder/mittel/hoch)	1,15	0° C
Wald – lückig (nieder/mittel/hoch)	1,3/1,0/1,0	0/ + 0,5 + 1° C
Wald – dicht (nieder/mittel/hoch)	1,15/1,0/1,0	+ 0,5/ + 1 + 2° C

Eichperioden von je 9 Monaten aus einem Vergleich mit mehreren Nachbarstationen in der Region abgeschätzt wurde. Dieser Vergleich ergab Schätzwerte von 1070 mm bzw. 1080 mm für die beiden Perioden (KRAUS et al., 2001). Dabei wurde ein systematischer Niederschlagsmessfehler von 10 % berücksichtigt. Korrekturen des Niederschlags werden an drei Stellen im Modell durchgeführt: bei der Maximumbildung der drei Stationen, im Depositionsmodell (Gl. 1) und im Vegetationsmodell (Tabelle 1). Nun wurde ein zusätzlicher Faktor eingeführt, der so gewählt wurde, dass der gesamte Modellniederschlag (einschließlich der drei Korrekturen) für jede der beiden Perioden im Mittel über das gesamte Modellgebiet etwa 1070 mm bzw. 1080 mm ergab. Es wurde also der Modellniederschlag mit den als zutreffend angesehenen Werten in Abgleich gebracht. Dieser zusätzlicher Faktor ergab sich zu $F_G = 0,85$ und ist auch mit den beobachteten Schneemustern konsistent.

(b) Globale Eichung

Einige Parameter mussten für die Situation der Schneeanne geeicht werden, wie etwa die Schneeanbedo und der Schwellenwert der Lufttemperatur für den Übergang zwischen festen/flüssigen Niederschlag, T_0 . Die Eichung dieser Werte erfolgte durch einen Vergleich der beobachteten (aus den Satellitendaten abgeleiteten) Schneebedeckungsmustern mit den simulierten (d. h. mittels Schneemodell berechneten) Schneebedeckungsmustern für das Frühjahr 1998 und 1999 (acht Termine). Für mehrere Parametersätze wurden Testläufe mit dem Modell durchgeführt, bis sich eine zufriedenstellende Übereinstimmung zwischen beobachteten und simulierten Mustern ergab. Die Übereinstimmung wurde folgendermaßen gemessen: Den aus den SPOT-Daten gewonnenen Schneebedeckungsklassen wurde ein Schneebedeckungsindex zugeordnet (Index = 0: kein Schnee; 0,5: halb schneebedeckt; 1: schneebedeckt). Dem simulierten Schneewasseräquivalent wurde ebenfalls ein Schneebedeckungsindex zugeordnet (Index = 0: $SWE < 1$ mm; 0,5: $SWE = 1-10$ mm; 1: $SWE > 10$ mm). Diese beiden Indexmuster (beobachtet und simuliert) wurden verglichen. Allerdings wurden nur Pixel mit keiner oder geringer Baumvegetation in den Vergleich einbezogen, da bei dichtem Wald, wie erwähnt, die SPOT-Bilder teilweise die

Oberfläche der Baumkronen abbilden. Das Fehlermaß ist nun für jedes Pixel (ohne Wald) als Differenz der beiden Indizes (beobachtet – simuliert) definiert. Es ist 1, wenn das Modell keinen Schnee simuliert, obwohl Schnee beobachtet wurde und –1, wenn das Modell Schnee simuliert, obwohl kein Schnee beobachtet wurde. Es ist 0 wenn die richtige Schneebedeckung simuliert wurde, und auch die Werte 0,5 und –0,5 sind möglich.

Mit einigen Varianten des ungeeichten bzw. nicht vollständig geeichten Modells wurden Fehlerauswertungen durchgeführt, um Anhaltspunkte über die Plausibilität von Modellparametern zu erhalten. Ein Beispiel der Auswertungen ist in Abb. 7 gezeigt. Hier wurde der mittlere Modellfehler

für alle acht Termine 1998 und 1999 als Funktion von Geländecharakteristiken dargestellt. Der Fehler ist z. B. 100 % wenn das Modell an allen acht Terminen keine Schneebedeckung simuliert, obwohl Schneebedeckung gemessen wurde. Bei acht Terminen und Indexwerten in Schritten von 0,5 ergibt sich der Fehler in diskreten Schritten von 6,25 %. Streudiagramme solcher diskreter Werte sind visuell nicht leicht lesbar, da viele Punkte übereinander liegen. Deshalb wurde für Abb. 7 zu den Fehlern eine kleine Zufallszahl ($U(-3,12, +3,12)$) addiert, wodurch sich eine kontinuierliche Fehlerverteilung ergab. Abbildung 7 zeigt, dass das Modell an Südhängen unterschätzt. Dies liegt daran, dass in dieser Variante die Albedo auf sehr geringe Werte (zwischen 0,4 und 0,8) gesetzt wurde.

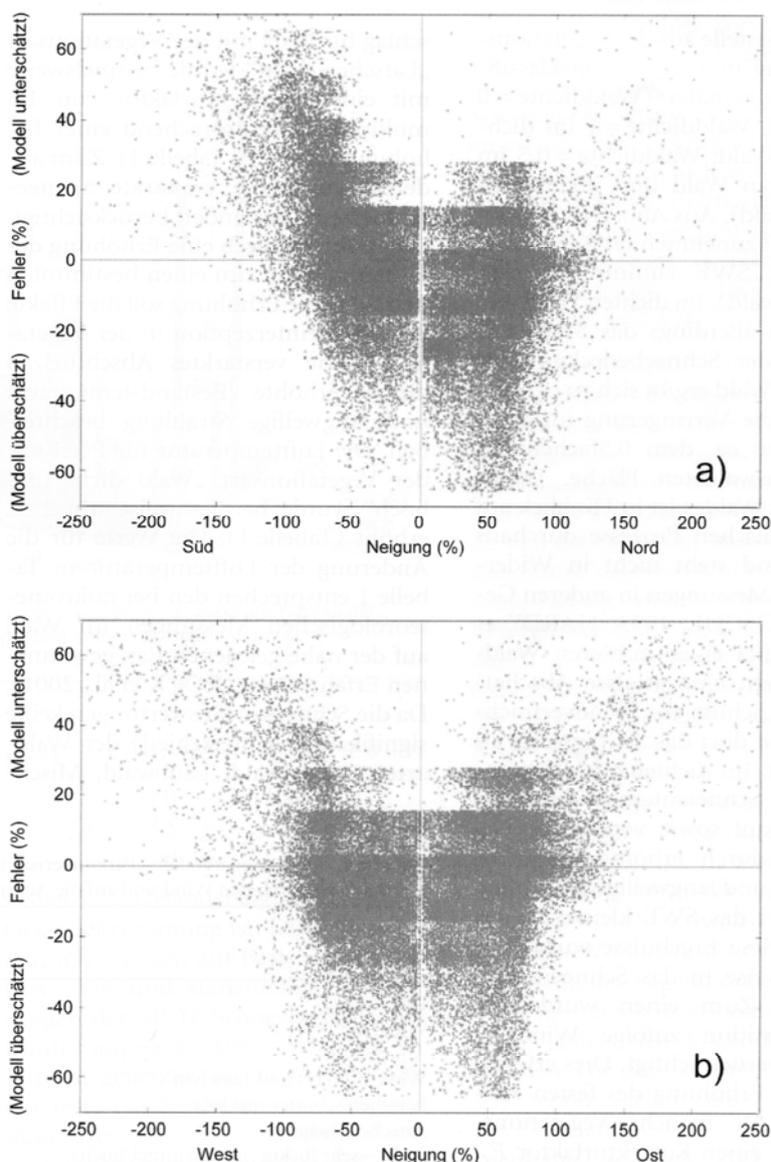


Abb. 7. Fehlerauswertungen für eine ungeeichte Variante des Schneemodells für 8 Flüge 1998 und 1999

Dadurch kommt es im Modell zu einem zu starken Ausapern, das besonders auf den Südhängen, aber nicht so sehr auf Nordhängen auftritt. Bei West- und Osthängen treten diese Unterschiede nicht auf. Für den folgenden Eichlauf wurde deshalb die Albedo hinaufgesetzt, wodurch die Fehler deutlich reduziert wurden. Aus Abb. 7 ist auch abzulesen, dass das Modell auf steilen Hängen zu früh und auf flachen Hängen zu spät ausapert. Dies liegt daran, dass in dieser Variante die Parameter des Depositionsmodells nicht optimal gesetzt waren. Der Parameter d in Gl. (1) wurde dementsprechend erhöht, wodurch wiederum die Fehler reduziert wurden.

