

## MODELLIERUNG DES RAUMZEITLICHEN VERLAUFS DER SCHNEEBEDECKUNG

Andreas SCHAUMBERGER (Irdning), Herbert FORMAYER (Wien), Priska TIEFENBACH  
(Birsfelden), Jörg GRILLENBERGER (München) und Josef STROBL (Salzburg)\*

mit 9 Abb. im Text

### INHALT

|                                  |    |
|----------------------------------|----|
| <i>Abstract</i> .....            | 1  |
| <i>Zusammenfassung</i> .....     | 2  |
| 1 Einleitung.....                | 2  |
| 2 Material und Methoden.....     | 3  |
| 3 Ergebnisse und Diskussion..... | 11 |
| 4 Fazit und Ausblick.....        | 15 |
| 5 Literaturverzeichnis.....      | 17 |

### *Abstract*

*Modelling of meteorological phenomena requires a balance between complexity and accuracy. Snow cover is no exception; to the contrary, it depends on many factors. It is not possible to consider all physical relationships controlling snow accumulation and melting processes, particularly in spatially explicit applications. But a simple snow model, only based on precipitation, temperature and radiation can be implemented with acceptable performance in a Geographic Information System (GIS). This paper reports work on simulating snow cover for each day of winter. Implementation for a large area is the main objective and assumes the availability of the above mentioned parameters. The results are provided as daily grid data sets with 50 meter resolution. Due to necessary simplifications only the water equivalent of snow is determined because of unknown snow pack consistency and density. These simulated data sets consider the topography of mountain regions and provide a basis for hydrological and agrometeorological models as well as for climate impact research.*

\* Mag. Andreas SCHAUMBERGER, MSc (GIS), Lehr- und Forschungszentrum für Landwirtschaft Raumberg-Gumpenstein, Referat für Geoinformation im ländlichen Raum, A-8952 Irdning, Altirdning 11, e-mail: andreas.schaumberger@raumberg-gumpenstein.at, <http://www.raumberg-gumpenstein.at>; Mag. Dr. Herbert FORMAYER, Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur Wien, A-1190 Wien, Peter-Jordan-Straße 82, e-mail: herbert.formayer@boku.ac.at; Dipl.-Ing. (FH) Priska TIEFENBACH, MSc (GIS), CH-4127 Birsfelden, Zwinglistraße 28; Dipl.-Geogr. Jörg GRILLENBERGER, MSc (GIS), D-81543 München, Schönstraße 124; Ao.Univ.Prof. Dr. Josef STROBL, Universität Salzburg, Zentrum für Geoinformatik, A-5020 Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, e-mail: josef.strobl@sbg.ac.at.

## Zusammenfassung

*Die Modellierung von meteorologischen Phänomenen steht im Spannungsfeld zwischen Komplexität und Genauigkeit. Die Schneebedeckung bildet hier keine Ausnahme, im Gegenteil, sie hängt von zahlreichen Einflussfaktoren ab. Eine vollständige Abbildung der physikalischen Zusammenhänge von Schneeakkumulation und -schmelze ist vor allem bei einer räumlich differenzierten Anwendung nicht möglich. Die lediglich auf Niederschlag, Temperatur und Strahlung beruhende Modellierung der Schneedecke ist jedoch eine mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) durchaus zu bewältigende Aufgabe. In der vorliegenden Arbeit wird die Schneebedeckung über den gesamten Winter mit täglichen Ergebnisrastern in einer Auflösung von 50 Metern simuliert. Im Vordergrund steht dabei eine großflächige Implementierung, welche die räumliche Verfügbarkeit der genannten Parameter voraussetzt. Aus notwendigen Vereinfachungsgründen wird wegen der fehlenden Schneedichteinformation lediglich das Wasseräquivalent des Schnees untersucht. Die so berechnete Information zur Schneedecke mit Berücksichtigung der Topographie im Bergland dient als Grundlage für Anwendungen in hydrologischen und agrarmeteorologischen Modellen aber auch für die Klimafolgenforschung.*

## 1 Einleitung

Die raumzeitliche Simulation der Schneebedeckung ist auf Grund der heterogenen Beschaffenheit des Schnees und des Zusammenwirkens zahlreicher physikalischer Prozesse eine schwierige Fragestellung, die durch einfache Modelle nur schwer abzubilden ist. An Klimastationen ist der Einsatz komplexer Berechnungen auf Grund der Verfügbarkeit zahlreicher Messdaten gut zu bewerkstelligen. Hier findet sich in der Literatur ein breites Methodenspektrum, welches die verschiedenen Metamorphosestadien des Schnees berücksichtigt (vgl. MARSH, 1999; BARTELT and LEHNING, 2002). Temperaturschwankungen führen zu Schmelz- und Wiedergefrierungsvorgängen, wodurch die Konsistenz des Schnees, die für eine genaue Beschreibung der Schneedecke unverzichtbar ist, massiv beeinflusst wird (vgl. KONDO and YAMAZAKI, 1990). Windverfrachtungen, Verfirnungen und Verdichtungen bis hin zur Vereisung hängen von zahlreichen Faktoren ab, die nur dann bestimmt werden können, wenn möglichst viele Umgebungsvariablen durch Messdaten belegt und an Hand geeigneter Schneeprofile verifiziert werden.

Eine Modellierung der räumlichen Verteilung des Schnees kann nicht auf exakte Messergebnisse zurückgreifen und nicht alle Parameter sind für eine räumliche Interpolation gleich gut geeignet. So können beispielsweise Windverfrachtungen, die von besonderen topographischen Strukturen, kleinklimatischen Phänomenen oder der Oberflächenbeschaffenheit abhängen, nur schwer abgebildet werden. Einige Beobachtungsdaten wie Temperatur, Niederschlag oder Strahlung können dagegen auch einer regionalisierten Analyse zugeführt werden. Das geeignete Werkzeug dafür ist ein Geographisches Informationssystem (GIS), welches die Bearbeitung von raum- und zeitbezogenen Aspekten eines Modells optimal unterstützt.

Die in der vorliegenden Arbeit entwickelte Anwendung dient nicht der genauen Abbildung der Schneedeckenzusammensetzung oder der exakten Bestimmung von Schneemengen, sondern soll vielmehr darüber Auskunft geben, ob und wo sich zu einem bestimmten Zeitpunkt Schnee befindet. Diese Information kann für agrarmeteorologi-

sche Auswertungen genutzt werden, in der beispielsweise die Anzahl der Tage mit Schneebedeckung an einem bestimmten Standort benötigt wird. In weiterer Folge können daraus räumliche und zeitliche Verschiebungen der Vegetationsperiode (KARLSEN *et al.*, 2007) bzw. die für den Pflanzenbestand negativen Folgen von Frosttagen auf schneefreien Flächen abgeschätzt werden. Für die Berechnung der Strahlungsbilanz (Albedo) ist hingegen die Erfassung der schneebedeckten Fläche eine wichtige Informationsquelle. Aber auch für hydrologische Fragestellungen im Zusammenhang mit dem Bodenwasserhaushalt oder beim Auftreten von Auswinterungsschäden an Pflanzenbeständen sind die aus den Modellergebnissen ableitbaren Informationen eine wertvolle Grundlage weiterer Untersuchungen. Neben dem eher landwirtschaftlich orientierten Anwendungsbereich können mittels ausgedehnter Zeitreihenanalysen auch langfristige Entwicklungen für klimatologische Fragestellungen und deren Folgenabschätzung untersucht werden (vgl. KELLER *et al.*, 2005; KOENIG and ABEGG, 1997). Die mögliche Parametrisierung der vorliegenden Anwendung mittels Daten aus Klimaszenarien erlaubt dabei auch eine räumlich hoch aufgelöste Einschätzung für die Zukunft und kann wichtige Informationen für gegenwärtig vorzunehmende Anpassungsstrategien bieten.

## 2 Material und Methoden

### 2.1 Ansätze und Modelle zur Bestimmung der Schneedecke

Zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten befassen sich mit Methoden zur räumlichen Abbildung der Schneebedeckung, deren Anwendung sich jedoch meist auf kleinräumige Untersuchungsgebiete beschränkt. Werden größere Flächen analysiert, bedient man sich gerne einer Kombination aus Fernerkundung und stationsbezogenen Beobachtungsdaten (vgl. WEIBEL *et al.*, 2002), ein Ansatz, welcher den Vorteil einer umfangreichen wechselseitigen Validierung bietet.

