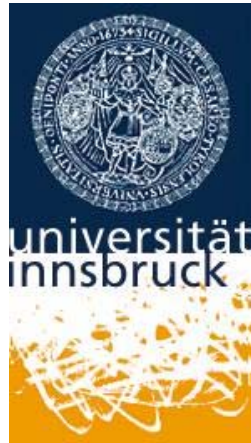


Schneedeckenmodellierung

Kühtai 2002/2003

Sensitivitätsstudien



DIPLOMARBEIT

Zur Erlangung des akademischen Grades
Magister der Naturwissenschaften

an der
Leopold-Franzens Universität
Innsbruck

eingereicht von
ALBERT LEICHTFRIED

Innsbruck, November 2005

Abstract

Simulation of the Snow Pack Evolution at Längental, Kühtai, Austria during the Winter 2002/2003 Sensitivity Studies

The basic objective of this thesis is to perform verified simulations of the snow pack evolution at an alpine site during a complete winter period. Special emphasis is given on aspects related to site-specific measurement conditions, which are typical in alpine regions. Sensitivity studies demonstrate the importance of properly pre-processed meteorological input parameters and the inherent limitations when driving snow models with straightforwardly measured values. These studies should stimulate a corresponding awareness and enhanced exchange of related experiences within the snow modelling community.

The studies are based on meteorological and glaciological observations performed at Kühtai, Austria (47.208°N; 11.006°E; 1930m a.s.l.) during the winter 2002/2003. These data have been used to drive SNTHERM.89, a state of the art and physically based snow cover model developed at CRREL, Hanover, USA. In the first sections the site conditions and the basic model characteristics (structure, parameterisations and set up) are described in detail. A reference run is introduced using a default set up and directly measured input data. Comparing measured and simulated snow height; density as well as surface temperature and snow temperature at 40cm above ground does basic verification. It is shown that several modifications on data input as well as on model parameterisations are necessary in order to achieve reasonable simulation results. On this basis, an enhanced discussion of the energy and mass balance components is given. Moreover, the optimised reference run was used to perform a set of systematic sensitivity studies demonstrating the potential impact of measurement uncertainties (e.g. radiation errors affecting the temperature measurements) as well as of model parameters to be specified by the user (like roughness length or residual water content).

As a major result of these studies the outstanding importance of properly derived input regarding solar radiation (albedo) and precipitation is clearly pointed out. In consequence, related measurements should be exercised with caution, since they are easily disturbed by small-scale topographic features on one hand and tricky measurement problems on the other hand.

Danksagung

Am Beginn dieser Arbeit möchte ich mich bei allen Personen herzlich bedanken, die mir geholfen haben, meinen Weg bis hierher gehen zu können.

Allen voran bedanke ich mich bei meinen Eltern Maria und Arnold Leichtfried, die in jeder Situation meines abwechslungsreichen und belebten Lebens hinter mir stehen und mich bei allen, noch so verrückten, Ideen unterstützen. Danke!

Ein besonders großer Dank gilt meinem Betreuer Dr. Friedrich Obleitner. Er unterstützte diese Arbeit von Anfang bis zum Ende mit großem Fachwissen und Hilfsbereitschaft. Er war nahezu bei jeder Tages- und Nachtzeit bereit, mir bei meinen zahlreichen Fragen zu helfen. Mit dir zusammenzuarbeiten und von dir zu lernen hat viel Freude gemacht, danke Friedl!

Danke an Vroni Gufler, meiner Freundin, die stets zu mir hielt, auch wenn ich zu später Abendstunde mit verwirrtem Kopf und erschöpft von zu vielen Modellläufen nach Hause kam.

Neben meinen Eltern möchte ich mich auch bei meiner Großmutter Maria Leichtfried bedanken, bei der ich viel Zeit als Kind verbrachte, die mich immer wieder mit ihrer für ihr Alter von 90 Jahren sehr hohen Verstandeskraft zum Lachen bringt, und die mich immer unterstützt.

Danke an Univ. Prof. Dr. Michael Kuhn, unseren Institutsvorstand für die genaue Durchsicht dieser Arbeit und auch an alle weiteren Lehrpersonen des Instituts für Meteorologie & Geophysik Innsbruck für die gute Ausbildung, die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes und Hilfe bei der Durchführung dieser Arbeit. Ebenfalls ein Dank an die Werkstatt und an das Sekretariat unseres Instituts für die Unterstützung.

Danke an alle Studenten, die sich mit mir durch das abwechslungsreiche, manchmal mühsame, aber meist sehr interessante Studium geschlagen haben. Ohne euch wäre die Zeit nur halb so schön gewesen!

I N H A L T

Abstract	i
Danksagung	ii
Inhalt	iii
1. EINLEITUNG	1
1.1 Motivation.....	1
1.2 Ziele der Arbeit.....	3
1.3 Methode.....	5
1.4 Datensatz Kühtai 2002/2003.....	6
2. DAS SCHNEEDECKENMODELL SN THERM.89	7
2.1 Aufbau des Modells.....	8
2.1.1 Schichtung.....	8
2.1.2 Finite-Differenzen Gitter.....	9
2.1.3 Transport von Wärme und Masse.....	10
2.1.4 Massenbilanz.....	12
2.1.4.1 Schneesetzung und Mikrostruktur.....	13
2.1.4.2 Flüssigwasser.....	14
2.1.4.3 Niederschlag.....	15
2.1.5 Energiebilanz eines Volumselementes	15
2.1.6 Energiebilanz an der Schneeoberfläche.....	17
2.1.7 Neuschneedichte.....	18
2.1.8 Albedo.....	19
2.2 Prozessabläufe in SN THERM.89.....	21
2.3 Modelleinstellungen.....	23
2.3.1 Dateninput und Modelleinstellungen.....	23
2.3.2 Datenoutput.....	24

3.	ERHEBUNG DER MESSDATEN.....	25
3.1	Die Station in Kühtai.....	25
3.2	Überblick der Messdaten.....	28
3.3	Strahlung.....	29
3.4	Lufttemperatur.....	30
3.5	Luftfeuchte.....	31
3.6	Schneehöhe.....	32
3.7	Ausgewählte Ereignisse im Zeitraum der Messreihe.....	33
3.7.1	Größter Neuschneefall des Winters.....	33
3.7.2	Tiefste Lufttemperatur.....	35
3.7.3	Südföhn am 20. und 21. Januar 2003.....	37
4.	ERSTE MODELLLÄUFE.....	38
4.1	Einstellungen für den Referenzlauf.....	38
4.2	Referenzlauf: Dichtevisualisierung.....	40
4.3	Referenzlauf: Verifikation der modellierten Schneehöhe.....	41
5.	OPTIMIERUNG DES REFERENZLAUFES.....	44
5.1	Optimierungsmaßnahmen für die Akkumulationsperiode.....	44
5.2	Optimierungsmaßnahmen für die Ablationsperiode.....	46
5.3	Der optimierte Referenzlauf.....	48
5.3.1	Verifikation.....	49
5.3.2	Räumliche und zeitliche Entwicklung.....	55
5.4	Energiebilanz.....	61
5.4.1	Strahlung.....	62
5.4.2	Turbulente Flüsse.....	64
5.4.3	Simulationsergebnisse.....	66
5.4.3.1	Strahlungsbilanz der modellierten Schneedecke.....	69
5.4.3.2	Globalstrahlungsverlauf.....	70
5.4.3.3	Turbulente Wärmeströme.....	71
5.4.4	Energiebilanzvergleiche.....	73

6.	SENSITIVITÄTSSTUDIEN.....	74
6.1	Sensitivität gegenüber dem Dateninput.....	74
6.1.1	Lufttemperatur.....	74
6.1.2	Relative Luftfeuchte.....	78
6.1.3	Globalstrahlung.....	81
6.1.4	Windgeschwindigkeit.....	84
6.1.5	Wasseräquivalent.....	86
6.2	Sensitivität bezüglich der Modelladjustierungen.....	88
6.2.1	Rauhigkeitslänge z_0	88
6.2.2	Wassergehalt.....	92
6.2.3	Albedo.....	95
6.3	Überblick der Sensitivitätsstudien.....	97
6.3.1	Schneehöhe.....	97
6.3.2	Oberflächentemperatur.....	99
6.3.3	Schneetemperatur.....	100
6.3.4	Gesamtübersicht.....	101
7.	ZUSAMMENFASSUNG.....	102
	NACHWORT	
N1	Aufbau einer Wetterstation in Lech/Arlberg.....	105
N1.1	Verwendete Messgeräte und Messgrößen.....	108
N1.2	Schneedeckenbeobachtung in Lech.....	109
N1.3	Probleme bei der Datenerhebung in Lech.....	111
N1.4	Datensatz Lech im Überblick.....	113
N1.4.1	Periode zwei (28.01.04 bis 29.02.04).....	113
N1.4.2	Periode drei (11.03.04 bis 16.04.04).....	115
	Literaturverzeichnis.....	117
	Lebenslauf.....	122

1. EINLEITUNG

1.1 Motivation

Das poröse Medium Schnee fasziniert mich schon seit meiner Kindheit, ob zum Schneemannbau, als aktiver Skirennläufer oder als Grundlage zur Ausübung meiner Tätigkeiten als Berg- und Skiführer bzw. Skilehrer. Die Faszination für das Medium Schnee liegt in seiner immensen Vielfalt. Sei es die Tatsache, dass die Schneedecke an keinem Ort gleich aufgebaut ist, oder dass es unmöglich ist, zwei exakt gleiche Schneekristalle zu finden. Aber auch der Gesichtspunkt, in meiner Tätigkeit als Skiführer ständig mit der Einschätzung und Beurteilung der Schneedecke und deren Stabilität konfrontiert zu sein, war für mich ausschlaggebend bei der Wahl des Themas für meine Diplomarbeit. Auch der faszinierende Ablauf bei der Entstehung des Schnees, die der Wissenschaft immer noch Rätsel aufgibt, ist Teil meiner Motivation. Nachfolgend eine kurze Zusammenfassung, wie es vom Wasserdampf in der Atmosphäre zur winterlichen Schneedecke und deren Verlauf kommt. Eiskristalle entstehen bei Temperaturen weit unter 0°C durch Überschreiten der durch Temperatur und Druck vorgegebenen Höchstmenge an Wasserdampf und Vorhandensein von Gefrierkeimen in der Atmosphäre. Sie haben alle eine sechseckige, symmetrische Grundform, sind aber je nach den atmosphärischen Entstehungsbedingungen sehr verschieden. Diese Eiskristalle in Form von Sternen, Hanteln, Plättchen, Prismen, Nadeln oder unregelmäßige Formen verbinden sich meist während des Niederfallens zu Schneeflocken und lagern sich bei entsprechenden Bodentemperaturen als Schneedecke am Boden ab. Die Schneedecke ist ständigen Veränderungen unterworfen, sie wird durch physikalische Vorgänge im Lauf des Winters auf verschiedenste Weise umgewandelt. Diese Umwandlung (Metamorphose) wird durch thermodynamische Gesetzmäßigkeiten gesteuert, wobei andere Kristallformen und Korngrößen entstehen. Dabei verändern sich Dichte, Porenanteil und Struktur des Schnees und damit auch die Verformbarkeit und Festigkeit. Andererseits werden durch Metamorphose auch die Spannungen, respektive die Bruchbereitschaft der Schneedecke beeinflusst (Munter, 1999; Gabl et al., 1996).

Die Schneedecke einen Winter lang zu beobachten und meteorologische Messungen an der Schneedecke durchzuführen, um diese Daten später in einem Schneedeckenmodell zu verwenden, war das anfängliche Ziel dieser Arbeit. Die Messungen der meteorologischen Parameter an der Schneedecke wurden mit einer Wetterstation, welche die Parameter Schneehöhe, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Schneetemperatur, Bodentemperatur, Windrichtung, Windgeschwindigkeit sowie die kurz- und langwelligen Strahlungskomponenten misst, durchgeführt.

Diese Parameter dienen als Input für die Simulation der Schneedecke anhand eines Schneedeckenmodells. Die visualisierten, modellierten Daten werden mit den Beobachtungen verglichen.

Später werden mit dem Schneedeckenmodell Sensitivitätsstudien durchgeführt, um die Empfindlichkeit der Eingabeparameter sowie der Modelleinstellungen zu zeigen.

Der Aufbau und die Inbetriebnahme der Station, sowie das Experimentieren mit unterschiedlichen Schneedeckenmodellen und Einstellungen war eine oft ermüdende Beschäftigung, aus der ich aber sehr viel lernen konnte. Die Motivation, mehr vom porösen Medium Schnee lernen und verstehen zu können, wurde durch diese Arbeit, wenn auch noch viele Fragen offen bleiben, ausreichend erfüllt.

1.2 Ziele der Arbeit

Ziel dieser Arbeit ist es, vertiefte Kenntnisse zur Entwicklung der Schneedecke während eines Winters an einem hochalpinen Standort zugewinnen. Dies erfolgt auf der Basis von Messungen und darauf aufbauenden Modellrechnungen, wobei unter anderem methodische Aspekte im Vordergrund stehen.

Die Erfahrung, dass manche Modellläufe auf Anhieb gut gelingen, andere auch mit erheblichem Aufwand nur schwer zu optimieren sind, ist selten dokumentiert beziehungsweise verifiziert. Da diese Erfahrungen für den Betrieb eines Schneedeckenmodells von großer Wichtigkeit sind, soll ebenso Ziel dieser Arbeit die Dokumentation solcher Erfahrungen aus den durchgeführten Empfindlichkeitsstudien sein.

Weiteres vertieft diese Arbeit den Überblick über die Funktionsweise des Schneedeckenmodells SNTHERM.89. Es werden die Modellphysik, die Erzeugung der Inputdaten sowie Besonderheiten des Modells behandelt. Des Weiteren wird ein Überblick über die Messdatenerhebung an einer Wetterstation und Schneedeckenbeobachtung gegeben.

Der dabei erhaltene Datensatz wird mit Hilfe des Schneedeckenmodells SNTHERM.89 simuliert. Diese Simulation wird durch verschiedene Optimierungsmaßnahmen verbessert und mit den Daten der Schneedeckenbeobachtung beziehungsweise mit den gemessenen meteorologischen Parametern, die zur Verifikation dienen, verglichen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde für das Schneedeckenmodell SNTHERM.89 eine Visualisierung der modellierten Daten im Mathematikprogramm MATLAB 7.0 hergestellt. Es können Vertikalschnitte der Schneedecke, Verlauf der modellierten Parameter des obersten Knotenpunktes (Wert im Zentrum der obersten Schneesicht) sowie eine dreidimensionale Darstellung der Parameter visualisiert werden.

Ebenfalls soll gezeigt werden, welche der meteorologischen Parameter sich besonders stark auf die Qualität der Modellierung auswirken. Diesen Parametern sollte für zukünftige Messungen besondere Aufmerksamkeit bei der Gerätewahl, Eichung und Aufbau sowie Wartung am Standort geschenkt werden.

Ein weiteres Ziel ist die Durchführung von Sensitivitätsstudien der Schneedeckenmodelle. Es soll gezeigt werden, welche Modelladjustierungen möglich sind und wie sich diese Adjustierungen in den Modellen auf die erzeugten Simulationen auswirken.

1.3 Methode

Als Datenquelle dient der in Kapitel 1.4 näher beschriebene Datensatz aus Kühtai, Tirol. Diese Daten sind bereits im Rahmen der Diplomarbeit von Josef Lang, 2004 kontrolliert beziehungsweise homogenisiert (ergänzt) worden und dienten auch als Input für Simulationen mit dem Schneedeckenmodell SNOWPACK.

Im Rahmen dieser Arbeit wird der Datensatz für Simulationen mit dem Schneedeckenmodell SNTHERM.89 aufbereitet und es wird mit Hilfe verschiedener Optimierungsmaßnahmen ein so genannter „optimierter Referenzlauf“ erzeugt. Dieser optimierte Referenzlauf wird mit den Schneedeckenbeobachtungen und den gemessenen Verifikationsparametern verglichen und verifiziert.

Schließlich wurden unter Verwendung dieses optimierten Referenzlaufes Empfindlichkeitsstudien durchgeführt, die Erkenntnisse für die eigentliche Zielsetzung dieser Arbeit liefern.

Bei den Ergebnissen wird insbesondere die Abhängigkeit von verschiedenen meteorologischen Parametern, sowie Modelleinstellungen und Aspekten des Standortes betrachtet.

1.4 Datensatz Kühtai 2002/2003

Für diese Arbeit wurde der Datensatz einer Mess- und Beobachtungsreihe im Bereich des Kraftwerkes Kühtai, der vollständige Daten vom 15. November 2002 bis zum 29. April 2003 enthält, verwendet. Diese im Rahmen des Praktikums „Methoden der Glaziologie“ aufgezeichneten Daten stammen aus einer Messstation des Instituts der Meteorologie und Geophysik der Leopold Franzens Universität Innsbruck, welche speziell für den Einsatz im hochalpinen Gelände gebaut wurde. Das Ziel dieses Praktikums war die Beobachtung der Schneedecke und die Messung der meteorologischen Parameter. Eine erste Auswertung der Daten wurde von Josef Lang im Rahmen seiner Diplomarbeit 2004 durchgeführt. Lang (2004) optimierte den Datensatz und verwendete für die Simulation der Schneedecke das Schneedeckenmodell SNOWPACK. Das Ergebnis der Simulation wurde mit den durchgeführten Schneedeckenuntersuchungen und Messungen graphisch verglichen. Die verglichenen Parameter sind die Schneetemperatur in zwei verschiedenen Höhen, die Dichte, die Schneehöhe, der Wasserwert und der Zeitpunkt zu dem die Schneedecke durchaus 0 °C betrug. Im Vergleich zu den Messungen sind die vom Modell berechneten Schneetemperaturen über den Großteil der Periode zu hoch. Die simulierte Dichte ist größtenteils zu hoch, wobei der Unterschied im Frühjahr am Größten ist. Den Zeitpunkt der homogenen 0 °C Schneedecke simuliert das Modell um gut 20 Tage zu früh, eine Folge der höheren Modelltemperaturen. Die Strukturvergleiche der modellierten Schneedecke mit den beobachteten Schneeprofilen zeigen im Wesentlichen eine gute Übereinstimmung (Lang, 2004).

Diese Arbeit soll auf den schon durchgeführten Untersuchungen von Lang (2004) aufbauen. Der aufgrund durchgehender Daten von Winterbeginn bis zum Ende der Ablationsperiode sehr gut geeignete Datensatz soll mit Verwendung des Schneedeckenmodells SNTHERM.89 simuliert werden, um zusätzlich neue Erkenntnisse aus den Empfindlichkeitsstudien für die Modellhandhabung und die Standortwahl zu gewinnen.

2. DAS SCHNEEDECKENMODELL SNTHERM.89

Die Schneedeckensimulationen in dieser Arbeit wurden mit dem eindimensionalen Massen- und Energiebilanzmodell SNTHERM.89 durchgeführt. SNTHERM.89 wurde am CRREL (Cold Regions Research & Engineering Laboratory, Hanover, USA) entwickelt (Jordan, 1991).

Der ursprüngliche Aufgabenbereich lag in der Vorhersage von Schneeoberflächentemperaturen für die Amerikanische Armee, im Speziellen der Vorhersage von Schneeoberflächentemperaturdifferenzen zwischen Panzerspuren im Schnee und unberührtem Schnee.

Später wurde das Modell für ein breites Spektrum ziviler Anwendungen genutzt. Beispiele dafür sind die Vorhersage der spektralen Signaturen der Schneedecke im alpinen Gelände in Kalifornien (Davis et al., 1993), Nutzung für hydrologische Anwendungen wie Simulation der Schneebedeckung und Abflussberechnungen mit Hilfe von Satellitendaten (Carroll et al., 2001), Auswirkungen auf Meereseis durch Energiebilanzänderungen und Bildung von Superimposed Ice (Haas & Nicolaus, 2002) und biologische Anwendungen wie die Untersuchung der Effekte von Waldpartikeln auf die Ablation von Schnee (Hardy et al., 2000).

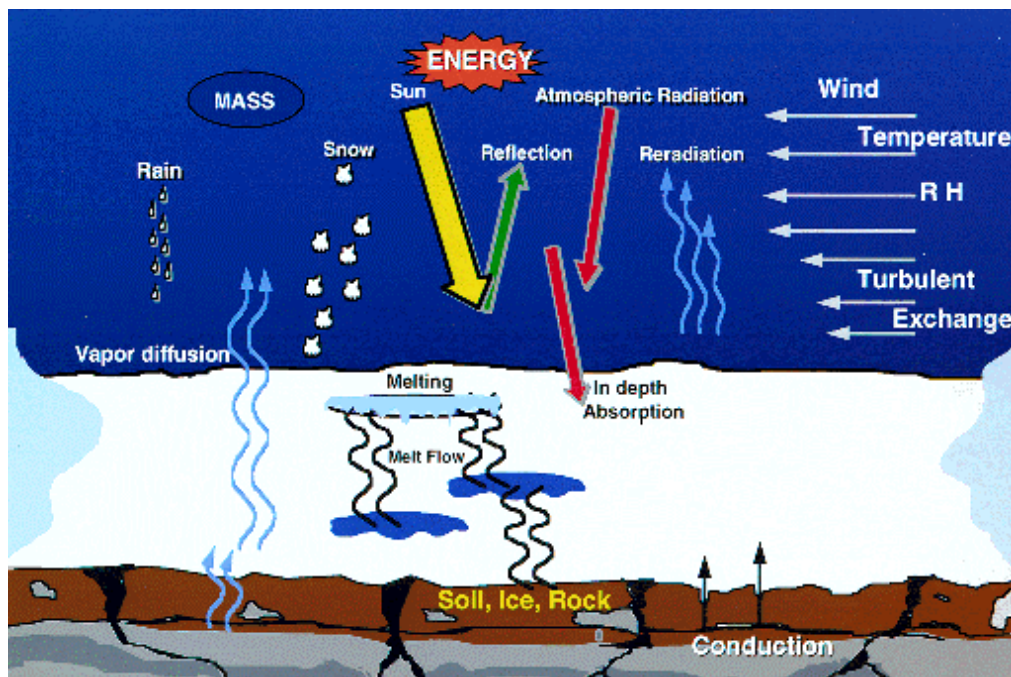


Abb. 2.1: Schematische Darstellung der in SNTHERM behandelten physikalischen Prozesse in der Schneedecke (CRREL)

2.1 Aufbau des Modells

2.1.1 Schichtung

Die Beschreibung der Schnee- und Bodenschichten basiert auf der Mischungstheorie, welche Schnee als Kombination der Volumenanteile von Eis, Flüssigwasser, Wasserdampf und Luft charakterisiert.

$$\rho_t = \sum_k \Theta_k \rho_k = \sum_k \gamma_k \quad (2.1)$$

ρ_t ...Dichte für gesamtes Medium [kg/m^3]

k ...zusammenfassender Index für die einzelnen Komponenten

v ...Wasserdampf

l ...Flüssigwasser

i ...Eis

a ...Luft

Θ ...Volumenanteile [m^3/m^3]

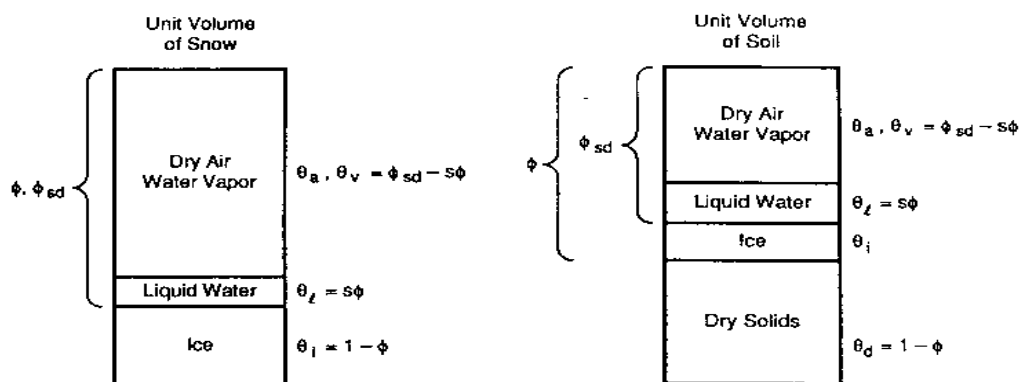
γ_k ...Masse / Gesamtvolumen (bulk density) [kg/m^3]

In Summe ergeben die Volumenanteile der einzelnen Komponenten den Wert 1:

$$\sum_k \Theta_k = \Theta_v + \Theta_l + \Theta_i + \Theta_a = 1 \quad (2.2)$$

Die Bodenschichten werden als trockene, mineralische Substanz Θ_d mitsimuliert.

In Abbildung 2.1 sind die wichtigsten Prozesse, welche Energie und Masse zwischen Atmosphäre, Schnee und Boden austauschen, dargestellt.



ϕPorosität

ϕ_{sd}Festkörperporosität (Volumen des Porenraumes (Gesamtvolumen - Festkörpervolumen))

Abb. 2.2: Beziehungen zwischen den Volumenanteilen für Schnee und Boden (Jordan, 1991)

2.1.2 Finite-Differenzen Gitter

Für die numerische Lösung werden die Schnee- und Bodenschichten in n horizontale und planparallele Elemente mit variabler Dicke Δz unterteilt. Abbildung 2.3 zeigt das Finite-Differenzen-Gitter.

j steht für den Index einer Schicht. Generell ist das Gitter so konstruiert, dass Volumsgrenzen einzelner Elemente mit der natürlichen Schichtung der Schneedecke übereinstimmen. Die Wahl dieses Schemas beinhaltet die Annahme der Homogenität innerhalb der einzelnen Schneeschichten. Eine Kompression des Gitters während der Schneesetzung ist durch diese Konfiguration ebenfalls möglich. Wird jedoch die Mindestdicke Δz_{\min} unterschritten, wird diese Schicht mit der dünneren Nachbarschicht verbunden. Nach diesem Verfahren wird der Abbau der Schneedecke simuliert. Bei Niederschlag und daraus resultierendem Aufbau der Schneedecke werden neue Elemente gebildet.

Die Höhe (z) spezifiziert die Position der einzelnen Elemente relativ zur Schnee/Boden-Grenzschicht. ($z=0$ für die Untergrenze der ersten Schneeschicht)

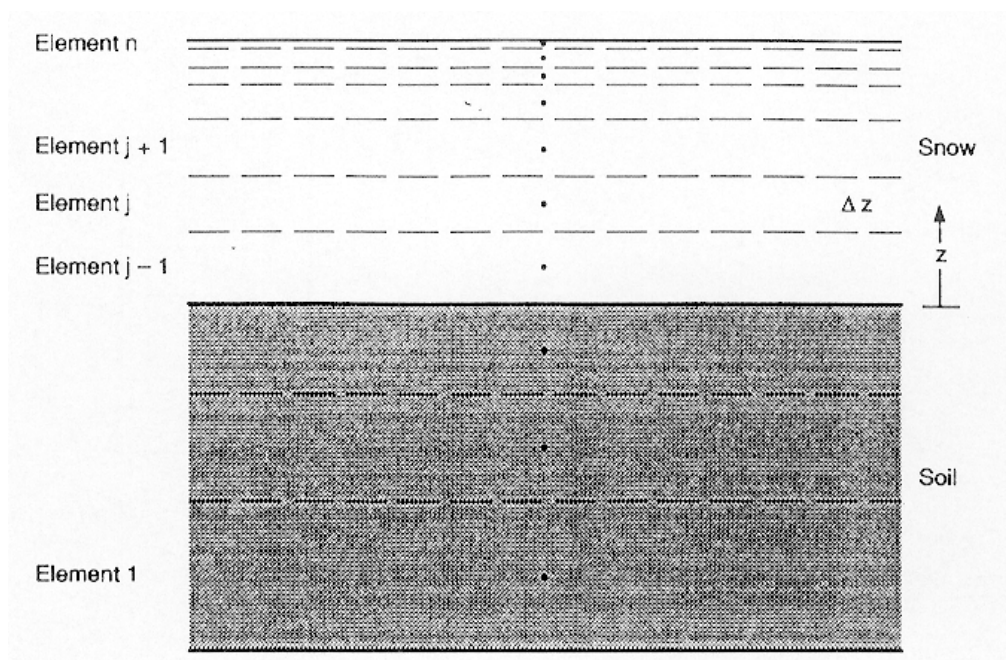


Abb. 2.3: Schematische Darstellung des Finite-Differenzen-Gitters (Jordan, 1991)

2.1.3 Transport von Wärme und Masse

In einem porösen Medium unterliegen Wärme- und Massentransport den Erhaltungsgleichungen für Masse, Impuls und Energie. Innerhalb eines Kontrollvolumens ΔV müssen die zeitliche Änderung dieser Erhaltungsgrößen mit dem Nettofluss durch die Grenzschicht an der Oberfläche ΔS plus der internen Produktion gleich sein. Im Modell wird die Kontrollvolumenmethode nach Patankar (1980) verwendet. Die Erhaltungsgrößen bleiben mit dieser Methode (in der Theorie) über diskrete Volumina erhalten, was eine physikalische Interpretation im Vergleich zu punktorientierten Finite-Differenzen Schemata erleichtert. Die integrale Form der Kontrollvolumenmethode zeigt Gleichung 2.3:

$$\underbrace{\frac{d}{dt} \int_V \gamma_k \Omega dV}_{\text{Zeitliche Veränderung}} = - \underbrace{\sum_k \int_S \bar{J} \cdot d\bar{S}}_{\text{Flüsse}} + \underbrace{\int_V \bar{S} dV}_{\text{Quellterm}} \quad (2.3)$$

Ω ...Erhaltungsgröße [$X \text{ kg}^{-1}$]; X ...Eigenschaft z.B.: Energie [J]

γ_k ...Masse/ Gesamtvolumen (bulk density) [kg/m^3]

k ...zusammenfassender Index für die einzelnen Komponenten

\bar{J} ...generalisierter Flussvektor (positiv nach oben) [$X \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$]

\bar{S} ...Flächenvektor [m^2]

S ...Quelldichte [$X \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$]

V ...Volumen [m^3]

Die Balken stehen für eine zeitliche Mittelung über den Zeitschritt Δt . Basierend auf Gradienten zwischen Volumenelementen, werden die Integrale über das gesamte Volumen berechnet ($\Delta V = A \Delta z$).

Nur unter der Annahme, dass die physikalischen Größen homogen sind, reduziert sich diese Formulierung auf die weiter verbreiterte Finite-Differenzen Methode (Smith 1978; Albert, 1983) womit Gleichung 2.3 folgendermaßen angeschrieben werden kann:

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \gamma_k \Omega \Delta z}_{\text{Zeitliche Änderung}} = - \underbrace{\sum_k \left[J^{*j+\frac{1}{2}} - J^{*j-\frac{1}{2}} \right]}_{\text{Flüsse}} + \underbrace{\frac{S \Delta z}{\rho}}_{\text{Quellterm}} \quad (2.4)$$

J^*Fluss (Stern steht für: konvektiv oder diffusiv oder Kombination von beiden)

$j + \frac{1}{2}$Index für die obere Grenzschicht des Kontrollvolumens

$j - \frac{1}{2}$Index für die untere Grenzschicht des Kontrollvolumens

Im Weiteren werden für jeden Zeitschritt die Massen- und Energiebilanz unter Verwendung eines Crank-Nicolson Gewichtungsschemas (die Größen variieren linear mit der Zeit über Δt) gelöst. Zuerst werden die Massenflüsse bestimmt, um anschließend an die Energiegleichung gekoppelt zu werden.