Folgende Parameter wurden aus der globalen Eichung gewonnen: Zunahme des Niederschlags mit der Seehöhe $g_p = 0,0 \text{ m}^{-1}$; Grenztemperatur Regen/Schnee $T_0 = 0,0^\circ \text{ C}$; max. Albedo (bei Neuschnee) = 0,85; min. Albedo (bei Altschnee) = 0,60; Albedo bei kleiner Schneehöhe = 0,30; SWE, bei dem Albedo bei kleiner Schneehöhe angenommen wird $\leq 30 \text{ mm}$. Sämtliche Parameter liegen im physikalisch plausiblen Bereich. Interessant ist, dass gemäß Eichung der Niederschlag nicht mit der Seehöhe zunimmt. Dies könnte unter anderem darauf zurückzuführen sein, dass ein Teil des festen Niederschlags vom Plateau in tiefere Gebietsteile der Schneeanalpe geblasen wird.

(c) Bestimmung eines räumlichen Fehlerglieds

Nach der globalen Eichung bleibt ein Restfehler, der durch die vorhandene Modellstruktur nicht erklärt werden kann. Um diesen Restfehler zu verringern, wurde folgender Ansatz gewählt. Untersuchungen von KIRNBAUER und BLÖSCHL (1994) für ein Gebiet in Tirol zeigten, dass die Ausaperungsmuster von Jahr zu Jahr ziemlich ähnlich sind. Es liegt also eine gewisse zeitliche Stabilität bei den räumlichen Schneeprozessen vor. Nun wird angenommen, dass ein Teil des Restfehlers durch ein räumliches Korrekturglied erklärt werden kann, das zeitlich nicht variabel ist (TARBOTON et al., 2000). Die mit dem global geeichten Modell simulierten Schneebedeckungsmuster wurden mit den beobachteten Schneebedeckungsmustern (SPOT-Bilder) für die acht Termine 1998 und 1999 verglichen. Nun wurde für jedes Pixel (ohne Wald) das Fehlermaß (Differenz der beiden Indizes beobachtet – simu-

liert) berechnet und die Summe f über alle acht Termine gebildet. Die Summe ist 8, wenn das Modell nie Schnee simuliert, obwohl bei allen 8 Terminen Schnee beobachtet wurde. Die Summe ist 0, wenn im Mittel die richtige Schneebedeckung simuliert wurde. Als nächster Schritt wurde die räumliche Korrelationsstruktur dieser f -Werte ermittelt (Abb. 8). Das Variogramm in Abb. 8 zeigt, dass die Fehlersummen über eine räumliche Distanz von etwa 1000 m korreliert sind. Dieses Variogramm wurde verwendet, um die Fehlersummen für Pixel mit Wald zu in-

terpolieren. Das Ergebnis (d. h. das räumliche Muster von f) ist in Abb. 9 dargestellt. Diese Fehlersummen f wurden nun als Korrekturwerte für die Schneeverfrachtung interpretiert. Der Schneeniederschlag in jedem Pixel wurde mit F_k multipliziert, das aus der Fehlersumme wie folgt ermittelt wurde:

$$F_k = 1 + \alpha \cdot f. \quad (2)$$

Ist die Fehlersumme $f=0$ (im Mittel kein Fehler), wird F_k zu 1, es wird also keine Korrektur durchgeführt. Ist $f > 0$, wird der Schneeniederschlag erhöht

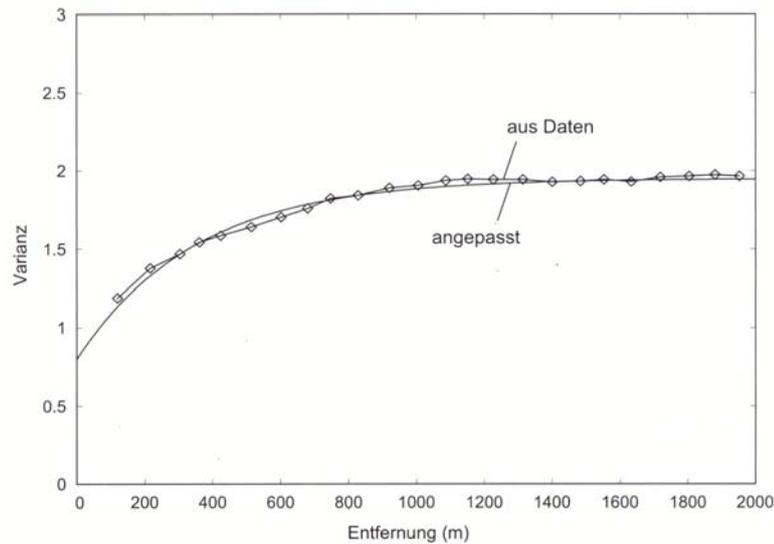


Abb. 8. Variogramm für das Korrekturglied f

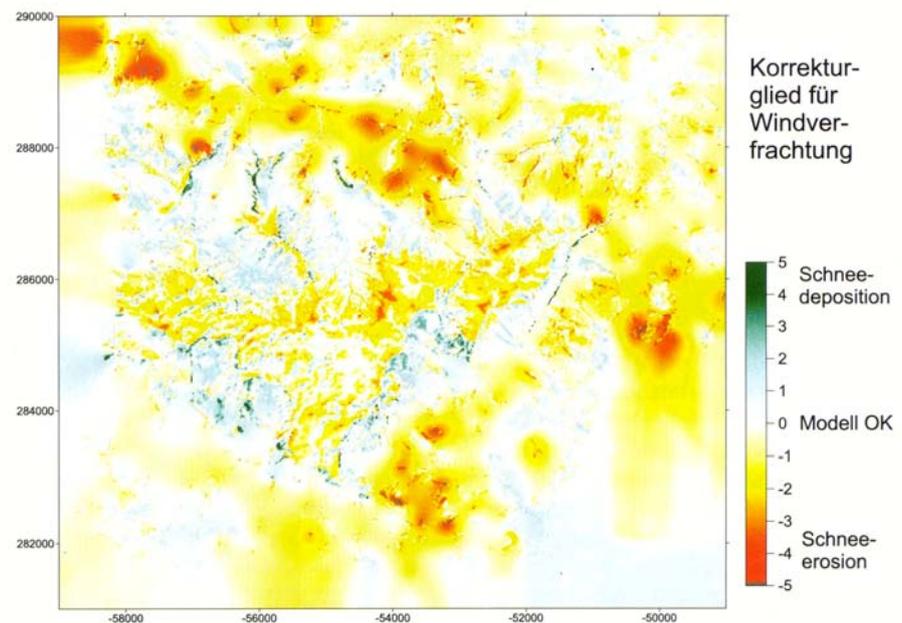


Abb. 9. Korrekturglied abgeleitet aus dem Vergleich Modellrechnung und SPOT-Daten für die Termine 1998 und 1999. Pixel mit dichtem Wald wurden interpoliert. Einheit: +8 = Modell unterschätzte immer, -8 = Modell überschätzte immer

(Schneedeponation), und bei $f < 0$ wird der Schneeniederschlag vermindert (Schneerosion). Der Proportionalitätsfaktor wurde durch Testläufe zu $\alpha = 0,2$ bestimmt. Die Ergebnisse zeigten, dass dieser Ansatz den Restfehler deutlich reduziert. So wird beispielsweise der mittlere quadratische Fehler (rmse) von 17 % auf 10 % reduziert.