Die Schneebedeckung kann auch ausschließlich auf Satellitenbildinformation beruhen, wie sie beispielsweise vom National Snow and Ice Data Center (NSIDC) in Form der MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) Snow Cover Images täglich in einer Auflösung bis zu 500 Meter angeboten werden (vgl. Abb. 7). Die Berechnung erfolgt hier automatisiert und basiert auf der Ermittlung des *Normalised Difference Snow Index (NDSI)*, welcher für die Identifikation von Schnee und Eis sowie zur Unterscheidung von Schnee/Eis und Cumuluswolken verwendet wird. Der NDSI ist ein Maß für die charakteristische Differenz zwischen sichtbarer und kurzweiliger Infrarot-Reflexion des Schnees. Analog zum *Normalised-Difference Vegetation Index (NDVI)* wird der Reflexionswert aus der Kombination von zwei Bändern bestimmt. Für *Landsat TM (Thematic Mapper)* ergibt sich dafür folgende Gleichung (HALL *et al.*, 2001):

$$NDSI = (TM \text{ Band } 2 - TM \text{ Band } 5) / (TM \text{ Band } 2 + TM \text{ Band } 5).$$

PARAJKA and BLÖSCHL (2006) haben MODIS Snow Cover Images speziell für Österreich validiert. Dabei wurde die Übereinstimmung der MODIS Images mit Messwerten an 754 Stationen verglichen. Probleme hinsichtlich der Genauigkeit bzw. der Anwendbarkeit von MODIS-Daten ergeben sich hauptsächlich durch die in Österreich vor allem in den Wintermonaten relativ häufige Wolkenbedeckung.

Die Berechnung der Schneedecke basiert vielfach jedoch ausschließlich auf Modellapplikationen. Sie können bei einer geeigneten technischen Implementierung vielseitig eingesetzt und ohne großen Aufwand angepasst werden. Dabei spielt es für den Modellablauf keine Rolle, ob sich die Datengrundlage auf meteorologische Beobachtungen oder auf zukünftige Szenarien aus regionalisierten Klimamodellen bezieht. Der modellbasierte Ansatz bietet somit größtmögliche zeitliche aber auch räumliche Flexibilität.

Die verschiedenen Modelle unterscheiden sich hauptsächlich in ihrer Komplexität und damit in ihren Anforderungen an die Eingabeparameter. Während PARAJKA *et al.* (2001) das sehr umfangreiche Modell UEB-EHZ (Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model) einsetzt und damit hohe Genauigkeiten erreicht, wird bei BREILING and CHARAMZA (1999) und SCHEPPLER (2000) lediglich Temperatur und Niederschlag benötigt. Eine Erweiterung und wesentliche Verbesserung dieses Modellansatzes wird von CAZORZI and DALLA FONTANA (1996) durch die Berücksichtigung der Globalstrahlung erreicht. Dieses Modell bildet auch die methodische Grundlage für die vorliegende Arbeit, da Modellkomplexität und technische Realisierbarkeit in einem für die praktische Umsetzung geeigneten Verhältnis stehen.

Bei der Berechnung der Schneebedeckung müssen hauptsächlich zwei Probleme durch eine entsprechende Simulation gelöst werden: Schneeakkumulation und Schneeschmelze. Beide Vorgänge erfordern die Einbeziehung meteorologischer Parameter und, bei einer räumlichen Betrachtung, deren Überführung in kontinuierliche Oberflächen. Um der Problematik der variablen Schneedichte auszuweichen, wird sowohl bei der Akkumulation als auch bei der Schmelze mit dem Wasseräquivalent des Schnees gearbeitet, wodurch Aussagen über die Schneehöhe nur bedingt möglich sind (vgl. Abb. 1).

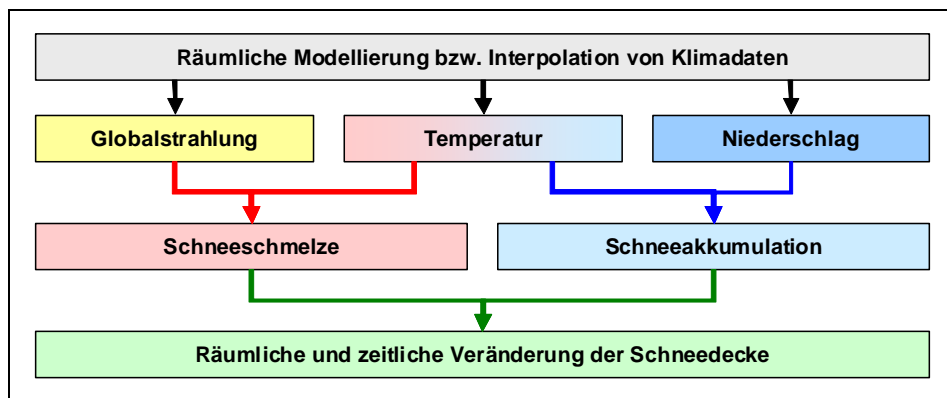


Abb. 1: Vereinfachte Darstellung der als Rasterinformation aufbereiteten Komponenten des Modells nach CAZORZI and DALLA FONTANA (1996)

## 2.2 Datengrundlage, Untersuchungsgebiet und -zeitraum

Datenbasis sind Temperatur [ $^{\circ}\text{C}$ ], Niederschlag [ $\text{mm}$ ] und Globalstrahlung [ $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ] unter Einbeziehung eines Digitalen Höhenmodells (DHM). Die Berechnung der Temperatur- und Niederschlagsoberfläche auf Tagesbasis als wichtigste Faktoren für die

Schneeakkumulation und -schmelze setzen täglich gemessene Stationswerte voraus. Für die Temperaturinterpolation wurden Daten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), für den Niederschlag eine Kombination aus Messungen der ZAMG und des Hydrographischen Zentralbüros (HZB) für unterschiedliche Tageszeiten herangezogen. Abb. 2 zeigt die für die geostatistische Interpolation entscheidende räumliche Verteilung der Messstationen für die verwendeten meteorologischen Daten. Im Schnitt können täglich ca. 260 Stationen für die Temperatur (ZAMG) und knapp 1200 Stationen für den Niederschlag (ZAMG und HZB) verwendet werden.

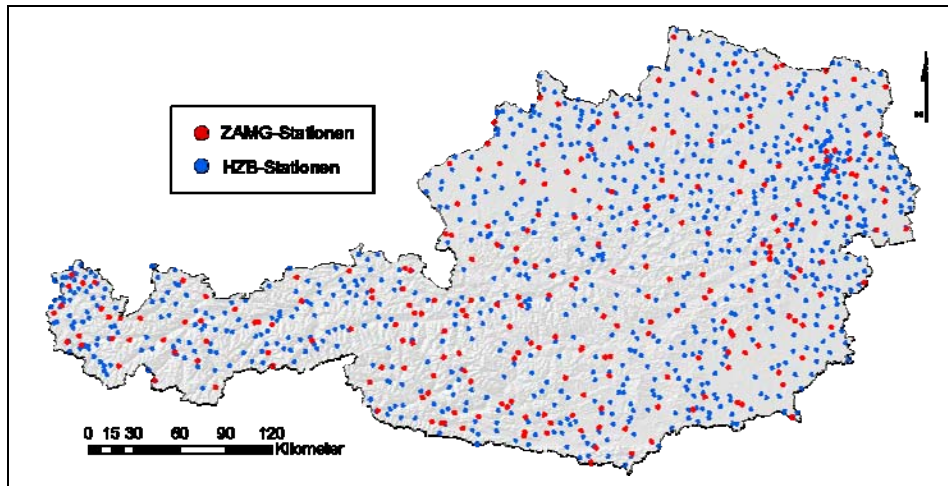


Abb. 2: Räumliche Verteilung von Messstationen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) sowie des Hydrographischen Zentralbüros (HZB)

Die Nachbarschaftsanalyse (LEVINE, 2007) der Stützpunkte des Temperaturnetzes mit 257 ZAMG-Stationen ergibt folgende Werte: *Mean Nearest Neighbor Distance 10.289 Meter*; *Standard Deviation of Nearest Neighbor Distance 5.548 Meter*; *Nearest Neighbor Index 0,84*. Der mittlere Abstand zwischen den Messpunkten ist zwar relativ hoch, Interpolationsfehler werden jedoch durch eine höhenabhängige Interpolation minimiert.

Die tägliche Verteilung des Niederschlags weist keinen ausgeprägten Zusammenhang mit der Höhe auf, vielmehr wird die Niederschlagsmenge von Stau- und Föhn-effekten beeinflusst (HÄCKEL, 2005). Ein möglichst dichtes Netz an Niederschlagsmessstellen, welches die räumliche Variabilität bestmöglich abbildet, trägt dazu bei, die Interpolationsfehler so gering wie möglich zu halten. Die Verteilung der Kombination von ZAMG- und HZB-Stationen mit 1182 Messstellen weist folgende räumlich-statistische Charakteristika auf: *Mean Nearest Neighbor Distance 4.790 Meter*; *Standard Deviation of Nearest Neighbor Distance 2.038 Meter*; *Nearest Neighbor Index 0,82*. Die mittleren Stationsabstände werden bei Einbeziehung der HZB-Messungen deutlich verringert. Diese Erhöhung der Messdichte ist für eine gute Qualität der ohnehin kritischen Niederschlagsinterpolation eine entscheidende und absolut notwendige Maßnahme.

Hinsichtlich der vertikalen Verteilung ergibt sich bei 1182 Stationen ein Wertebereich von 115 bis 3.105 Metern Seehöhe mit einem Mittelwert von 681 Metern und einer

Standardabweichung von 442. Der Median liegt bei 580 Metern. Für die Bildung von Interpolationsoberflächen spielt die vertikale Verteilung nur eine untergeordnete Rolle, zudem bei der Temperatur die Höhe explizit berücksichtigt wird.