Konduktiv-diffusive Flüsse werden über ein „central difference“ Schema (Smith 1978, Albert 1983) in folgender Weise behandelt:

$$\left[\bar{J}^{j+\frac{1}{2}} - \bar{J}^{j-\frac{1}{2}} \right] = - \left[\left(\rho_t D \frac{\partial \Omega}{\partial z} \right)^{j+\frac{1}{2}} - \left(\rho_t D \frac{\partial \Omega}{\partial z} \right)^{j-\frac{1}{2}} \right] \quad (2.5)$$

Ω ...Erhaltungsgröße [$X \text{ kg}^{-1}$]

D ...Diffusionskoeffizient [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]

\bar{J} ...generalisierter Flussvektor (positiv nach oben) [$X \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$]

ρ_t ...Gesamtdichte [kg m^{-3}] (In der technical documentation (JORDAN, 1991) fehlt dieser Parameter)

Ein „upwind“ Schema (Patankar 1980) wird für konvektive Flüsse verwendet:

$$\left[\bar{J}^{j+1} - \bar{J}^j \right] = \left[(U\Omega)^{j+1} - (U\Omega)^j \right] \quad (2.6)$$

U ...Massenfluss [$\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$]

2.1.4 Massenbilanz

Sind die Massenflüsse bestimmt, werden die Massenbilanzgleichungen gleichzeitig auf das gesamte Medium und auf die einzelnen Komponenten angewandt.

Wird der Wasserdampftransport innerhalb der Schneedecke wie in Gleichung 2.7 ausgedrückt,

$$U_v = -D_{es} C_{kT} \frac{\partial T}{\partial z} = -D_{e0s} \left(\frac{1000}{P_a} \right) \left(\frac{T}{273,15} \right)^6 C_{kT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.7)$$

P_aLuftdruck [hPa]

D_{es}, D_{eg}effektive Diffusionskoeffizienten für Schnee und Boden

D_{e0s}, D_{e0g}effektive Diffusionskoeffizienten bei Standardbedingungen (1000hPa, 0°C)

f_{rh}anteilmäßige Luftfeuchtigkeit am Gesamtmedium (0.0 bis 1.0)

C_{kT}Temperatur/Dampfdichteabhängigkeit [$\text{kg m}^{-3} \text{K}^{-1}$]

so kann nach Jordan (1991) die Kontinuitätsgleichung für das gesamte Medium und für die einzelnen Komponenten innerhalb der Schneedecke wie folgt angeschrieben werden:

Für das gesamte Medium:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_t \Delta z) - \overline{\rho_{vk,sat} f_{rh}} \frac{\partial (\Theta_v \Delta z)}{\partial t} = - \overline{(U_l^{j+1} - U_l^j)} - \overline{(U_v^{j+\frac{1}{2}} - U_v^{j-\frac{1}{2}})} \quad (2.8)$$

Für Eis:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\gamma_i \Delta z) = - \overline{M_{li} \Delta z} - \overline{M_{vi} \Delta z} \quad (2.9)$$

M_{li}Schmelzrate [$\text{kg/m}^3 \text{s}$]

M_{vi}Sublimationsrate [$\text{kg/m}^3 \text{s}$] ($M_{vi}=0$ wenn $\Theta_l > 0.02$)

γ_iMasse Eis/Gesamtvolumen [kg/m^3]

Für Flüssigwasser:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\gamma_l \Delta z) = -\left(\overline{U_l^{j+1}} - \overline{U_l^j}\right) + \overline{M_{li} \Delta z} - \overline{M_{vl} \Delta z} \quad (2.10)$$

Für Wasserdampf:

$$\left(\overline{\Phi_{sd}} - \overline{\Phi_s}\right) \Delta z f_{rh} C_{kT} \frac{\partial T}{\partial t} = -\left(\overline{U_v^{j+\frac{1}{2}}} - \overline{U_v^{j-\frac{1}{2}}}\right) + \overline{M_{vl} \Delta z} + \overline{M_{vl} \Delta z} \quad (2.11)$$

Φ_{sd}Festkörperporosität (für Volumen zwischen Festkörper und Gesamtvolumen)

Φ_sSchneeporosität

M_{vl}Verdunstungsrate [kg/m³s] ($M_{vl}=0$ wenn $\Theta_l \leq 0.02$)

2.1.4.1 Schneesetzung und Mikrostruktur

Schon kurz nach dem Auftreffen einer Schneeflocke an der Schneeoberfläche verlieren die Schneeflocken und Kristalle ihre ursprüngliche Form und treten in die Metamorphose ein. Kristalle brechen und bauen sich aufgrund mechanischer Kräfte oder durch thermodynamische Einwirkungen zu rundlichen Formen ab. Die Schneedecke beginnt sich zu verbinden und zu setzen. Die Schneesetzungsrate CR [s⁻¹] wird aus den folgenden drei Beiträgen berechnet:

- 1.) Direkt nach dem Schneefall einsetzende abbauende Metamorphose CR_{met} , welche bis zu einer Neuschneedichte von 150 kg/m³ bedeutend ist. CR_{met} ist eine Funktion der Schneetemperatur, Schneedichte und Flüssigwassergehalt.
- 2.) Setzung durch Eigengewicht CR_{eig} , welche eine Funktion von Auflast, Viskosität, Schneetemperatur und Schneedichte ist.
- 3.) Setzung durch Schmelzprozesse $CR_{schmelz}$, die von der Schmelzrate und der Schichtdicke abhängt.

$$CR \equiv -\frac{1}{\Delta z} \frac{\partial \Delta z}{\partial t} = CR_{met} + CR_{eig} + CR_{schmelz} \quad (2.12)$$

Für die Beschreibung der Mikrostruktur des Schnees wird der durchschnittliche Korndurchmesser (d) [m] als einziger Parameter verwendet. Dieser wird in großem Ausmaß durch den Massenfluss U_v , beziehungsweise durch den Flüssigwassergehalt Θ_l , bestimmt, wobei folgende Parametrisierung Anwendung findet:

$$\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{g_1 |U_v|}{d} \quad \text{für } \Theta_l = 0 \quad (2.13)$$

$$\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{g_2}{d} (\Theta_l + 0.05) \quad \text{für } 0 < \Theta_l < 0.09 \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{g_2}{d} (0.14) \quad \text{für } \Theta_l \geq 0.09 \quad (2.15)$$

$\frac{\partial d}{\partial t}$ beschreibt die Wachstumsrate des Korndurchmessers [m/s]. Die einstellbaren Parameter g_1 [m^4kg^{-1}] und g_2 [m^2s^{-1}] dienen zur Abstimmung mit diversen Messungen. Wird der Korndurchmesser größer, verlangsamt sich die Wachstumsrate.

2.1.4.2 Flüssigwasser

Der Fluss von Flüssigwasser innerhalb der Schneedecke wird mit Hilfe des in Gleichung 2.6 gezeigten „upwind“ Schemas diskretisiert. Die Gleichung für den Fluss in der Form mit Verwendung der Schwerebeschleunigung lautet:

$$U_l = \rho_l \Theta_l v_l = -\frac{K_l}{\mu_l} \rho_l^2 g \quad (2.16)$$

U_lMassenfluss an Flüssigwasser [$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$]

v_l"seepage-velocity"- Mittelwert über die Punktvektoren der Fluidpartikel [m/s]

K_lhydraulische Permeabilität [m^2]

gSchwerebeschleunigung ($9,80 \text{ m}/\text{s}^2$)

μ_ldynamische Viskosität [$\text{N s}/\text{m}^2$]

2.1.4.3 Niederschlag

Massenflüsse an der Schneeoberfläche finden durch Niederschlag in Form von Schnee oder Regen beziehungsweise durch den turbulenten Austausch von Wasserdampf statt. Beim Aufbau der Schneedecke durch Niederschlag erhält das oberste Element Zuwachs an Dicke durch folgende Gleichung:

$$\frac{\partial \Delta z}{\partial t} = \frac{\text{fallrate}}{3600} - CR \Delta z \quad (2.17)$$

fallrate...stündliche Akkumulation [m/h]

CR.....Kompaktionsrate [s^{-1}]; (> 0)

2.1.5 Energiebilanz eines Volumenelementes

Die Energiegleichung, welche die zeitliche Änderung von Enthalpie (Summe von innerer Energie und mechanische Energie) innerhalb der Schneedecke beschreibt, wird in folgender Form angeschrieben: (*k*....*Summationsindex für i,l,v*)

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho_i h_i dV}_{\text{Zeitl. Änderung der Enthalpie}} = \underbrace{-\sum_k \int_S \bar{U}_k h_k \cdot d\bar{S}}_{\text{durch Massenfluss}} + \underbrace{\int_S k_t \nabla T \cdot d\bar{S}}_{\text{durch Wärmeleitung}} + \underbrace{\int_S \bar{I}_R \cdot d\bar{S}}_{\text{durch Strahlungsfluss}} \quad (2.18)$$

k_t....Wärmeleitfähigkeit für gesamtes Medium [W/K m]

h_k....spezifische Enthalpien (*h_i, h_l, h_v*) [J/kg]

Der Term für den Massenfluss in Gleichung 2.18 steht für den Transport von Enthalpie durch den Massenfluss von Flüssigwasser \bar{U}_l , Wasserdampf \bar{U}_v und fallenden, trockenen Schnee oder Eis \bar{U}_i (\bar{U}_i beschränkt auf das oberste Element). Die Wärmeleitung wird über das Gesetz von Fourier beschrieben und der Strahlungsfluss \bar{I}_R bezeichnet die Bilanz der kurz- und langwelligen Nettostrahlung.

Wird der Wasserdampftransport über einen Temperaturgradienten parametrisiert (Gleichung 2.7), so kann Gleichung 2.18 für die numerische Lösung folgendermaßen formuliert werden:

$$\begin{aligned}
 \underbrace{\frac{\partial}{\partial t}(\rho_l h_l \Delta z) - \rho_{v,sat} f_{rh} \frac{\partial(h_v \Theta_v \Delta z)}{\partial t}}_{\text{Terme: (I) Änderungsrate der gespeicherten Wärme}} &= \underbrace{-\left[(U_l h_l)^{j+1} - (U_l h_l)^j\right]}_{\text{(II) Wasserfluss}} \\
 + \underbrace{\left(h_v D_e C_{kT} \frac{\partial T}{\partial z}\right)^{j+\frac{1}{2}} - \left(h_v D_e C_{kT} \frac{\partial T}{\partial z}\right)^{j-\frac{1}{2}}}_{\text{(III) Wasserdampfdiffusion}} & \\
 + \underbrace{\left(k_t \frac{\partial T}{\partial z}\right)^{j+\frac{1}{2}} - \left(k_t \frac{\partial T}{\partial z}\right)^{j-\frac{1}{2}}}_{\text{(IV) Konduktion}} + \underbrace{\left(I_s^{j+\frac{1}{2}} - I_s^{j-\frac{1}{2}}\right)}_{\text{(V) Strahlungsflussdivergenz}} & \quad (2.19)
 \end{aligned}$$

Dabei wird angenommen, dass nur die kurzwellige Strahlung I_s durch das oberste Element durchdringt. Der Massenanteil der Luft beträgt weniger als 1% der Gesamtmasse.

Der Energiebeitrag aus der Wasserdampfdiffusion und der Wärmeleitung wird mit Hilfe einer effektiven Wärmeleitfähigkeit in der Energiegleichung zusammengefasst (Term IV):

$$k_e = k_t + L_{vi} D_e C_{kT} \quad (2.20)$$

k_eeffektive Wärmeleitfähigkeit, beinhaltet Wasserdampfeffekte [W/m K]

k_tWärmeleitfähigkeit des gesamten Mediums [W/m K]

L_{vi}Latente Sublimationswärme ($2,83 \cdot 10^6$ J/kg)

D_eEffektiver Diffusionskoeffizient [m^2 / s]

Die Wärmeleitfähigkeit für Schnee wird folgendermaßen formuliert:

$$k_s = k_a + (7,75 \cdot 10^{-5} \gamma_s + 1,105 \cdot 10^{-6} \gamma_s^2)(k_i - k_a) \quad (2.21)$$

$k_{(s,a,i)}$Wärmeleitfähigkeit für Schnee, Luft, Eis [W/m K]

γ_sSchneedichte [$kg m^{-3}$]

2.1.6 Energiebilanz an der Schneeoberfläche

Die Energiebilanz für die Schneeoberfläche I_{TOP} [W/m²] besteht aus folgenden Komponenten: turbulente Flüsse sensibler und latenter Wärme, kurz- und langwellige Strahlung sowie konvektive Wärme durch Regen oder Schneefall.

$$I_{TOP} = I_S^\downarrow (1 - \alpha_{TOP}) + I_{IR}^\downarrow - I_{IR}^\uparrow + I_{SENS} + I_{LAT} + I_{CONV} \quad (2.22)$$

I_S^\downarrow Globalstrahlung

α_{TOP} Albedo

I_{IR}^\downarrow atmosphärische Gegenstrahlung

I_{IR}^\uparrow langwellige Ausstrahlung

I_{SENS} sensibler Wärmestrom

I_{LAT} latenter Wärmestrom

I_{CONV} konvektive Wärme durch Regen oder Schneefall

Eine nähere Beschreibung der einzelnen Komponenten der Energiebilanz an der Schneeoberfläche ist in Kapitel 5.4 zu finden.

2.1.7 Neuschneedichte

In den Modelleinstellungen kann als Input zwischen einer fix vorgegebenen Neuschneedichte und einer Parametrisierung der Neuschneedichte gewählt werden. Im Laufe dieser Arbeit wurde festgestellt, dass eine fix vorgegebene Neuschneedichte für diese Untersuchungen nicht ausreicht, um Neuschneefälle realitätsnah zu modellieren. Auf die Verwendung der im folgenden angegebenen Neuschneedichteparametrisierung wird in Kapitel 5 für die Erzeugung des optimierten Referenzlaufes genauer eingegangen.

Für $T_a > 258,16K$:

$$\rho_{NS} = 500 [1 - 0,951e^{-c}] \quad (2.23)$$

$$c = [1,4(278,15 - T_a)]^{-1,15} + 0,008w_s^{1,7} \quad (2.24)$$

Für $T_a \leq 258,16K$:

$$\rho_{NS} = 500 [1 - 0,904e^{-c}] \quad (2.25)$$

$$c = 0,008w_s^{1,7} \quad (2.26)$$

Für $T_a \geq 275,65K$:

$$\rho_{NS} = 0 \quad (2.27)$$

ρ_{NS}Neuschneedichte [kg/m^3]

T_aLufttemperatur [K]

w_sWindgeschwindigkeit [m/s]

Der Unterschied zu anderen Formulierungen besteht in der Verwendung der Windgeschwindigkeit zusätzlich zur Lufttemperatur. Bei Lufttemperaturen über $3,5^\circ C$ wird Niederschlag in Form von Schnee ausgeschlossen und die Neuschneedichte auf Null gesetzt.

2.1.8 Albedo

Der Energieumsatz einer Schneeoberfläche wird weitgehend von der Strahlungsbilanz bestimmt. In diesem Zusammenhang stellt die Albedo (Reflexionsvermögen) einen wichtigen Parameter dar.

In den Modelleinstellungen kann zwischen einer fix vorgegebenen Albedo, den gemessenen Werten und einer Albedoparametrisierung gewählt werden. Für die Albedoparametrisierung werden im Modell die Formeln nach Marks (1988) verwendet. Diese Berechnungen werden jeweils für den Bereich im sichtbaren Spektrum und nahen Infrarot getrennt durchgeführt und berücksichtigen den Schneekornradius, den Sonnenzenitwinkel sowie Bewölkung.

Die Abnahme der Albedo bei zunehmendem Korndurchmesser (r) ist linear im sichtbaren und nichtlinear im infraroten Bereich.

Für den Fall $\Theta = 0$ (Zenitwinkel) gilt Folgendes:

$$R_{vis,0} = R_{vis,max} - a_{vis} \sqrt{r} \quad (2.28)$$

$$R_{nir,0} = R_{nir,max} e^{[a_{nir} \sqrt{r}]} \quad (2.29)$$

R_xspektrale Albedo

a_xspektraler Koeff. für Albedoabnahme bei Kornwachstum

xzusammenfassender Index für sichtbaren und infraroten Bereich

$$R_{vis,max} = 1$$

$$R_{nir,max} = 0,85447$$

$$a_{vis} = 2 \cdot 10^{-3}$$

$$a_{nir} = -2,123 \cdot 10^{-2}$$

Für $\Theta > 0$ (lineare Albedozunahme mit Zunahme des Zenitwinkels) gilt:

$$R_{vis,\Theta} = R_{vis,0} + \left[a_{vis,\Theta} \sqrt{r} \right] \cdot [1 - \cos \Theta] \quad (2.30)$$

$$R_{nir,\Theta} = R_{nir,0} + \left[a_{nir,\Theta} \sqrt{r} + b_{nir,\Theta} \right] \cdot [1 - \cos \Theta] \quad (2.31)$$

$$a_{vis,\Theta} = 1,375 \cdot 10^{-3}$$

$$a_{nir,\Theta} = 2 \cdot 10^{-3}$$

$$b_{nir,\Theta} = 0,1 \quad (\text{Ausgleichskoeffizient})$$

Die Koeffizienten wurden aus Messungen einer Schneeuntersuchung in der Sierra Nevada berechnet (Marshall & Warren, 1987).

Die gesamte im Modell verwendete Albedo ergibt sich aus:

$$R = f_{vis} \cdot R_{vis,\Theta} + (1 - f_{vis}) \cdot R_{nir,\Theta} \quad (2.32)$$

$$f_{vis} = 0,43 + 0,149 \cdot (1 - \text{clearness}) \quad (2.33)$$

clearness....Maß für die Bewölkung (0 bis 1.0)

1...wolkenlos

0...8/8 bedeckt

2.2 Prozessabläufe in SNTHERM.89

Dieser Abschnitt soll den Ablauf und die Reihenfolge der einzelnen Prozesse während eines Modelllaufs in SNTHERM.89 zeigen. Die Namen der wichtigsten Subroutinen sind kursiv angeführt (Jordan, 1991).

1.) Vorbereitungen

- 1.1 Deklaration der Variablen und Variablentypen
- 1.2 Öffnen der Dateien von *FILENAME*
- 1.3 Einlesen von verschiedenen Parameter (*GETINPUT*)
- 1.4 Berechnung der Konstanten (*CALCONSTANT*)
- 1.5 Initialisierung von Flüssigwasservariablen (*DENSITY*)

2.) Beginn der Zeitschleife

- 2.1 Einlesen der meteorologischen Daten (*GETMET*)
Optional: Abschätzung der Sonnenstrahlung (*INSOL*)
Abschätzung der langwelligen Gegenstrahlung (*SKYRAD*)
Einstellungen bei geneigtem Standort (*SLOPE*)
- 2.2 Interpolation der meteorologischen Daten (*SUBTIME*)

3.) Massenbilanz

- 3.1 Aufbau von obersten Elementen, die aus Schneefall oder aufgestautem Regen entstanden sind (*NEWSNOW*)
- 3.2 Bestimmung der Setzung (*COMPACT*)
- 3.3 Bestimmung des Eindringen der Strahlung in die Schneedecke als Funktion von Dichte und Korndurchmesser (*SDSOL*)
- 3.4 Bestimmung der Flüsse an der Schneeoberfläche (*QTURB*)
- 3.5 Für Regen oder Schmelzen: Bestimmung des Abflusses der Masse an Wasser für jedes Element unter Verwendung der Gravitationsflussapproximation nach Colbeck (1971) (*FILTRATE*)
- 3.6 Bestimmung des Massenflusses durch Sublimation und Diffusion von Wasserdampf innerhalb der Schneedecke und der obersten Bodenschicht (*DIFFUSION*)
- 3.7 Bestimmung des Schneekorndurchmessers (*FGRAIN*)

- 3.8 Korrektur der Schneedichte und Schichtdicke aus den bestimmten Werten der Schneefallrate, Wasserfluss, Wasserdampfdiffusion und der Setzungsrate

4.) Wärmebilanz

- 4.1 Korrektur von Wärmeparametern wie effektive thermische Leitfähigkeit (*THRK*); spezifische Wärme und Schmelzzoneneinstellungen (*THPARAM*)
- 4.2 Vorläufige Berechnung der Flüsse und Variablen für den ersten Zeitschritt
- 4.3 Lösung der thermischen Bilanzgleichungen (*THERMAL*, *TRIDAG*) unter Berücksichtigung der Temperaturänderung durch das Schmelzen (*FTEMP*). Neuerliche Berechnung der Flüsse an der Schneeoberfläche mit Hilfe der neuen Temperatur. Bestimmung der Wärmeflüsse der einzelnen Schichten inklusive Strahlungsabsorption für die Verwendung in der nächsten Iteration (*FBB*)

5.) Letzte Einstellungen und Ausgabe

- 5.1 Optimierte Einstellungen für Flüssigwasservariablen (*DENSITY*), Festlegung des Schmelzbereichs (*NMELT*)
- 5.2 Überprüfung, ob das Konvergenzkriterium erfüllt ist (*CONVERGE*)
- 5.3 Ausgabe von Flüssen and der Schneeoberfläche (*FLUX*)
- 5.4 Speicherung der alten Werte für Masse, thermische und meteorologische Parameter (*OLD*)
- 5.5 Aufteilung dicker Elemente oder Kombination dünner Elemente (*SUBDIVIDE*, *COMBINENODES* und *COMBO*)
- 5.6 Ausgabe der Informationen für diesen Zeitschritt (*WRITE*)
Wenn gemessene Temperaturen vorhanden sind, Berechnung des RMS-Fehlers

6.) Ende der Zeitschleife

- 6.1 Abschluss der Abläufe

2.3 Modelleinstellungen

2.3.1 Dateninput und Einstellmöglichkeiten

SNTHERM.89 benötigt zur Modellierung eine Eingabedatei, welche die gemessenen meteorologischen Parameter beinhaltet. Diese Datei beinhaltet das Jahr, Kalendertag, Stunde, Minute, Lufttemperatur [K], relative Feuchte [%], Windgeschwindigkeit [m/s], Globalstrahlung [W/m²], reflektierte kurzwellige Strahlung [W/m²], atmosphärische Gegenstrahlung [W/m²], Schneewasseräquivalent [m/h] und, wenn vorhanden, weitere Temperaturmessungen. Zur Erkennung in SNTHERM.89 muss diese Datei formal folgendermaßen aussehen:

```
02 318 12 0 281.4 47.9 1.7 164.1 61.9 325.9 0.0000 0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
02 318 13 0 281.7 47.7 2.2 202.6 76.6 325.0 0.0042 0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
```

Tab. 2.1: Inputdatei zur Verwendung in SNTHERM.89

SNTHERM.89 bietet dem Anwender eine Vielzahl an Einstellmöglichkeiten, um die Simulationen zu optimieren und verschiedene Experimente durchführen zu können. Tabelle 2.2 zeigt die Einstellmöglichkeiten, die Standardeinstellungen und die im Rahmen dieser Arbeit verwendete Einstellung („Referenzlauf“)

Parameter der Einstellmöglichkeiten	Einstellmöglichkeiten	Standard	Referenzlauf
Ausgabeintervall [s]	stufenlos einstellbar	3600	3600
Globalstrahlung (Abschätzung)	ja/nein	nein	nein
Albedo	Messung, Parametrisierung, fix	Messung	Parametr.
Gegenstrahlung (Abschätzung)	ja/nein	nein	nein
NIR-Extinktionskoeff.	stufenlos einstellbar	400	400
geneigtes Gelände	ja/nein	nein	nein
Wassersättigung [%]	stufenlos einstellbar	0,04	0,04
Neuschneedichte [kg/m ³]	fix, gemessen, NP-4-Paramet.	150	NP-4
Grenze Setzungskonzept [kg/m ³]	stufenlos einstellbar	200	200
Stabilitätskorrektur	aus, ein, max. Ri=0,16	max. Ri=0,16	max. Ri=0,16
Viskosität [N s/m ²]	stufenlos einstellbar	0,9*10 ⁶	0,9*10 ⁶
Höhe der Messungen [m]	stufenlos einstellbar	2	2,4
Rauhigkeitslänge [m]	stufenlos einstellbar	0,001	0,002
Neuschneekorngrößealgorithmus	ja/nein	ja	ja
Zahl aufeinanderfolg. guten Iterationen	stufenlos einstellbar	2	2
Minimum der Zeitschritte/s	stufenlos einstellbar	5	5
Min. Zeitschr./s b. Wasserfluss	max. 10	3	3
Max Zeitschritt [s]	max. 900	900	900
Max Zeitschr. [s] b. Wasserfluss	max. 900	900	900
Max Änderung d. Sättig./Zeitschr.	stufenlos einstellbar	0,01	0,01

Tab. 2.2: Einstellmöglichkeiten in SNTHERM.89

2.3.2 Datenoutput

SNTHERM.89 erzeugt zwei Ausgabedateien während eines Modelllaufs. Eine Datei beinhaltet die Flüsse an der Schneeoberfläche und wird als flux.out geschrieben. Die zweite Datei (snow.out) enthält die modellierten Daten für die Parameter in der Schneedecke.

In der flux-Datei werden Kalendertag, kurzweilige Nettostrahlung, langwellige Nettostrahlung, sensible Wärme, latente Wärme, Bodenwärmestrom und die gesamte Energiebilanz ausgegeben.

319.5000	25.1	23.9	11.4	1.1	3.3	64.8
319.5417	30.4	9.2	13.8	-3.2	0.0	50.4
319.5833	20.5	-8.5	12.0	-1.2	-0.1	22.8
319.6250	14.4	-8.0	7.0	0.0	-0.1	13.3
319.6667	7.1	-7.7	8.8	0.4	-0.1	8.4

Tab. 2.3: Beispiel für Ausgabedatei flux.out

In der snow.out-Datei werden Jahr, Kalendertag, Stunde, Minute, Oberflächentemperatur und weitere Spezifikationen in der ersten Zeile ausgegeben. Jede weitere Zeile beinhaltet Informationen für jeweils ein Element (entspricht dem Kontrollvolumen). Daraus ergeben sich Vertikalprofile von Temperatur, Dichte sowie Korngröße, Flüssigwassergehalt und Wärmeleitung.

2	319	12	0	0.000	0.000	281.400	4 F	1		5.175	0.015	0.000	2969055.2
4	F	0.00500	0.01250	0.000	350.0000	350.0000	0.0035	2092.7	0.47703	0.000160	Snow		
3	F	0.00500	0.00750	0.000	355.0006	355.0006	0.0077	2100.5	0.49527	0.000160	Snow		
2	F	0.00500	0.00250	0.000	329.9931	329.9931	0.0250	2108.5	0.45729	0.000160	Snow		
1	F	1.00000	-0.50000	0.000	1954.9130	354.9130	346.9125	1328.7	1.53133	0.000100	Sand		

Tab. 2.4: Beispiel für Ausgabedatei snow.out

3. ERHEBUNG DER MESSDATEN

3.1 Die Station in Kühtai

Die automatische Wetterstation des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Leopold Franzens Universität Innsbruck wurde in der Nähe des Kraftwerks Längental der TIWAG auf 1930 m Seehöhe aufgebaut. In unmittelbarer Nähe (10 Meter) der Station befindet sich eine Messstelle des Lawinenwarndienstes Tirol. Dieser Standort befindet sich am Fuß eines Hanges westlicher Ausrichtung, der nach Osten hin leicht ansteigt. Richtung Süden stehen im Umkreis von etwa 50 Metern einige hohe Fichtenbäume, in östlicher und nordöstlicher Richtung befindet sich hangaufwärts ein geschlossener Waldgürtel. In westlicher Richtung ist das Tal offen. Etwa 20 Meter unterhalb der Station verlief eine Langlaufloipe beziehungsweise ein Winterwanderweg. Das Messfeld wurde jedoch durch menschliche Einflüsse nicht beeinträchtigt oder verändert.

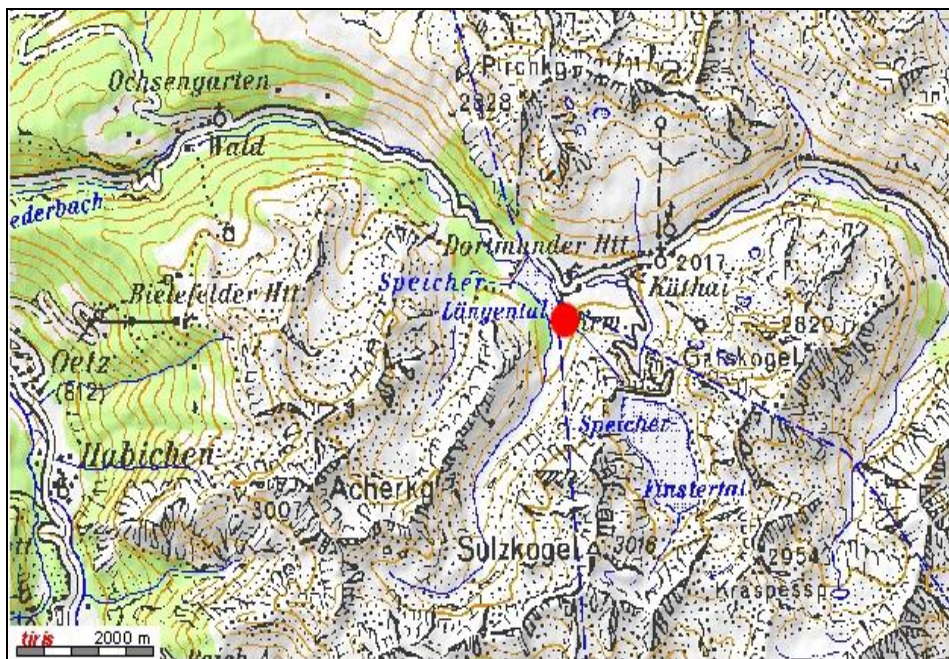


Abb. 3.1: Stationsstandort in Kühtai, Seehöhe 1930m (Rot);

Lat=47,208°N, Lon=11,006°E (Tiris)

Durch die Wahl des Standortes neben der Messstelle des Lawinenwarndienstes konnten die gemessenen Parameter verglichen und die durch Energieversorgungsprobleme entstandenen Unterbrechungen in der Datenaufzeichnung ergänzt werden.

Der kalibrierte und ergänzte Datensatz (Lang, 2004) beinhaltet jene meteorologischen Parameter, welche sowohl für den Input zur Schneedeckenmodellierung als auch zur Verifikation der modellierten Größen nötig sind. Nachfolgend eine Aufzählung aller gemessenen Parameter, in Klammern die jeweils verwendeten Messgeräte und deren Typenbezeichnung:

- Lufttemperatur in 2,2m (Vaisala, HMP45)
- Strahlungsschutz (URS-1, Lamelle)
- Schneetemperatur in 40cm (UIT, Pt 1000)
- Feuchte in 2,2m (Vaisala, HMP45)
- Windgeschwindigkeit in 2,5m (Young, Windmonitor)
- Windrichtung in 2,5m (Young, Windmonitor)
- Schneehöhe (Campbell, Sonic Ranging Sensor SR50)
- Globalstrahlung (Kipp & Zonen, Pyranometer CM21)
- Reflektierte Strahlung (Kipp & Zonen, Pyranometer CM21)
- Atmosphärische Gegenstrahlung (Kipp & Zonen, Pyrgeometer CG1)
- Emittierte Strahlung (Kipp & Zonen, Pyrgeometer CG1)

Die Daten wurden in einem Campbell CR10X Datenlogger gespeichert und in einem Rhythmus von etwa 10 bis 15 Tagen im Zuge der Schneedeckenbeobachtung mittels Laptop ausgelesen. Die Versorgungsbatterie der Station musste an den Beobachtungstagen mehrmals durch eine voll aufgeladene Batterie ersetzt werden.

Bei der genauen Betrachtung der Daten im Rahmen dieser Arbeit wurde festgestellt, dass der Stationsstandort in Bezug auf die Messung der kurzwelligen Strahlung nicht optimal gewählt war. Eine genauere Beschreibung entsprechender Effekte wird in Kapitel 4 und 5 durchgeführt.



Abb. 3.2: Station des Instituts in Kühtai 2002/2003 (Archiv Lang)

Zur Simulation der Schneedecke mit Hilfe eines Schneedeckenmodells werden als Eingabe die gemessenen meteorologischen Parameter verwendet. Zu einer zielführenden Interpretation der modellierten Resultate ist es jedoch notwendig, die gemessenen Daten genau zu studieren, denn schlechte oder nicht repräsentative Daten können unter Umständen zu erheblicher Verschlechterung der Simulationen und Ergebnisse führen. Dieses Kapitel soll dazu dienen, einen ersten Überblick über die Messdaten zu geben.