Methodisch ist der Ansatz in Gl. (2) dem in der Hydrologie verwendeten Newtonian Nudging ähnlich (HOUSER et al., 2000, Seite 146). Dabei wird aus dem Vergleich von Beobachtung und Modellergebnis eine Nachführgröße ermittelt, die mit einem empirischen Faktor gewichtet die Zustandsvariable ändert, um das Modellergebnis der Beobachtung näherzubringen. Im Gegensatz zum Kalmanfilter (z. B. SCHILLING, 1987; GUTKNECHT, 1994), bei dem das Ausmaß der Nachführung durch Invertieren des Modells ermittelt wird, ist dies bei dem hier gewählten Ansatz nicht notwendig. Wegen der Vielzahl von Nichtlinearitäten im Schneemodell wäre eine Invertierung des Mo-

dells auch nicht direkt möglich. Die Fehlersumme f ist im Mittel über das gesamte Modellgebiet nahezu gleich Null, da bereits bei der globalen Eichung der systematische Fehler auf einen sehr kleinen Wert reduziert wurde. Deshalb ist Gl. (2) global masseerhaltend.

Insgesamt wird nun der Niederschlag P für ein Rasterelement berechnet als

$$P = P_{\max} \cdot (1 + g_p H) \cdot F_T \cdot F_V \cdot F_G \cdot F_K \quad (3)$$

wobei P_{\max} das Maximum der beobachteten Niederschläge an den drei Stationen für einen Zeitschritt, g_p die Zunahme des Niederschlags mit der Seehöhe, und H die Seehöhe des Rasterelements gemessen von der Bezugsstation Karlgraben ist. Die F Faktoren beschreiben den Einfluss der Topographie (Gl. (1)) und der Vegetation (Tabelle 1), die globale Korrektur sowie das Fehlerglied (Gl. (2)). Für Regen sind F_T , F_V und $F_K = 1$.

Ein Beispiel für das Eichergebnis ist in Abb. 10 in Form der Differenzen-

muster der Schneebedeckung (beobachtet – simuliert) dargestellt. Die weißen Flächen sind diejenigen Flächenelemente, für die das Schneemodell und die SPOT-Daten übereinstimmen (d. h. in beiden Fällen Schnee oder in beiden Fällen kein Schnee). Bei allen vier Terminen bilden die weißen Flächen einen großen Anteil, und das bedeutet, dass die Übereinstimmung sehr gut ist. Die grauen Flächen geben Baumvegetation an und wurden aus dem Vergleich ausgeklammert (maskiert). Die roten Flächen bedeuten, dass das hydrologische Modell Schneebedeckung berechnet hat, während die SPOT-Daten apere Boden ergeben, dunkelgrüne Flächen, dass das hydrologische Modell apere Boden berechnet hat, während die SPOT-Daten Schneebedeckung ergeben. Es dürfte sich in den beiden letzten Fällen um Fehler handeln, die vor allem auf die nicht vollständige Beschreibung der Windverfrachtung im Schneemodell zurückzuführen sind. Die gelben und hellblauen Flächen entsprechen Pixel, bei denen

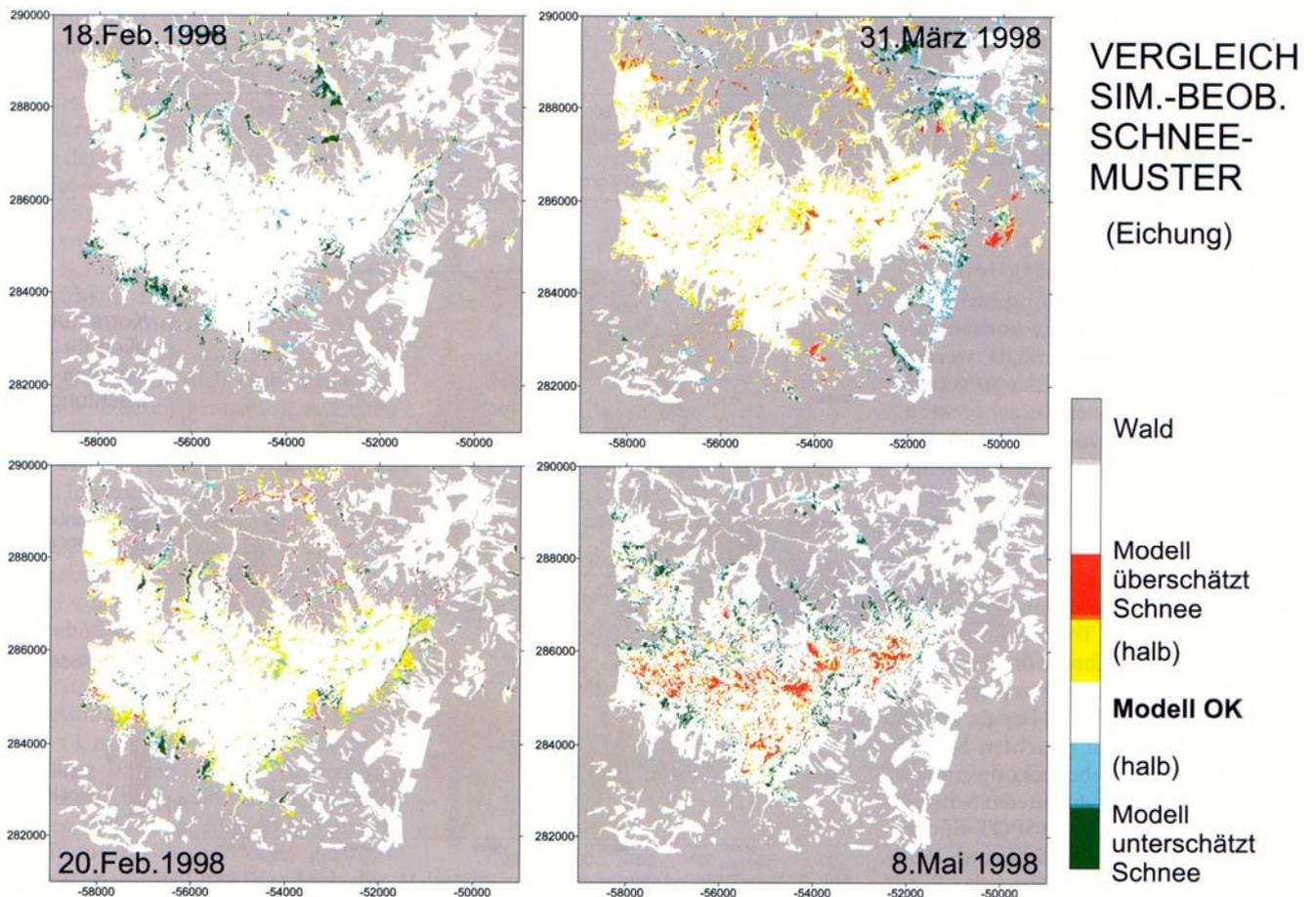


Abb. 10. Eichperiode: Differenzmuster der Schneebedeckung (beobachtet – simuliert)

das Modell ‚halb falsch/halb richtig‘ war. Gelb heißt z. B., dass das Modell Schnee berechnete, während die SPOT-Daten halb schneebedeckt angaben.