Die Globalstrahlung wird in Form der potentiellen Strahlung verwendet. Im Gegensatz zur realen bzw. aktuellen Globalstrahlung werden hier die Wolkenbedeckung und die variierende Transmissivität der Atmosphäre nicht berücksichtigt. Die Strahlungsmenge wird lediglich aufgrund topographischer Bedingungen, Jahres- und Tageszeit, eines statischen Transmissivitätswertes und eines ebenfalls statischen Anteilwertes der diffusen Strahlung an der Gesamtstrahlung bestimmt (vgl. Punkt 2.4).

Für die höhenabhängige Interpolation der Temperatur wird ein DHM des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (BEV) in einer Auflösung von 250 Metern eingesetzt, die Abschätzung der potentiellen Globalstrahlung wird auf Basis eines mit 50 Metern aufgelösten DHM des BEV vorgenommen. Die Modellanwendung bezieht sich auf die gesamte Fläche Österreichs. Der zu betrachtende Zeitraum erstreckt sich von November 2003 bis April 2004 mit jeweils täglichen Ergebnissen.

### 2.3 Ermittlung der täglichen Neuschneemenge

Eine geeignete Kombination von Temperatur und Niederschlag führt zum Aufbau der Schneedecke – der hier verwendete Temperaturschwellwert liegt bei 0,5 °C (CAZORZI and DELLA FONTANA, 1996). Um die Temperaturen im Verlauf eines vollen Tages näherungsweise beschreiben zu können, wird zumindest zwischen Tages- und Nachtmitteltemperatur unterschieden, die sich wie folgt ergeben:

$$T_{day_i} = \frac{T_{7_i} + T_{14_i} + T_{19_i} + T_{max_i}}{4} \quad T_{night_i} = \frac{T_{19_i} + T_{7_{i+1}} + T_{min_{i+1}}}{3} \quad (1)$$

wobei mit  $T$  die Lufttemperatur [°C] des Tages  $i$  zu unterschiedlichen Messzeitpunkten bzw. im Tagesmaximum und –minimum beschrieben wird.

Da die Temperatur einen starken Zusammenhang mit der Seehöhe aufweist (HÄCKEL, 2005), wird dieser höhenabhängige Anteil vor der Interpolation der jeweiligen Stationsmessdaten abgespalten, um die Interpolationsfehler so gering wie möglich zu halten (BARTELME, 2000). Dabei wird zunächst eine lineare Regression der zu interpolierenden Temperatur mit der Zusatzvariablen Seehöhe auf Stationsbasis und für die Beobachtungen eines Monats ausgeführt. Die Regressionsgleichung liefert mit Verwendung der Seehöhe aus dem DHM als unabhängige Variable die Werte für alle Rasterzellen und ergeben ein Temperatur-Höhen-Raster. Anschließend werden die Residuen, welche an den Stationen durch die Differenz zwischen Regressions- und Messwert bestimmt sind, nach Möglichkeit geostatistisch mittels Ordinary Kriging, ansonsten mit Inverse Distance Weighted (IDW) interpoliert und zum Raster des höhenabhängigen Anteils der Temperatur addiert. Diese Methode findet in der räumlichen Modellierung meteorologischer Information und insbesondere bei der Temperaturinterpolation breite Anwendung (DOBESCH *et al.*, 2007) und wird in der Literatur als *Georegression* (BLÖSCHL und MERZ, 2002), *Elevationally Detrended Ordinary Kriging* (LI *et al.*, 2003) oder *Simple Kriging with Varying Local Means* (GOOVAERTS, 1997) beschrieben.

Die an sich ausgeprägte Höhenabhängigkeit der Temperatur wird vor allem in den Wintermonaten durch das Auftreten von Inversionen gestört (AHRENS, 2007). Bei den in Tälern bzw. Kesseln auftretenden Kaltluftseen erfolgt eine Entkoppelung der Luft der freien Troposphäre und der bodennahen Grenzschicht, wobei die bodennahe Luftmasse deutlich kälter sein kann. Der Temperaturgradient im Bereich von +1 bis +6 Kelvin pro 100 Meter verhält sich damit anders als in den Luftschichten oberhalb des Kaltluftsees (HÄCKEL, 2005). Dieses diffizile Verhalten der Luftschichten ist modellhaft kaum abzubilden und die Erstellung von unterschiedlichen Regressionsgleichungen, welche die topographische Ausprägung (beispielsweise für Berg- und Talgebiet) an den jeweiligen Wetterstationen berücksichtigt (vgl. Abb. 3), eine Möglichkeit, Inversionen bei der Temperaturinterpolation implizit zu berücksichtigen (vgl. LHOTELLIER, 2007).

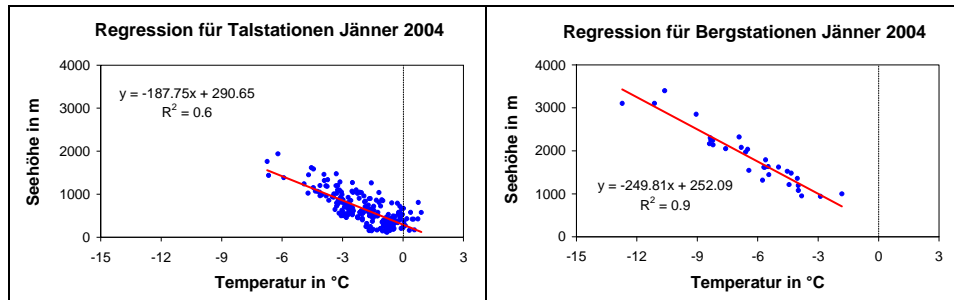


Abb. 3: Zusammenhang zwischen Temperatur und Seehöhe getrennt nach Stationen im Tal- und Berggebiet am Beispiel der Stationsmittelwerte im Jänner 2004

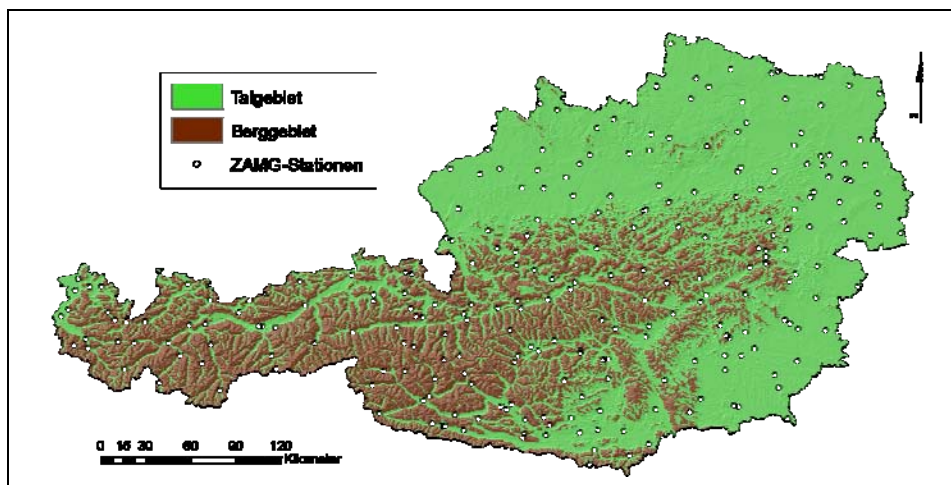


Abb. 4: Klassifizierung von Tal- und Berggebiet und die geographische Verteilung von Messstationen der ZAMG als Stützstellen der für die beiden Gebiete getrennt vorgenommenen Temperaturinterpolation

Zur Klassifizierung von Stationen für Tal- bzw. Berglagen wurde mittels Nachbarschaftsanalyse aus dem DHM das Höhenminimum für jede Rasterzelle der umgebenden Zellen in einem Radius von zwei Kilometern ermittelt. Durch Differenzbildung mit dem DHM und einer binären Klassifizierung unter Verwendung der Klassengrenze von 300 Metern werden Tal- und Berggebiete bestimmt und den jeweiligen Stationen zugeordnet (vgl. Abb. 4). Dabei werden die relativen Höhenunterschiede und nicht die absolute Seehöhe für die Klassifizierung des jeweiligen Gebietes herangezogen.

Die Verwendung der Monatsmittelwerte hat einerseits praktische Gründe hinsichtlich der technischen Realisierung und andererseits werden dadurch die räumlich bedingten täglichen Unterschiede in der Höhenabhängigkeit geglättet.