3.2 Überblick der Messdaten

Der Datensatz beinhaltet stündliche Werte (Mittelwert aus einer Abfrage mit 10-Minuten Intervallen) im Zeitraum vom 15. November 2002 bis zum 29. April 2003. Die Datenreihe hatte zwei Unterbrechungen von acht Tagen im Januar (11. bis 18. Januar 2003) und elf Tagen im März (5. bis 15. März 2003), welche durch Ausfall der Stromversorgung an der Wetterstation bedingt waren. Diese Datenausfälle sind im Vergleich zur gesamten Periode relativ klein und wurden durch lineare Regression mit den Messdaten der Station von der Tiroler Wasserkraft aufgefüllt. Je nach Parameter liegen die dabei erhaltenen Korrelationskoeffizienten der parallelen Messdaten zwischen 0.85 und 0.98. Die genaue Vorgangsweise zur Erstellung der durchgehenden Datenreihe wird in dieser Arbeit nicht weiter behandelt, da dies im Kapitel 3 in der Diplomarbeit von Lang (2004) beschrieben wird.

Nachfolgend werden die wichtigsten Komponenten der qualitätsgeprüften und ergänzten Messreihe dargestellt: Charakteristisch für den Winter 2002/03 war die lange Periode mit nahezu wolkenlosem Strahlungswetter im Februar und März. Zu dieser Zeit sind große Temperaturamplituden zwischen Tag und Nacht zu erkennen. Die geringe Luftfeuchte ist ein weiteres Merkmal des Strahlungswetters. Das Temperaturminimum des Winters wurde am 8. Januar mit -21°C erreicht. Der größte Neuschneezuwachs fand von 3. bis 9. Februar, mit 49cm während dieser sechs Tage, statt. Um die entsprechenden Grafiken anschaulicher gestalten zu können, wurden in der Abszisse die Kalendertage in Form von Tagnummern an Stelle des Datums aufgetragen. In Tabelle 3.1 ist die Umrechnung des Datums in Tagnummern gezeigt.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
JAN	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
FEB	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60		
MAR	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
APR	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	
MAY	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151
JUN	152	153	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	
JUL	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	212
AUG	213	214	215	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225	226	227	228	229	230	231	232	233	234	235	236	237	238	239	240	241	242	243
SEP	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264	265	266	267	268	269	270	271	272	273	
OCT	274	275	276	277	278	279	280	281	282	283	284	285	286	287	288	289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299	300	301	302	303	304
NOV	305	306	307	308	309	310	311	312	313	314	315	316	317	318	319	320	321	322	323	324	325	326	327	328	329	330	331	332	333	334	
DEC	335	336	337	338	339	340	341	342	343	344	345	346	347	348	349	350	351	352	353	354	355	356	357	358	359	360	361	362	363	364	365

Tab. 3.1: Umrechnung des Datums in Kalendertage

3.3 Strahlung

Abbildung 3.1 zeigt die Darstellung der gemessenen Werte für Globalstrahlung und atmosphärische Gegenstrahlung. Eine Periode mit anhaltendem Strahlungswetter ist von Tag 50 bis 60 beziehungsweise Tag 73 bis 87 (Vergleich mit Kapitel 3.3 Lufttemperatur) zu finden. Auffallend sind die geringen Werte (zwischen 100 und 250 W/m^2) der Globalstrahlung im November und Dezember 2002, sowie im Januar 2003 bedingt durch Horizonteffekte am Stationsstandort. Die Messstelle wurde in dieser Zeit durch die tief stehende Sonne zum Großteil von der einfallenden Globalstrahlung abgeschirmt. Die atmosphärische Gegenstrahlung bleibt nahezu konstant bei Werten zwischen 250 und 350 W/m^2 . Erkennbar ist ein stärkerer Tagesgang der atmosphärischen Gegenstrahlung an Sonnentagen gegenüber Regentagen.

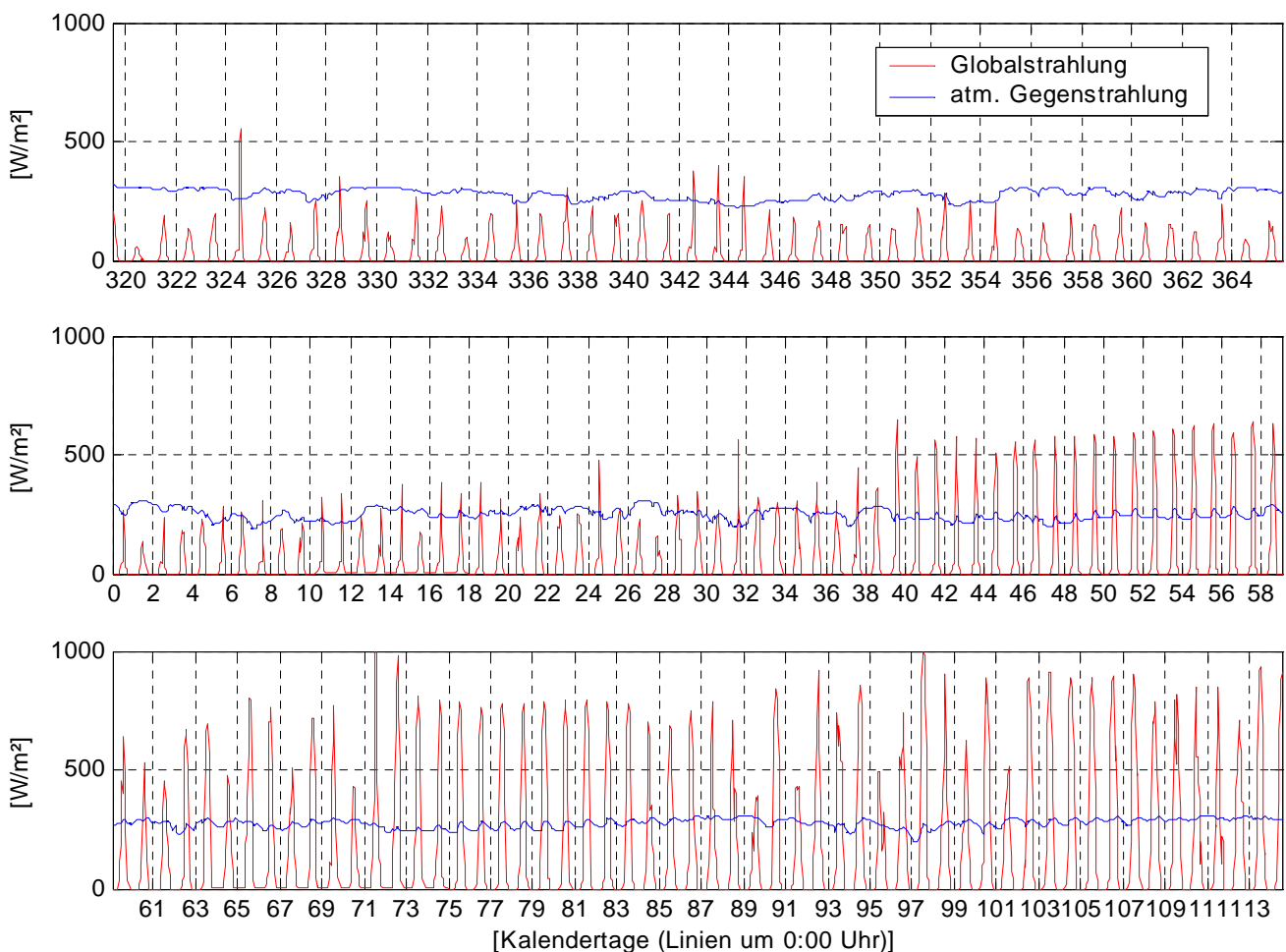


Abb. 3.3: Übersicht der gemessenen Strahlungskomponenten, Stundenmittel [W/m^2]
 Zeitraum vom 15. November 2002 (Tag 320) bis zum 29. April 2003 (Tag 113)
 Gezeichnet nach Daten von Lang (2004)

3.4 Lufttemperatur

Zu Beginn der Datenerhebung im November war die Lufttemperatur für den Standort der Station auf 1930m Seehöhe relativ hoch. Die Temperaturen erreichten mehrmals Werte über $+5^{\circ}\text{C}$. Darauf folgte eine kühle Periode im Dezember mit konstanten Werten unter 0°C . Das Minimum der Lufttemperatur wird am 8. Tag mit -21°C erreicht. Die Perioden mit Strahlungswetter sind durch große und regelmäßige Tagesschwankungen der Temperatur erkennbar. Solche Perioden sind von Tag 50 bis 60 sowie von Tag 73 bis 87 zu finden. Im April gab es einen Kaltlufteinbruch mit Temperaturen bis zu -18°C am Tag 97.

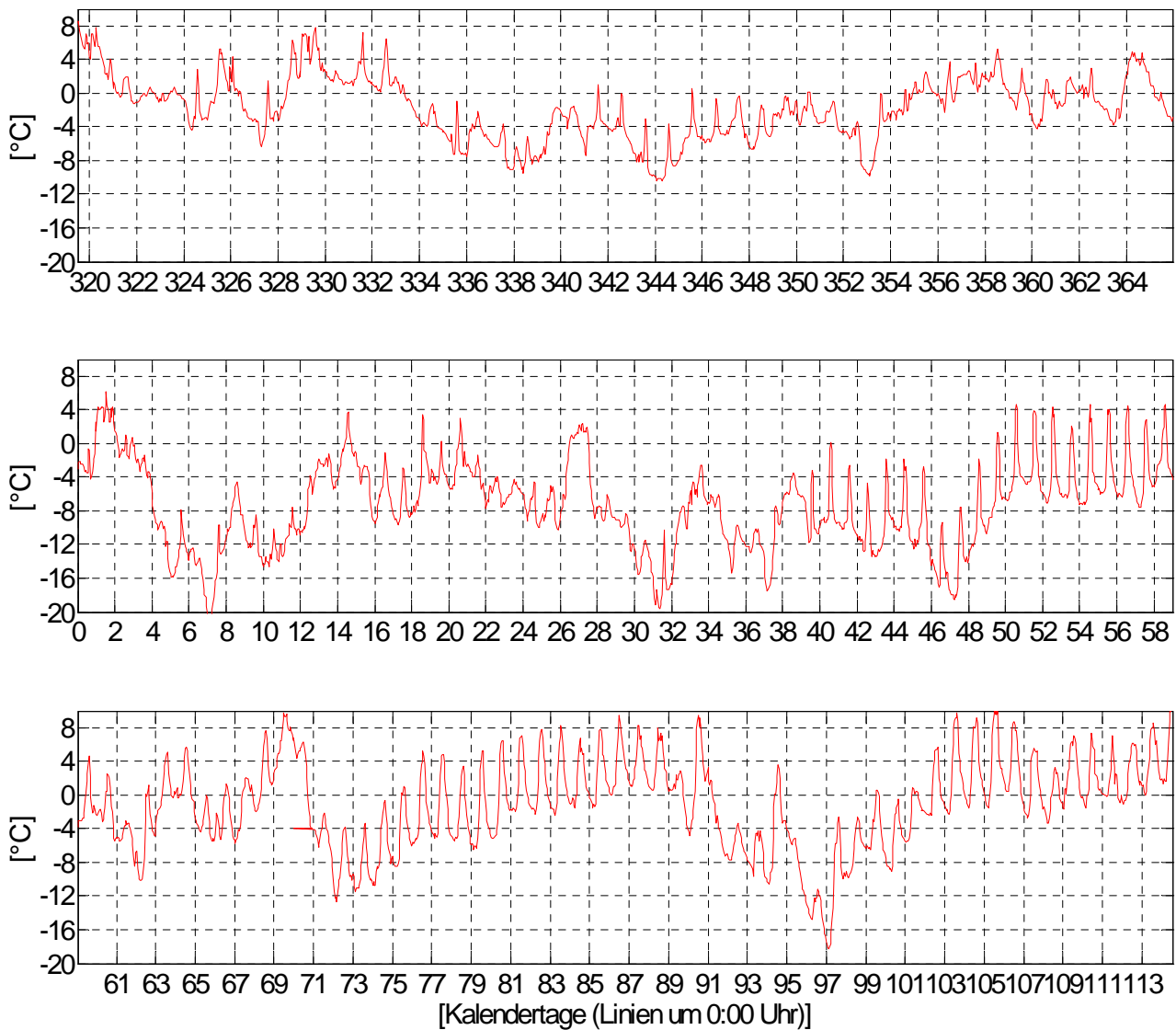


Abb. 3.4: Übersicht der gemessenen Werte für die Lufttemperatur, Stundenmittel [$^{\circ}\text{C}$]
 Zeitraum vom 15. November 2002 (Tag 320) bis zum 29. April 2003 (Tag 113)
 Gezeichnet nach Daten von Lang (2004)

3.5 Luftfeuchte

Die Luftfeuchte ist ein wichtiger Parameter zur Bestimmung des latenten Wärmeflusses. Im Rahmen dieser Arbeit wird sie auch noch als Auswahlkriterium zur Berechnung des Schnee-Wasseräquivalents aus den Schneehöhenmessungen verwendet. Eine nähere Beschreibung der entsprechenden Vorgangsweise ist im in Kapitel 5 zu finden.

In Abbildung 3.3 bleibt die relative Luftfeuchtigkeit bei Neuschneeereignissen (z.B.: Tag 333 bis 335, Tag 351 bis 352, Tag 363 bis 364, Tag 34 bis 38 und Tag 95 bis 97) über 90%. Bei Strahlungswetter (Tag 50 bis 60 und Tag 73 bis 87) und Südföhn (Tag 11 und 19) wurden Werte unter 40% gemessen.

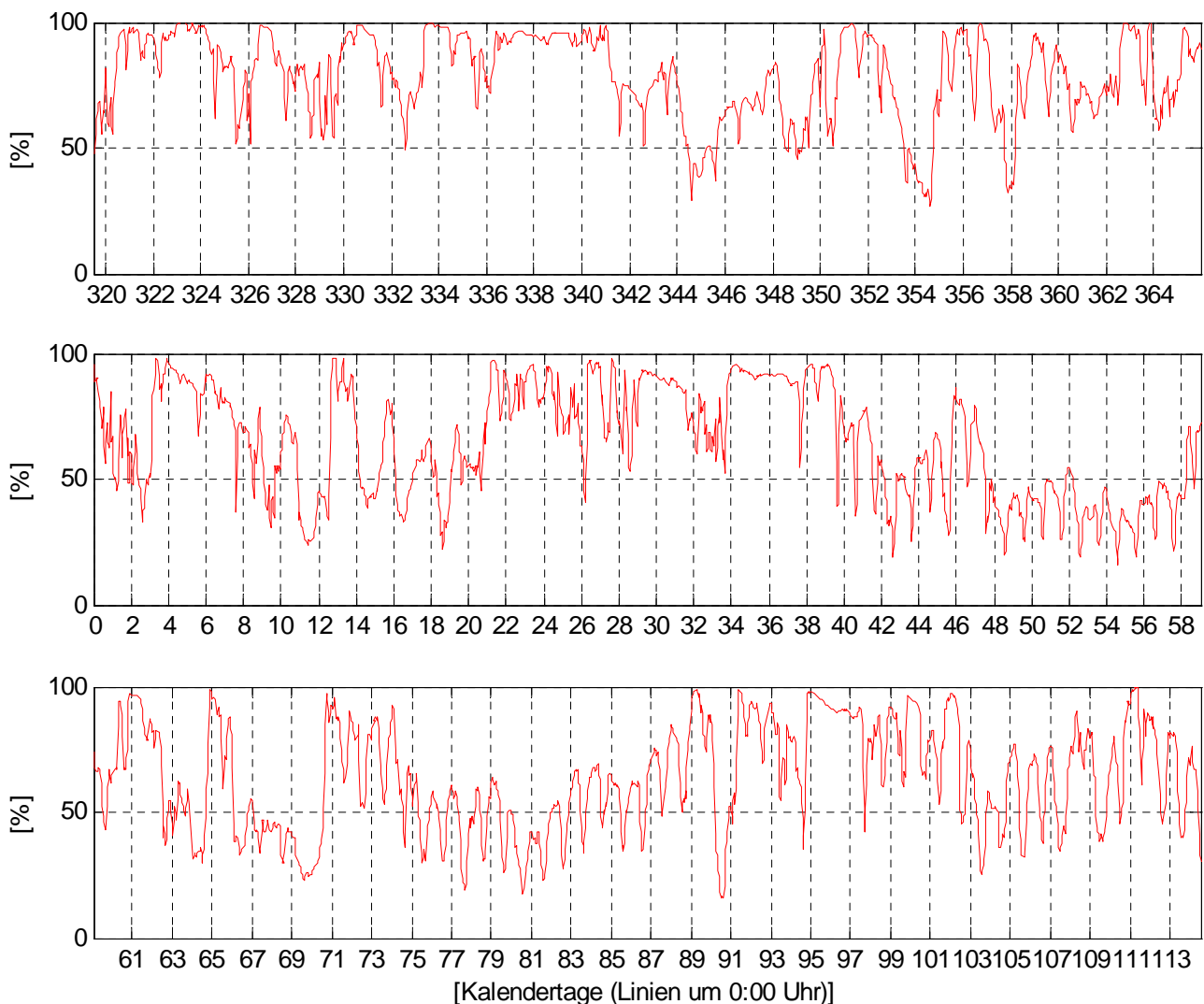


Abb. 3.5: Übersicht der gemessenen Werte für die relative Luftfeuchte, Stundenmittel [%]

Zeitraum vom 15. November 2002 (Tag 320) bis zum 29. April 2003 (Tag 113)

Gezeichnet nach Daten von Lang (2004)

3.6 Schneehöhe

Die Messung der Schneehöhe mit einem Ultraschallsensor dient als Grundlage zur Berechnung des Schnee-Wasseräquivalents. Die gemessene Schneehöhe wird ebenfalls als Verifikationsparameter für die Simulationen verwendet. Die maximale Schneehöhe im Laufe des Winters, gemessen am Tag 39 (9. Februar) beträgt 1,32m. Die vorangegangene Niederschlagsperiode begann am Tag 34 während der insgesamt etwa 50cm Neuschnee fielen. Eine exemplarische Setzungsperiode ist von Tag 39 bis 60 erkennbar. Der Kälteeinbruch mit intensiven Neuschneefällen im April ist von Tag 93 bis Tag 100 erkennbar.

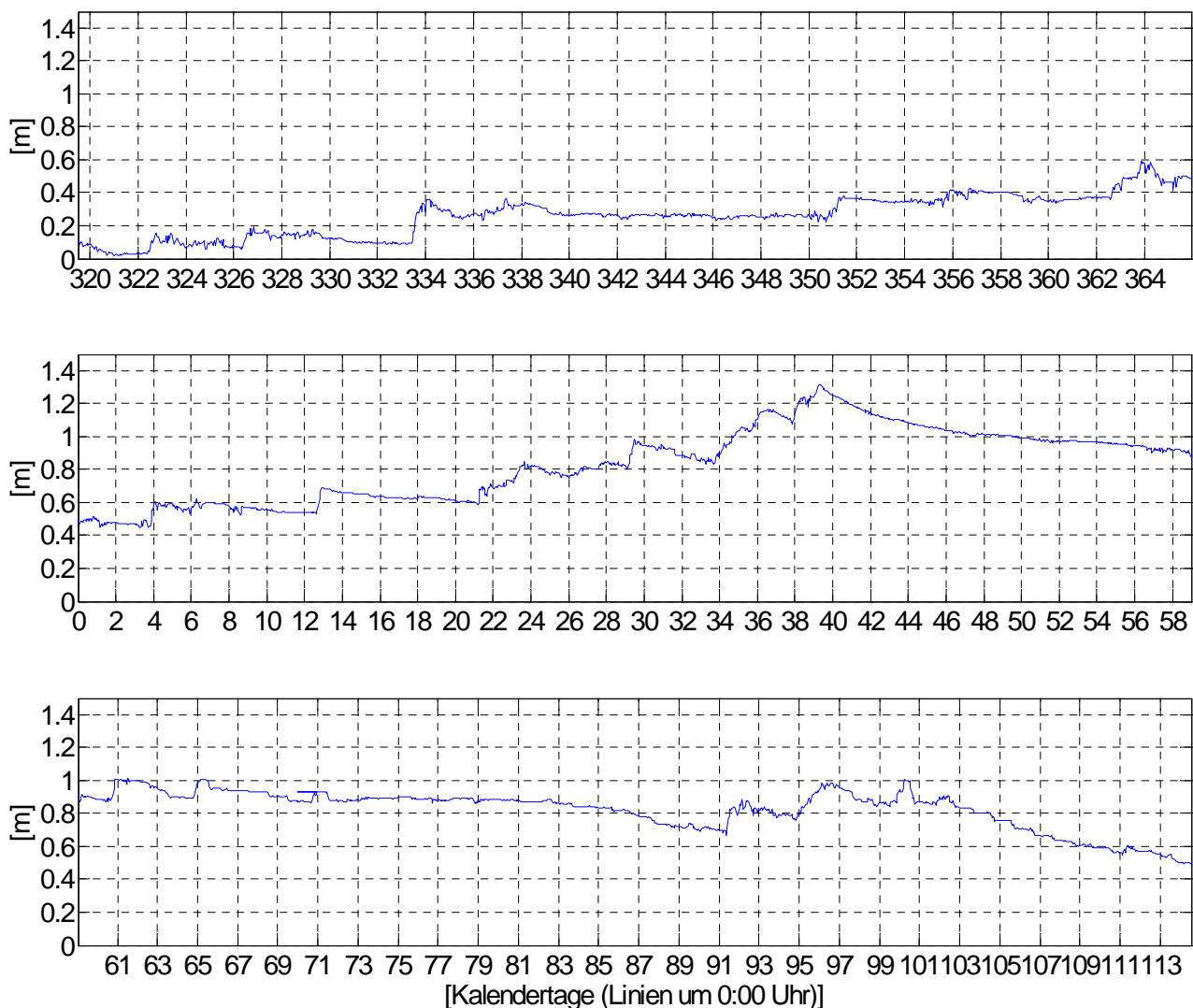


Abb. 3.6: Übersicht der gemessenen Werte für die Schneehöhe, Stundenwerte [m]

Zeitraum vom 15. November 2002 (Tag 320) bis zum 29. April 2003 (Tag 113)

Gezeichnet nach Daten von Lang (2004)

3.7 Ausgewählte Ereignisse im Zeitraum der Messreihe

Dieser Abschnitt soll einen Überblick über die aus meteorologischer Sicht interessantesten Ereignisse der Messreihe in Kühtai geben. Für die Rekonstruktion der Wetterlagen und einzelner Prognosen wurde das ECMWF-Analysen-Archiv des IMG I verwendet.

3.7.1 Größter Neuschneefall des Winters

Der Ultraschallsensor der Station in Kühtai stand am 3. Februar um 16 Uhr bei 83cm Schneehöhe. Aufgrund der intensiven Neuschneefälle in den darauffolgenden 6 Tagen wurde am 9. Februar um 6 Uhr der Höchststand dieses Winters mit 132cm erreicht. Durch dieses Ereignis wurde die Gesamtschneehöhe um 49cm innerhalb dieser 6 Tage erhöht.

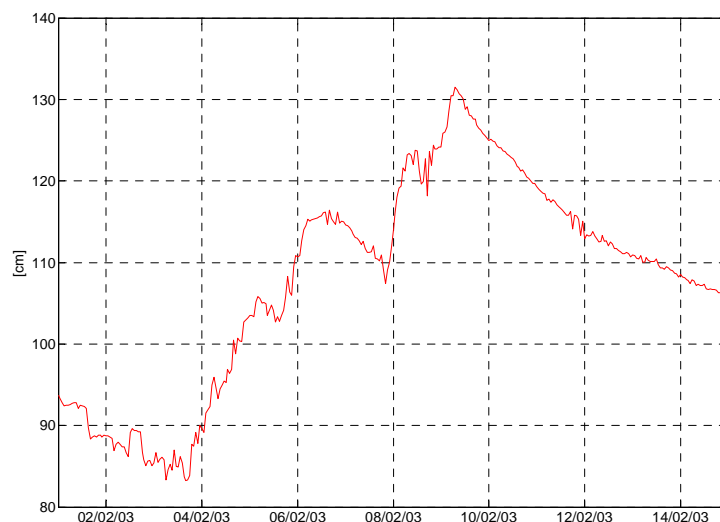


Abb. 3.7: Gemessene Schneehöhen vom 1. bis 15. Februar 2003

Wetterverlauf:

Lage am 03.02.: Trog über Mitteleuropa
 Anströmung in Tirol: stark aus westlichen Richtungen
 Zufuhr kalter Meeresluft arktischen Ursprungs
 Wechselhaft mit starken Schneeschauern

Aussichten: Verstärkung der Kaltluftzufuhr
 Niederschläge in Form von Schnee bis ins Flachland
 Ergiebige Stauniederschläge an der Alpennordseite

Weiterer Wetterverlauf:

- 04.02.: Ausgedehnter Tiefdruckkomplex über Mitteleuropa
Kaltfrontdurchgang in der Nacht zum 05.02.
Anströmung in Tirol: Nordost
Ergiebige Niederschläge in den Nordalpen (Station: ca. 20cm)
- 05.02.: Anströmung in Tirol: Nord
Verstärkung der Kaltluftadvektion
Leezyklogenese über Norditalien
06. bis 08.02.: Weiterhin nördliche Anströmung in Tirol
Stauniederschläge an der Alpennordseite mit
Verstärkung am 08.02.
- 09.02.: Langsam stärker werdender Hochdruckeinfluss
Auflockerungen und sonnige Abschnitte
Niedrige Lufttemperaturen (Station: rund -10°C tagsüber)

Der über eine ganze Woche andauernde Kaltluftvorstoß über Mitteleuropa brachte an der Station in Kühtai insgesamt 48cm Neuschnee. Ab dem 9. Februar setzte hochwinterliches Strahlungswetter ein. Die niedrigen Temperaturen hielten bis 19. Februar an. Im weiteren Verlauf stiegen die Temperaturen jeden Tag leicht an, es fielen aber bis zum 2. März keine weiteren Niederschläge mehr.

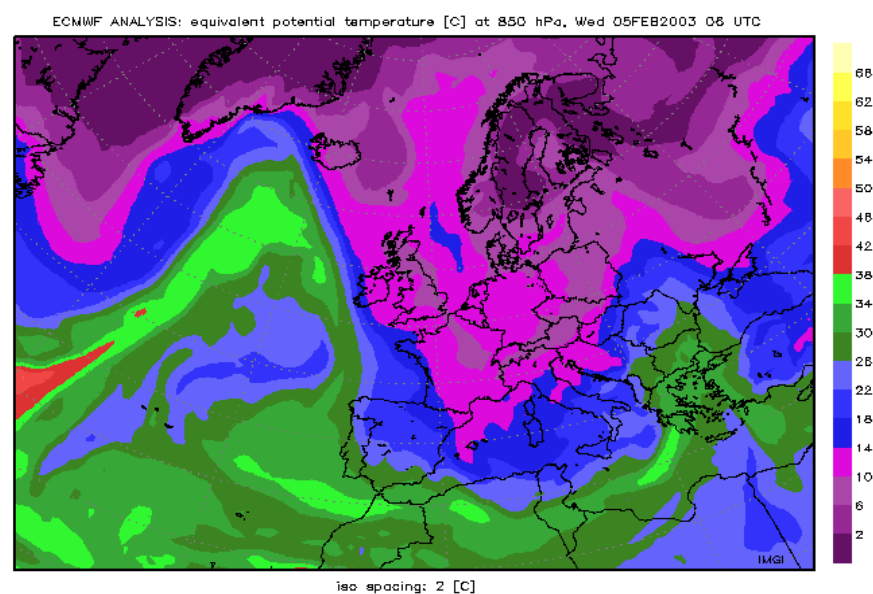


Abb. 3.8: 850hPa potentielle Temperatur vom 5. Februar 2003, 6 Uhr

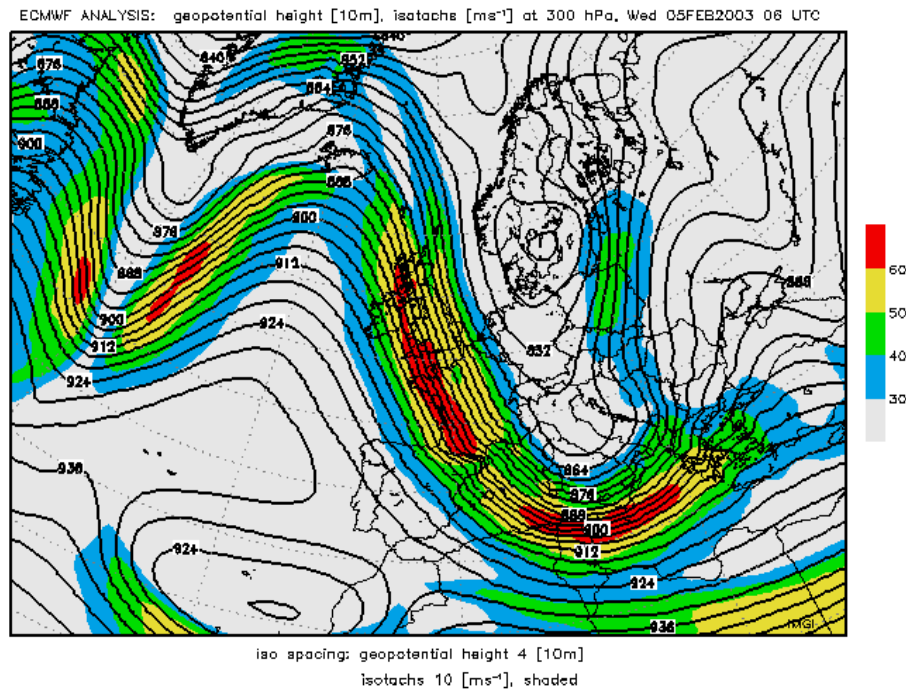


Abb. 3.9: 300hPa Geopotential und Isotachen vom 5. Februar 2003, 6 Uhr

3.7.2 Tiefste Lufttemperatur

Am 8. Januar 2003 wurde um 4 Uhr eine Lufttemperatur von -21°C an der Station in Kühtai gemessen. Dies ist die niedrigste, im Winter 2002/2003 gemessene Lufttemperatur.

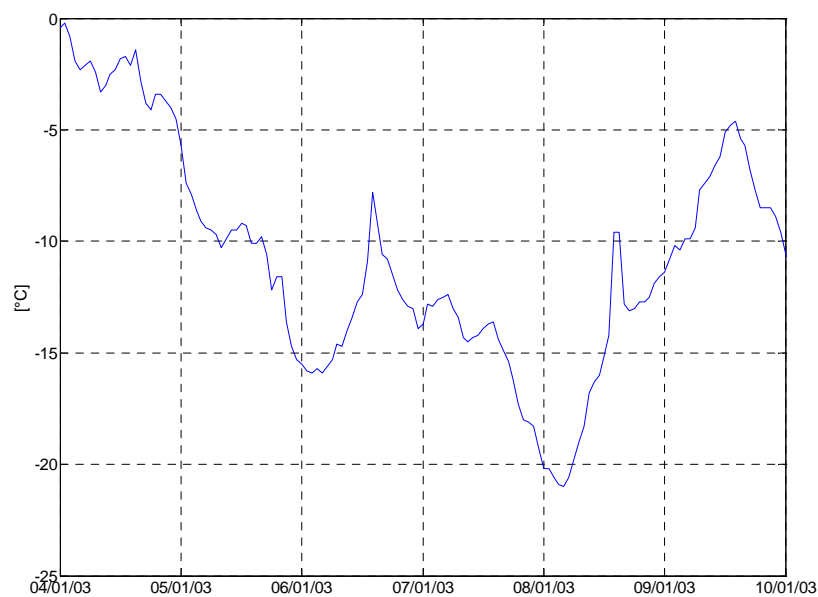


Abb. 3.10: Gemessene Lufttemperatur vom 4. bis 10. Januar 2003

Wetterlage:

07.01.03: Über Korsika und Mittelitalien liegt ein Tiefdrucksystem und über Polen ein Hochdruckgebiet – für Tirol östliche Anströmung in Bodenniveau und Zufuhr von kalter kontinentaler Luft aus dem osteuropäischen Raum.