Für die Eichung wurden auch statistische Auswertungen der schneebedeckten Fläche in Abhängigkeit von der Seehöhe herangezogen. In Abb. 11a sind diese Auswertungen für die vier Termine im Frühjahr 1998 dargestellt, wobei wiederum nur Flächen ohne Baumvegetation herangezogen wurden. Die dünnen Linien zeigen die Ergebnisse der Simulation, die dicken Linien die SPOT Auswertungen. Der Vergleich in Abb. 11a zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen simulierter und beobachteter Schneebedeckung. Für den 8. Mai 1998 wird allerdings in den mittleren Lagen die Schneebedeckung etwas unterschätzt, während sie in den hohen Lagen etwas überschätzt wird. Das Gesamtergebnis der Eichung zeigt Abb. 11b, die die gesamte schneebedeckte Fläche für das $9 \times 10 \text{ km}^2$ große Untersuchungsgebiet (mit Ausnahme der Waldflächen) für die 8 Termine 1998 und 1999 ausweist. Die schneebedeckten Flächen für Beobachtung und Simulation liegen sehr nahe der 1:1-Linie. Insgesamt belegen die verschiedenen Vergleiche, dass das Modell die wesentlichen Strukturen der räumlichen Schneeverteilung sehr gut erfasst.

5. VERIFIKATION

Mit den geeichten Parametern und dem Korrekturglied gemäß Kapitel 4 wurde nun die Modellrechnung für den Zeitraum Oktober 1999 – Juni 2000 durchgeführt, um das Modell zu verifizieren. Abbildung 12a zeigt, analog zu Abb. 11a, die simulierte schneebedeckte Fläche verglichen mit der beobachteten, in Abhängigkeit von der Seehöhe, für die vier Termine des Verifikationszeitraumes. Die Schneeverhältnisse im Winter 1999/2000 waren anders als die in den beiden vorhergehenden Jahren. Im Februar und März des Winters 1999/2000 waren auch die niedrigen Gebietsteile durchwegs schneebedeckt, während das in den beiden vorhergehenden Jahren nicht der Fall war. Auch die Schneehöhen waren durchwegs größer. Diese Unterschiede werden zum Teil, aber nicht vollständig wiedergegeben (Abb. 12a). Im Februar und im März wurde in tieferen Lagen zu viel Schnee simuliert. Die Ursache dafür kann im Wert der Grenztemperatur, der gemäß Eichung mit 0° C angesetzt wurde, liegen. Beobachtungen ergeben meist eine im Mittel etwas höhere Grenztemperatur wie etwa die Untersuchungen von ROHRER (1992) in der Schweiz mit einer Grenztemperatur von im Mittel 1° C . Auch für die flächendetaillierten Schneeschmelzsimulationen im Längental in Tirol (BLÖSCHL et al., 1991) wurde eine Grenztemperatur von 1° C als gültig gefunden. An dem Termin Anfang Mai stimmen die simulierten und beobachteten Werte recht gut überein, doch wird für den Termin Ende Mai die Schneebedeckung in hohen Lagen unterschätzt. Da die Flächenanteile dieser hohen Lagen an der Gesamtfläche des Gebietes gering sind, ergeben sich nur kleine absolute Fehler bei Betrachtung des Gesamtgebietes. Abbildung 12b zeigt die Gegenüberstellung von simulierter und beobach-

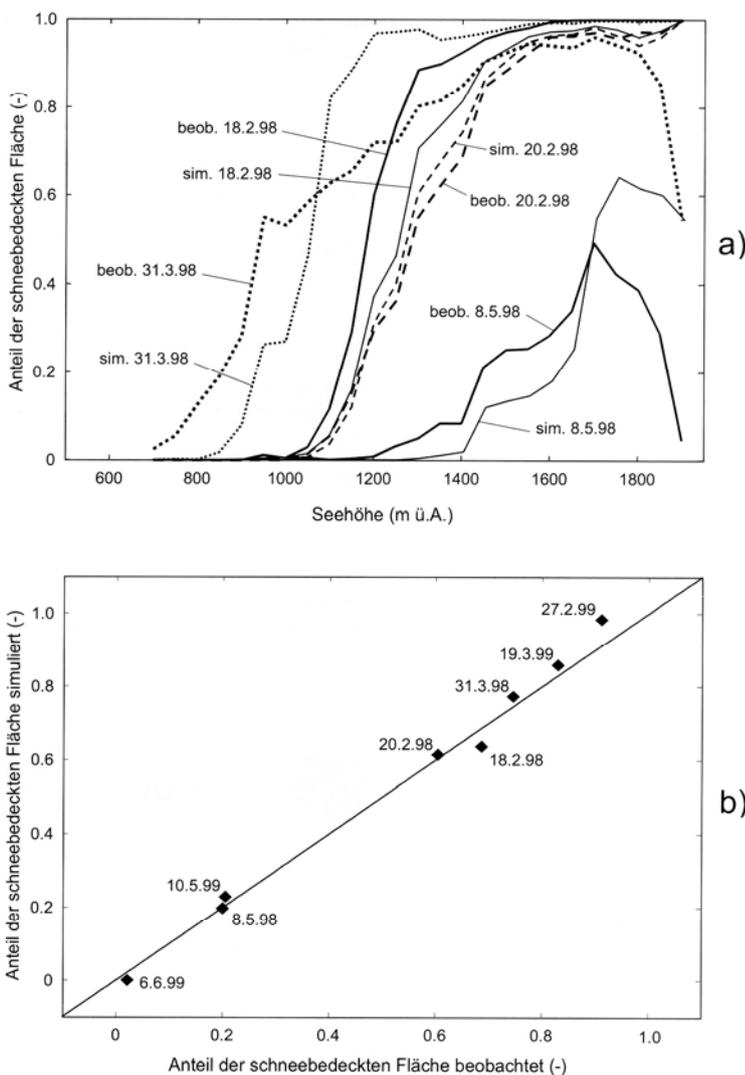


Abb. 11a, b. Eichperiode: **a)** Simulierte schneebedeckte Fläche verglichen mit der beobachteten, in Abhängigkeit von der Seehöhe. Dünne Linien: Simulation; Dicke Linien: Beobachtung. **b)** Vergleich schneebedeckte Fläche simuliert und beobachtet für das gesamte Untersuchungsgebiet, aber nur Flächen ohne dichte Waldvegetation

obachtungen ergeben meist eine im Mittel etwas höhere Grenztemperatur wie etwa die Untersuchungen von ROHRER (1992) in der Schweiz mit einer Grenztemperatur von im Mittel 1° C . Auch für die flächendetaillierten Schneeschmelzsimulationen im Längental in Tirol (BLÖSCHL et al., 1991) wurde eine Grenztemperatur von 1° C als gültig gefunden. An dem Termin Anfang Mai stimmen die simulierten und beobachteten Werte recht gut überein, doch wird für den Termin Ende Mai die Schneebedeckung in hohen Lagen unterschätzt. Da die Flächenanteile dieser hohen Lagen an der Gesamtfläche des Gebietes gering sind, ergeben sich nur kleine absolute Fehler bei Betrachtung des Gesamtgebietes. Abbildung 12b zeigt die Gegenüberstellung von simulierter und beobach-

teter schneebedeckter Fläche für alle 4 Flugtermine im Frühjahr 2000. Die Punktepaare liegen nahe der 1:1-Linie, also ist auch für die Verifikationsperiode die Übereinstimmung gut.