Ausgehend von den Temperaturmittelwerten für Tag und Nacht (1) werden kontinuierliche Rasteroberflächen jeweils für das Tal- und Berggebiet erstellt, die sich aus der Kombination von täglichen Rastern der interpolierten Residuen und den dazugehörigen monatlichen Temperatur-Höhen-Rastern ergeben. Mittels geeigneter Operationen im GIS werden die für Tal- und Berggebiet getrennt erstellten Temperaturoberflächen zusammengeführt und ergeben schließlich eine gebietsunabhängige, durchgängige Oberfläche der Temperatur für das Tagesmittel und das Nachtmittel eines jeden Tages. Unter Verwendung des Schwellwertes von  $0,5\text{ °C}$  werden diese Raster binär klassifiziert, d.h. Zellen mit Temperaturen  $\leq 0,5\text{ °C}$  durch den Wert 1 ersetzt (Schneefallgebiet), alle anderen Werte durch 0 (Regengebiet). Die Verwendung eines konstanten Schwellwertes von  $0,5\text{ °C}$  für die Grenze des Schneefalles stellt natürlich eine Vereinfachung dar. Neben der Temperatur spielt auch die relative Luftfeuchtigkeit eine wichtige Rolle bei der Lage der Schneefallgrenze (MATSUO and SASYO, 1981). Je trockener die Luft, umso wärmer kann die Luft bei Schneefall sein. Eine Meßgröße, die sowohl die Temperatur als auch die Luftfeuchtigkeit kombiniert, ist die Feuchttemperatur. Aber selbst bei Verwendung der Feuchttemperatur gibt es einen Übergangsbereich, in dem sowohl Schneefall als auch Regen vorkommen kann. Durch Auswertungen von synoptischen Meldungen (HÄGGMARK und IVARSSON, 1997) konnte gezeigt werden, dass erst bei einer Feuchttemperatur von  $-0,5\text{ °C}$  alle Niederschlagsereignisse in Form von Schnee fallen und erst ab einer Feuchttemperatur von mehr als  $2,5\text{ °C}$  alle Ereignisse Regen waren. Die Verwendung der Feuchttemperatur als Schwellwert für die Schneefallgrenze hätte die Interpolation eines Feuchtmaßes benötigt und die Berücksichtigung eines Übergangsbereiches, in dem nur Teile des Niederschlages als Regen bzw. Schnee fallen, hätte eine massive Verlängerung der Rechenzeit benötigt. Daher wurde der einfache Temperaturschwellwert an einzelnen meteorologischen Stationen getestet und die Ergebnisse des  $0,5\text{ °C}$  Schwellwertes brachten befriedigende Ergebnisse.

In weiterer Folge wird der Niederschlag an den Messstationen der ZAMG und des HZB mittels Ordinary Kriging interpoliert (TVEITO *et al.*, 2006). Um die unterschiedlichen Temperaturegebnisse von Tag und Nacht auch dem entsprechenden Niederschlag zuordnen zu können, muss dieser in Tages- und Nachtniederschlag aufgeteilt werden. An den ZAMG-Stationen ist dies problemlos durchführbar, da hier Messwerte um 7:00 (Nachtsumme) und 19:00 Uhr (Tagessumme) zur Verfügung stehen. Der HZB-Niederschlag kann nur als 7:00-Uhr-Messwert berücksichtigt werden, daher erfolgt die Aufteilung dieses Wertes im Verhältnis der Verteilung an der nächstgelegenen ZAMG-Station, deren Einzugsbereiche mittels Thiessen-Polygone ermittelt werden.



Durch Verschneidung mit dem binär klassifizierten Temperaturraster bleiben nur jene Flächen erhalten, welche das Temperaturkriterium für Schneefall ( $T \leq 0,5 \text{ °C}$ ) aufweisen. Der so ermittelte Tages- bzw. Nachtschneefall wird anschließend zu einem Gesamtschneefallraster addiert:

$$Snow_i = (N_{day_i} * T_{recDay_i}) + (N_{night_i} * T_{recNight_i}) \quad (2)$$

wobei  $Snow$  die Neuschneemenge (Wasseräquivalent) [mm] des Tages  $i$  darstellt,  $N_{day}$  und  $N_{night}$  die am Tag  $i$  festgestellte Niederschlagsmenge [mm] ist und  $T_{recDay}$  bzw.  $T_{recNight}$  [0,1] die binär klassifizierten Temperaturrasterdaten beschreiben. Diese Kombination führt dazu, dass alle Rasterzellen, welche den Wert 0 enthalten (also das Temperaturkriterium für Schneefall nicht erfüllen) auch in das Ergebnis mit 0 als Wert des Produktes dieser Rastermultiplikation eingehen.

## 2.4 Ermittlung der täglichen Schmelzwassermenge

Die Schneeschmelze wird hauptsächlich durch den Wärmehaushalt bzw. durch den Eintrag von latenter Wärme- und Strahlungsenergie bestimmt (vgl. KONDO and YAMAZAKI, 1990). Dies sind auch jene Parameter, welche von CAZORZI and DELLA FONTANA (1996) für ihre Modellierung der Schneeschmelze herangezogen wurden. Die Temperatur als eine der beiden Komponenten fließt in der bereits für die Neuschneebildung aufbereiteten Form (vgl. Punkt 2.3) als kontinuierliche Oberfläche für Tages- und Nachtmitteltemperatur ein. Daneben spielt der Strahlungsenergieeintrag in Form der potentiell verfügbaren Globalstrahlung für die Bestimmung der Schmelze eine wichtige Rolle.

Die Berechnung der für im Modell von CAZORZI and DELLA FONTANA (1996) geforderten potentiellen Globalstrahlung erfolgt mit der ArcView-Extension „Solar Analyst 1.0“ (FU and RICH, 1999, 2002).

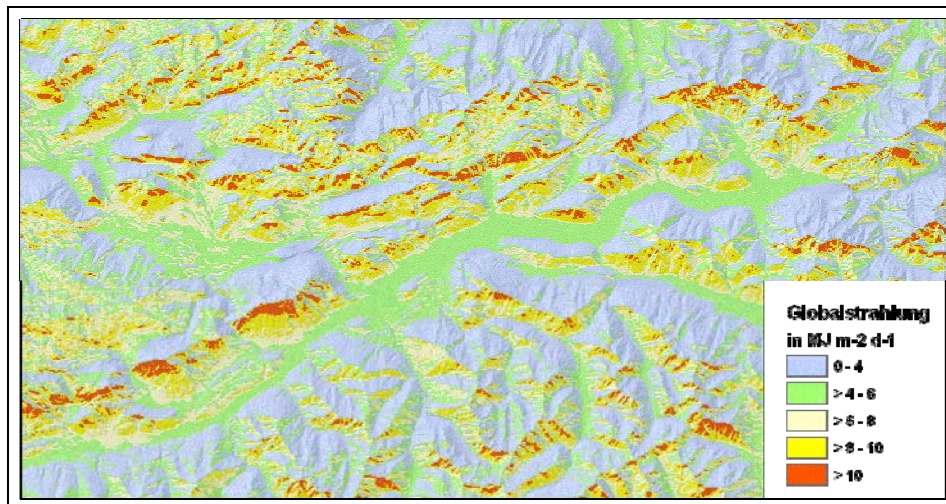


Abb. 5: Berechnungsergebnis der potentiellen Globalstrahlung am 31. Dezember mit einem Beispielausschnitt von knapp 2300 km<sup>2</sup> im Steirischen Ennstal

Unter Einbeziehung eines DHM wird für jede Rasterzelle die Horizontabschattung ermittelt, die diffuse und direkte Strahlung in Abhängigkeit der topographischen Ausprägung und der Sonnenstandswinkel in 30-Minuten-Abständen gerechnet und miteinander kombiniert (vgl. Beispiel in Abb. 5). Die Anforderung an technische Ressourcen ist bei einer flächendeckenden Berechnung für ganz Österreich in einer 50-Meter-Auflösung derart hoch, dass dies nur für jeweils einen charakteristischen Tag des Monats nach KLEIN (1977) gerechnet und für die dazwischen liegenden Tage linear interpoliert wurde (SCHAUMBERGER, 2005).

Die Modellgleichungen für die Schmelze werden für Tag und Nacht unterschiedlich angesetzt, da die nächtliche Schmelzrate auf Grund der Vernachlässigung der Strahlungsenergie hauptsächlich von der Lufttemperatur bestimmt wird:

$$Melt_{day_i} = CMF * Rad_i * T_{rasterDay_i} \quad (T_{rasterDay_i} \geq 0) \quad (3)$$

$$Melt_{night_i} = CMF * T_{rasterNight_i} \quad (T_{rasterNight_i} \geq 0) \quad (4)$$

wobei *Melt* die Schmelzrate [mm] getrennt für Tag und Nacht am Tag *i*, *Rad* die potentielle Globalstrahlung [ $\text{MJ m}^{-2} \text{d}_i^{-1}$ ] als kontinuierliche Oberfläche und  $T_{rasterDay}$  bzw.  $T_{rasterNight}$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] die Temperaturoberflächen beschreiben. Der für das Modell signifikante Kalibrierungsfaktor *CMF* (Combined melt factor) wurde von CAZORZI and DELLA FONTANA (1996) in einer mehrjährigen Versuchsreihe erarbeitet. Mit einem iterativen trial-and-error Ansatz wurde die modellierte und beobachtete Schneebedeckung miteinander verglichen und ein Wertebereich zwischen  $0,016$  und  $0,024 \text{ mm } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ Rad}^{-1} \text{ h}^{-1}$  bestimmt.

Niedrige *CMF*-Werte sind auf die hohe Albedo bei Neuschnee zurückzuführen und höhere Werte werden durch den Alterungsprozess der Schneedecke (abbauende Metamorphose und zunehmender Verschmutzungsgrad des Altschnees) und damit der geringeren Albedo verursacht.