In höheren Niveaus wird arktische Kaltluft zu den Alpen geführt

Die Kombination aus der Wetterlage vom 7. Januar und einer klaren Nacht zum 08. Januar mit starker Ausstrahlung führte am Ende der Nacht zu dieser tiefen Temperatur von -21°C .

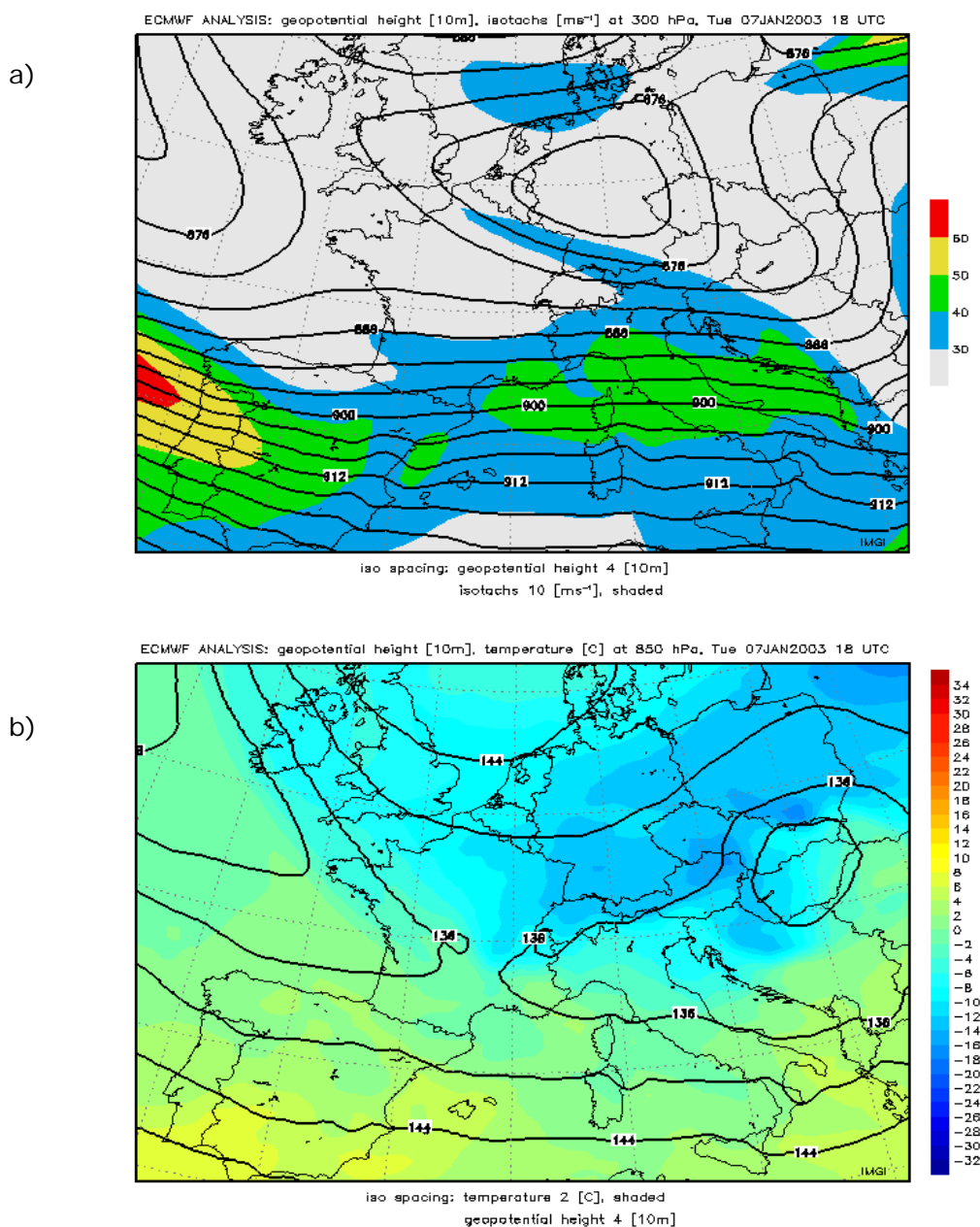


Abb. 3.11: a) 300hPa Geopotential und Isotachen vom 9. Januar 2003, 18 Uhr

b) Temperatur in 850hPa vom 9. Januar 2003, 18 Uhr

3.7.3 Südföhn am 20. und 21. Januar 2003

Ende Januar 2003 verlagerte sich ein Trog über Großbritannien südwärts Richtung Frankreich. Ein Keil liegt über Osteuropa und aus dieser Konfiguration stellte sich eine hochreichende Südströmung über den Alpen ein. Die Temperaturen erreichten an der Station am 21. Januar um 15 Uhr $+3^{\circ}\text{C}$ und in Innsbruck lag die Tageshöchsttemperatur bei $+10^{\circ}\text{C}$. Die relative Luftfeuchte betrug an diesem Tag an der Station um 16 Uhr 45%.

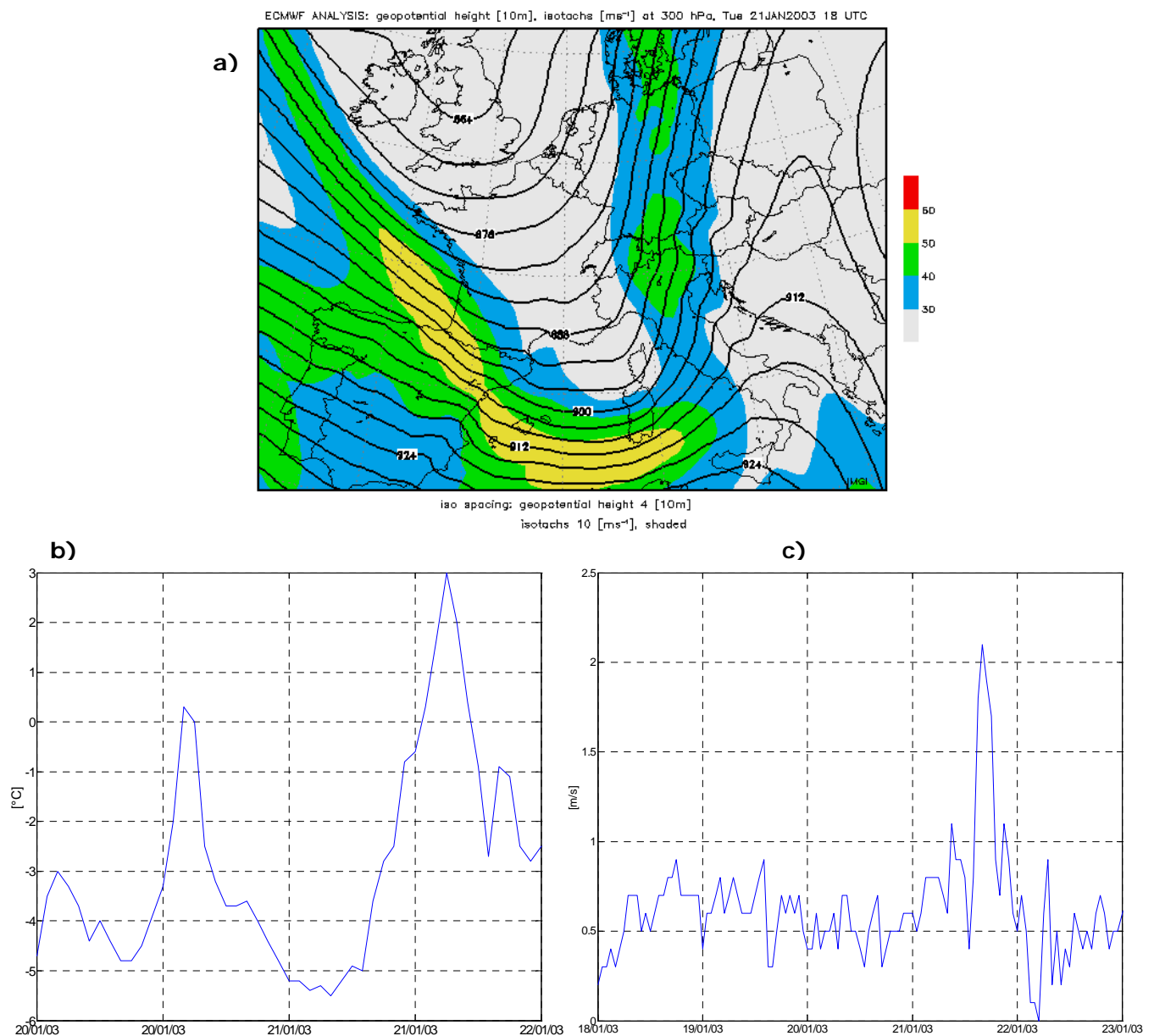


Abb. 3.12: a) 300hPa Geopotential und Isotachen, für den 21. Januar 18 Uhr

b) Temperatur und c) Windgeschwindigkeit an der Station

für Zeitraum um den 21. Januar

4. ERSTE MODELLLÄUFE

Die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Daten wurden zunächst ohne weitere Optimierung als Inputdateien für das Schneedeckenmodell vorbereitet.

4.1 Einstellungen für den Referenzlauf

Der erste Modelllauf basiert des Weiteren auf den in Tabelle 2.2 beschriebenen Standardeinstellungen:

- (1) Es gehen folgende gemessenen Daten ein:

Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung, reflektierte kurzwellige Strahlung, atmosphärische Gegenstrahlung und das Wasseräquivalent aus der gemessenen Schneehöhe.

Mit dieser Festlegung wird die Albedo aus den gemessenen Daten bestimmt.

- (2) Der Niederschlag (Wasseräquivalent)

Für die Berechnung des Wasseräquivalents aus den Messungen der Schneehöhe wurden zuerst alle stündlichen Änderungen der Ultraschallmessung berechnet:

$$\Delta z_{(i)} = \sum_i SH_{(i+1)} - SH_{(i)} \quad (4.1)$$

SH....gemessene Schneehöhe [m]

ΔzSchneehöhenänderung [m]

Danach werden die Setzung und Erosionseffekte entfernt:

$$\text{if } \Delta z_{(i)} < 0 \text{ then } \Delta z_{(i)} = 0 \quad (4.2)$$

Zur Erhöhung der Wahrscheinlichkeit ausschließlich Niederschlagsereignisse zu erfassen, wurden nur Werte mit gleichzeitiger Feuchte von über 90% verwendet:

$$\text{if } RF_{(i)} < 90\% \text{ then } \Delta z_{(i)} = 0 \quad (4.3)$$

RF...relative Feuchte

Das Wasseräquivalent wird mit einer fix vorgegebenen Neuschneedichte von 70 kg/m^3 berechnet:

$$W\ddot{A}_{(i)} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \Delta z_{(i)} \quad (4.4)$$

WÄ...Wasseräquivalent [m]

ρ_s ...Neuschneedichte (70 kg/m^3)

ρ_w ...Dichte des Wassers (1000 kg/m^3)

Mit dieser Festlegung wird also eine fest vorgegebene Neuschneedichte verwendet. Auch dies soll als erste Annahme dienen und später optimiert werden.

(3) Rauigkeitsparameter: $z_0=2\text{mm}$

Der Rauigkeitsparameter ist für den Betrag der turbulenten Flüsse mitbestimmend. Der verwendete Wert von 2mm ist ein Erfahrungswert, der vielfach in der Fachliteratur zu finden ist. Später soll der Einfluss dieses Parameters näher untersucht werden.

Der Referenzlauf dient zunächst als Grundlage erster Beurteilungen, inwieweit die allgemeine Entwicklung der Schneedecke im Laufe des Winters mit dem Modell wiedergegeben werden kann. In weiterer Folge bildet er auch die Basis für entsprechende Optimierungen und tiefergehende Untersuchungen aufgetretener Probleme (Sensitivitätsstudien). Nachfolgend wird aus dem Datensatz Kühtai der Dichteprofilverlauf über die gesamte Periode dargestellt.

4.2 Referenzlauf: Dichtevisualisierung

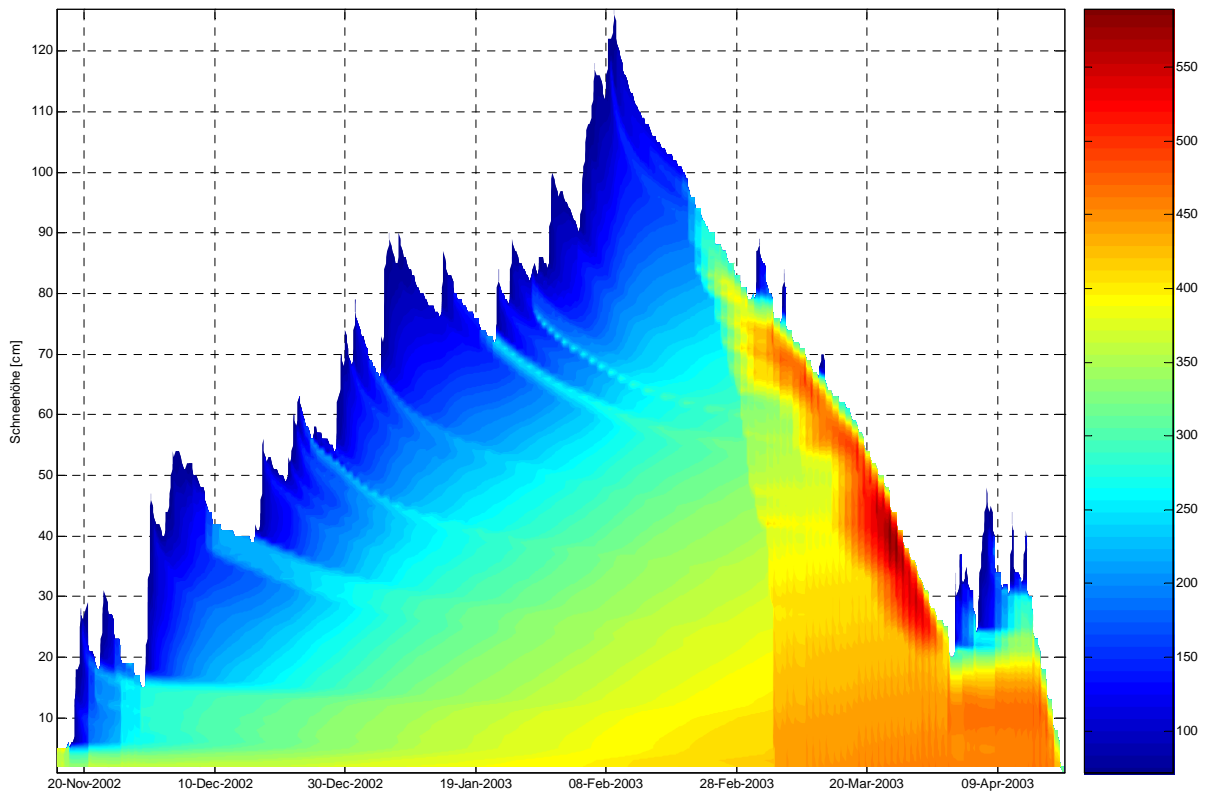


Abb. 4.1: Dichteprofilverlauf in SNTHERM.89 für den Referenzlauf (kg/m^3)

Abbildung 4.1 zeigt die zeitliche Entwicklung des Dichteprofiles über die gesamte Periode anhand der im Rahmen dieser Diplomarbeit für das Schneedeckenmodell SNTHERM.89 entwickelten Visualisierung. Die Farbskalierung reicht von blau (100 kg/m^3) für Neuschnee über grün und gelb (300 bis 400 kg/m^3) für körnigen Altschnee und kantige Formen bis hin zu rot (500 kg/m^3) für Schmelzformen. Gut sichtbar ist auch hier der Kaltlufteinbruch Anfang April einerseits mit neuerlichen Neuschneefällen, andererseits über die Verzögerung der abbauenden Metamorphose in oberflächennahen Schichten. Ebenfalls gut zu erkennen sind Perioden mit starker Schneesetzung im Früh- und Hochwinter.

Insgesamt zeigt diese Darstellung die allgemeine, zeitliche Entwicklung der gesamten Schneedecke recht anschaulich und realistisch. Verifiziert man den ersten Modelllauf jedoch mit den verfügbaren Daten, so zeigen sich zum Beispiel bezüglich der Schneehöhe zum Teil große Abweichungen. Dies weist auf die Notwendigkeit einer Optimierung und Adjustierung des Modelllaufs hin.

4.3 Referenzlauf: Verifikation der modellierten Schneehöhe

An erster Stelle der Verifikationsparameter steht die Schneehöhe. Wird die gemessene Schneehöhe im Modell nicht annähernd wiedergegeben, können auch die restlichen Verifikationsparameter (Oberflächentemperatur, Schneetemperatur, Wasseräquivalent) kaum richtig wiedergegeben werden. Der Modellinput beziehungsweise die Modelleinstellungen werden deshalb entsprechend genau untersucht und optimiert.

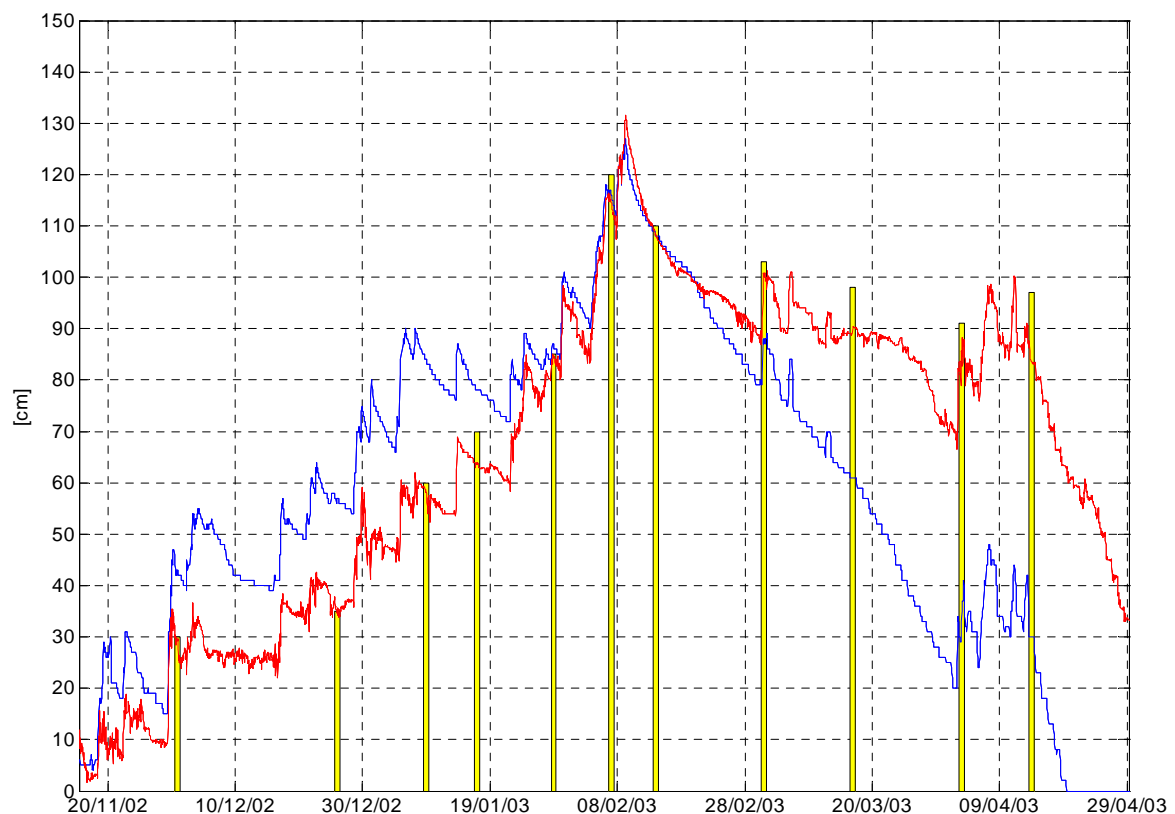


Abb. 4.2: Schneehöhen gemessen (rot) und modelliert (blau)
Schneeschnäcke (gelbe Balken)

Bei den ersten Modellläufen von Kühtai kann man zwei unterschiedliche Probleme erkennen: In der Akkumulationsperiode (bis 9. Februar) produziert das Modell zeitweise bis zu 35cm zuviel Schnee und in der Ablationsperiode (ab 9. Februar) „schmilzt“ das Modell bis zu 50cm zuviel Schnee weg.

Die gemessenen Schneehöhen aus der Ultraschallmessung wurden mit den gemessenen Schneehöhen der Schneeschnäckeuntersuchungen verglichen, um eventuelle Fehlmessungen des Ultraschallsensors auszuschließen (siehe Abbildung 4.2).

Die Probleme konnten nach genauen Untersuchungen auf zwei wesentliche Ursachen zurückgeführt werden:

(1) Akkumulation:

Die Wasseräquivalentberechnung (siehe Seite 38) mit einer fest vorgegebenen Neuschneedichte führt vor allem bei Neuschneefällen um 0°C zu einer falschen Berechnung des Wasseräquivalents. Die Neuschneedichten bei Schneefall um 0°C und darüber sind erheblich größer und können bis zu 300 kg/m² erreichen (Jones et al., 2001). Durch die Vorgabe einer zu niedrigen Dichte in diesen Fällen wurden vom Modell Neuschneeereignisse mit zu hohen Neuschneemengen produziert. Folgende Gleichungen liefern eine anschauliche Darstellung dieses Phänomens:

$$W\ddot{A}_r = \frac{\rho_{sr}}{\rho_w} \cdot z_r \quad (4.5)$$

$$W\ddot{A}_{mod} = \frac{\rho_{mod}}{\rho_w} \cdot z_{mod} \quad (4.6)$$

$$W\ddot{A}_r = W\ddot{A}_{mod} \quad (4.7)$$

$$\rho_{sr} \cdot z_r = \rho_{mod} \cdot z_{mod} \quad (4.8)$$

$W\ddot{A}_r$berechnetes Wasseräquivalent

$W\ddot{A}_{mod}$...Wasseräquivalent im Modell

ρ_{sr}Neuschneedichte (fest vorgegeben)

ρ_{mod} ...Neuschneedichte im Modell

ρ_wDichte des Wassers

z_rgemessene Neuschneehöhe

z_{mod}modellierte Neuschneehöhe

Die Gleichungen 4.7 beziehungsweise 4.8 beschreiben den Erhaltungssatz zwischen dem gemessenen und modellierten Wasseräquivalent. Wird die Neuschneedichte (ρ_{sr}) zu niedrig vorgegeben, werden aufgrund des Erhaltungssatzes vom Modell höhere Neuschneemengen erzeugt (z_r, ρ_{mod} fixiert).

(2) Ablation:

Bei der Wahl des Standortes der Station wurde ein benachbartes Gebäude, welches an der Schneeoberfläche unter der Station Schatten erzeugte, nicht ausreichend berücksichtigt. Wie Abbildung 4.3 anschaulich zeigt, wurde die Messung der kurzwelligen Strahlungskomponenten verfälscht.



Abb. 4.3: Schatten an der Schneeoberfläche unter der Station am 21. November 2002 (Archiv Lang)

Das nächste Kapitel zeigt die Behandlung und Lösung dieser Probleme und die daraus resultierende Optimierung des Referenzlaufes. Anhand dieses Kapitels sei die Wichtigkeit der Optimierung und Adjustierung der Modelle nochmals erwähnt.

5. OPTIMIERUNG DES REFERENZLAUFES

Nach Feststellen der Unzufriedenheit mit dem ersten Modelllauf, wurde an den erwähnten Problemen gearbeitet und der Modellinput bzw. die Modelleinstellungen soweit optimiert, dass zunächst eine zufriedenstellende Verbesserung der modellierten Schneehöhe im Vergleich zur gemessenen Schneehöhe erreicht werden konnte. Abbildung 4.2 legt nahe, dass es unterschiedliche Hintergründe für die fehlerhafte Simulation der Schneehöhe jeweils für die Akkumulationsperiode (Aufbau der Schneedecke bis 9. Februar) und für die Ablationsperiode (Abbau der Schneedecke ab 9. Februar) gibt. In diesem Kapitel werden nur die Parameter, welche zur erfolgreichen Optimierung der Simulation geführt haben, näher beschrieben.

5.1 Optimierungsmaßnahmen für die Akkumulationsperiode

Die ursprüngliche Berechnung des Wasseräquivalents mit einer fest vorgegebenen Neuschneedichte von 70 kg/m^3 stellte sich als wenig zufriedenstellend heraus. Auch die Verwendung des empirischen Neuschneedichtenalgorithmus (Gleichung 5.1) nach Pomeroy & Hedstrom (1998) beziehungsweise Jones et al. (2001) brachte keine nennenswerte Verbesserung:

$$\text{Neuschneedichte: } \rho_s = 67,9 + 51,25 \exp\left(\frac{T_L}{2,59}\right) \quad (5.1)$$

ρ_sNeuschneedichte [kgm^{-3}]

T_LLufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]

Leichte Verbesserungen brachte die Einführung eines Algorithmus, bei dem Niederschlag in fester Form nur bis zu einer gewissen Grenze der Lufttemperatur möglich ist. Diese Grenze wurde mit 3° Celsius festgelegt.

Bedeutende Verbesserungen wurden hingegen erst durch die Verwendung der im Modell einstellbaren Parametrisierung der Neuschneedichte (NP-4) erreicht. (Beschreibung der Parametrisierung siehe Kapitel 2.1.7). Diese Parametrisierung greift auf die gemessene Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit zurück und kann somit Niederschlagsereignisse mit unterschiedlichen Neuschneedichten wiedergeben, sowie Winddrift ereignisse prinzipiell berücksichtigen. Das Ergebnis der Optimierungsmaßnahmen für die Akkumulationsperiode ist in Abbildung 5.1 ersichtlich. Die maximalen Abweichungen der modellierten Schneehöhe zur gemessenen Schneehöhe verringern sich auf etwa 10cm. Ebenfalls erkennbar wird für die Akkumulationsperiode die ähnliche Struktur der einzelnen Niederschlagsereignisse und Setzungsphasen vom Modell im Vergleich zur Messung. Es scheint, dass die modellierte Schneehöhe insgesamt etwas zu tief verläuft. Diese Abweichungen lassen sich auf die noch nicht vollständig zufriedenstellende Wiedergabe der Niederschlagsereignisse Ende November durch die Verwendung der Neuschneedichtenparametrisierung zurückführen. Insgesamt ist die Simulation in der Akkumulationsperiode jedoch zufriedenstellend, auch der Scheitelpunkt am 9. Februar wird gut wiedergegeben. Für die weitere Optimierung und Erzeugung des optimierten Referenzlaufes wurden einzelne Niederschlagsereignisse händisch korrigiert.



Abb. 5.1: Schneehöhen mit Optimierungsmaßnahmen für die Akkumulationsperiode

Mit Verwendung der Parametrisierung für die Neuschneedichte kann die unzufriedenstellende Wiedergabe der Schneehöhe in der Ablationsperiode jedoch nicht verbessert werden. Die Abweichung der modellierten Schneehöhe zur gemessenen Schneehöhe beträgt in der Ablationsperiode bis zu 60cm bei einer gemessenen Gesamtschneehöhe von 100cm.

5.2 Optimierungsmaßnahmen für die Ablationsperiode

Nach vielen Studien zur Identifikation der Ursache des zu starken Abschmelzens in der Ablationsperiode wurde der Grund durch die Abschattung eines Hindernisses in der Nähe der Station gefunden. Auf dem Foto in Abbildung 4.3 ist der Schatten, welcher nur die Schneedecke und nicht die Messgeräte erfasst, deutlich erkennbar. Die Strahlungsmessung wurde offensichtlich zu gewissen Zeitpunkten durch den Schatten des Gebäudes und des Zauns verfälscht. Die Auswirkungen durch den Schatten sind die Messung zu niedriger Werte der reflektierten Strahlung und daraus resultierend zu niedrige Werte der Schneeralbedo. Aus diesen Gründen wird während des Modelllaufs zu viel kurzwellige Strahlung absorbiert und ein zu starkes Abschmelzen der Schneedecke ist die Folge. Um diese Verfälschung auszuschalten, wurde als Input für das Modell nur die Globalstrahlung verwendet. Die kurzwellig reflektierte Strahlung wird im Modell über eine Albedoparametrisierung (nach Marks 1988, siehe Kapitel 2.1.8) berechnet.

Abbildung 5.2 zeigt das entsprechende Ergebnis durch Verwendung der Parametrisierung. Es sei bemerkt, dass der Modelllauf mit den Rohdaten für die Akkumulationsperiode gerechnet wurde, um die gesonderte Verbesserung der Abweichungen in der modellierten Schneehöhe durch die Verwendung der Albedoparametrisierung zu zeigen. Des Weiteren sei erwähnt, dass zur Optimierung des Referenzlaufes in der Ablationsperiode viele verschiedene Einstellmöglichkeiten probiert wurden, jedoch nur die Verwendung der Albedoparametrisierung zu einem zufriedenstellenden Ergebnis führte.



Abb. 5.2: Schneehöhen mit Optimierungsmaßnahmen für die Ablationsperiode

Die Abweichungen der modellierten Schneehöhe zur Messung werden durch die Albedoparametrisierung auf maximal 10cm verbessert, wobei sie im Schnitt kleiner als 5cm sind, was als durchaus zufriedenstellendes Ergebnis betrachtet werden kann. Vergleiche mit Abbildung 4.2 zeigen, dass die Auswirkungen auf die Akkumulationsperiode offensichtlich gering sind.

5.3 Der optimierte Referenzlauf

Für die Erzeugung des optimierten Modelllaufs, der als Referenz für weitere Untersuchungen und Sensitivitätsstudien dienen soll, wurden die Optimierungsmaßnahmen für Akkumulations- und Ablationsperiode gleichzeitig angewendet. Durch diese Maßnahmen wurden erhebliche Verbesserungen in der Modellierung der Schneehöhe erreicht.

Abbildung 5.3 zeigt die Schneehöhe für den optimierten Referenzlauf (blau) im Vergleich zur Messung (rot), der durch Verwendung der Optimierungsmaßnahmen für die gesamte Periode entstanden ist.