Abbildung 13 zeigt eine perspektivische Darstellung der mittleren (systematischen) Fehler abgeleitet aus simulierten und beobachteten Schneebedeckungsmustern für eine ungeeichte Variante des Modells für 1998 und 1999 (Abb. 13a), für das geeichte Modell für 1998 und 1999 (Abb. 13b), und die Verifikation für 2000 (Abb. 13c). Ähnlich wie in Abb. 9 sind die weißen Flächen diejenigen Flächenelemente, für die das Schneemodell und die SPOT-Daten im Mittel übereinstimmen. Die roten und die grünen Einfärbungen beschreiben Flächen, an denen das Modell die Schnee-

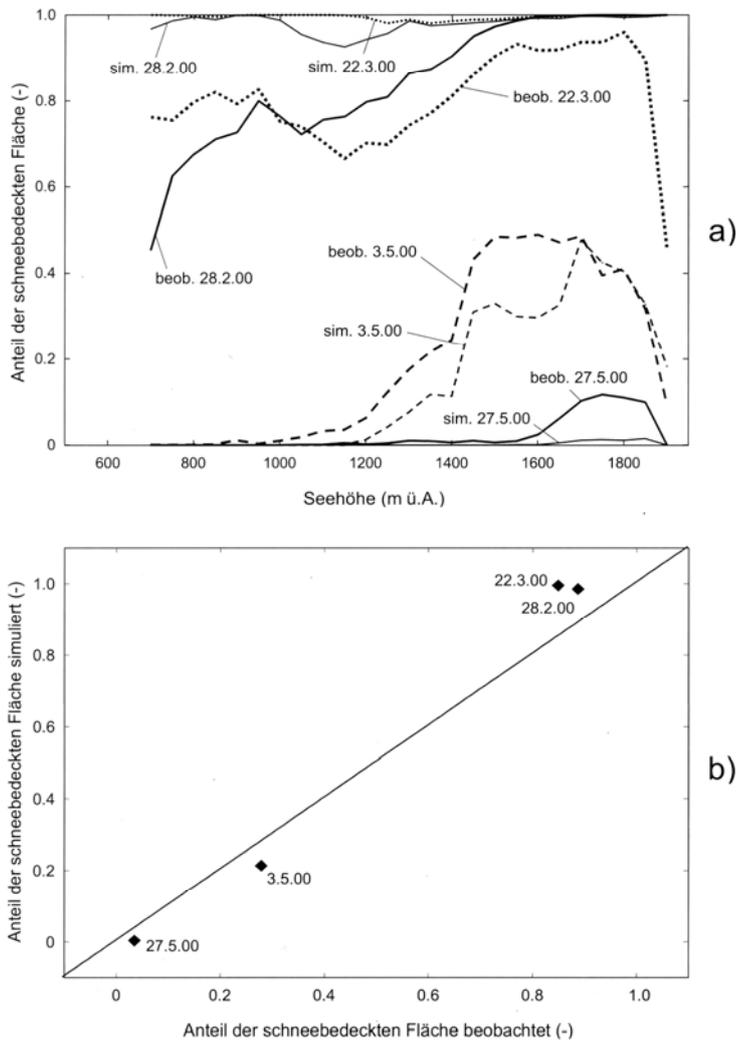


Abb. 12 a, b. Verifikationsperiode: a) Simulierte schneebedeckte Fläche verglichen mit der beobachteten, in Abhängigkeit von der Seehöhe. Dünne Linien: Simulation; Dicke Linien: Beobachtung. b) Vergleich schneebedeckte Fläche simuliert und beobachtet für das gesamte Untersuchungsgebiet, aber nur Flächen ohne dichte Waldvegetation

bedeckung über- bzw. unterschätzt. Deutlich erkennbar ist, dass die Eichung (einschließlich Fehlerkorrekturglied) die mittleren Fehler deutlich reduziert. Wie erwartet ist für die Verifikation der Fehler etwas größer als für die Eichung, jedoch deutlich kleiner als für den ungeeichten Fall.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass der hier gewählte räumliche Vergleich eine differenzierte Analyse der Modellergebnisse ermöglicht. Damit lassen sich Einzelaspekte der Modellbildung und auch insgesamt die Zuverlässigkeit des Modells wesentlich besser beurteilen, als dies mit Punktmessungen möglich ist. Dies ist ein Ansatz, der sich derzeit generell bei der flächendetaillierten hydrologischen Modellierung durchzusetzen scheint (GRAYSON und BLÖSCHL, 2000).

6. PROGNOSEN

Mit der Verifikation ist das hydrologische Schneemodell auch für die Berechnung anderer Schneedeckenkenngrößen einsetzbar. Mit dem Modell kann an jedem Rasterpunkt und für jeden Zeitschritt das Schneewasseräquivalent (in mm) berechnet werden, sowie der Anteil an flüssigem Wasser im Schnee und der Kälteinhalt. Weiters kann für jeden Zeitschritt (auf Stundenbasis) die aktuelle von der Schneedecke abgegebene Schmelzwassermenge berechnet werden.

Für eine Beurteilung der schneehydrologischen Situation der Wiener Hochquellwasserleitung sind insbesondere der Schneevorrat und die Schneeschmelze von vier Quelleinzugsgebieten im Untersuchungsgebiet interessant. Die Quellen Kalte Mürz, Wasseralm und Karlgraben liegen

nahe den gleichnamigen meteorologischen Messstellen (Abb. 1). Die Quelle Schneetalpe liegt in der Nähe des Schneekurspunktes SA01 (Abb. 1). Näherungsweise wurden die vier Teilgebiete abgeschätzt, die den Quelleinzugsgebieten entsprechen. Die Einzugsgebietsgrenzen wurden nun mit der räumlichen Verteilung des Schneewasseräquivalentes und der Schneeschmelze verschnitten. Der zeitliche Verlauf des mittleren Schneewasseräquivalentes und die Summenlinie der mittleren Schneeschmelze (akkumulierte Schneeschmelze + Regen) für eine der drei Saisonen ist in Abb. 14 dargestellt. Die Abbildung zeigt, dass für die 9 Monate der Saison 1999/2000 die Summe aus Schneeschmelze und Regen auf aperaturen Grund (d. h. diejenige Wassermenge, die für die Infiltration bzw. den Abfluss zur Verfügung steht) etwa 1200 mm betragen hat. Zwischen den Teileinzugsgebieten ergeben sich deutliche Unterschiede in Hinblick auf die zeitliche Verteilung der Schneeschmelze und des Schneewasseräquivalentes, die vor allem auf Unterschiede in der Höhenlage, den Hangrichtungen und der Vegetation zurückzuführen sind. Derartige Unterschiede lassen sich naturgemäß nur mit flächendetaillierten hydrologischen Modellen wie hier verwendet bestimmen.

Ein interessanter Vergleich lässt sich auch mit zusätzlichen Fernerkundungsdaten anstellen, die Anhaltspunkte über die Schneefeuchte geben können. Zu diesem Zweck wurde eine Aufnahmeserie des Satelliten ERS2 für drei Termine im Frühjahr 1999 ausgewertet, die von der ESA im Rahmen des dritten Announcements of Opportunity (AO3-123) zur Verfügung gestellt wurde. Es handelt sich dabei um 8 Aufnahmen, wovon 5 vom absteigenden Satellitenpfad und 3 vom aufsteigenden Satellitenpfad stammen. Die Klassifizierung der SAR-Bilder erfolgte durch Verhältnisbildung in den nicht geometrisch rektifizierten Originalbildern (ERS SAR PRI Format). Als Referenzbild diente die (garantiert schneefreie) Aufnahme vom 1. Juli 1999. Abbildung 15b zeigt das Ergebnis eines derartigen Verhältnisbildes, das durch einfache Division des Juli-Bildes durch jenes vom 18. April 1999 entstanden ist. Bei der Farbe Rot liegt der Verhältniswert bei 1,0, was keinen Unterschied im Rückstreuverhalten zwischen den bei-