Die Kalibrierung eines eigenen *CMF*-Wertes ist auf Grund der Größe des Untersuchungsgebietes nicht möglich, da in diesem Fall an den Klimastationen Schneegewichtsmessungen verfügbar sein müssten, um aus dem Verhältnis zu den gemessenen Schneehöhen Rückschlüsse auf die Veränderungen im Wasseräquivalent ziehen zu können. Deshalb wird der von CAZORZI and DELLA FONTANA (1996) eingehender untersuchte Mittelwert von  $0,020 \text{ mm } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ Rad}^{-1} \text{ h}^{-1}$ , der zufrieden stellende Resultate lieferte, für die Modellimplementierung verwendet. Für die Berechnung von  $Melt_{day}$  bedeutet dies eine Umrechnung des Stundenwertes auf einen Tageswert (12 Stunden) und ergibt  $0,24 \text{ mm } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ Rad}^{-1}$ .

Dieser einfache Ansatz zur Berechnung der Schneesmelze führt bei mächtigeren Schneedecken zu einer Überschätzung der Abschmelzung, da im Modell ein oberflächiges Schmelzen sofort zu Abfluss führt, in Wirklichkeit dieses Schmelzwasser jedoch in die Schneedecke einsickert und wiedergefroren. Erst wenn die gesamte Schneedecke auf  $0 \text{ } ^{\circ}\text{C}$  erwärmt und durchfeuchtet ist findet ein Abfluss statt.

## 2.5 Ermittlung der täglichen Schneeakkumulation

Nachdem alle Faktoren der Schneebildung und -schmelze berechnet sind, wird die Differenz zwischen diesen beiden Werten für jeden Tag des Untersuchungszeitraums in der folgenden Form gebildet:

$$SC_i = Snow_i - (Melt_{day_i} + Melt_{night_i}) \quad (5)$$

wobei  $SC$  die Schneebedeckung als Wasseräquivalent [mm] am Tag  $i$  darstellt und aus der Neuschneemenge  $Snow$  (2) abzüglich Schmelzratensumme aus  $Melt_{day}$  (3) und  $Melt_{night}$  (4) des jeweiligen Tages  $i$  gebildet wird. Da alle Elemente der Gleichung (5) in Form kontinuierlicher Rasteroberflächen einfließen, handelt es sich beim Ergebnis  $SC$  ebenfalls um einen Rasterdatensatz, welcher das Untersuchungsgebiet vollständig abdeckt. Voraussetzung für die korrekte Abbildung der Schneedecke eines beliebigen Tages  $i$  im Untersuchungszeitraum ist die Akkumulation der täglichen Ergebnisse aus (5), wobei hier nur positive Werte herangezogen werden dürfen ( $SC \geq 0$ ). Zu Beginn der Rechenperiode, der in der vorliegenden Arbeit mit 1. November festgesetzt ist, wird von einer nicht mit Schnee bedeckten Oberfläche ausgegangen und ein Null-Raster als Initialisierung verwendet. In späterer Folge muss die akkumulierte Schneebedeckung des Vortages ( $AccSnow_{i-1}$ ) für die Summenbildung herangezogen werden:

$$AccSnow_i = AccSnow_{i-1} + SC_i \quad (6)$$

wobei  $AccSnow$  das Modellenergebnis in Form des Wasseräquivalents des Schnees [mm] für jeden Tag  $i$  des Untersuchungszeitraums darstellt.  $AccSnow$  wird täglich als Rasteroberfläche gespeichert und dient auch gleichzeitig als Inputparameter für die Berechnung des darauffolgenden Tages, da hier die Information des bisher akkumulierten Schnees in mm Wasseräquivalent gehalten wird.

### 3 Ergebnisse und Diskussion

Die tägliche Schneebedeckung in Österreich wurde für den Winter 2003/2004 vom 1. November 2003 bis 30. April 2004 (182 Tage) gerechnet. Die Ergebnisse liegen in Form von Rasterdaten in einer Auflösung von 50 Metern vor. Sie enthalten Werte des Wasseräquivalents des Schnees in mm pro Tag, die indirekt auf die Schneehöhe hinweisen. In erster Linie sind die Ergebnisse daher für die Beurteilung der zu einem bestimmten Zeitpunkt vorhandenen räumlichen Ausbreitung der Schneedecke konzipiert. Um die Dynamik der täglichen Veränderungen zu veranschaulichen, wird in Abb. 6 ein kurzer Ausschnitt mit 5 Tagen aus der gesamten Zeitreihe des Winters 2003/2004 dargestellt.

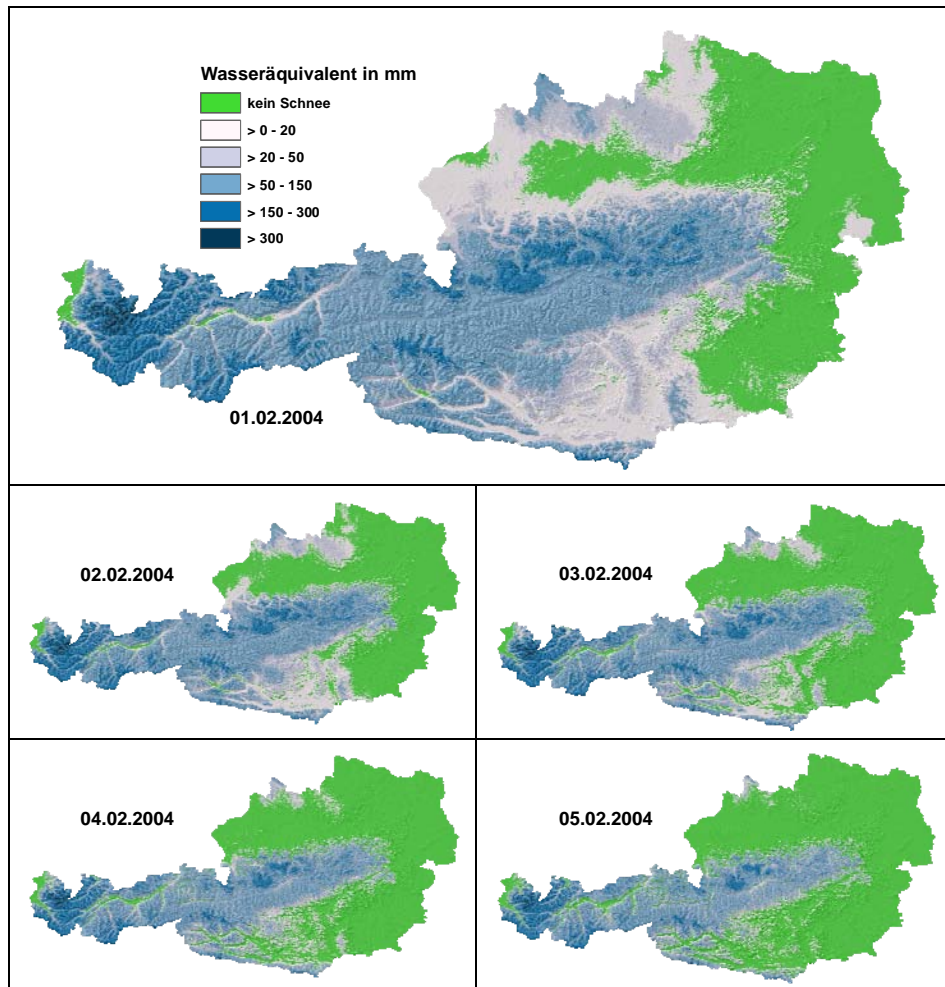


Abb. 6: Modellergebnisse im Zeitraum vom 1. bis 5. Februar 2004 als Beispiel für eine Schmelzperiode aus den berechneten Rasteroberflächen des Winters 2003/2004

### 3.1 Evaluierung der Modellergebnisse

Für die erste Abschätzung und Beurteilung der Realitätsnähe der dargestellten Ergebnisse wird der von der ZAMG dokumentierte Witterungsverlauf für die ersten Februartage 2004 herangezogen: „*Sehr milde Luft vom Atlantik gelangt mit teilweise lebhaftem bis stürmischem Wind zu den Alpen. Bis zum 3. Februar steigen die Maximaltemperaturen auf 4 bis 15 °C. Vom 2. zum 3. verursacht eine Störung vom Salzburger Land bis in die Obersteiermark und bis in das Nordburgenland teils sehr ergiebige Regenfälle, die in Verbindung mit der Schneeschmelze lokale Überflutungen auslösen. Ein Hochkeil und der anhaltende Zustrom extrem milder Atlantikluft bestimmen das Wetter in Österreich.*“ (ZAMG, 2004). Nach den Schneefällen Ende Jänner, die sich über das ganze Land erstreckten, zeigen die Darstellungen in Abb. 6 die weitere Entwicklung, welche durch den oben beschriebenen Witterungsverlauf plausibel und nachvollziehbar sind. Die massive Reduktion der Schneedecke in den nördlichen, östlichen und südöstlichen Landesteilen ist im Zeitverlauf gut zu erkennen.

Diese Beschreibungen geben allerdings noch relativ wenig Auskunft darüber, wie sich die im Modell entwickelte räumliche Verteilung der Schneedecke mit der tatsächlichen Situation im betreffenden Zeitabschnitt verhält. Aus diesem Grund wird den in Abb. 6 visualisierten Verhältnissen ein aus einem globalen MODIS Snow Cover Image erstellter Ausschnitt für Österreich gegenübergestellt (vgl. Abb. 7).