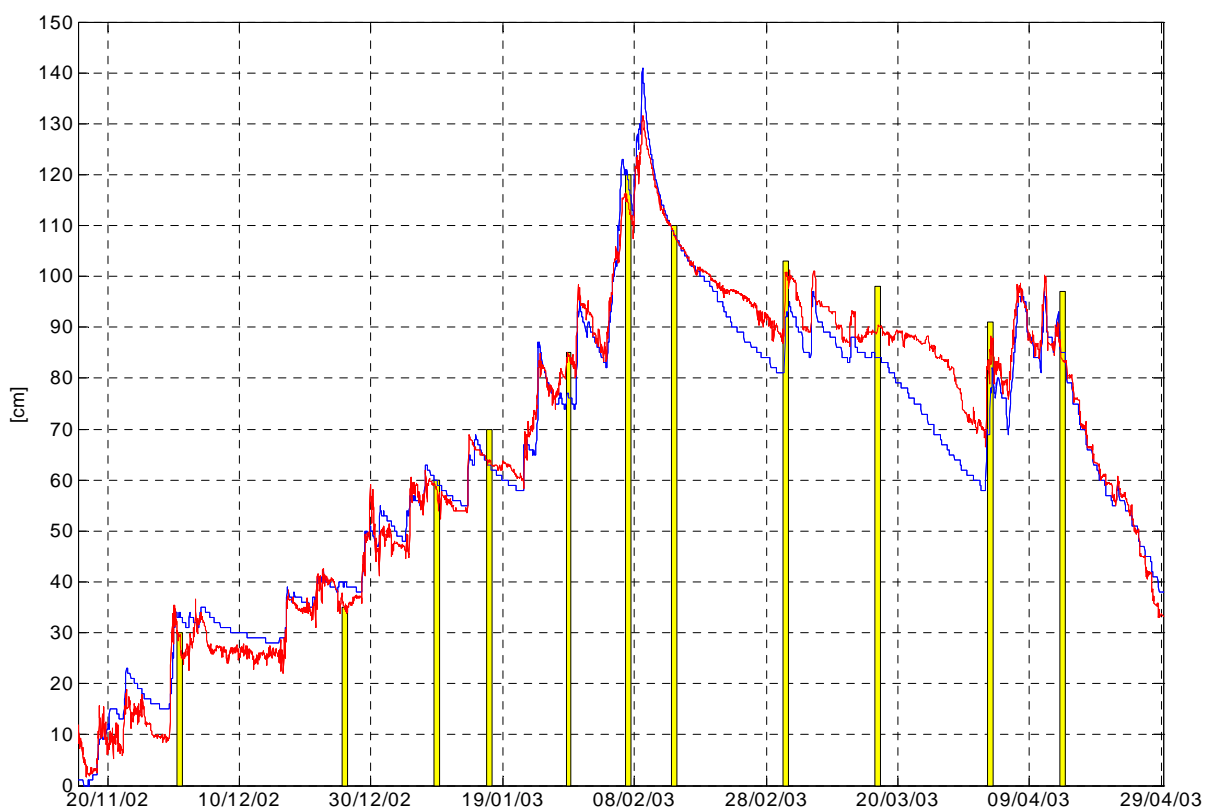


Abb. 5.3: Optimierter Referenzlauf (blau), Messung (rot), Schneeschächte (gelb)

Die Abweichungen der modellierten Schneehöhe zur gemessenen Schneehöhe sind in der Akkumulationsperiode sehr gering (maximal 5cm) und in der Ablationsperiode zufriedenstellend klein (maximal 10cm). Die allgemein gute Fähigkeit des Modells, die Setzung realitätsnah wiederzugeben, kann anhand der langen Setzungsperiode vom 10. bis zum 23. Februar erkannt werden. Dieser Modelllauf wird als Referenz für alle weiteren Untersuchungen verwendet.

5.3.1 Verifikation

In diesem Abschnitt soll gezeigt werden, wie gut der optimierte Referenzlauf mit den verfügbaren, unabhängig gemessenen Verifikationsgrößen übereinstimmt. Der Verfügbarkeit entsprechender Daten folgend, werden zu drei Zeitpunkten die modellierten Werte für Schneehöhe, Schnee-Wasseräquivalent, Schneeoberflächentemperatur, Schneetemperatur 40cm über dem Boden, Vertikalprofil der Schneedichte und Schneetemperatur mit den gemessenen Werten verglichen.

Der Schneeschacht vom 9. Januar 2003 um 14 Uhr repräsentiert die Verhältnisse mitten in der Akkumulationsperiode und der Schacht vom 7. Februar 2003 um 12 Uhr jene am Ende der Akkumulationsperiode. Die Ablationsperiode wird durch den Schacht vom 3. März 2003 um 15 Uhr vertreten. Tabelle 5.1 zeigt eine Zusammenfassung der verifizierten Größen:

			09/01/03 14 Uhr	07/02/03 12 Uhr	03/03/03 15 Uhr
SH	mes	[cm]	60	120	105
SH	mod	[cm]	60 (0)	115 (-5)	95 (-10)
WÄ	mes	[kg/m ²]	124	234	271
WÄ	mod	[kg/m ²]	135 (+11)	240 (+6)	285 (+14)
T ₀	mes	[°C]	-5,5	-16,8	-2,4
T ₀	mod	[°C]	-6,4 (-0,9)	-17,7 (-0,9)	-1,5 (+0,9)
T ₀	obs	[°C]	-5,5	-18,5	-0,3
T ₄₀	mes	[°C]	-6,0	-2,4	-1,2
T ₄₀	mod	[°C]	-6,8 (-0,8)	-2,4 (0)	-0,5 (+0,7)
T ₄₀	obs	[°C]	-7,0	-2,0	-1,9

SH.....Schneehöhe

WÄ....Wasseräquivalent

T₀.....Schneeoberflächentemperatur

T₄₀...Schneetemperatur in 40cm

mes...gemessen

mod...modelliert

obs....Schneeschnitte

Tab. 5.1: Verifikation des Referenzlaufs, Abweichungen zur Messung in Klammer

Bei Betrachtung der Verifikation in Tabelle 5.1 werden von den modellierten zu den gemessenen Werte folgende maximale Abweichungen erreicht:

Schneehöhe:	10 cm	(3.März)
Wasseräquivalent:	14 kg/m ²	(3.März)
T ₀ :	0,9 °C	(zu allen 3 Terminen)
T ₄₀ :	0,8 °C	(9. Januar)

Eine weitere Verifikationsmöglichkeit ist der Zeitpunkt, ab dem die Temperatur der Schneedecke durchgehend 0°C beträgt. Dieser Fall ist etwa um den 25. März (Tag 86) eingetreten. Dieser Zeitpunkt wird aufgrund der Betrachtung von Abbildung 3.4 (Lufttemperatur erstmals die ganze Nacht lang über 0°C), Abbildung 3.6 (starke Setzung der Schneedecke), Betrachtung der 40cm Schneetemperatur (erstmals auf 0°C) und den Schneedeckenuntersuchungen festgelegt. Das Einsetzen einer isothermen Schneedecke wird vom Modell SNTHERM.89 gut wiedergegeben und liegt etwa am 25. März (siehe Abbildung 5.7).

Eine vergleichbare Verifikation des Datensatzes von Kühtai unter Verwendung des Schneedeckenmodells SNOWPACK wurde im Rahmen der Diplomarbeit von Josef Lang durchgeführt. Die Profilgegenüberstellungen von Lang (2004) stellen eine stichprobenartige Gegenüberstellung von Beobachtungen und Modellergebnissen dar. Unter dem Gesichtspunkt der Unsicherheiten auf Seiten des Beobachters und des Modells kann doch letztendlich weitgehend befriedigende Übereinstimmung von modellierter und beobachteter Schneedecke festgestellt werden. Aus den Verifikationsergebnissen von Lang (2004) ist das um 20 Tage zu frühe Einsetzen einer einheitlichen, durchfeuchteten Schneedecke (Beobachtung: 25. März 2003) im Modell zu sehen. In der Simulation mit SNTHERM ist dieser Zeitpunkt etwa um den 25. März, also etwa zum tatsächlichen Beginn der Durchfeuchtung. Ebenso ist die Modelldichte in SNOWPACK meist höher als die gemessene Dichte der Beobachtungen. Dieses Phänomen ist für die unteren Schneesichten auch im Referenzlauf mit SNTHERM.89 zu beobachten, wenngleich die Abweichungen geringer sind. Das aus der Dichte berechnete Wasseräquivalent ist aufgrund der Abweichungen etwas zu hoch (zwischen 2,5% und 8%), jedoch bleiben die Abweichungen im akzeptablen Bereich.

Werden die kleinräumigen Schwankungen, wie zum Beispiel unregelmäßige Schneeoberfläche oder Schneeschachtuntersuchungen an anderen Stellen als die Messung der Station, vernachlässigt, kann festgestellt werden, dass der optimierte Referenzlauf mit SN THERM.89 bezüglich der Massenbilanz eine durchaus zufriedenstellende Simulation der Schneedecke im Kühtai darstellt.

Nachfolgend werden noch die Vertikalprofile von Temperatur und Dichte für die jeweiligen Termine verifiziert. Bei den modellierten Temperaturprofilen fällt der geglättete Verlauf auf, der kleinräumige Temperaturgradienten, wie zum Beispiel oft zwischen Harsch- und Altschneesichten beobachtet, nicht auflösen kann. Die Dichte wird in den untersten Schneeschichten teilweise zu hoch modelliert. Die Ursache für diese hohen Dichten könnte folgender Prozess sein:

Die Annahme des Modells, die Grenztemperatur zwischen Boden und Schneedecke sei 0°C , ist nicht der Natur entsprechend. In Wirklichkeit kann diese Temperatur leicht unter Null Grad liegen. Dadurch ist der Wärmestrom vom Boden in die Schneedecke in Wirklichkeit geringer als im Modell. Dieser zu hohe Wärmestrom im Modell erzeugt Schmelzprozesse in den untersten Schneeschichten und dadurch sind höhere Dichten als in der Natur zu beobachten. Eine entsprechende Studie dazu wurde nicht durchgeführt.

Die auftretenden Abweichungen liegen jedoch durchaus im Bereich der Messunsicherheit. Andererseits ist zu erwähnen, dass die aufgetretenen Abweichungen noch tiefergehende Untersuchungen nahe legen und sicherlich noch Verbesserungspotential vorhanden ist.

Das modellierte Temperaturprofil in Abbildung 5.4 vom 9. Januar 2003 um 14 Uhr ist geglättet und hat im Bodenbereich sowie im Schneeoberflächenbereich größere Abweichungen bis zu 2°C. Der Verlauf des modellierten Dichteprofiles ist der Beobachtung weitgehend ähnlich.

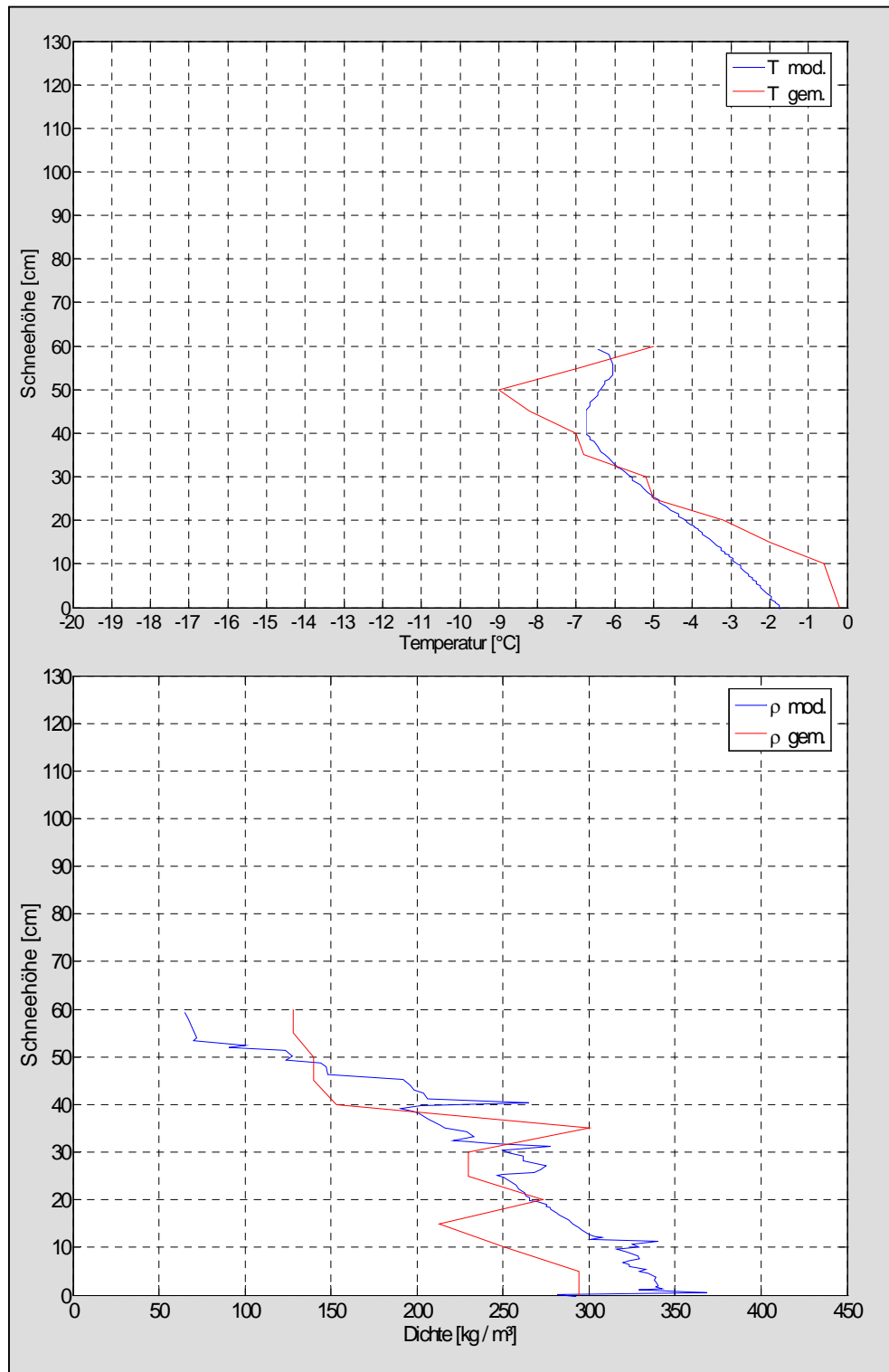


Abb. 5.4: Verifikation des Temperatur- und Dichteprofiles für den 9. Januar 2003, 14 Uhr

Das modellierte Temperaturprofil vom 7. Februar 2003 um 12 Uhr entspricht der Idealvorstellung. Beide Kurven verlaufen parallel mit maximaler Abweichung von $0,8^{\circ}\text{C}$ im Bodenbereich. Die Dichte im Modell ist in bodennahen Schichten deutlich höher als bei der Beobachtung. Diese Abweichung könnte durch die vorhin erwähnten Schmelzprozesse vom Modell entstehen. In den oberen Schichten ist der modellierte Verlauf ähnlich dem gemessenen Verlauf. Die Dichte im Modell ist allerdings geringfügig niedriger als die Messung.

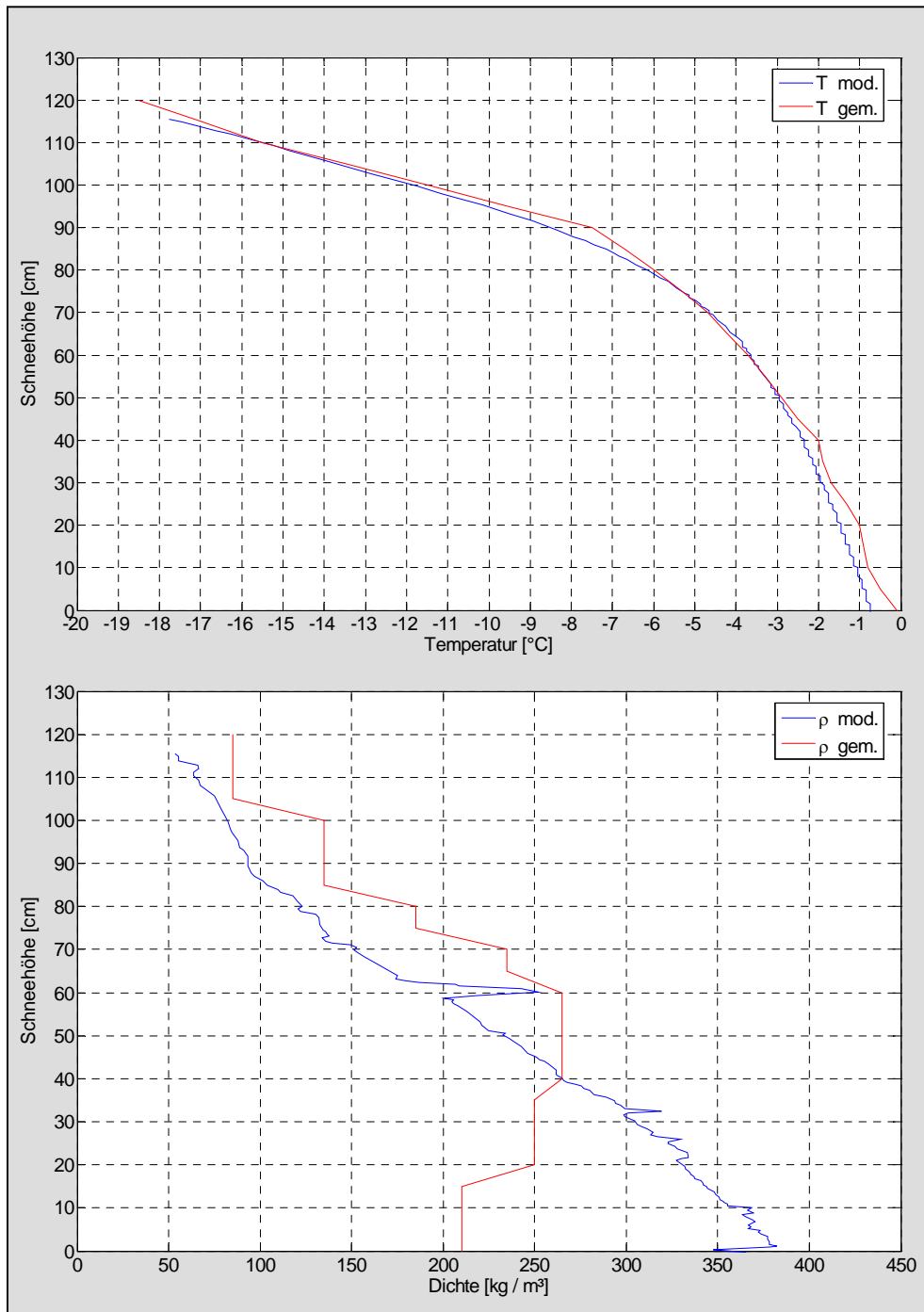


Abb. 5.5: Verifikation des Temperatur- und Dichteprofiles für den 7. Februar 2003, 12 Uhr

Am 3. März 2003 um 15 Uhr zeigen sich beim modellierten Temperaturprofil größere Abweichungen als bei den Profilen zu früheren Zeitpunkten. Dieses Profil befindet sich in der beginnenden Ablationsperiode. Die modellierte Schneedecke wird offensichtlich zu früh durchfeuchtet und die Werte der modellierten Temperaturprofile in der Ablationsperiode sind generell zu hoch (Abweichungen bis zu $2,5^{\circ}\text{C}$). Gründe dafür könnten zum Beispiel der vorhin erwähnte Prozess, eine zu hohe Energiebilanz oder falsch eingeschätzter Wassertransport sein. Das modellierte Dichteprofil weist in bodennahen Schichten wieder etwas zu hohe Werte auf, obwohl der sonstige Verlauf zufriedenstellend übereinstimmt.

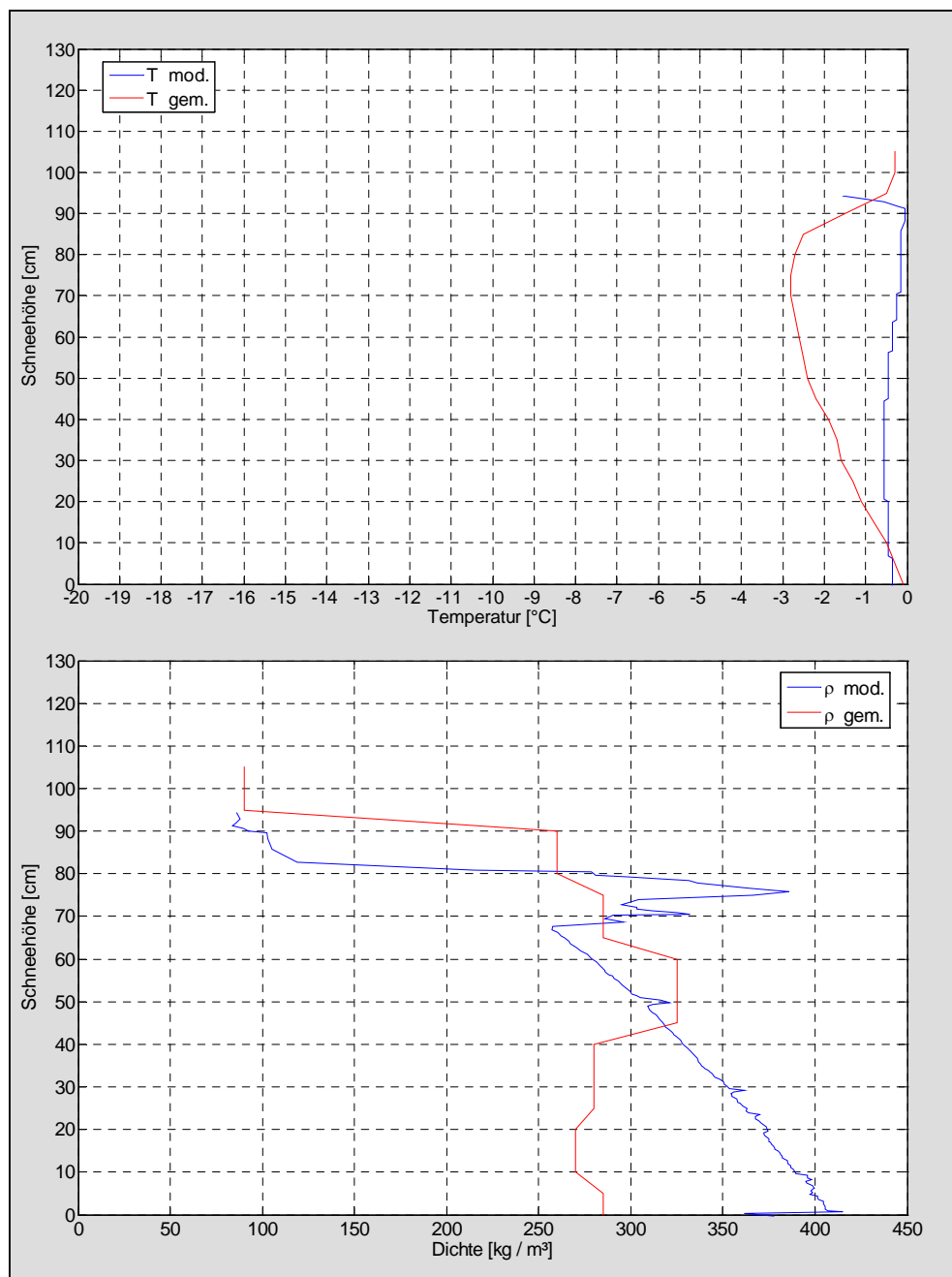


Abb. 5.6: Verifikation des Temperatur- und Dichteprofiles für den 3. März 2003, 15 Uhr

5.3.2 Räumliche und zeitliche Entwicklung

Unter Verwendung der im Rahmen dieser Arbeit speziell entwickelten Visualisierung für SNTHERM.89 kann die räumliche und zeitliche Entwicklung der verschiedenen Parameter der Schneedecke detaillierter betrachtet werden. Um die Datenmenge für diese Visualisierungen gering zu halten und trotzdem repräsentative Darstellungen zu erhalten, können allerdings nur die modellierten Parameter um 6.00 Uhr, 12.00 Uhr, 18.00 Uhr und um 00.00 Uhr an jedem Tag der gesamten Periode dargestellt werden.

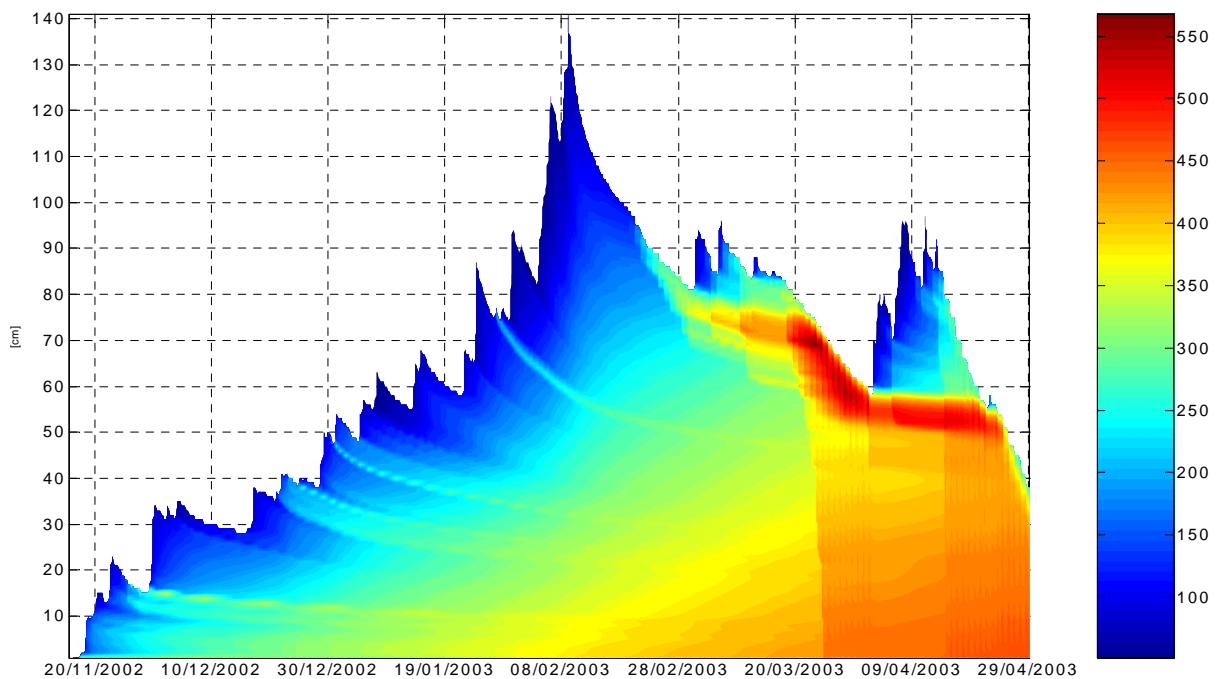


Abb. 5.7: Dichteprofilverlauf (kg/m^3) für optimierten Referenzlauf

Abbildung 5.7 zeigt die zeitliche Entwicklung des Dichteprofiles für den optimierten Referenzlauf, wobei in der Ablationsperiode deutliche Unterschiede zum ersten Referenzlauf (Abbildung 4.1) zu erkennen sind. Beim Einsetzen der Schneeschmelze Ende März sind Schmelzformen mit Dichten bis zu 500 kg/m^3 zu sehen, die über die Neuschneeperiode im April, mit Lufttemperaturen unter -10°C , in der Schneedecke erhalten bleiben. Bei Betrachtung des ersten Modellaufs ohne Optimierung, können diese Schmelzformen in der Kälteperiode im April nur mehr mit Dichten um 300 kg/m^3 gefunden werden. Das Einsetzen der Schmelzperiode ist beim optimierten Referenzlauf um circa drei Wochen - von Anfang März auf Ende März - nach hinten verschoben. Diese Verschiebung entspricht einer deutlichen Verbesserung der Simulation, da der Zeitpunkt in der Realität etwa am 25. März eingetreten ist.

Um den optimierten Referenzlauf genauer studieren zu können, wurde in Abbildung 5.8 der Verlauf des vertikalen Temperaturprofils über die gesamte Periode visualisiert.

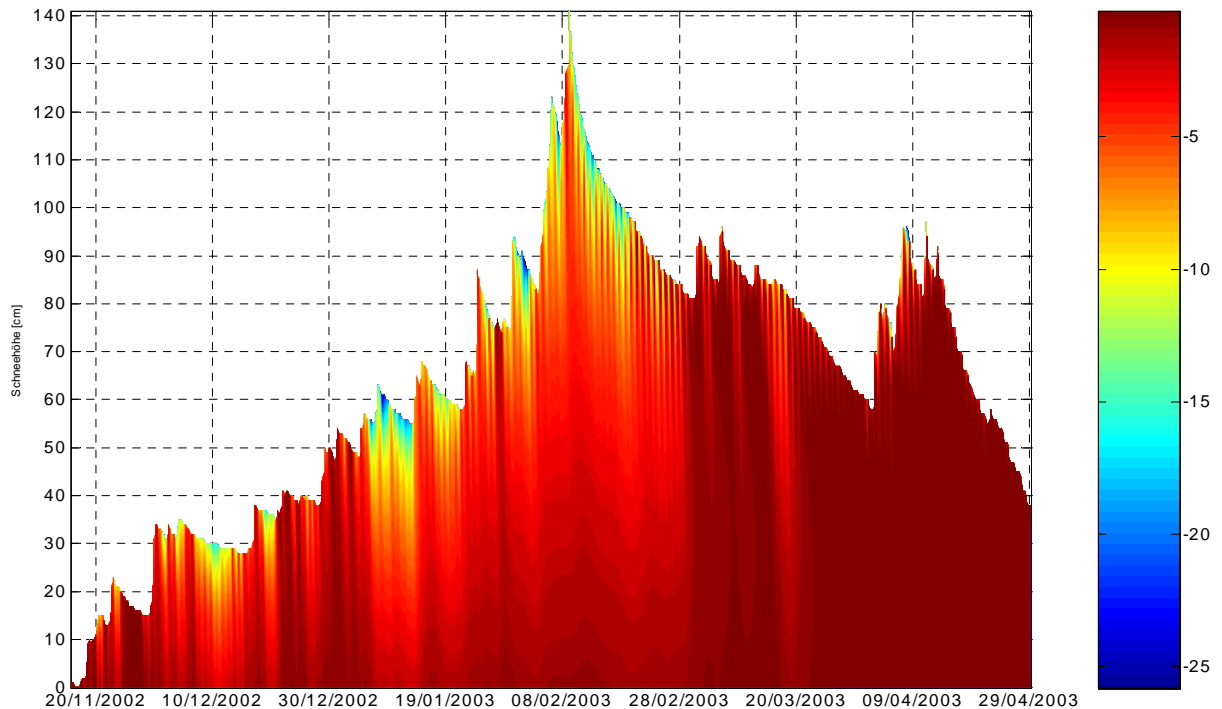


Abb. 5.8: Temperaturprofilverlauf für den optimierten Referenzlauf [°C]

Wird die Temperatur an der Grenzfläche zwischen Boden und Schneedecke betrachtet, ist ein konstanter Verlauf bei etwa 0°C über den gesamten Winter zu sehen. Somit werden die Prozesse, welche die Entwicklung der Schneedecke steuern, fast ausschließlich vom atmosphärischen Geschehen bestimmt. Erkennbar wird das Eindringen der Kältewellen über die gesamte Periode, die bis zum Erdboden reichen können. Eine extreme Kälteperiode lässt sich Mitte Januar mit Temperaturen an der Schneeoberfläche von unter -20°C (blau bis dunkelblau) erkennen. In der Ablationsperiode wird die Schneedecke ab Ende März zunehmend isotherm (konstante Schneetemperatur über die gesamte Schneedecke) bei 0°C (dunkelrot). Die Kältephase im April kann innerhalb der Schneedecke nicht mehr erkannt werden, denn das Eindringen der Kältewellen wird durch den frisch gefallenen Neuschnee stark gehemmt. Frischer Neuschnee mit einer Dichte um 100 kg/m³ beinhaltet zum Großteil Luft, welche durch ihre geringe Wärmeleitfähigkeit als Isolator wirkt und das Eindringen der Kältewellen stark hemmt.

In Abbildung 5.9 ist die zeitliche Entwicklung der Wärmeleitung über die gesamte Periode dargestellt. Hohe Werte der Wärmeleitfähigkeit bis zu 1 W/mK und darüber, welche in der Schneeschmelzperiode auftreten, sind in Gelb bis Weiß zu sehen. Neuschnee hat geringe Wärmeleitfähigkeit mit Werten unter 0,2 W/mK und ist in dieser Darstellung dunkelrot zu erkennen. Der Grund für die Hemmung des Eindringens der Kältewellen in der Kältephase im April ist in dieser Abbildung anschaulich zu sehen. Die Wärmeleitfähigkeit beträgt an der Schneeoberfläche nahezu den Wert Null und verhindert das Eindringen der Kälte. In der Akkumulationsperiode sind Strukturen höherer Wärmeleitfähigkeit, welche bei Neuschneefällen erhalten bleiben, gut erkennbar. Diese Strukturen entstehen während Setzungsphasen und sind sowohl durch höhere Werte der Dichte (Abbildung 5.7), als auch durch größere Schneekörner (Abbildung 5.10) zu erkennen.