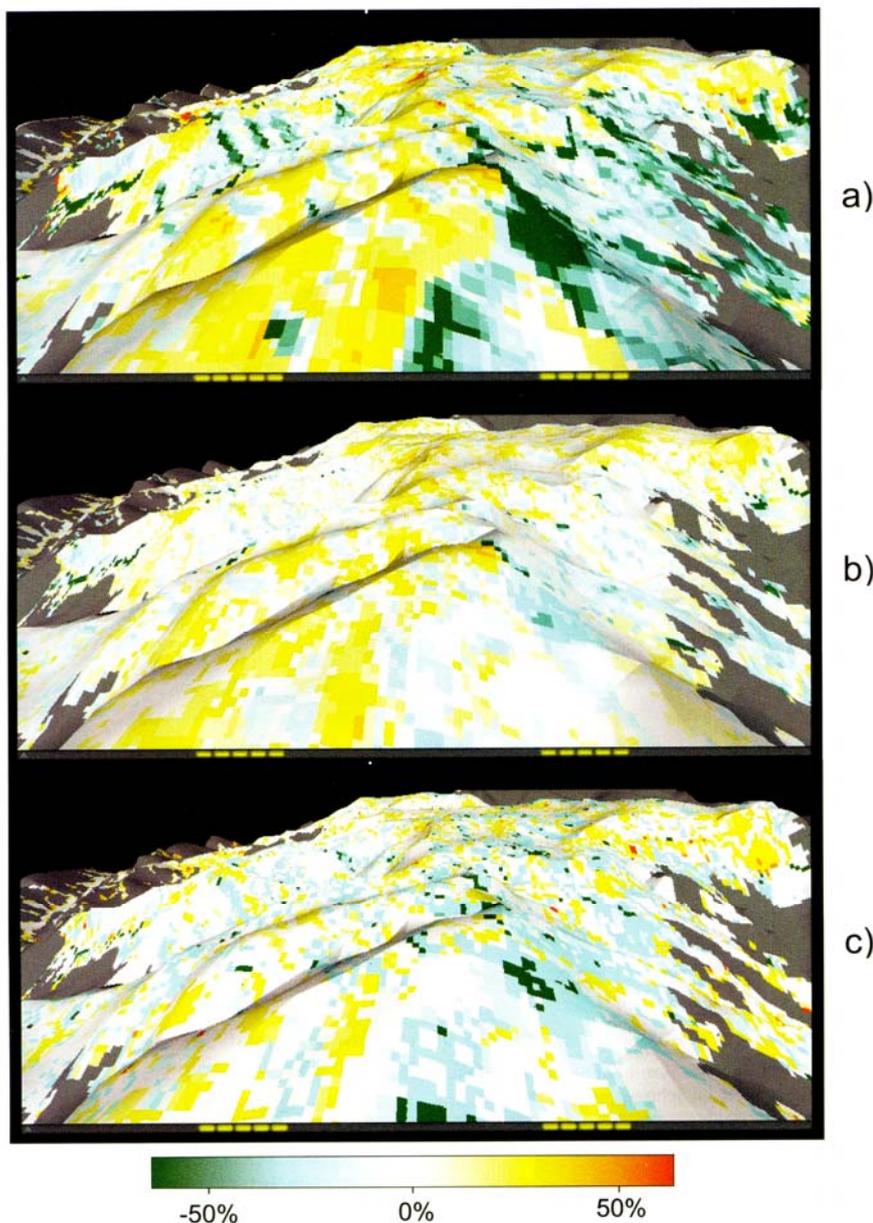


Abb. 13 a–c. Darstellung der systematischen Fehler. a) ungeeicht (Fehler 1998–99); b) geeicht (Fehler 1998–99); c) Verifikation (Fehler 2000). Rot: Modell überschätzt Schnee; grün: Modell unterschätzt Schnee; weiß: Modell ist korrekt; grau: Wald

den Aufnahmen bedeutet, der Schnee kann also als trocken angesehen werden. Alle Bildstellen in den Farben zwischen Gelb und Blau entsprechen einem größeren Rückstreuverhalten im April, was auf feuchten Schnee hindeutet. Die Farbe schwarz kennzeichnet jene Bereiche, für die die Auswertung der Daten wegen Layover und extremes Foreshortening (also die Überlagerung der vom Gelände zum Satelliten zurückgestreuten Information) kein Ergebnis liefert. Zum Vergleich ist in Abb. 15a das mittels des hydrologischen Modells simulierte flüssige Wasser im Schnee dargestellt.

Tendenziell stimmen die Muster gut überein, im Detail ergeben sich jedoch einige Unterschiede. Im oberen Bereich der Schneeanlage ergibt die Simulation trockene Stellen, während dort das Radarbild einen hohen Anteil an flüssigem Wasser zeigt. Dies dürfte darauf zurückzuführen sein, dass der Radarsensor nur die Oberfläche der Schneedecke erfasst, das Modell hingegen die Feuchte im Mittel über die Schneehöhe berechnet. Die Schneedecke dürfte nur an der Oberfläche feucht und in tieferen Schichten noch gefroren gewesen sein. Der rechnerische Mittelwert der Schnee-

feuchte über die gesamte Schneehöhe ist bei ungleicher vertikaler Feuchteverteilung klein. Mit dem vorliegenden Schneemodell wäre es auch möglich, die vertikale Verteilung der Schneefeuchte im Schnee zu simulieren, und es wäre interessant, ob dadurch die Übereinstimmung erhöht wird. Solche Analysen sollen in weiterführenden Untersuchungen durchgeführt werden.

Die Modellergebnisse können auf unterschiedliche Art visualisiert werden. Abbildung 16 zeigt eine perspektivische Visualisierung des Schneewasseräquivalentes für den 25. März 1999 mit Hilfe eines vrml-viewers (DORFFNER, 2000). Die Abbildung lässt erkennen, dass die Schneeverteilung räumlich sehr heterogen ist. Man erkennt nicht nur die durch die Höhenlage bedingten Unterschiede in der räumlichen Verteilung des Schneewasseräquivalentes (mit Werten von bis zu 500 mm Schneewasseräquivalent am Plateau der Schneeanlage und viel geringeren Werten in den Tallagen), sondern auch eine Modulation der Muster durch das komplexe Gelände, wie etwa geringere Werte auf Kuppen und auf steilen Hängen und größere Werte in topographischen Konvergenzzonen. Beides ist eine Folge der Windverfrachtung. Auch Unterschiede auf Nordhängen und Südhängen lassen sich aus solchen Darstellungen ablesen. Derartige Visualisierungen lassen nicht nur eine Plausibilitätsprüfung der räumlichen Verteilung zu, sondern erleichtern auch die Interpretation der Ergebnisse für konkrete wasserwirtschaftliche Anwendungen. Durch Überlagerung des Geländemodells mit einer Folge von Schneewasseräquivalent-Bildern, was eine Art Film ergibt, lässt sich auch die räumlich-zeitliche Veränderung anschaulich visualisieren.

Insgesamt zeigte die Studie, dass die generelle Vorgangsweise der flächendetaillierten Eichung und Verifikation des Schneemodells zielführend ist. Die raum-zeitliche Verteilung des Schneerückhalts und der Schneeschmelze lässt sich mit dem geeichten und verifizierten Modell zuverlässiger abschätzen als dies ohne Vergleiche mit beobachteten Schneemustern möglich ist. In der nächsten Zukunft ist eine Implementierung des Verfahrens bei den Wiener Wasserwerken als Werkzeug für eine operationelle Bewirtschaftung der Wasservorräte vorgesehen.