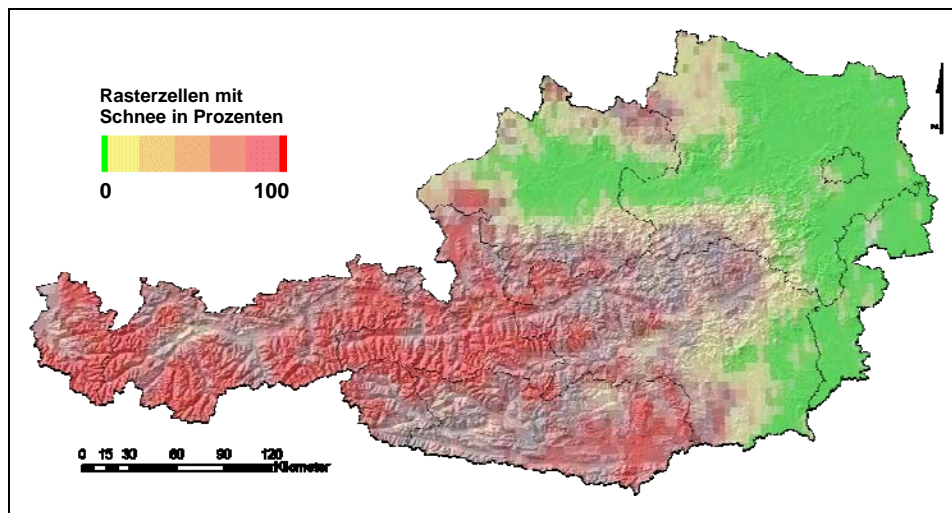


Abb. 7: Ausschnitt aus dem MODIS/Terra Snow Cover Image (MOD10C2 L3 CMG) für Anfang Februar 2004 in einer Auflösung von ~5,6 km (Quelle: National Snow and Ice Data Center (NSIDC), University of Colorado, USA)

Die einzelnen Zellen enthalten den Prozentanteil der Schneebedeckung und werden aus weltweit erhobenen Bildern mit 500 Metern Auflösung (vom Typ MOD10A2) über einen Zeitraum von acht Tagen (ab 2. Februar 2004) unter Berücksichtigung der maximalen Schneedeckenausdehnung zusammengefügt. Dabei erfolgen umfangreiche quali-

tätssichernde Maßnahmen unter Anwendung entsprechender Prüfalgorithmen (RIGGS *et al.*, 2007). Unterzieht man die Modellergebnisse am 2. Februar 2004 in Abb. 6 einem visuellen Vergleich mit den MODIS-Daten in Abb. 7 ergeben sich trotz unterschiedlicher Auflösung bzw. verwendeter Werteinheiten signifikante Übereinstimmungen. Eine statistische Auswertung ist auf Grund dieser unterschiedlichen Datengrundlage nicht möglich und beschränkt sich daher auf eine rein visuelle Prüfung.

Die dargestellten verbalen und visuellen Vergleiche reichen nicht aus, um die Qualität eines Modells beurteilen und richtig bewerten zu können. Eine Untersuchung der Ergebnisse mit Hilfe statistischer Kennzahlen und insbesondere mit Validierungsdaten ist deshalb unumgänglich.

Auf Grund der Größe des Untersuchungsgebietes und den zahlreichen Einflussfaktoren der Schneeakkumulation und -schmelze ist diese Analyse eine besondere Herausforderung. Das Modell selbst wurde von CAZORZI and DELLA FONTANA (1996) in einem kleinen Gebiet ausführlich getestet und ist in der vorliegenden Arbeit daher nicht Gegenstand der Diskussion. Für die Evaluierung der hier errechneten Ergebnisse wurden wie bereits bei PARAJKA and BLÖSCHL (2006) die an ca. 740 HZB-Stationen vorhandenen Schneehöhenmessungen herangezogen. Die an den jeweiligen Tagen gespeicherten Wasseräquivalente in den Rasterzellen an den Positionen der HZB-Stationen wurden mit den Messwerten des zu prüfenden Tages verglichen. Eine Übereinstimmung war dann gegeben, wenn beide Werte auf Schneebedeckung hinwiesen bzw. in beiden Fällen kein Schnee gemessen bzw. gerechnet wurde (vgl. Abb. 8). Da im Modell bereits kleinste Niederschlagsmengen bei entsprechenden Temperaturen als Schnee gewertet werden, ist eine scharfe Abgrenzung nicht sinnvoll. Für die Bewertung der Übereinstimmung wurde deshalb ein Unschärfbereich von 5 mm eingeführt.

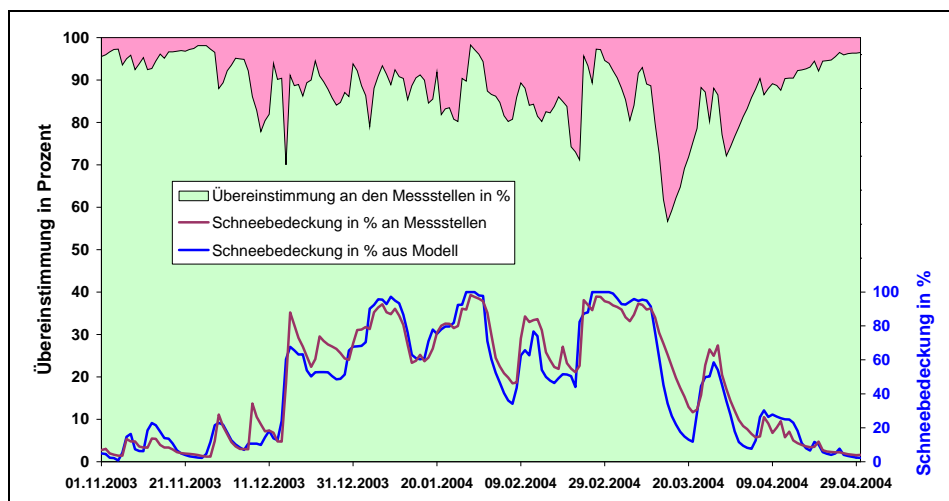


Abb. 8: Übereinstimmung der vom Modell gerechneten Schneebedeckung mit Messwerten an 740 HBZ-Stationen sowie ein Vergleich der mit Schnee bedeckten Fläche in Prozent an der Gesamtfläche Österreichs aus dem Modell und der Anteil an HZB-Stationen mit beobachteter Schneebedeckung im Winter 2003/2004

Um das Modellfehlverhalten in direkte Beziehung zur Ausdehnung der Schneedecke zu bringen wurde in Abb. 8 neben dem zeitlichen Verlauf der Übereinstimmung auch ein Vergleich der relativen, mit Schnee bedeckten Gesamtfläche dargestellt. Diese Kurven beschreiben einerseits die Ergebnisse der Modellrechnung, wobei die Zellflächen, welche Schneebedeckung aufweisen, täglich addiert werden (Schneebedeckung in % aus Modell) und andererseits die Gesamtanzahl an Messstationen in Beziehung zu jenen mit Schneebedeckung (Schneebedeckung in % an Messstellen). Damit können die Fehlerhäufungen im Modell in Zusammenhang mit der im Untersuchungsgebiet stattfindenden Schneeakkumulation und -schmelze gebracht werden.

Die Grafik zeigt einen deutlichen Zusammenhang zwischen massiven Änderungen in der Schneebedeckung und der, wenn auch nur kurzfristigen, Zunahme von Fehlabbildungen des Modells. Die Übereinstimmung zwischen Messungen und Modellergebnissen ist dann besonders hoch, wenn viele Stationen keine Schneebedeckung aufweisen. Sobald im Modell Niederschlag als Schnee akkumuliert wird, d.h. die Temperaturen unter  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  liegen, werden Schwächen sichtbar. Das liegt unter anderem in der Variabilität der Temperaturgrenze für Schneefall, die in der Natur nie statisch bei  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  liegt und zudem nur die Temperatur der bodennahen Luftschicht als Messwert einfließt. Auch die zeitlich nicht exakte Kombination von Niederschlag und Temperatur spielt hier eine große Rolle. Im Modell wurde der Niederschlag nur zwei diskreten Zeiträumen (Tag und Nacht) zugeordnet und darauf der jeweilige Temperaturmittelwert angewendet. Die mittlere Übereinstimmung im untersuchten Winter liegt bei knapp 90 % ohne Trend einer stetigen Verschlechterung des Modells im Zeitverlauf.

In Abb. 9 wird durch die Gegenüberstellung des Verlaufs der Schneebedeckung an zwei HZB-Messstationen in unterschiedlichen Höhenlagen zwischen Schneehöhenmessungen und Modellergebnissen die Schwäche bei der Schneeakkumulation und -schmelze deutlich. Mehrfach berechnet das Modell eine zu rasche Abschmelzung, was auf die Nichtberücksichtigung des Kältespeichers in einer durchgefrorenen Schneedecke hinweist. Bei der Interpretation der Kurven sei darauf hingewiesen, dass die Dimension beider Wertereihen unterschiedlich ist; das Wasseräquivalent des Schnees entspricht nicht der Schneehöhe in cm und deshalb ist der Vergleich auf die relativen Unterschiede zwischen beiden Kurven beschränkt.