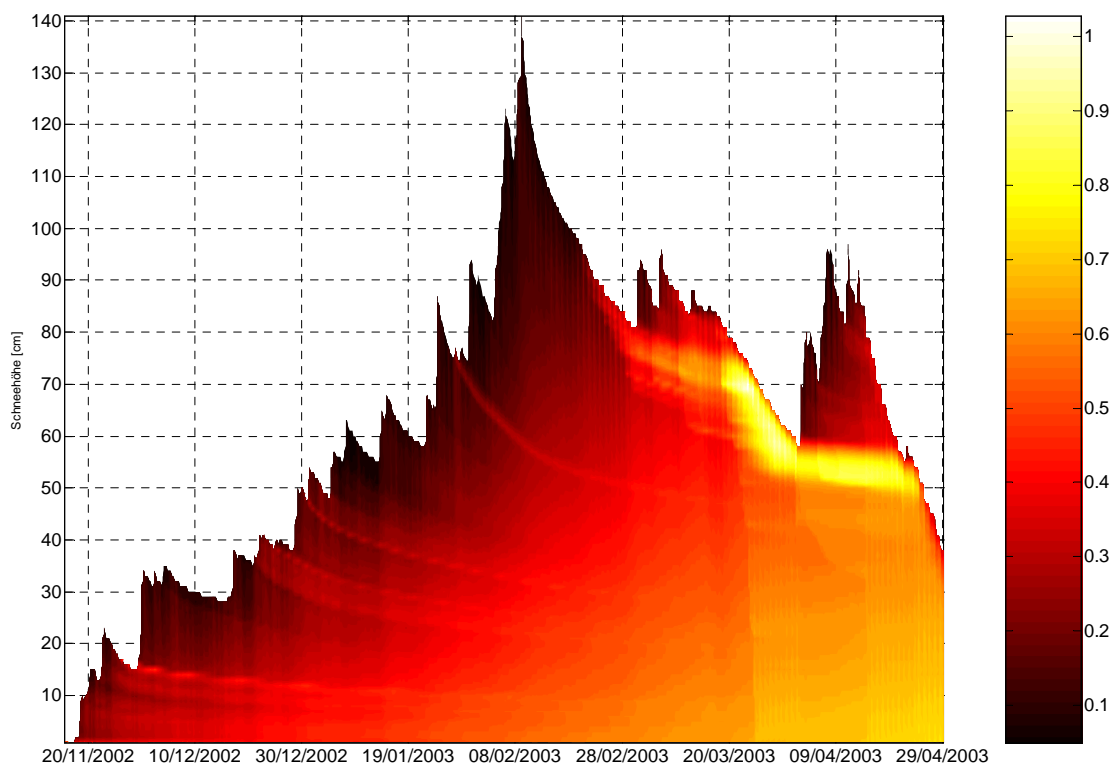


Abb. 5.9: Profilverlauf der Wärmeleitfähigkeit für den optimierten Referenzlauf [W/mK]

Mit Hilfe des Korngrößenverlaufs über die gesamte Periode, wie in Abbildung 5.10 dargestellt, können die Kornformen der einzelnen Schichten und Phasen betrachtet werden. Es kann folgende grobe Einteilung (aus den Modellläufen und dem Vergleich mit den Beobachtungen hergeleitet) der Schneearten durchgeführt werden:

Farbe (Visualisierung)	mittlerer Korndurchmesser (mm)	Kornform
Dunkelblau	0,2 bis 0,4	Neuschnee
Blau	0,5 bis 0,8	filzige Phase
Grün	0,9 bis 1,3	körniger Altschnee
Gelb	1,3 bis 1,6	Schmelzformen, kantige Formen
Rot	1,6 bis 2,2	Schmelzformen, Schwimmschnee

Tab. 5.2: Korngrößen und Kornformen

Die abbauende Schneemetamorphose (vom Neuschnee über die filzige Phase zum körnigen Altschnee) wird vom Modell als eine Vergrößerung des mittleren Korndurchmessers wiedergegeben. In der Natur wird bei der abbauenden Schneemetamorphose jedoch eine Verkleinerung des Korndurchmessers beobachtet. Der Grund für diese, im ersten Augenblick widersprüchlich erscheinende Eigenschaft des Modells, ist die modellspezifische Betrachtung der Schneekristalle. Die verschiedenen Kornformen für Neuschnee, wie zum Beispiel Dendriten, Säulen, Hanteln oder Plättchen, können vom Modell nicht gesondert beschrieben werden. In SN THERM.89 wird Neuschnee als ein Gefüge sphärischer Körner beschrieben, dessen mittlerer Durchmesser physikalisch betrachtet relativ klein ist, im Vergleich zum visuell wahrgenommenen Durchmesser. Der modellspezifische, mittlere physikalische Durchmesser der Schneekörner wächst daher im Verlauf des Setzungsprozesses beziehungsweise der abbauenden Schneemetamorphose, auch wenn das Volumen der einzelnen Körner unverändert bleibt (Wiscombe and Warren 1980).

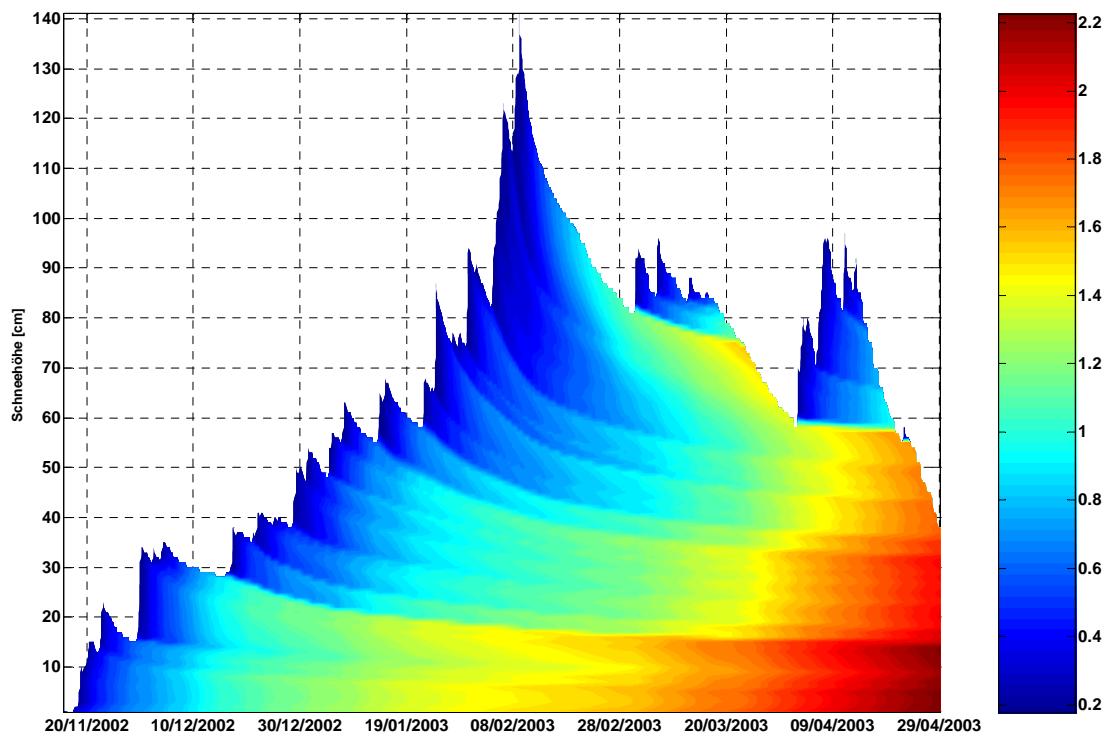


Abb. 5.10: Korngrößenprofilverlauf für den optimierten Referenzlauf [mm]

Die vorhin beschriebene Eigenschaft des Modells ist in Abbildung 5.10 gut zu erkennen. Bei Neuschneeereignissen beträgt der mittlere Durchmesser der Schneekörner etwa 0,2mm (dunkelblau). Setzt sich die Schneedecke, kann eine Vergrößerung des mittleren Durchmessers auf bis zu 1mm beobachtet werden. Dieser Wert entspricht dem mittleren Durchmesser einer gesetzten Altschneedecke und kann ebenfalls bei entsprechenden Schneedeckenuntersuchungen als visuell beobachteter Wert einer gesetzten Altschneedecke gefunden werden.

Der Anteil an Flüssigwasser innerhalb der Schneedecke ist in Abbildung 5.11 dargestellt. Phasen ohne Flüssigwasser sind in dunkelblau gehalten, während mit steigendem Gehalt die Farben von dunkelblau (0%) über hellblau (1% bis 2%) grün (3%), gelb (4%) und orange (5%) bis rot für Flüssigwasseranteile über 5% wechseln. Die Schmelzereignisse von Anfang Dezember sowie Ende Februar, sowie das Einsetzen der Schneeschmelze Ende März sind durch hohe Werte des Flüssigwassergehalts zu erkennen. In der Kälteperiode Anfang April sinkt der Flüssigwasseranteil in der Altschneedecke von über 6% aus dem Beginn der Schneeschmelze auf Werte zwischen 4% und 5%. Erst nach dieser Kälteperiode wird die Schneeschmelze fortgesetzt und der Flüssigwassergehalt steigt wieder auf Werte, wie sie vor der Kältephase zu finden sind.

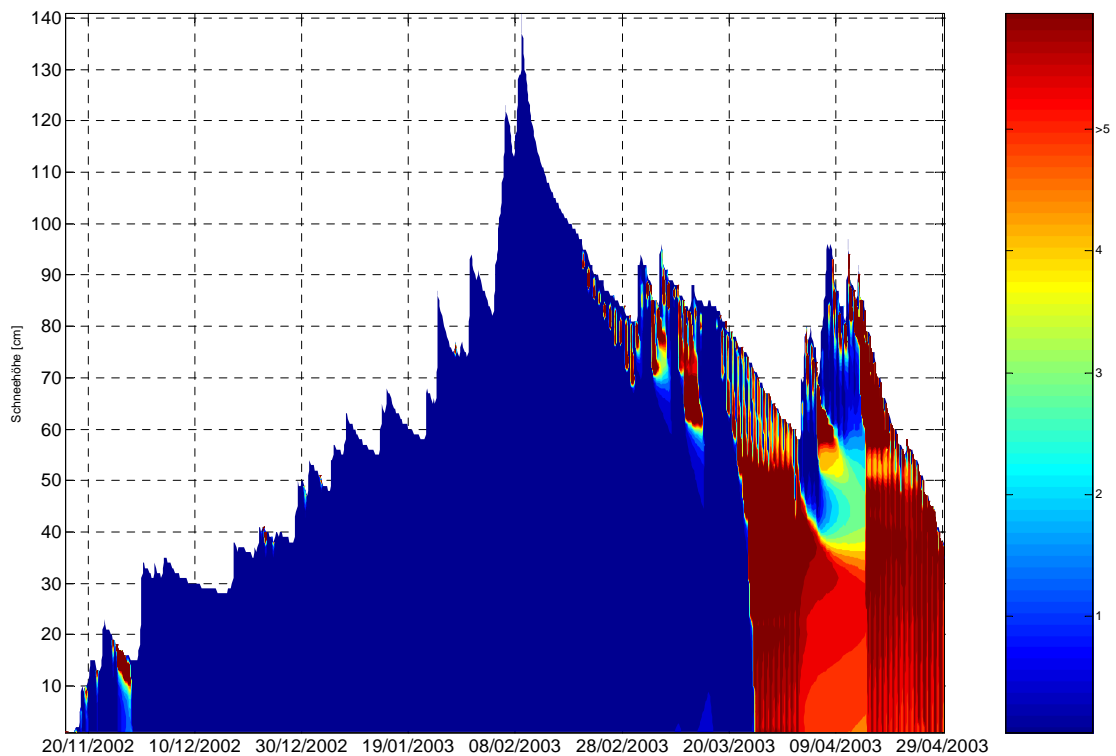


Abb. 5.11: Flüssigwassergehalt im Profilverlauf für den optimierten Referenzlauf [%]

5.4 Energiebilanz

Am Energieumsatz der Schneeoberfläche sind alle zur Oberfläche hin und von ihr weg fließenden Energieflussdichten beteiligt. Dazu zählen an der oberen (atmosphärischen) Seite alle Strahlungsflussdichten, zusammengefasst in der Strahlungsbilanz, die turbulenten Flussdichten fühlbarer und latenter Wärme, sowie die Wärme durch Regen oder Schneefall. Alle Flussdichten stehen senkrecht zur Schneeoberfläche.

Dieser Abschnitt soll dazu dienen, die Verwendung der Bilanzkomponenten in SNTHERM.89 näher zu beschreiben und dazu Ergebnisse der Modellierung zu zeigen.

Die Energiebilanz für die oberste Schneesicht I_{TOP} [W/m^2], wie schon in Kapitel 2.1.6 gezeigt, lautet:

$$I_{TOP} = I_{SS} + I_{SENS} + I_{LAT} + I_{CONV} \quad (5.2)$$

I_{SS}Strahlungsbilanz

I_{SENS} ...sensibler Wärmestrom

I_{LAT} ...latenter Wärmestrom

I_{CONV} ...konvektive Wärme durch Regen oder Schneefall

Diese Gleichung wird in SNTHERM.89 nur für das oberste Element verwendet. Für die Prozesse innerhalb der Schneedecke wird Gleichung 2.19 verwendet (siehe Kapitel 2.1.5).

Folgende Vorzeichenkonvention wird für die Energiebilanzkomponenten verwendet:

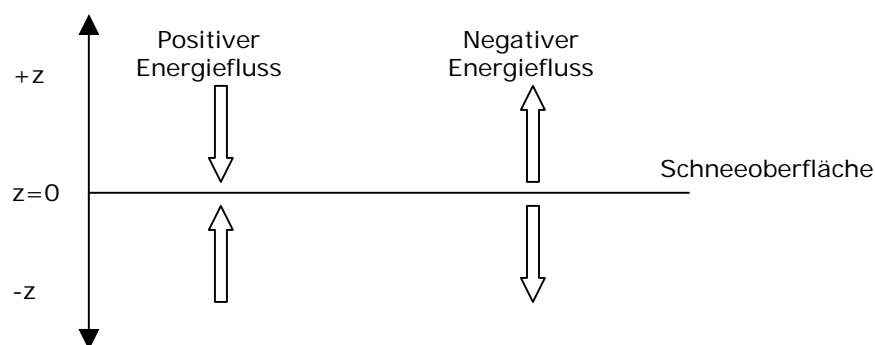


Abb. 5.12: Vorzeichenkonvention der Energiebilanzkomponenten

5.4.1 Strahlung

Die Schneeoberfläche nimmt Strahlung von der Sonne auf. Ein Teil dieser hereinkommenden kurzwelligigen Strahlung wird reflektiert, während der Rest von der Schneedecke absorbiert wird. Gleichzeitig verliert die Schneeoberfläche Strahlungsenergie in Form von langwellig emittierter Strahlung, während die atmosphärische Gegenstrahlung für die Schneeoberfläche einen Energiegewinn bringt. Die Differenz dieser verschiedenen Energieflüsse wird Strahlungsbilanz genannt. Speziell während der Nacht kann die Strahlungsbilanz auch negative Werte erreichen. In den nachfolgenden Gleichungen werden die einzelnen Komponenten der Strahlungsbilanz für die Schneeoberfläche näher erläutert:

$$\text{Strahlungsbilanz [Wm}^{-2}] \quad I_{SS} = I_S^\downarrow(1-\alpha_{TOP}) + I_{IR}^\downarrow - I_{IR}^\uparrow \quad (5.3)$$

I_S^\downarrow Globalstrahlung

α_{TOP}Albedo

I_{IR}^\downarrow atmosphärische Gegenstrahlung

I_{IR}^\uparrow langwellige Ausstrahlung

Wird von der Globalstrahlung die kurzwellige reflektierte Strahlung (albedoabhängig) abgezogen, erhält man die kurzwellige Bilanz (kw).

$$kw = I_S^\downarrow(1-\alpha_{TOP}) \quad (5.4)$$

Die langwellige Bilanz (lw) ergibt sich aus der atmosphärischen Gegenstrahlung durch Abzug der langwelligen Ausstrahlung (langwellige Emission an der Schneeoberfläche).

$$lw = I_{IR}^\downarrow - I_{IR}^\uparrow \quad (5.5)$$

In SNTHERM.89 wird der Teil der Strahlung, welcher in die Schneedecke eintritt und innerhalb der Schneedecke absorbiert und gestreut wird (Extinktion), gesondert behandelt. Die eintretende Strahlung wird in zwei Teile aufgeteilt: Ein Teil berücksichtigt die Strahlung im sichtbaren Wellenlängenbereich und der andere jenen im infraroten Wellenlängenbereich (Grenze liegt bei 3 μm). Gleichung 5.6 beschreibt den Extinktionskoeffizienten für den sichtbaren Bereich (Bohren und Barkstrom, 1974):

$$\beta_{\text{vis}} \approx \beta_{\infty} = \frac{0,003795 \gamma_w}{\sqrt{d}} \quad (5.6)$$

β_{vis}Extinktionskoeffizient für den sichtbaren Bereich

β_{∞}bulk – Extinktionskoeffizient

γ_wMasse Flüssigwasser/ Gesamtvolumen [kg/m^3]

dKorndurchmesser [m]

Einstellparameter (0,003795) nach Anderson, 1976

Die Extinktion im infraroten Bereich (β_{mir}) betrifft nur die oberste Schicht und kann vom Anwender selbst eingestellt werden (siehe Tabelle 2.2). Der Energiebeitrag durch die eintretende Strahlung für die oberste Schneeschicht wird durch Gleichung 5.7 zusammenfassend dargestellt:

$$Q_{\text{solar}}^n \equiv I_s^{n+\frac{1}{2}} - I_s^{n-\frac{1}{2}} = I_s^{\downarrow} (1 - \alpha_{\text{top}}) \left(1 - e^{-\beta_{\infty} \Delta z} e^{-\beta_{\text{mir}} 0,002} \right)^n \quad (5.7)$$

nIndex für die oberste Schneeschicht

Q_{solar} ...Energiebeitrag aus der extingierten Strahlung [W/m^2]

ΔzSchichtdicke [m]

Gleichung 5.8 beschreibt die weitere Abschwächung beziehungsweise Absorption der kurzwelligigen Strahlung innerhalb der Schneedecke:

$$Q_{\text{solar}}^j \equiv I_s^{j+\frac{1}{2}} - I_s^{j-\frac{1}{2}} = I_s^{j+\frac{1}{2}} \left(1 - e^{-\beta_{\infty} \Delta z} \right)^j \quad (5.8)$$

j ...Index für die einzelnen Schneeschichten

Die Strahlungsextinktion unterliegt exponentiellem Abfall und ist von der Wellenlänge, der Korngröße sowie der Kornform und der Dichte abhängig. Die Eindringtiefe nimmt für kürzere Wellenlängen zu und ist im blauen Bereich am größten.

5.4.2 Turbulente Flüsse

Unter den turbulenten Flüssen versteht man den Energiefluss fühlbarer Wärme und den Energiefluss latenter Wärme. Der Betrag der turbulenten Wärmeflüsse ist von der vorherrschenden Windgeschwindigkeit und der Temperaturschichtung (Stabilität) über der Schneedecke, sowie von der Oberflächenrauigkeit des Schnees abhängig. Die Implementierung der turbulenten Flüsse, speziell die Stabilitätskorrektur, ist generell noch Gegenstand aktueller Diskussionen, insbesondere bei hoher Stabilität, welche für die Betrachtungen der Schneedeckenmodelle kritisch werden kann (Morris, 1989; Obleitner, 2000; Vickers und Mahrt, 2004). Diese Fragestellung ist noch nicht vollständig zufriedenstellend gelöst und stellt auch für die Zukunft ein interessantes und kompliziertes Aufgabengebiet der Schneeforschung dar.

Die turbulenten Flüsse können als Wärmeflüsse, bedingt durch einen Temperatur- (sensible Wärme) beziehungsweise Dampfdruckgradienten (latente Wärme) zwischen Schneeoberfläche und Luft, definiert werden. In SN THERM.89 werden diese Wärmeflüsse folgendermaßen definiert (Andreas und Murphy, 1986). Gleichung 5.9 beschreibt die sensible Wärme, während Gleichung 5.10 für die latente Wärme steht:

$$I_{SENS} = (E_{HO} + \rho_{air} c_{air} C_H w)(T_{air} - T_n) = (E_{H0} + E_H w)(T_{air} - T^n) \quad (5.9)$$

I_{SENS}Sensible Wärme [W/m^2]

ρ_{air}Luftdichte [kg/m^3]

c_{air}Spezifische Wärmekapazität von Luft (c_p) [J/kgK]

T^nSchneeoberflächentemperatur [K]

C_HWärmeübergangszahl für sensible Wärme

E_HAustauschkoeffizient für sensible Wärme [J/Km^3]

E_{H0}Austauschkoeffizient für sensible Wärme bei Windstille [W/m^2K]

wWindgeschwindigkeit [m/s]

$$I_{LAT} = \left(E_{EO} + \frac{100L_{vi}}{R_w T_{air}} C_E w \right) (P_{v,air} - f_{RH} P_{vk,sat}^n) = (E_{EO} + E_E w) (P_{v,air} - f_{RH} P_{vk,sat}^n) \quad (5.10)$$

I_{LAT}Latente Wärme [W/m²]

$P_{vk,sat}^n$...Dampfdruck an der Schneeoberfläche [hPa]

$P_{v,air}$Dampfdruck in der Luft [hPa]

f_{RH}Relative Feuchte [%]

C_EWärmeübergangszahl für latente Wärme

L_{vi}Latente Sublimationswärme (2,838×10⁶ J/kg bei 273,15K)

R_wGaskonstante für Wasserdampf (461,296 J/kgK)

E_EAustauschkoeffizient für latente Wärme [J/hPa m³]

E_{EO}Austauschkoeffizient für latente Wärme bei Windstille [W/m² hPa]

Die Wärmeübergangszahlen („bulk transfer“ Koeffizienten) werden in folgender Weise beschrieben:

$$C_D = \frac{k^2}{\left[\Phi_M \ln \left(\frac{z'_w}{z_0} \right) \right]^2} \quad (5.11)$$

$$C_E = \frac{C_{DN}}{\Phi_M \Phi_E \left[Sc_N + \frac{\ln \left(\frac{z'_Q}{z'_w} \right)}{\ln \left(\frac{z'_Q}{z_0} \right)} \right]} \quad (5.12)$$

$$C_H = \frac{C_{DN}}{\Phi_M \Phi_H \left[Pr_N + \frac{\ln \left(\frac{z'_T}{z'_w} \right)}{\ln \left(\frac{z'_w}{z_0} \right)} \right]} \quad (5.13)$$

C_DWärmeübergangskoeffizient für Impuls

C_{DN}Wärmeübergangskoeffizient für Impuls bei neutralen Verhältnissen

Φ_M, Φ_H, Φ_E ...Stabilitätsfunktionen für Impuls, Wärmeaustausch und Wasserdampfaustausch

z'_Q, z'_w, z'_T ...Referenzhöhen für relative Feuchte, Windgeschwindigkeit und Temperatur [m]

z_0Rauigkeitslänge [m] (einstellbar, Tabelle 2.2)

Pr_NTurbulente Prandtlzahl bei neutralen Verhältnissen

Sc_NTurbulente Schmidtzahl bei neutralen Verhältnissen

kKarmankonstante (0,4)

5.4.3 Simulationsergebnisse

Um die Energiebilanz für die gesamte Periode besser untersuchen zu können, ist es vorteilhaft, deren Komponenten für Akkumulationsperiode und Ablationsperiode getrennt zu betrachten. Abbildung 5.13 gibt schematisch die Gliederung in diese zwei Perioden wieder, welche sich aus einer entsprechenden Betrachtung der Verhältnisse am Messort ergibt.

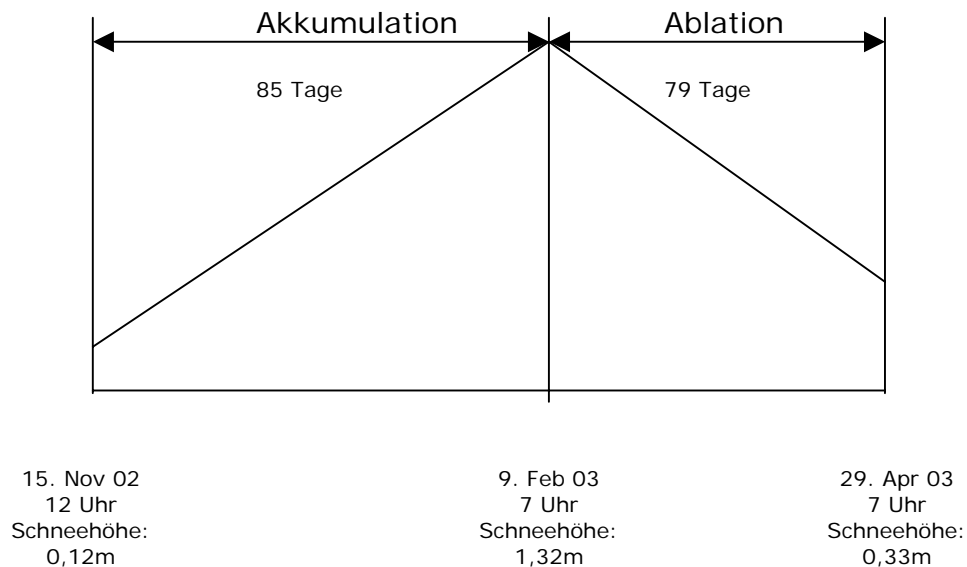


Abb. 5.13: Schematische Darstellung der Akkumulations- und Ablationsperiode

Der Wendepunkt der Schneehöhe gibt den Wechsel zwischen Akkumulations- und Ablationsperiode vor. Dieser Wechsel passiert am 9. Februar 2003 bei einer Gesamtschneehöhe von 1,32 Metern. Akkumulationsperiode (85 Tage) und Ablationsperiode (79 Tage) sind mit rund 80 Tagen in etwa gleich lang.

Nachfolgende Simulationsergebnisse beziehen sich ausschließlich auf die Verwendung des optimierten Referenzlaufes. Tabelle 5.3 zeigt die einzelnen Energiebilanzkomponenten im Überblick:

$$Gesamt = I_{SS} + I_{SENS} + I_{LAT} \quad (5.14)$$

Mittelwerte						
	kw	lw	I_{SS}	I_{SENS}	I_{LAT}	Gesamt
Akkumulation	6,7	-13,5	-6,8	3,9	-0,3	-3,2
Ablation	35,6	-23,7	11,9	2,8	-4,1	10,6
Gesamte Periode	42,3	-37,2	5,1	6,7	-4,4	7,4

Akkumulation					
	kw	lw	I_{SS}	H_0	L_0
Minimum	0	-53,7	-37,3	-10,9	-25
Maximum	90,8	23,9	49	30,8	7,2
Sigma	13	7,4	10,4	3,4	2,4
Median	0	-12,9	-7,9	3,8	0,4

Ablation					
	kw	lw	I_{SS}	H_0	L_0
Minimum	0	-59,1	-48,9	-36,3	-60,7
Maximum	270,5	-2,6	245,4	22,7	3,9
Sigma	58,9	11,0	55,4	4,9	7,3
Median	0,0	-22,3	-12,2	3,0	-1,4

Tab. 5.3: Energiebilanzkomponenten [W/m²]

Bei der Darstellung der Mittelwerte sind deutliche Unterschiede in den Werten der Strahlungsbilanz zu sehen. In der Akkumulationsperiode ist die kurzweilige Bilanz (kw) allgemein klein. Dies ist unter anderem auf den Stationsstandort in einem abgeschatteten Tal zurückzuführen (siehe Stationsbeschreibung in Kapitel 3.1). Mit zunehmender Sonnenhöhe in der Ablationsperiode vervielfacht sich dieser Wert, einerseits durch die nicht mehr vorhandene Horizontabschirmung bei höheren Sonnenständen, andererseits durch die größere extraterrestrische Strahlung im Frühjahr. Die gesamte Strahlungsbilanz ist aus dem selben Grund in der Akkumulationsperiode negativ und führt zu einem insgesamt kleinen Wert in der Strahlungsbilanz über den gesamten Zeitraum. Die langweilige Bilanz (lw) ist immerzu negativ. Der fühlbare Wärmestrom über den gesamten Zeitraum ist im Schnitt positiv, es wird also Wärme zur Schneeoberfläche transportiert. Der latente Wärmestrom ist hingegen über den gesamten Zeitraum negativ. Dies bedeutet, dass Wärme durch Verdunstung von der Schneeoberfläche

wegtransportiert wird. In Summe gleichen sich damit die turbulenten Flüsse weitgehend aus.

In Abbildung 5.14 ist der zeitliche Verlauf der Gesamtenergiebilanz, gegliedert in Akkumulations- und Ablationsperiode dargestellt. Diese Darstellung bestätigt die vorhin getroffene Gliederung auf Grund der Schneehöhenentwicklung (Abbildung 5.13).

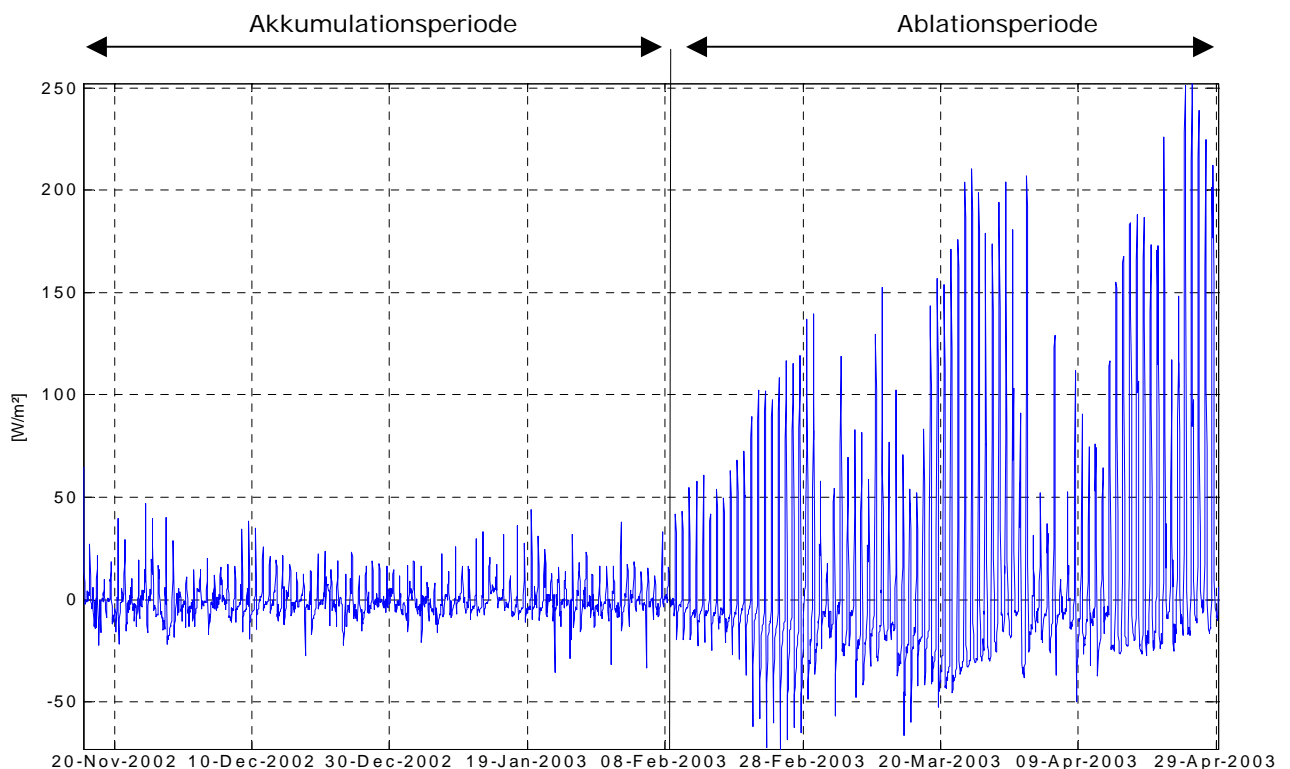


Abb. 5.14: Energiebilanz über die gesamte Periode (Stundenwerte)

Die Gesamtbilanz (Gleichung 5.2) ist in der Akkumulationsperiode nahezu ausgeglichen mit Spitzenwerten um $+50 \text{ W/m}^2$ und -40 W/m^2 . In der Ablationsperiode werden die Schwankungen größer und erreichen Spitzen bis zu $+250 \text{ W/m}^2$ und -70 W/m^2 . Durch die, zufolge der höheren Oberflächentemperaturen, stärkere langwellige Abstrahlung liegen die Zonen mit negativen Werten in der Ablationsperiode um 20 W/m^2 tiefer als in der Akkumulationsperiode.