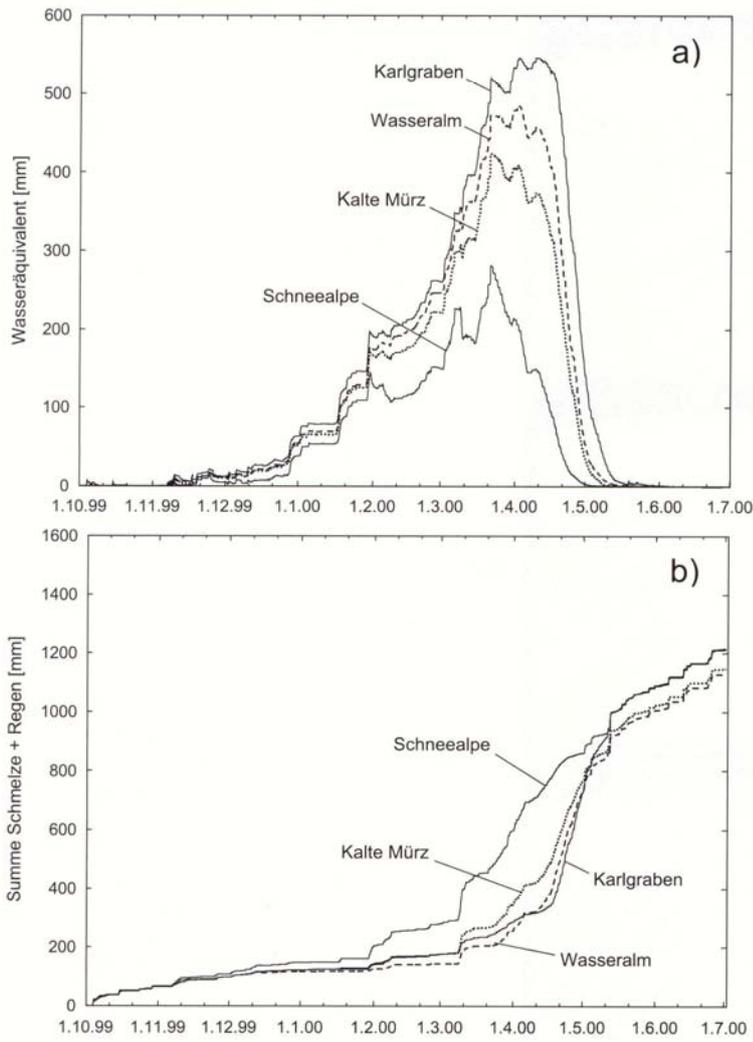


Abb. 14. Simulierter zeitlicher Verlauf des Schneewasseräquivalentes und die Summenlinie der Schneeschmelze (akkumulierte Schneeschmelze + Regen) für die Saison 1999/2000. Mittelwerte für jedes der vier Quelleinzugsgebiete im Schneealpengebiet

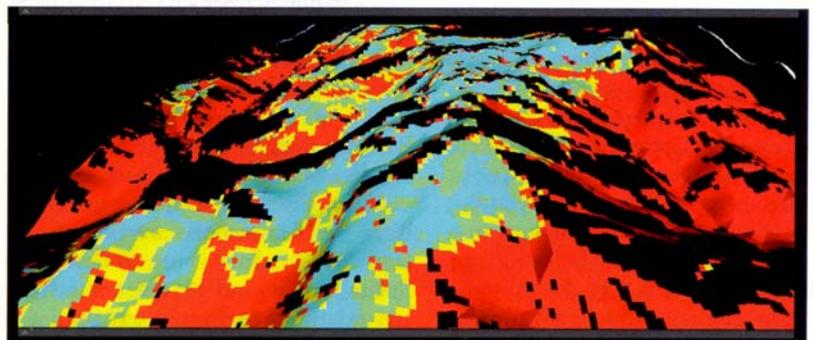
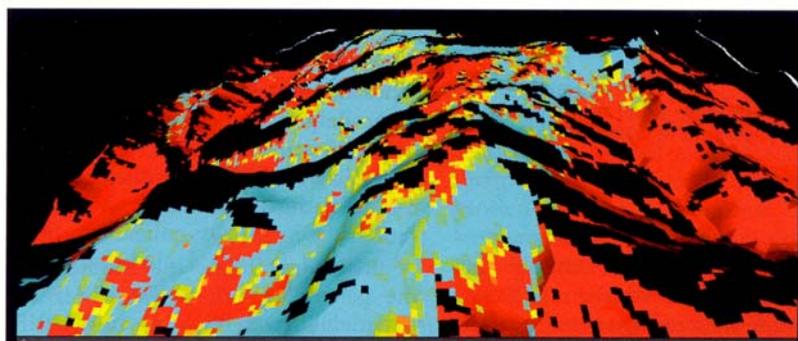


Abb. 15 a, b. Schneefeuchte in perspektivischer Darstellung für den 18. April 1999. a) Simulation des hydrologischen Modells, b) Auswertung der ERS-Daten. Rot: trocken; blau: nass

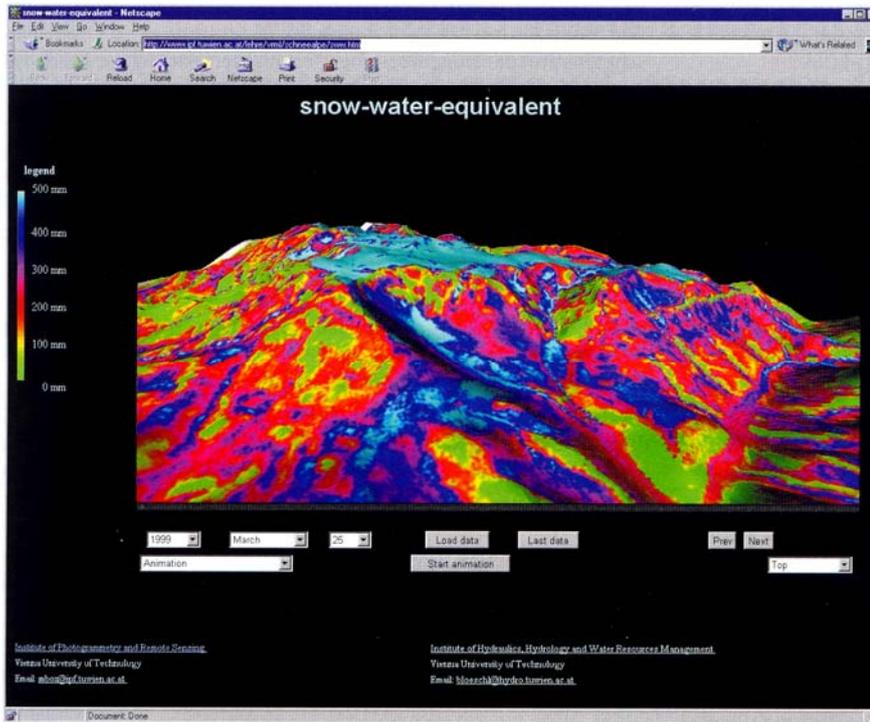


Abb. 16. Visualisierung des Schneewasseräquivalents für den 25. März 1999 mit Hilfe eines vrml-viewers

DANKSAGUNG

Finanziell wurde diese Arbeit durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur unter Projekt Nummer GZ 79083/2-III/A/5/98 unterstützt. Die Wiener Wasser-

werke (MA31) stellten Mittel zum Ankauf der meisten in dieser Arbeit verwendeten SPOT-Bilder zur Verfügung. Für meteorologische Daten, die von drei Instituten der Universität für Bodenkultur im Zuge des Projektes „Wald

und Wasser“ auf der Rax erhoben wurden und die Ergänzung der eigenen Beobachtungsreihen ermöglichten, möchten wir uns speziell bei Herrn Dipl.-Ing. Roland KÖCK herzlich bedanken. ○