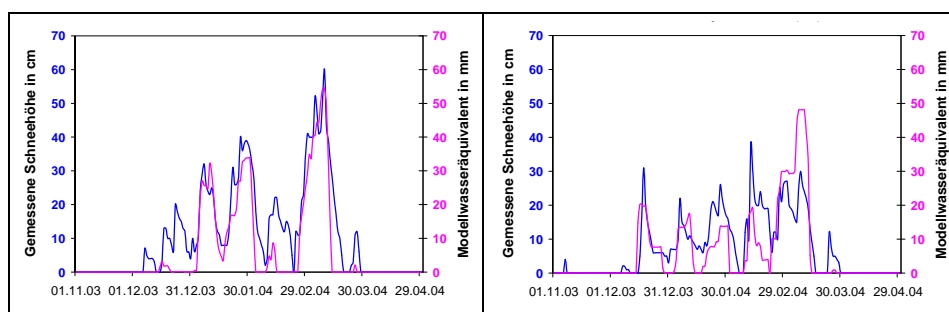


Abb. 9: Verlauf der Schneebedeckung am Beispiel der Station Hohenlehen (links) mit 436 Metern Seehöhe und Mariensee (rechts) mit 869 Meter Seehöhe im Vergleich zwischen Modellergebnissen (Wasseräquivalent in mm) und Beobachtungen (Schneehöhe in cm) im Winter 2003/2004

### 3.2 Technische Aspekte der Modellimplementierung

Aus der Sicht der Geoinformatik beziehen sich die Ergebnisse auf die Art und Weise der Implementierung der vorgegebenen fachlichen Anforderungen. Performance, Bedienbarkeit und Ablaufsteuerung sind die Problemstellungen, welche die Schwerpunkte der technischen Umsetzung bilden. Die Applikation, welche auf die im Vorfeld aufbereiteten Wetterdaten zugreift, wurde in MS Visual Studio 2005 mit der Programmiersprache Visual C# (gesprochen: C sharp) unter Einbindung der Klassenbibliothek von ESRI ArcObjects realisiert. Die Verwendung dieser Programmiersprache hat sich als äußerst komfortabel und gerade im Zusammenwirken mit ArcObjects als performante Lösung erwiesen. Die Umsetzung objektorientierter Konzepte, die Möglichkeit der übersichtlichen Strukturierung und die Unabhängigkeit von einer GIS-Oberfläche waren weitere wichtige Gründe für die Verwendung von C#.

Für die Berechnungen der Schneebedeckung wurden 14 Klassen mit 90 Methoden erstellt. Der Ablaufsteuerung kommt dabei eine entscheidende Bedeutung zu, da auf die permanente Speicherung von Zwischenergebnissen wegen des hohen Speicherbedarfs verzichtet werden muss. Sämtliche Berechnungen werden also tageweise durchgeführt, wobei das Endergebnis als Raster gespeichert und für die Akkumulation am jeweils darauf folgenden Tag wieder herangezogen wird.

Die Anforderungen an Prozessor, Arbeitsspeicher und Festplattenkapazität sind relativ groß, sodass eine effiziente Berechnung nur mit einer sehr leistungsfähigen Hardware vorgenommen werden kann. Die erstellte Software läuft nach Belegung der Umgebungsvariablen (z.B. Bounding-Box des Untersuchungsgebietes, Datum von Beginn und Ende des Berechnungszeitraums, Datenbankzugriffparameter, usw.) ohne Benutzereingriff selbstständig in knapp 50 Stunden Rechenzeit (für ganz Österreich) vom ersten bis zum letzten Tag der Untersuchungsperiode durch.

## 4 Fazit und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde die großflächige räumliche Implementierung eines Modells realisiert, welches auf einfachen und wenigen meteorologischen Beobachtungen basiert. Dieser starken Vereinfachung der realen Verhältnisse muss bei der Bewertung der daraus gewonnenen Ergebnisse Rechnung getragen und in Beziehung zum beabsichtigten Zweck gesetzt werden, der sich darauf beschränkt, möglichst gut die räumliche und zeitliche Variabilität der Schneedecke für große Gebiete zu bestimmen.

Die Evaluierung der Ergebnisse hat gezeigt, dass das Modell in der Lage ist, Schneeakkumulation und -schmelze im Verlauf des Untersuchungszeitraums gut abzubilden. Die durchschnittliche Übereinstimmung mit Beobachtungswerten an Stationen beträgt knapp 90 %. Modellschwächen werden hauptsächlich bei massiven Veränderungen der Schneedecke durch Schneefälle bzw. umfangreicher Schmelze ersichtlich.

Die hohe räumliche Auflösung der Ergebnisse von 50 Metern ergibt sich aus der Einbeziehung der potentiellen Globalstrahlung, welche sich auf die möglichst genaue Berücksichtigung der Topographie gründet (SCHAUMBERGER, 2005). Für eine sinnvolle Abschätzung der Schneebedeckung muss dieser Auflösungs Wert relativiert werden, da kleinräumige Einflüsse eine große Rolle spielen, welche vom Modell jedoch nicht mit



einbezogen werden (z.B. Windverfrachtungen, Vegetationsbedeckung, kleinklimatische Besonderheiten, usw.). Eine Aggregation auf größere räumliche Einheiten ist aus diesem Grund angebracht und richtet sich nach der beabsichtigten Anwendung.

#### 4.1 Modellanwendungen

Der große Vorteil des implementierten räumlichen Modells besteht darin, dass sich der Arbeitsaufwand für die Berechnung eines beliebigen Winters auf die tabellarische Bereitstellung der Wetterdaten beschränkt, die dann mit der entwickelten Software automatisiert zu den täglichen Schneedeckenrastern weiter verarbeitet werden. Im Vergleich zu einem fernerkundungsbasierten Ansatz bedeutet dies eine enorme Zeit- und damit Kosteneffizienz, da hier zunächst eine große Menge an Satellitenbilddaten akquiriert und entsprechend aufbereitet werden müsste.

Ein weiterer wichtiger Aspekt der rein modellbasierten Vorgehensweise liegt darin, dass durch die Verwendung von Klimamodelldaten auch zukünftige Entwicklungen abgeschätzt werden können. Temperatur- und Niederschlagswerte aus regionalisierten Klimamodellen reichen aus, um für beliebige zukünftige Perioden eine hoch aufgelöste Information über die Schneedeckenentwicklung zu bekommen. Gerade in der Diskussion über die Folgen des Klimawandels kann die Modellapplikation einen wichtigen Beitrag leisten, wenn es darum geht, regionale Strategien zur Anpassung an geänderte klimatische Bedingungen zu entwickeln. Vor allem für den Wintertourismus sind zeitgerechte Strategieüberlegungen auf Basis der Abschätzung künftiger Schneeverhältnisse eine außerordentlich wichtige Maßnahme und können durch die erarbeitete Applikation unterstützt werden (vgl. KOENIG and ABEGG, 1997).

Die Untersuchung von Szenarien ist nicht nur für den Tourismus eine interessante Anwendung, sondern spielt auch für die Landwirtschaft eine wichtige Rolle. Wasserhaushalt, Frostgefährdung auf schneefreien Anbauflächen und vor allem die möglichen Verschiebungen der Vegetationsperiode bzw. der immer früher einsetzende Vegetationsbeginn haben auf die Agrarwirtschaft folgenschwere Auswirkungen.

Aber auch der Blick in die Vergangenheit ist nicht unerheblich und die Voraussetzung für das Verstehen und Analysieren von Zusammenhängen. Viele hydrologische und agrarmeteorologische Modelle benötigen Informationen über die räumliche Verteilung des Schnees als Input-Parameter. Historische Daten sind in dieser Beziehung für die Kalibrierung von Modellen und der Beobachtung von Trends unverzichtbar (vgl. BREILING, 1998; VINNIKOV and YESERKEPOVA, 1991; LISTON, 1999; KELLER *et al.*, 2005).

Die genannten Beispiele sollen Aspekte der praktischen Anwendung aufzeigen und weisen darauf hin, dass die Ergebnisse des vorliegenden Modells hauptsächlich dazu dienen, in weiteren Modellen und Analysen als Eingangsdaten verwendet zu werden.

#### 4.2 Verbesserungs- und Weiterentwicklungspotential

(1) Die Qualität der Modellergebnisse hängt zu einem großen Teil davon ab, wie gut Niederschlags-, Temperatur- und Globalstrahlungswerte in den einzelnen Rasterzellen repräsentiert werden. Die Verbesserung bei der Überführung von Punktmessdaten in kontinuierliche Oberflächen mittels geeigneter Interpolationsalgorithmen bietet demnach

für die Weiterentwicklung des Modells ein breites Betätigungsfeld. In diesem Bereich wird von Meteorologen und Klimaexperten intensiv geforscht.

(2) Die statische und einheitliche Anwendung des von CAZORZI and DELLA FONTANA (1996) eingeführten Kalibrierungsfaktors *CMF* (Combined melt factor) mit einem Wert von  $0,24 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ Rad}^{-1}$  für das gesamte Untersuchungsgebiet ist kritisch anzumerken. Für künftige Weiterentwicklungen bedarf es einer verbesserten räumlichen Anpassung, indem der Zusammenhang zwischen Veränderungen der Schneehöhe und dem Wasseräquivalents untersucht wird. Für eine Validierung der räumlichen und zeitlichen Differenzierung des Schmelzfaktors empfiehlt sich die Einbeziehung von klassifizierten Fernerkundungsdaten.