5.4.3.1 Strahlungsbilanz der modellierten Schneedecke

Die Tatsache, dass die Schwankungen der Gesamtenergiebilanz in der Ablationsperiode größer werden, ist in den Darstellungen der Abbildung 5.15 gut zu erkennen. Die langwellige Bilanz wird in der Ablationsperiode stärker negativ, was auf eine wärmere Schneeoberfläche und daher eine verstärkte langwellige Ausstrahlung (Werte bleiben bei -25 W/m^2 und darunter) zurückzuführen ist. Energetisch gesehen ist jedoch die extreme Zunahme der kurzwelligen Bilanz in der Ablationsperiode bedeutender. Die Spitzenwerte steigern sich von rund 30 W/m^2 in der Akkumulationsperiode auf 150 bis 250 W/m^2 in der Ablationsperiode.

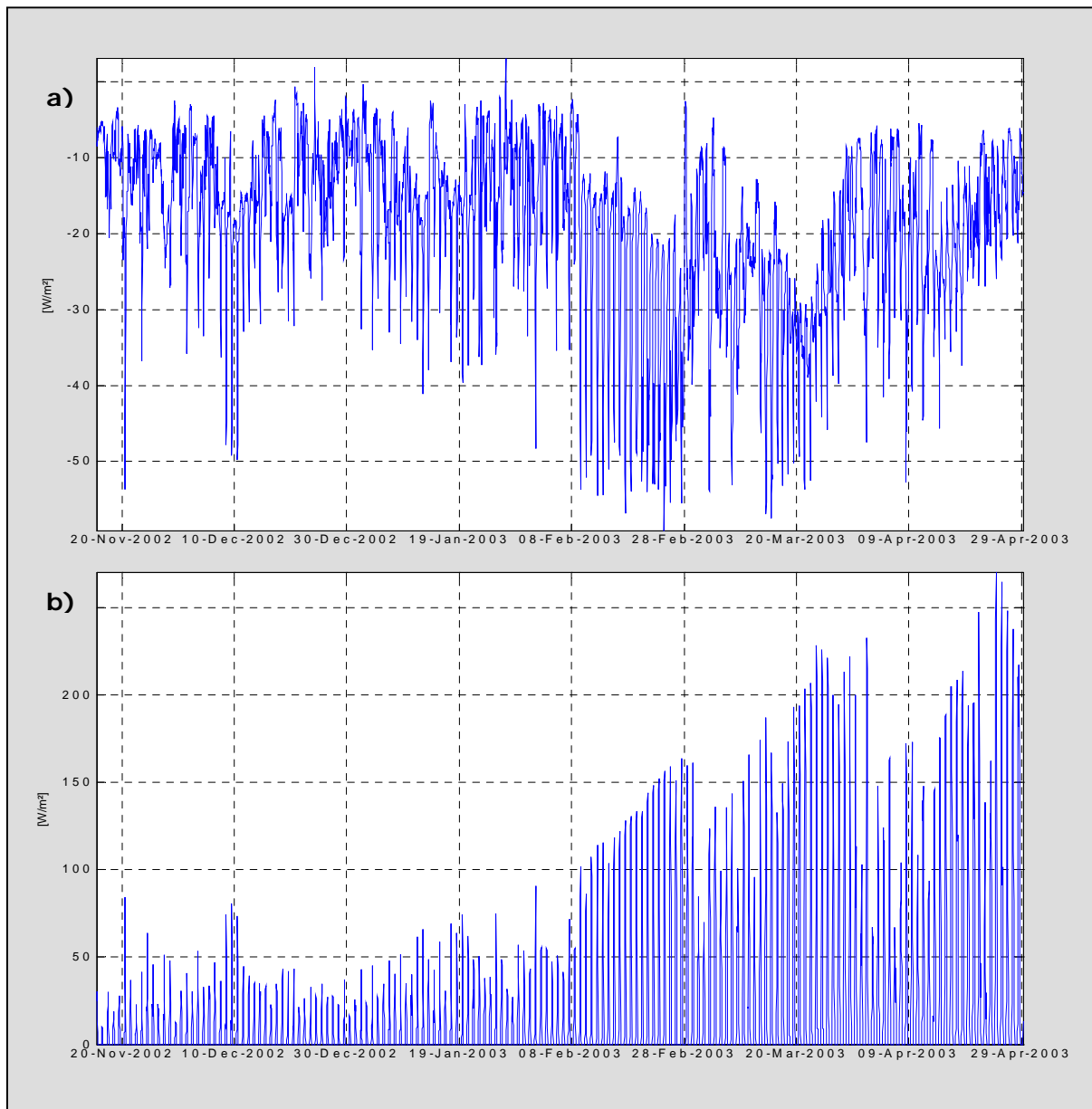


Abb. 5.15: a) Langwellige Bilanz und b) Kurzwellige Bilanz

5.4.3.2 Globalstrahlungsverlauf

Aus dem Vergleich der errechneten, extraterrestrischen Strahlung mit der gemessenen Globalstrahlung an der Station ist die Schattenlage der Station während des Hochwinters deutlich erkennbar. Der Stationsstandort befindet sich in einem Gebirgstal (siehe Kapitel 3.1), der bis Anfang Februar nur etwa 30 bis 50 Prozent der extraterrestrischen Strahlung als Globalstrahlung erhält. Andererseits erreichen die Werte der Globalstrahlung Ende März etwa 90 Prozent der extraterrestrischen Strahlung.

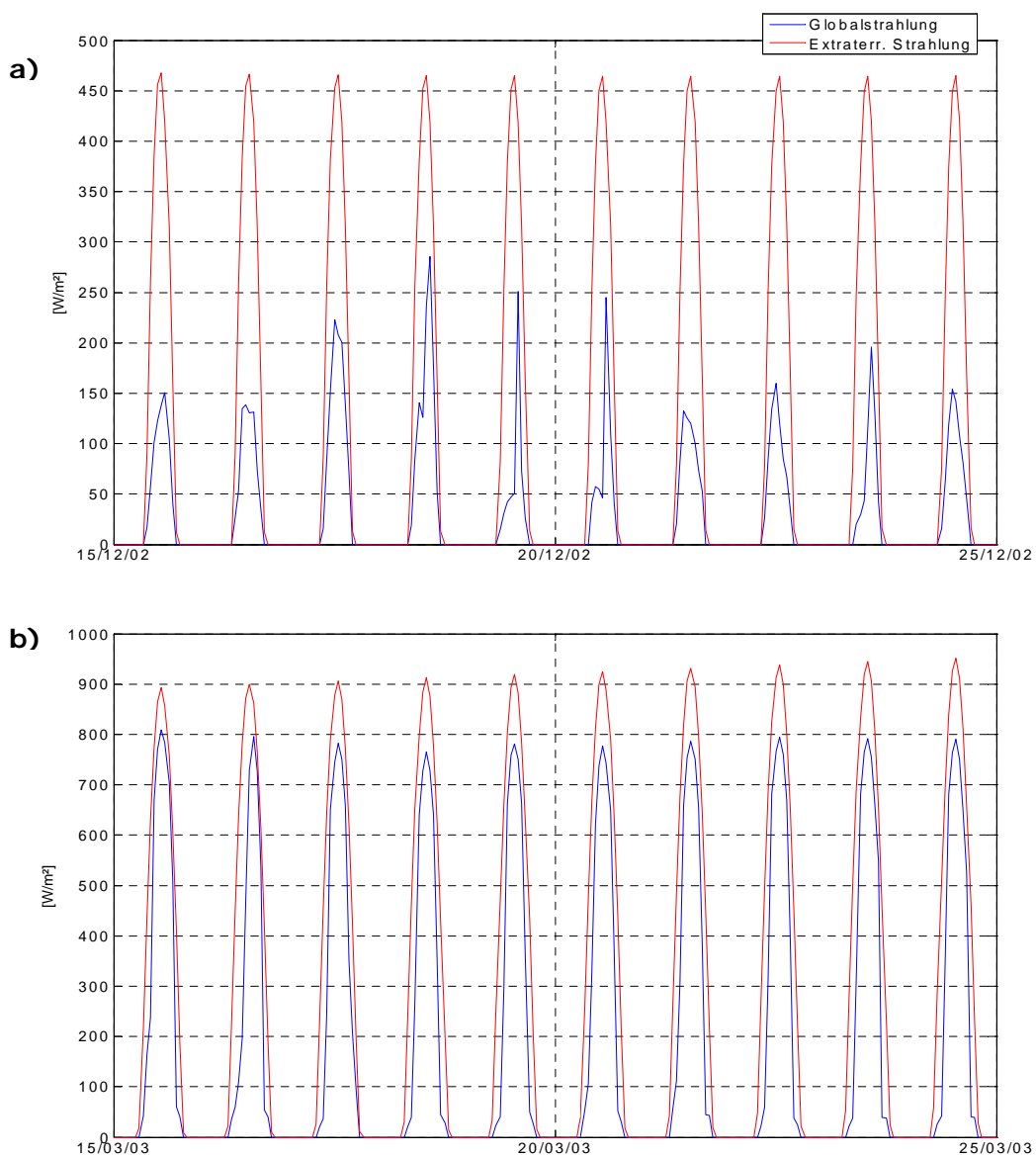


Abb. 5.16: Extraterrestrische Strahlung und Globalstrahlung (Stundenmittel) [W/m^2]
 a) im Dezember und b) in der Schmelzperiode im März

5.4.3.3 Turbulente Wärmeströme

Die in verschiedensten Untersuchungen (Lehning, 2004; Jones et al., 2001) wiederkehrende Beobachtung, dass fühlbarer und latenter Wärmestrom über den gesamten Winter in Summe in etwa Null ergeben, kann auch mit der vorliegenden Untersuchung bekräftigt werden. Abbildung 5.12 zeigt den Verlauf des sensiblen Wärmestroms, der über den gesamten Zeitraum meist leicht positiv verläuft. Ebenfalls ist die Windgeschwindigkeit dargestellt, um die Abhängigkeit zu den turbulenten Wärmeströmen näher betrachten zu können. In Phasen mit starkem Wind (Anfang Januar, Anfang April) gibt es einen größeren sensiblen Wärmestrom. Fühlbarer Wärmestrom zur Oberfläche bedeutet, dass die Lufttemperatur höher ist als die Schneeoberflächentemperatur.

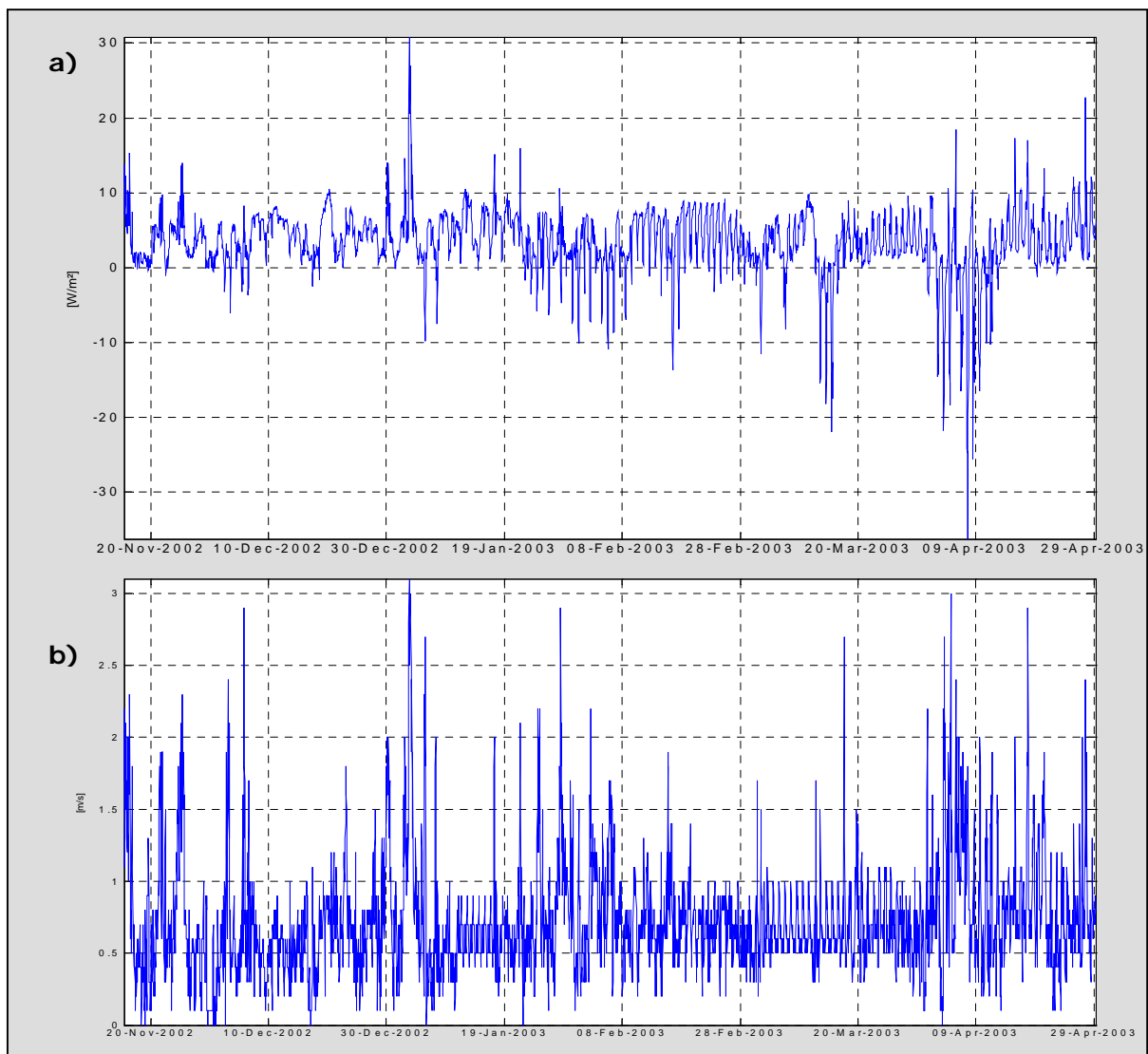


Abb. 5.17: a) Fühlbarer Wärmestrom und b) Windgeschwindigkeit

In Abbildung 5.18 ist oben der latente Wärmestrom abgebildet, der in der Akkumulationsperiode Werte um Null annimmt und in der Ablationsperiode eher in den negativen Bereich fällt. Im unteren Teil der Abbildung ist wiederum die Windgeschwindigkeit aufgetragen, um den Zusammenhang mit dem Wärmestrom näher betrachten zu können. Die Phasen mit starkem Wind (Anfang Januar, Anfang April) sind auch hier durch hohe Werte des latenten Wärmestromes zu erkennen. Negativer, latenter Wärmestrom bedeutet, dass der Dampfdruck an der Oberfläche höher ist als in der Luft ($\frac{\partial e}{\partial z} < 0$).

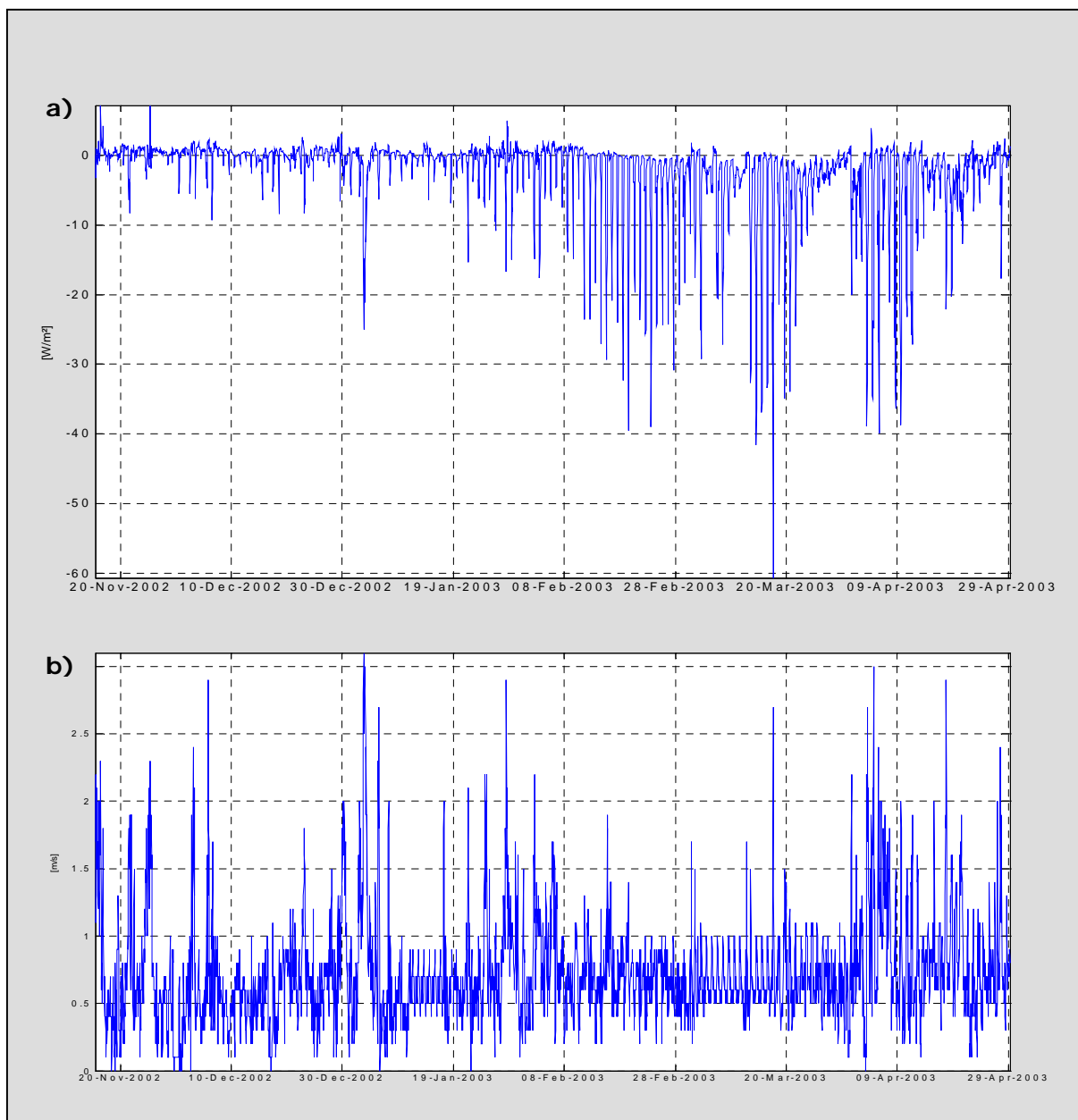


Abb. 5.18: a) Latenter Wärmestrom und b) Windgeschwindigkeit

5.4.4 Energiebilanzvergleiche

Die in Tabelle 5.4 gezeigten Mittelwerte der Energiebilanzkomponenten werden hier mit den Werten vergangener Untersuchungen verglichen. Die Vergleichsdaten stammen jeweils aus Untersuchungen während der Ablationsperiode. Die Abkürzungen für die einzelnen Komponenten sind wie vorne (I_{SS} für die Nettostrahlung an der Schneeoberfläche, I_{SENS} für den fühlbaren Wärmestrom, I_{LAT} für den latenten Wärmestrom und M für die Schmelzwärme).

Standort	I_{SS}	I_{SENS}	I_{LAT}	M	Seehöhe	Periode	Referenz
1. Seegrube	94	63	1	156	1920m	8.5.-13.5.	Obleitner, 1994
2. Obernberg	-1	12	-6	5	1450m	19.3.-21.3.	Obleitner, 1999
3. Kühtai, Ablation	12	3	-4	11	1990m	9.2.-29.4.	
Kühtai, Akkumulation	-7	4	0	0	1990m	15.11.-9.2.	
Kühtai, Gesamt	5	7	-4	7	1990m	15.11.-29.4.	

Tab. 5.4: Energiebilanzkomponenten für verschiedene Standorte [W/m^2]

Diese Vergleiche sind offensichtlich wenig aussagekräftig. Als ein Grund dafür muss die Tatsache angesehen werden, dass es sich bei den Vergleichsmessungen um jeweils nur kurze Perioden in der Ablationsperiode handelt. Bei einer Mittelung über kurze Perioden können die einzelnen Komponenten höhere Werte betragen, als bei Mittelung über einen größeren Zeitraum. Dennoch kann aus Tabelle 5.4 die Dominanz der Strahlungsbilanz entnommen werden. Des weiteren ist der fühlbare Wärmestrom an allen Standorten, wie es in der Ablationsperiode zu erwarten ist, positiv. Beim latenten Wärmestrom sind zum Großteil negative Werte zu finden, die auf eine verstärkte Verdunstung in der Ablationsperiode hinweisen.

6. SENSITIVITÄTSSTUDIEN

Dieses Kapitel soll die Sensitivität der Simulationsergebnisse bezüglich der Unsicherheiten eingehender meteorologischer Parameter und der unterschiedlichen Modelleinstellungen zeigen. Für alle Sensitivitätsstudien dient der optimierte Referenzlauf aus dem 5. Kapitel als Referenz. Ausgehend von diesem Lauf werden in diesem Kapitel jeweils die wichtigsten meteorologischen Parameter und Modelleinstellungen systematisch geändert um mit dem Ausgangszustand verglichen werden zu können. Die restlichen Parameter bleiben jeweils unverändert. Aus diesen Gegenüberstellungen sollen schließlich jene Parameter gefunden werden, welche die Modellergebnisse und deren Unsicherheit besonders stark beeinflussen. Als Verifikationsparameter wird der Verlauf der gemessenen Schneehöhe verwendet.

6.1 Sensitivität gegenüber dem Dateninput

6.1.1 Lufttemperatur

Die Temperatur ist definiert als der Wärmezustand einer Substanz, der durch die mittlere kinetische Energie seiner Moleküle beschrieben wird. Sie wird im Allgemeinen über einen Probekörper, der dem Temperatursensor entspricht, gemessen. An der Wetterstation Kühtai wurde dafür ein Pt-100 Widerstandsthermometer verwendet. Der belüftete und strahlungsgeschützte Sensor misst den elektrischen Widerstand, welcher seinerseits temperaturabhängig ist. Der am Temperatursensor herrschende Wärmehaushalt kann folgendermaßen beschrieben werden (Kraus, 2000):

$$L + B + Q = 0 \quad (6.1)$$

L.....fühlbarer Wärmestrom [Wm^{-2}]

B....Wärmeleitungsstrom im Fühler [Wm^{-2}] im stationären Gleichgewicht $B = 0$

Q....Strahlungsbilanz [Wm^{-2}] bei perfektem Strahlungsschutz $Q = 0$

$$L = \alpha_L(T_L - T_F) \quad (6.2)$$

α_L ...Wärmeübergangszahl [$WK^{-1}m^{-2}$]

T_F ...Fühlertemperatur

T_L ...Lufttemperatur

$$\text{im stationären Gleichgewicht: } L + Q = Q + \alpha_L(T_L - T_F) = 0 \quad (6.3)$$

$$\text{und daraus: } T_F = T_L + \frac{Q}{\alpha_L} \quad (6.4)$$

Durch diese Ableitung wird ersichtlich, dass die am Fühler gemessene Temperatur auch von der Strahlungsbilanz beeinflusst wird (wenn $Q \neq 0$).

An der Wetterstation war der Temperatursensor mittels URS-1 Strahlungsschutz (Lamellen) geschützt, blieb aber unventiliert (siehe Abbildung 3.2). Es ist jedoch bekannt, dass trotz Strahlungsschutz beträchtliche Fehler in der Temperaturmessung entstehen können, vor allem in Perioden mit niedrigen Windgeschwindigkeiten und im Falle der Verwendung eines nicht ventilierten Sensors (Schmittner, 1994; Obleitner, 2004).

In diesem Abschnitt wird gezeigt, welchen Einfluss der Strahlungsfehler auf die Schneedeckenmodellierung haben kann. Es wird angenommen, dass der Strahlungsfehler bei einer Globalstrahlung von 1000 W/m^2 einer um 5°C überhöhten Temperaturmessung entspricht. Der neue Modellauf wird mit einer Temperaturreihe gestartet, in der eine entsprechende Korrektur der Temperatur nach folgender Formel durchgeführt wurde:

$$T_{\text{neu}} = T_{\text{alt}} - \left(\frac{G * 5K}{1000 \text{ Wm}^{-2}} \right) \quad (6.5)$$

GGlobalstrahlung [Wm^{-2}]

Die in Abbildung 6.1 ausgewählten Perioden zeigen die Temperaturkorrekturen anhand drei ausgewählter Perioden von jeweils 5. bis 15. Dezember, Februar und April. Die Korrekturen (blaue Kurven) erreichen bei Tageshöchstwerten der Globalstrahlung die 5°C -Marke an wolkenlosen Tagen, bleiben aber über den gesamten Winter im Mittel betrachtet, mit $0,5^{\circ}\text{C}$ relativ gering.

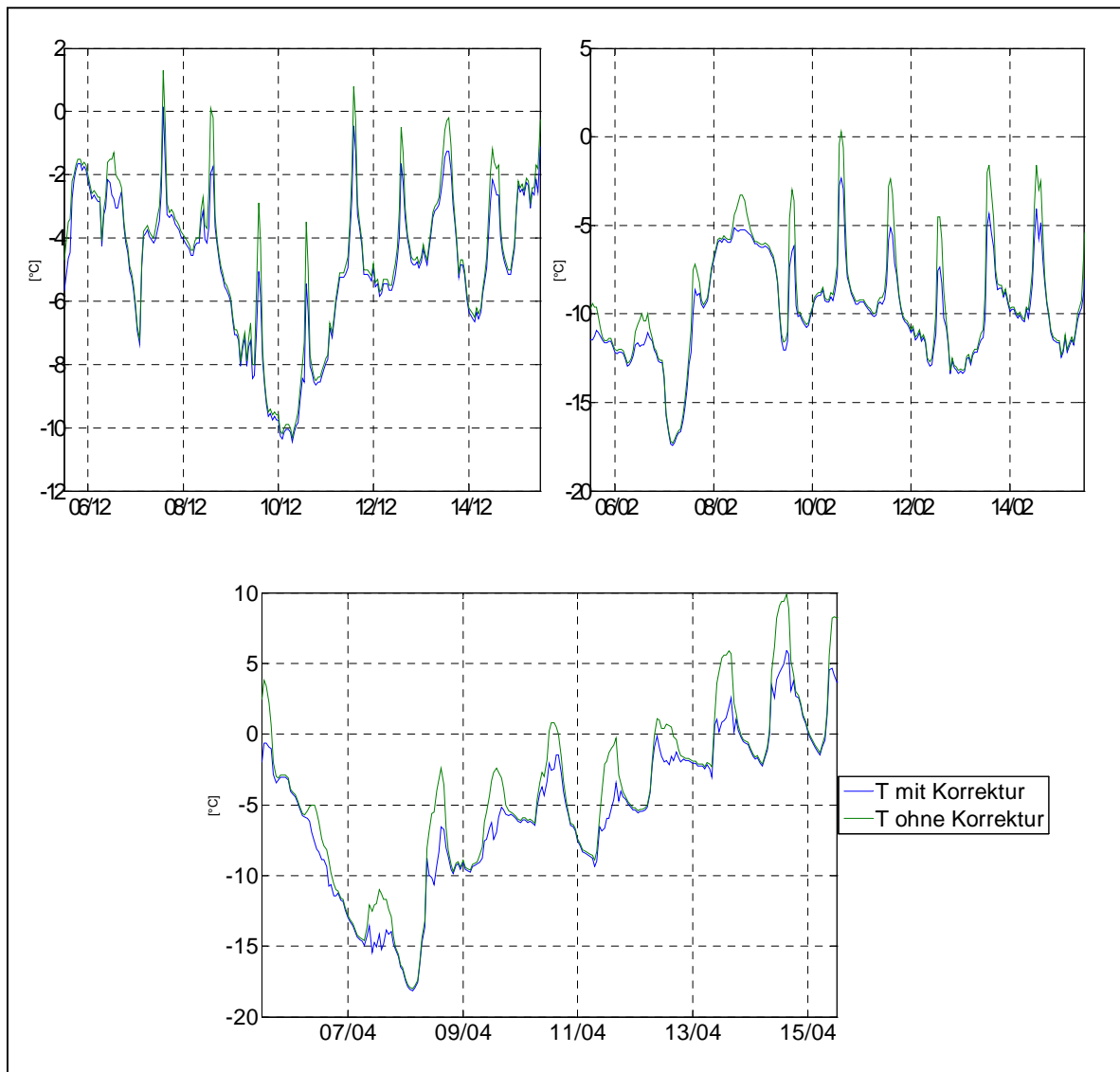


Abb. 6.1: Der Effekt der Strahlungsfehlerkorrektur auf die Temperaturreihe ausgewählte Perioden im Dezember, Februar und April (jeweils 5. bis 15. des Monats)

Die Auswirkungen auf die modellierten Schneehöhen aufgrund der durchgeführten Strahlungsfehlertemperaturkorrektur werden in Abbildung 6.2 ersichtlich:



Abb. 6.2: Modellierte Schneehöhen mit/ohne Strahlungsfehlertemperaturkorrektur

Während in der Akkumulationsperiode die Unterschiede kaum feststellbar sind, können in der Ablationsperiode geringe Unterschiede im Bereich von maximal 5cm zwischen dem Modellauf mit Temperaturkorrektur (schwarz) und dem Lauf ohne Temperaturkorrektur (blau) festgestellt werden.

In rot ist die gemessene Schneehöhe vom Ultraschallsensor ersichtlich. Im Vergleich zu dieser Kurve wird eine geringe Verbesserung durch die Temperaturkorrektur erkennbar. Die in der Ablationsperiode insgesamt zu starke Abnahme der durch das Modell simulierten Schneehöhe kann jedoch dadurch nicht erklärt werden.

6.1.2 Relative Luftfeuchte

Man kann Luft als ein Gemisch aus zwei Gaskomponenten betrachten: trockene Luft und Wasserdampf. Dieses Gasgemisch wird feuchte Luft genannt. Die beiden Komponenten üben jede für sich einen Partialdruck aus. Die Summe der Partialdrücke wird als herrschender Luftdruck (p) bezeichnet. Den Partialdruck des Wasserdampfes nennt man Dampfdruck (e). Ist der Wasserdampf gesättigt (Ströme vom Wasserdampf zur Luft und von der Luft zum Wasserdampf sind jeweils gleich groß), spricht man vom Sättigungsdampfdruck (e^*), der als eine Funktion der vorherrschenden Temperatur über die Magnusformel (Liljequist, Cehak, 1984) bestimmt werden kann:

$$\text{Sättigungsdampfdruck [hPa]:} \quad e^*(T) = c_1 \cdot \exp\left(\frac{c_2 \cdot T}{(c_3 + T)}\right) \quad (6.6)$$

$$c_1 = 6,1078$$

T ...Temperatur [$^{\circ}\text{C}$] (gemessen)

$$\text{für } T \geq 0^{\circ}\text{C}: \quad c_2 = 17,08085 \quad c_3 = 234,175$$

$$\text{für } T < 0^{\circ}\text{C}: \quad c_2 = 17,84362 \quad c_3 = 245,425$$

Die relative Feuchte wird als Verhältnis von Dampfdruck zu Sättigungsdampfdruck ausgedrückt:

$$\text{relative Luftfeuchte [\%]:} \quad rF = 100 \cdot \frac{e}{e^*(T)} \quad (6.7)$$

Die Messung der Luftfeuchte an der Wetterstation in Kühtai wurde mit Hilfe eines kapazitiven Feuchtesensors (HMP-45) durchgeführt, der die relative Feuchte direkt als Messgröße liefert. Die Schneeoberfläche kann als ständig gesättigt betrachtet werden ($e = e^*$), daher ist die Messung der Luftfeuchtigkeit für die Bestimmung des latenten Wärmeflusses zwischen Luft und Schnee von großer praktischer Bedeutung.