LITERATUR

- BLÖSCHL, G. (1991): The influence of uncertainty in air temperature and albedo on snowmelt. *Nordic Hydrology* 22 (2), 95–108.
- BLÖSCHL, G. (1993): Saisonale Schneeschmelzvorschagen – die Problematik der quantitativen Erfassung der Rücklage. In: BLÖSCHL, G., GUTKNECHT, D., KIRNBAUER, R. (Hrsg.), *Schneehydrologie*. Schriftenreihe der Forschungsinitiative des Verbundkonzerns Bd. 13, Wien, 67–86.
- BLÖSCHL, G. (1999): Scaling issues in snow hydrology. *Hydrol. Process.* 13, 2149–2175.
- BLÖSCHL, G., KIRNBAUER, R. (1991): Point snowmelt models with different degrees of complexity – internal processes. *J. Hydrology* 129, 127–147.
- BLÖSCHL, G., KIRNBAUER, R. (1992): An analysis of snow cover patterns in a small Alpine catchment. *Hydrol. Process.* 6, 99–109.
- BLÖSCHL, G., KIRNBAUER, R., GUTKNECHT, D. (1987): Zur Berechnung des Wärmeeintrages an einem Punkt der Schneedecke. *Deutsche Gewässerkundl. Mitt.* 31 (5), 149–155.
- BLÖSCHL, G., KIRNBAUER, R., GUTKNECHT, D. (1991): Distributed snowmelt simulations in an Alpine catchment. 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Wat. Resour. Res.* 27 (12), 3171–3179.
- BLÖSCHL, G., KIRNBAUER, R., JANSKA, J., KRAUS, K., KUSCHNIG, G., GUTKNECHT, D. (2001): Hydrologische Simulation des Schnee-Wasser-Äquivalents im Einzugsbereich der I. Wiener Hochquellenwasserleitung. In: MANDL, G. W. (Hrsg.), *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001 in Neuberg an der Mürz*, 3.–7. September 2001, Geologische Bundesanstalt, Wien, 232–240.
- CLINE, D. W., BALES, R. C., DOZIER, J. (1998): Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Wat. Resour. Res.* 34, 1275–1285.
- DAVIS, R. E., MCKENZIE, J. C., JORDAN, R. (1995): Distributed snow process modelling: an image processing approach. *Hydrol. Process.* 9, 865–875.
- DORFFNER, L. (2000): Interactive visualization of terrain models and orthophotos. *Geotetski Vestnik, J. Assoc. of Surveyors of Slovenia* 44 (3), 205–212.
- ESSERY, R., LI, L., POMEROY, J. (1999): A distributed model of blowing snow over complex terrain. *Hydrol. Process.* 13, 2423–2438.
- FARIA, D. A., POMEROY, J. W., ESSERY, R. L. H. (2000): Effect of covariance between ablation and snow water equivalent on depletion of snow-covered area in a forest. *Hydrol. Process.* 14 (15), 2683–2695.
- GRAYSON, R. B., BLÖSCHL, G. (eds.) (2000): *Spatial patterns in catchment hydrology: Observations and modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, 404 pp.
- GRAYSON, R., BLÖSCHL, G., WESTERN, A., MCMAHON, T. (2002): Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Adv. Wat. Resour.*, 25th Anniversary Issue (in press).
- GUTKNECHT, D. (1994): HYFORS – Ein hydrologisches Vorhersage- und Simulationsmodell für Flussgebiete. *ÖIAZ* 139 (9), 386–392.
- HARDY, J. P., ALBERT, M. R., MARSH, P. (1999): *Snow hydrology*. John Wiley, Chichester.
- HOUSER, P., GOODRICH, D., SYED, K. (2000): Runoff, precipitation, and soil moisture at Walnut Gulch. Chapter 6 in: GRAYSON, R., BLÖSCHL, G. (eds.) *Spatial patterns in catchment hydrology: Observations and modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, 125–157.
- IPF (1999): Produktinformation SCOP, http://ibmws2.ipf.tuwien.ac.at/produktinfo/scop/englisch/scop_e.html (31. Mai 2001). Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Techn. Universität Wien.

- JANSA, J., KRAUS, K., BLÖSCHL, G., KIRNBAUER, R., KUSCHNIG, G. (2000): Modelling snow melt processes in Alpine areas. *Int. Arch. Photogrammetry Remote Sensing XXXIII*, Amsterdam, CD-ROM.
- JENSEN, J. R. (1996): *Introductory digital image processing. A remote sensing perspective*, 2nd edn. Prentice-Hall, NJ.
- KIRNBAUER, R., BLÖSCHL, G. (1994): Wie ähnlich sind Ausaperungsmuster von Jahr zu Jahr? *Dtsch. Gewässerkundl. Mitt.* 37 (5/6), 113–121.
- KIRNBAUER, R., BLÖSCHL, G., GUTKNECHT, D. (1994): Entering the era of distributed snow models. *Nordic Hydrology* 25, 1–24.
- KÖCK, R., HÄRTEL, E., HOLTERRMANN, C., HOCHBICHLER, E. (2001): Endbericht des Projektes „Wald und Wasser“. Studie im Auftrag der MA31 und MA 49 der Stadt Wien. Universität für Bodenkultur, Institut für Waldbau, Institut für Freiraumgestaltung und Landschaftspflege und Institut für Waldökologie, Wien.
- KRAUS, K. et al. (2001): Fernerkundung zur Sicherung der Wiener Trinkwasservorräte. Endbericht an das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur. Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien.
- KUSCHNIG, G. (2001): Das Karstforschungsprogramm der Stadt Wien. In: Mandl, G. W. (Hrsg.), *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001 in Neuberg an der Mürz*, 3.–7. September 2001, Geologische Bundesanstalt, Wien, 213–219.
- LEHNING, M., RADERSCHALL, N., DOORSCHOT J., FIERZ, Ch. (2001): Schneeverfrachtung und Schneedeckenentwicklung in Alpinem Gelände. CD-ROM. Tagungsbeiträge der Deutsch-Österreichisch-Schweizerischen Meteorologen-Tagung 18. bis 21. September 2001, Wien, ZAMG, Hohe Warte 38, A-1190 Wien.
- LISTON, G. E. and STURM, M. (1998): A snow-transport model for complex terrain. *J. Glaciology* 44, 498–516.
- NEUWIRTH, F. (1982): *Beiträge zur Strahlungsmeteorologie Österreichs*. Habilitationsschrift, Universität Wien.
- PRASAD, R., TARBOTON, D. G., LISTON, G. E., LUCE, Ch. H., SEYFRIED, M. S. (2001): Testing a blowing snow model against distributed snow measurements at Upper Sheep Creek, Idaho, United States of America. *Wat. Resour. Res.* 37 (5), 1341–1350.
- ROHRER, M. B. (1992): Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. *Zürcher Geographische Schriften H. 49*. Geographisches Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, 178 PP.
- SCHILLING, W. (Hrsg.) (1987): *Anwendungsmöglichkeiten des Kalman-Filter-Verfahrens in der Wasserwirtschaft*. Mitteilung VII der Senatskommission für Wasserforschung der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Weinheim.
- SCHULTZ, G. A., ENGMAN, E. T. (2000): *Remote sensing in hydrology and water management*. Springer Berlin Heidelberg New York Tokyo, 483 pp.
- TABLER, R. D. (1994): Design guidelines for the control of blowing and drifting snow. Strategic Highway Research Program, SHRP-H-381, National Research Council, Washington DC, February 1994, 364 pp.
- TARBOTON, D., BLÖSCHL, G., COOLEY, K., KIRNBAUER, R., LUCE, Ch. (2000): Spatial Snow cover Processes at Kühltai and Reynolds Creek. Chapter 7. In: GRAYSON, R., BLÖSCHL, G. (eds.), *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, 158–186.
- WIGMOSTA, M., VAIL, L. W., LETTENMAIER, D. P. (1994): A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* 30 (6), 1665–1679.
- WINSTRAL, A., MARKS, D., LINK, T. B. (2000): Accounting for variable precipitation rates and energy fluxes in snow deposition and ablation modeling. *Eos Trans. AGU* 81 (48), Fall Meet. Suppl., Abstract H52B-16.

Anschrift der Verfasser: A.o. Univ.-Prof. Dr. Günter BLÖSCHL, Ass.-Prof. Dr. Robert KIRNBAUER, O. Univ.-Prof. Dr. Dieter GUTKNECHT, Dipl.-Ing. Christian RESZLER: Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Technische Universität Wien, Karlsplatz 13/223, A-1040 Wien; A.o. Univ.-Prof. Dr. Josef JANSA, O. Univ.-Prof. Dr. Karl KRAUS: Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, Gusshausstraße 27–29/122, A-1040 Wien; Dr. Gerhard KUSCHNIG: Wiener Wasserwerke – Magistratsabteilung 31 der Stadt Wien, Grabnergasse 6, A-1061 Wien.