(3) Die Globalstrahlung geht in das Modell als potentieller Wert ein und beschreibt die um die topographische Abschattung korrigierte astronomisch mögliche Strahlung, in der atmosphärische Verhältnisse lediglich statisch integriert sind. Der ständig variierende Feuchtigkeitsgehalt in der Atmosphäre wird vernachlässigt und so bleiben Abschattungen durch Wolken und Nebel unberücksichtigt. Die Einbeziehung einer aktuellen Globalstrahlung muss jedoch mit der Neukalibrierung des Schmelzfaktors einhergehen, da der von CAZORZI and DELLA FONTANA (1996) eingeführte Wert auf die Verwendung der potentiellen Globalstrahlung abgestimmt ist.

(4) Der Beginn der jeweiligen Berechnungsperiode wurde mit 1. November festgesetzt. Damit ist die bis dahin vorhandene Schneedecke in den hochalpinen Regionen nicht berücksichtigt, da die Initialisierung mit einem „schneefreien“ Raster erfolgt. Ganzjährige Schneebedeckung müsste auch mit einer ganzjährigen Berechnung abgebildet werden, wobei die Initialisierung auch die Gletschergebiete einbeziehen müsste. In der vorliegenden Arbeit wurde darauf verzichtet, da sich die räumliche und zeitliche Variabilität der Schneedecke hauptsächlich in den Niederungen abspielt.

(5) Eine Berücksichtigung des „Kältespeichers“ der Schneedecke, also den Effekt des Einsickerns des Schmelzwassers und das Wiedergefrieren innerhalb der Schneedecke sollte eine Verbesserung der Modellierung der mächtigen Schneedecken in den alpinen Lagen bringen.

Die angeführten Beispiele als mögliche Ansätze zur Verbesserung des räumlichen Modells zeigen, dass Weiterentwicklungen in vielfältiger Weise auf den bisherigen Arbeiten aufbauen können.

### Danksagung

Die meteorologischen Messdaten wurden freundlicherweise von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Hohe Warte 38, A-1190 Wien sowie vom Hydrographischen Zentralbüro des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Marxergasse 2, A-1030 Wien zur Verfügung gestellt.

## 5 Literaturverzeichnis

- AHRENS C.D. (2007): *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*, Thomson Brooks/Cole, 537 S.
- BARTELME, N. (2000): *Geoinformatik - Modelle, Strukturen, Funktionen*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 419 S.
- BARTELT P. and LEHNING M. (2002): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning, Part I: numerical model, *Cold Regions Science and Technology* 35 (3), S. 123-145.
- BLÖSCHL G. und MERZ R. (2002): Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflussmodellierung. *Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer* 164 (2002), S. 149-178.
- BREILING M. (1998): The Role of Snow Cover in Austrian Economy During 1965 and 1995 and Possible Consequences Under a Situation of Temperature Change. Conference of Japanese Snow and Ice Society, Niigata, 8 S.
- BREILING M. and CHARAMZA P. (1999): The impact of global warming on winter tourism and skiing: a regionalised model for Austrian snow conditions. *Regional Environmental Change* 1 (1), S. 4-14.
- CAZORZI, F. and DALLA FONTANA, G. (1996): Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology* 181 (1-4), 169-187.
- DOBESCH H., DUMOLARD P., and DYRAS I., Eds. (2007): *Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology*. Geographic Information Systems Series, ISTE Ltd., London, 320 S.
- FU P. and RICH P.M. (1999): Design and Implementation of the Solar Analyst: an ArcView Extension for Modeling Solar Radiation at Landscape Scales. Environmental Systems Research Institute (ESRI), ESRI International User Conference, San Diego, 23 S.
- FU P. and RICH P.M. (2002): A geometric solar radiation model with applications in agriculture and forestry. *Computers and Electronics in Agriculture* 37 (1-3), S. 25-35.
- GOOVAERTS P. (1997): *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Applied Geostatistics Series, Oxford University Press, New York, Oxford, 483 S.
- HÄCKEL, H. (2005): *Meteorologie*. 5. Auflage, Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, 446 S.
- HÄGGMARK, L. and IVARSSON, K-I. (1997): MESAN Mesoskalig analys. SMHI RMK Nr. 75, S. 21-28.
- HALL D.K., RIGGS G.A., SALOMONSON V.V., BARTON J.S., CASEY K., CHIEN J.Y.L., DIGIROLAMO N.E., KLEIN A.G., POWELL H.W. and TAIT A.B. (2001): Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the MODIS snow and sea ice-mapping algorithms, <http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/atbd01.html> (01.05.2008).
- KARLSEN S., SOLHEIM I., BECK P., HOGDA K., WIELGOLASKI F., and TOMMERVIK H. (2007): Variability of the start of the growing season in Fennoscandia, 1982–2002. *International Journal of Biometeorology* 51 (6), S. 513-524.
- KELLER F., GOYETTE S., and BENISTON M. (2005): Sensitivity Analysis of Snow Cover to Climate Change Scenarios and Their Impact on Plant Habitats in Alpine Terrain. *Climatic Change* 72 (3), S. 299-319.
- KLEIN S.A. (1977): Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy* 19, S. 325-329.
- KOENIG U. and ABEGG B. (1997): Impacts of Climate Change on Winter Tourism in the Swiss Alps. *Journal of Sustainable Tourism* 5 (1), S. 46-48.
- KONDO J. and YAMAZAKI T. (1990): A Prediction Model for Snowmelt, Snow Surface Temperature and Freezing Depth Using a Heat Balance Method. *Journal of Applied Meteorology* 29 (5), S. 375-384.
- LEVINE N. (2007): *CrimeStat: A Spatial Statistics Program for the Analysis of Crime Incident Locations*. Ned Levine & Associates and the National Institute of Justice, Washington, DC, v3.1.
- LHOTELLIER R. (2007): Daily Winter Air Temperature Mapping in Mountainous Areas. In: DOBESCH H. *et al.* Eds. (2007): *Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology*. Geographic Information Systems Series, ISTE Ltd., London, S. 109-120.
- LI S., TARBOTON D.G., and McKee M. (2003): GIS-based temperature interpolation for distributed modelling of reference evapotranspiration. Poster, AGU Hydrology Days 2003, March 31 – April 2, 2003, Colorado State University, 2 S.
- LISTON G.E. (1999): Interrelationships among Snow Distribution, Snowmelt, and Snow Cover Depletion: Implications for Atmospheric, Hydrologic, and Ecologic Modeling. *Journal of Applied Meteorology* 38 (10), S. 1474-1487.
- MARSH P. (1999): Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects. *Hydrological Processes* 13 (14-15), S. 2117-2134.

- MATSUO, T. and SASYO, Y. (1981): Non-Melting Phenomena of Snowflakes Observed in Sub saturated Air below Freezing Level. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 59, S. 26-32.
- PARAJKA J. and BLÖSCHL G. (2006): Validation of MODIS snow cover images over Austria. *Hydrology Earth System Sciences*, 10, European Geosciences Union, S. 679-689.
- PARAJKA J., HOLKO L., and KOSTKA, Z. (2001): Distributed modelling of snow water equivalent – coupling a snow accumulation and melt model and GIS. GISdevelopment.net – The Geospatial Resource Portal. <http://www.gisdevelopment.net/application/nrm/mountain/mount0007a.htm> (01.05.2008).
- RIGGS G.A, HALL D.K., and SALOMONSON V.V. (2006): MODIS Snow Products: User Guide to Collection 5. National Aeronautics and Space Administration (NASA), [http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/sug\\_c5.pdf](http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/sug_c5.pdf) (01.05.2008)
- SCHAUMBERGER A. (2005): Ertragsanalyse im österreichischen Grünland mittels GIS unter besonderer Berücksichtigung klimatischer Veränderungen. Veröffentlichungen 42, Höhere Bundeslehr- und Forschungsanstalt für Landwirtschaft Raumberg-Gumpenstein, Irdring, 66 S.
- SCHEPPLER P. (2000): Schneedeckenmodellierung und Kalibrationsmöglichkeiten für ausgewählte Beobachtungsstationen. Diplomarbeit, Universität Bern, 111 S.
- TVEITO O.E., WEGEHENKEL M., VAN DER WEL F., and DOBESCH H. (2006): The use of Geographic Information Systems in Climatology and Meteorology, Report, COST Action 719, 245 S.
- VINNIKOV K.Y. and YESERKEPOVA I.B. (1991): Soil Moisture: Empirical Data and Model Results. *Journal of Climate* 4 (1), S. 66-79.
- WEIBEL D., WUNDERLE S., and KLEINDIENST H. (2002): A distributed snow model to simulate the snow cover combining GIS and Remote Sensing. EARSeL Proceedings, Symposium Prague, 2002, S. 383-388.
- ZAMG (2004): Witterungsverlauf Februar 2004. <http://www.zamg.ac.at/fix/klima/wetterlagen02-04.pdf> (01.05.2008).