Nachfolgend soll die Bedeutung der Messgenauigkeit bei der Feuchtemessung und deren Auswirkung auf die modellierte Schneedecke gezeigt werden. Laut Herstellerangaben (Vaisala, 2005) liegt die Messgenauigkeit kapazitiver Feuchtesensoren bei plus/minus 3% bis 6%. Für die Sensitivitätsstudie wird ein Messfehler von 20% in der relative Feuchte angenommen, um die Auswirkungen auf die Simulationen eindeutig zeigen zu können. Dieser Fehler wird in beide Richtungen (plus/minus 20%) als Dateninput für die Modelle verwendet. Als Verifikationsparameter dient die modellierte Schneehöhe, die vom Modell produzierte latente Wärme dient zur Betrachtung der energetischen Auswirkungen durch diese Studie.

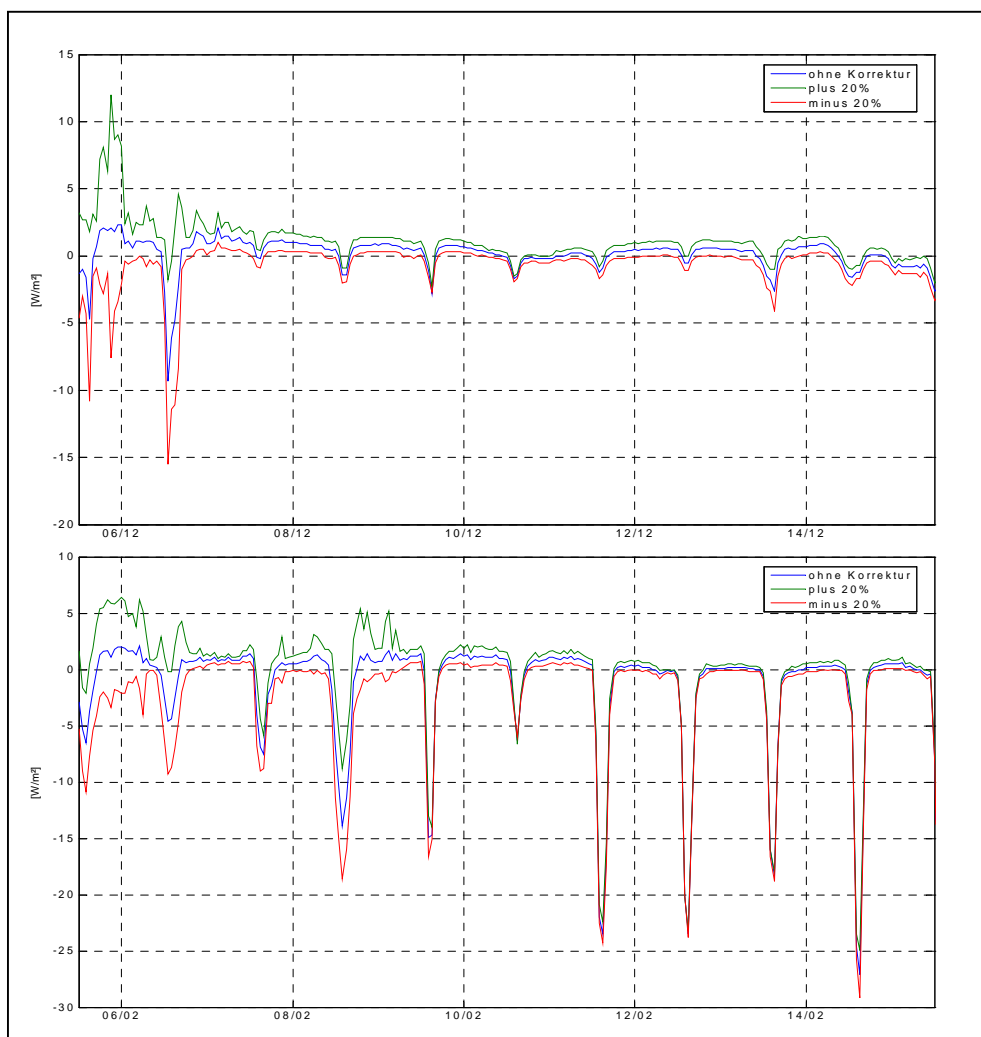


Abb. 6.3: Latenter Wärmefluss – ausgewählte Perioden für Dezember und Februar

In Abbildung 6.3 wurden zwei repräsentative Perioden (5. Dezember bis zum 15. Dezember 2002 und 5. Februar bis zum 15. Februar 2003) ausgewählt, um die Auswirkungen des geänderten Inputs auf die Modellierung des latenten Wärmeflusses betrachten zu können. Die Ordinatenachsen sind um 0:00 Uhr der

jeweiligen Tage eingezeichnet. Positiver latenter Wärmefluss bedeutet Kondensation (Wärmefluss zur Schneeoberfläche). Negativer latenter Wärmefluss bedeutet Verdunstung (Wärmefluss von Schneeoberfläche weg). Auffallend sind die stärkeren Abweichungen durch die Änderung des Inputs bei positivem, latenten Wärmefluss (Kondensation). Bei Kondensationsperioden, beispielsweise am 6. Dezember, betragen die Werte des latenten Wärmeflusses $+3 \text{ W/m}^2$ für den optimierten Referenzlauf, $+13 \text{ W/m}^2$ bei Erhöhung der Feuchte um 20% und -8 W/m^2 bei Erniedrigung der Feuchte um 20%. Durch die starke Korrektur der Feuchte kann es bei Kondensationsperioden zum Wechsel auf Verdunstung kommen. Bei starker Verdunstung, wie am 9. Februar, sind die Abweichungen geringer und betragen -14 W/m^2 für den optimierten Referenzlauf, -8 W/m^2 bei Erhöhung der Feuchte um 20% und -18 W/m^2 bei Erniedrigung der Feuchte um 20%.

Die Auswirkungen aufgrund der durchgeführten Korrekturen der relativen Luftfeuchtigkeit auf die Modellläufe sind wegen der insgesamt geringen Energieumsätze, erzeugt durch latente Wärmeflüsse, vernachlässigbar gering. In Abbildung 6.4 kann man die Abweichungen in der modellierten Schneehöhe sehen. Die drei Kurven haben mit kleinen Abweichungen im Zentimeterbereich nahezu über die gesamte Periode den selben Verlauf.



Abb. 6.4: Modellierte Schneehöhen mit Korrekturen in der relativen Luftfeuchte

6.1.3 Globalstrahlung

Strahlungsflüsse werden als Energieflüsse pro Zeit und Fläche (Strahlungsflussdichte [W/m^2]) definiert. Der Fluss der direkten Sonnenstrahlung auf eine horizontale Einheitsfläche ist nach dem Lambertschen Kosinusetz $I \sin(h)$, wobei I die Intensität der direkten Sonnenstrahlung (senkrecht zur Strahlrichtung) und h die Sonnenhöhe bedeuten. Dazu kommt noch die diffuse Strahlung D , erzeugt durch Streuprozesse in der Atmosphäre. Den resultierenden Strahlungsfluss auf eine horizontale Fläche nennt man *Globalstrahlung* G (Liljequist & Cehak, 1984):

$$\text{Globalstrahlung } [\text{Wm}^{-2}]: \quad G = I \cdot \sin(h) + D \quad (6.8)$$

Die auf die Oberfläche einwirkenden Strahlungsflüsse sind für die Temperaturverteilung innerhalb der Schneedecke beziehungsweise für die Schneestruktur und deren Entwicklung (Metamorphose) von großer Bedeutung. Insbesondere hat die Globalstrahlung damit ebenso großen Anteil am Ablauf der abbauenden Metamorphose sowie für die Schmelzmetamorphose in der Ablationsperiode.

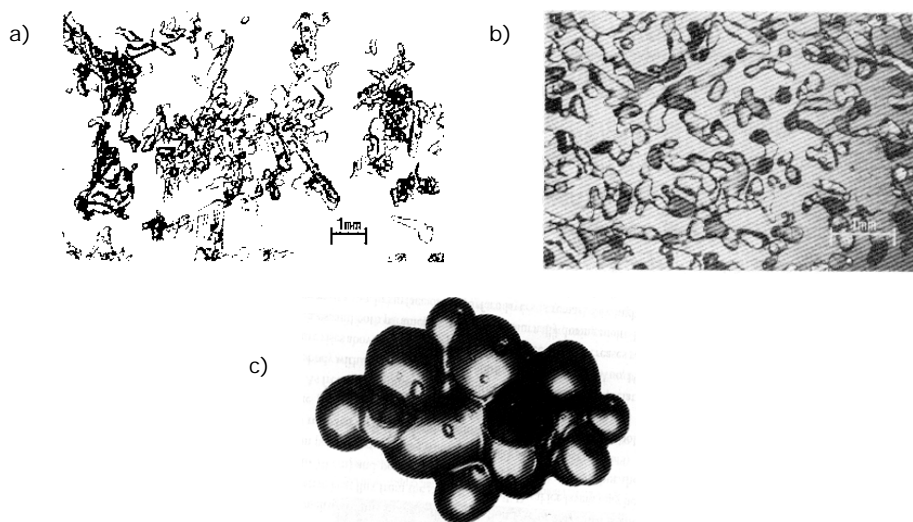


Abb. 6.5: Schnee in Metamorphose (Pomeroy & Brun, 2001)

- a) Schneekristalle in abbauender Metamorphose
- b) Schneekristalle während Schmelzmetamorphose
- c) rundlicher Cluster (Endprodukt der Schmelzmetamorphose)

Andererseits hat die Globalstrahlung einen großen Anteil am gesamten Energieumsatz der Schneedecke. Daher ist die Untersuchung der Sensitivität der Globalstrahlung in Bezug auf die Schneedeckenmodellierung von großer Bedeutung. Dass es bei der Messung der Globalstrahlung leicht zu Verfälschungen durch Abschattung zufolge von Standortbedingungen oder Fehlmessungen durch Reif- und Schneeablagerungen an den Sensoren kommen kann, unterstreicht die Wichtigkeit der folgenden Sensitivitätsstudie.

In diesem Zusammenhang wurde die in das Modell eingehende Globalstrahlung um jeweils 20% nach oben beziehungsweise nach unten geändert. Dies ist eine große, aber bei unbetreuten, autonomen Messungen keine unrealistische Annahme für mögliche Messfehler (Van den Broecke et al., 2004; Ohmura et al., 1998).



Abb. 6.6: Modellierte Schneehöhen mit Änderung der Globalstrahlung

Abbildung 6.6 zeigt die modellierten Schneehöhen durch entsprechende Änderung des Betrages der Globalstrahlung (schwarz & blau), den optimierten Referenzlauf (grün) und die Messung des Ultraschallsensors (rot). Die Akkumulationsperiode ist, als Effekt der insgesamt geringen Energiebeiträge während des Hochwinters, von diesen Maßnahmen kaum betroffen. Am

deutlichsten sind die Abweichungen am Ende der Ablationsperiode zu erkennen. Eine Verminderung der Globalstrahlung um 20% liefert eine Erhöhung der modellierten Schneehöhe gegenüber der Messung und dem Referenzlauf um ca. 20cm am 29. April 2003. Eine Erhöhung der Globalstrahlung um 20% liefert eine Verminderung der modellierten Schneehöhe um ebenfalls ca. 20cm am Ende des Winters. Aufgrund dieser Annahmen würde der Untergrund um cirka zwei Wochen früher beziehungsweise später ausapern.

Entsprechend variierte Annahmen könnten zur weiteren Verbesserung der Simulationsergebnisse während der Ablationsperiode dienen. Auf Grund fehlender Argumente für eine solche Korrektur der Globalstrahlung (durchgeführte Eichungen vor der Messung) wurde jedoch darauf verzichtet.

Bisher kann zusammenfassend gesagt werden, dass die Globalstrahlung einen besonders sensitiven Parameter in der Schneedeckensimulation darstellt. Deshalb sollte diesem Parameter bei der Standortwahl einer alpinen Wetterstation und bei der Weiterverarbeitung der Daten in einem Schneedeckenmodell besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden.

6.1.4 Windgeschwindigkeit

Schon im 5. Kapitel wurde die Bedeutung der Windgeschwindigkeit für die turbulenten Wärmeflüsse gezeigt. Die Wärmeaustauschkoeffizienten der turbulenten Flüsse (siehe Gleichung 5.9 bis 5.13, Kapitel 5.4.2) sind neben anderen Faktoren (Stabilität) auch von der herrschenden Windgeschwindigkeit, beziehungsweise dem Profil derselben, abhängig. An der Wetterstation wurde die Windgeschwindigkeit mit einem Propelleranemometer der Firma Young gemessen. Die Anzahl der Propellerumdrehungen wird über eine Frequenzbeziehungsweise Spannungsmessung und Eichfaktoren in die Windgeschwindigkeit umgerechnet. Entsprechende Messfehler könnten zu fehlerhafter Modellierung der turbulenten Flüsse führen, welche wiederum die Energiebilanz und die modellierte Schneehöhe beeinflussen können. Für die folgende Sensitivitätsstudie wird ein Messfehler von plus/minus 20% in der Windgeschwindigkeit angenommen. Um sichtbare Ergebnisse zu erhalten, ist diese Annahme deutlich über den Herstellerangaben von plus/minus 0,2 m/s gewählt. Die Ergebnisse der resultierenden Modellläufe wurden zunächst bezüglich der latenten und sensiblen Wärmeströme beurteilt.



Abb. 6.7: Turbulente Flüsse mit Änderung der Windgeschwindigkeit (ausgewählte Perioden)

a) Sensible Wärme

b) Latente Wärme

Es wird hier der Zeitraum vom 20. Dezember 2002 bis 5. Januar 2003 näher betrachtet (grün plus 20%, rot minus 20% Windgeschwindigkeit), weil während dieser Periode die größten Werte der sensiblen Wärme auftreten. Die resultierenden Abweichungen betragen jedoch für den Großteil des Zeitraums weniger als 1 W/m². Nur für die Spitzenwerte am 23. Dezember, 30. Dezember und 3. Januar sind Abweichungen bis zu 9 W/m² zu erkennen.

Die hier gezeigten Abweichungen sind im Vergleich zu den Beträgen der restlichen Komponenten in der Energiebilanz (siehe Kapitel 5.4) sehr gering. Aus diesem Grund sind auch die Auswirkungen dieser Änderungen auf die modellierten Schneehöhen sehr klein. Abbildung 6.8 zeigt die entsprechenden Ergebnisse, wobei die Abweichungen zu keiner Zeit mehr als 3cm erreichen.



Abb. 6.8: Modellierte Schneehöhen mit Änderung der Windgeschwindigkeit

6.1.5 Wasseräquivalent

Bei der Schneedeckenmodellierung mit SNTherm.89 kann für die Berechnung der Neuschneedichte und daraus resultierender Schneehöhe aus dem Schnee-Wasseräquivalent zwischen einem fest vorgegebenem Wert der Neuschneedichte, den gemessenen Daten und einer Parametrisierung (NP-4) gewählt werden. Wie bereits in Kapitel 4 beschrieben, wurde die Inputdatei der ersten Modellläufe mit den gemessenen Daten erstellt. Die vom Ultraschallsensor gemessene Schneehöhe wurde in das Schnee-Wasseräquivalent umgerechnet und als Input für das Modell verwendet (siehe Kapitel 4.1 und 4.3). Im Zuge der Simulation wird aus dem eingegebenen Wasseräquivalent, unter Berücksichtigung der vorgegebenen Neuschneedichte, die Gesamtschneehöhe aufgebaut. Dies entspricht jedoch nicht notwendigerweise einer einfachen Rückrechnung auf der Basis von Gleichung 4.4 (Kapitel 4.1), da in diesem Zusammenhang auch die übrige Modellphysik eine Rolle spielt, insbesondere durch Rückkoppelungen von Setzungsprozessen oder Zusammenlegung von Elementen. Zum anderen mag auch die Ultraschallregistrierung Niederschlagsereignisse vortäuschen. Zum Beispiel dass diese, auf Grund von Winddriftereignissen nicht effektiv zum Aufbau der Schneedecke beitragen. So können einzelne Niederschlagsereignisse - bei nicht adäquater Berücksichtigung - die gesamte nachfolgende Simulationsperiode beeinflussen. Dies ist ein noch wenig dokumentiertes und weitgehend ungelöstes Problem in der Schneedeckenmodellierung und auf Grund dieser Schwierigkeiten wurde auch im Rahmen dieser Arbeit eine „Herantaststrategie“ verfolgt, um die Simulationen schrittweise zu optimieren. Ein wesentliches Ziel der Arbeit ist es, auf diese Problematik hinzuweisen.

In den ersten Modellläufen wurde ein fester Wert der Neuschneedichte von 70 kg/m^3 verwendet. Mit diesem Wert konnte der Wendepunkt zwischen Akkumulations- und Ablationsperiode, am 9. Februar 2003 (1,32m gemessene Schneehöhe) vom Modell exakt wiedergegeben werden. Die einzelnen Niederschlagsereignisse wurden jedoch nicht zufriedenstellend simuliert (siehe Kapitel 4.2). Der optimierte Referenzlauf wurde mit der im Kapitel 2.1.7 beschriebenen NP4-Neuschneedichteparametrisierung gerechnet. Diese Parametrisierung brachte Verbesserungen gegenüber der Verwendung des Schnee-Wasseräquivalents mit einer fest vorgegebenen Neuschneedichte. Dies weist darauf hin, dass die Berücksichtigung von Temperatur- und

Windabhängigkeiten positiven Einfluss auf die Berechnung der Neuschneedichte hat.

Um die Sensitivität dieses Bereichs der Schneedeckenmodellierung genauer zeigen zu können, wurde zunächst der optimierte Referenzlauf durch Korrekturen des Schnee-Wasseräquivalents mit einer fest vorgegebenen Neuschneedichte von 50 kg/m^3 beziehungsweise 90 kg/m^3 berechnet und Modellläufe mit den jeweiligen Werten gerechnet. Beide Werte liegen durchaus im realistischen Bereich, wenn auch bei hohen Lufttemperaturen die Neuschneedichten beträchtlich höher sein können (Jones et al., 2001). Abbildung 6.9 zeigt die modellierten Schneehöhen mit den geänderten Eingabewerten des Schnee-Wasseräquivalents im Vergleich zum optimierten Referenzlauf.

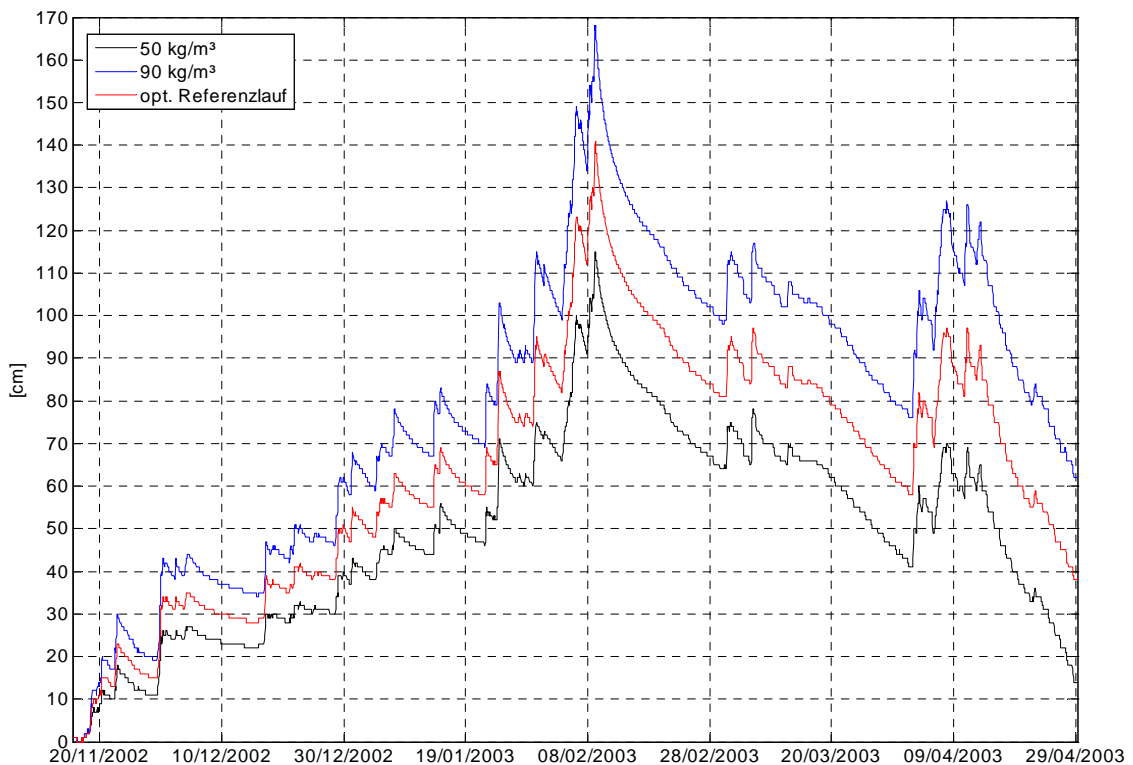


Abb. 6.9: Modellierte Schneehöhen mit Änderung des Schnee-Wasseräquivalents

Die Abweichungen in der Schneehöhe durch Änderung der fest vorgegebenen Neuschneedichte betragen bis zu 20cm. Der in Gleichung 4.4 (Kapitel 4.1) beschriebene Zusammenhang ist in dieser Abbildung anschaulich zu betrachten. Mit Verwendung einer niedrigen Neuschneedichte (50 kg/m^3 - schwarz) wird die Mächtigkeit der Schneedecke zu gering simuliert und mit hohen Neuschneedichten (90 kg/m^2 - blau) wird zuviel Schnee aufgebaut. Auffallend ist der ansonsten parallele Verlauf der Kurven, nur die Beträge der Neuschneeereignisse sind unterschiedlich.

6.2 Sensitivität bezüglich der Modelladjustierungen

6.2.1 Rauigkeitslänge z_0

Für die Berechnung der turbulenten Flüsse ist die Rauigkeitslänge eine wichtige Größe. Sie ist ein Ausdruck für die effektive Unebenheit oder Rauigkeit der Schneeoberfläche. Die Rauigkeitslänge beeinflusst, neben anderen Parametern, die Wärmeaustauschkoeffizienten der turbulenten Flüsse (siehe Kapitel 5.4.2) sowie das vorherrschende Windprofil über der Schneedecke

Bei der Ableitung des logarithmischen Windprofils wird die Rauigkeitslänge über die Integrationskonstante C eingeführt:

$$\text{logarithmisches Windprofil:} \quad \bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \ln z + C \quad (6.9)$$

\bar{u}mittlere Windgeschwindigkeit im Niveau z über der Schneeoberfläche

u_*Schubspannungsgeschwindigkeit

κKarmankonstante ($\kappa = 0.4$)

$$\text{mit } C = \ln z_0: \quad \bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (6.10)$$

In der Höhe z_0 ist die Windgeschwindigkeit gleich Null. Oberhalb von z_0 nimmt die Windgeschwindigkeit nach dem logarithmischen Windprofil zu. Die Bestimmung des Betrages von z_0 ist für eine winterliche Schneeoberfläche sehr komplex und in der Wissenschaft noch nicht eindeutig gelöst. z_0 hängt sowohl von der jeweiligen Kornform an der Schneeoberfläche, als auch von der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* ab. Aus Datensätzen mit über 2500 Messungen stammend von Schneeuntersuchungen im Rahmen von SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) und ISW (Ice Station Weddell) wurden die Variationen der Rauigkeitslänge z_0 für Schnee bei verschiedenen Schubspannungsgeschwindigkeiten untersucht (Andreas et al., 2004). Im Rahmen dieser Untersuchungen wurde aus den Daten eine Parametrisierung für z_0 definiert. Gleichung 6.11 zeigt den Zusammenhang zwischen z_0 , der kinematischen Viskosität ν , der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , und einem

dimensionslosen Koeffizienten A , der sich für die verschiedenen Datensätze ändert.

$$z_0 = \frac{0,135\nu}{u_*} + \frac{0,035u_*^2}{g} \left\{ 1 + A \exp \left[- \left(\frac{u_* - 0,18}{0,10} \right)^2 \right] \right\} \quad (6.11)$$

Abbildung 6.10 zeigt ein zentrales Ergebnis dieser Untersuchung. Die grauen Kreise stellen die einzelnen Messpunkte dar, die rote Kurve wurde mit Verwendung der Gleichung 6.11 mit $A=1$ (für SHEBA Datensatz) gewonnen. Mit zunehmender Schubspannungsgeschwindigkeit ist ab einem Wert von 0,05 m/s eine stetige Zunahme von z_0 zu sehen.

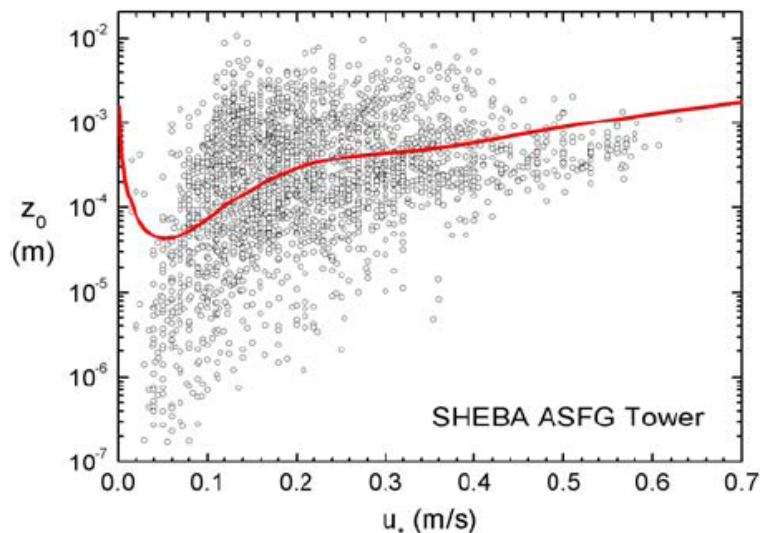


Abb. 6.10: Variationen von z_0 für Schnee bei verschiedenen Schubspannungsgeschwindigkeiten (Andreas et al., 2004)

Aus Abbildung 6.10 wird die Komplexität in der Bestimmung der Rauigkeitslänge erkennbar. Die Messwerte unterliegen extrem hohen Schwankungen. Eine exakte Festlegung von z_0 , bei vorgegebener Schubspannungsgeschwindigkeit, kann nicht durchgeführt werden. Diese aktuellen Erkenntnisse sind jedoch in SN THERM.89 noch nicht implementiert. Als Modelleinstellung für den optimierten Referenzlauf wurde ein konstanter Wert von $z_0=2\text{mm}$ verwendet. Davon abweichend werden für diese Untersuchungen Änderungen bis zu Faktor 10^3 durchgeführt, also $z_0=2\text{cm}$ als oberes Extrem und $z_0=0,06\text{mm}$ als unteres Extrem. Es wird zunächst die Auswirkung auf die turbulenten Flüsse gezeigt.

Abbildung 6.11 zeigt die Änderungen in den modellierten turbulenten Flüssen (grün $z_0=2\text{cm}$, blau $z_0=0,06\text{mm}$, rot Referenzlauf $z_0=2\text{mm}$) für den Zeitraum vom 20. Dezember 2002 bis 5. Januar 2003. Die Wahl des Zeitraums zur übersichtlichen Darstellung ist äquivalent mit den Darstellungen in Kapitel 6.1.4. Der Betrag der Abweichungen ist jenem Betrag ähnlich, welcher durch Änderung der Windgeschwindigkeit entsteht und beträgt für den Großteil des Zeitraums weniger als 1 W/m^2 . Für die Spitzenwerte am 23. Dezember, 30. Dezember und 3. Januar sind Abweichungen bis zu 10 W/m^2 zu erkennen.



Abb. 6.11: Turbulente Flüsse mit Änderung der Windgeschwindigkeit

a) Sensible Wärme b) Latente Wärme

Wie in Kapitel 6.1.4 gezeigt, sind die entsprechenden Abweichungen der turbulenten Flüsse im Vergleich zu den Beträgen der restlichen Komponenten der Energiebilanz sehr gering. Daher sind auch deren Auswirkungen auf die modellierten Schneehöhen sehr klein.



Abb. 6.12: Modellierte Schneehöhen mit Änderung der Rauigkeitslänge

Abbildung 6.12 zeigt die modellierten Schneehöhen mit den geänderten Werten der Rauigkeitslänge. Die Abweichungen erreichen zu keiner Zeit mehr als 3cm.

6.2.2 Wassergehalt

Mit SNTHERM.89 ist es möglich, den sogenannten „Residual-Wassergehalt“ einer Schicht, frei zu wählen. Dieser Parameter regelt den Zeitpunkt, ab dem in jeder einzelnen Schicht der Flüssigwassertransport beginnt, sowie den Zeitpunkt, ab dem der Flüssigwasserfluss wieder beendet ist. Aus dem Abfluss der einzelnen Schichten ist somit auch der Gesamtabfluss der Schneedecke bestimmt. Verschiedene Untersuchungen ergaben, dass für Schnee bis zu einem Wassergehalt von 7% Flüssigwasserfluss möglich ist (Colbeck, 1974; Kattelman, 1986).

Kattelman (1986) fand des weiteren, dass 12 Stunden nach der Entstehung von Flüssigwasser an der Schneeoberfläche erst 20% der Schneedecke feucht sind. Dies deutet auf einen vergleichsweise niedrigeren effektiven Wassergehalt hin, ab dem Abfluss möglich ist. Aus diesem Grund wird als Standardeinstellung in SNTHERM.89 ein Wert von 4% verwendet (Jordan, 1991). Dieser Wert stellt einen vorläufigen Vorschlag dar, welcher durch weitere Untersuchungen noch verbessert werden soll.

Für den optimierten Referenzlauf wurde die vorgeschlagene Standardeinstellung mit 4% Wassergehalt (Jordan, 1991), ab dem Wasserfluss möglich wird, verwendet. Im Rahmen der Sensitivitätsstudie wurden die Werte auf 1%, beziehungsweise 8% gesetzt. Dabei werden die möglichen Auswirkungen experimentell schwierig zu bestimmender Eindringgeschwindigkeiten des Schmelzwassers auf die Simulationsergebnisse gezeigt.

Die resultierenden Schneehöhen sind unter Berücksichtigung der geänderten Werte des Residual-Wassergehaltes in Abbildung 6.13 dargestellt. Die Abweichungen zum optimierten Referenzlauf (rot) betragen bis zu 5cm weniger Ablation mit Verwendung von 8% (schwarz) und bis zu 10cm mehr Ablation mit 1% Residual-Wassergehalt (blau). Diese Abweichungen entstehen ausschließlich in der Ablationsperiode und am Beginn starker Schmelzphasen.



Abb. 6.13: Modellierte Schneehöhen mit Änderung des maximal möglichen Wassergehalts

Die Abweichungen der modellierten Schneehöhe, bei Änderung des Residual-Wassergehaltes gehen zunächst nicht in die erwarteten Richtungen. Bei Erhöhung des Schwellwertes ist bei Schmelzperioden mehr Wasser an der Schneeoberfläche vorhanden und der Wasserfluss setzt erst später, beim Schwellwert ein. Es wäre eine Verringerung der Gesamtschneehöhe zu erwarten. Tatsächlich wird jedoch die Gesamtschneehöhe durch die Erhöhung des Schwellwertes vergrößert. Der eigentliche Grund für die höhere Gesamtschneehöhe ist in Abbildung 6.13 nicht erkennbar. Erst die Betrachtung des gesamten Profils für den Wassergehalt führt zur Klärung.

Abbildung 6.14 zeigt Profilverläufe für die Ablationsperiode (10. Februar bis 25. April 2003) des Wassergehalts, durch Änderung des Schwellwertes, bei dem Wasserfluss möglich wird. Die Verläufe zeigen den unterschiedlich starken Wasserfluss, beziehungsweise den unterschiedlichen Wassergehalt der Schneedecke. Je größer der Schwellwert eingestellt ist, desto weniger weit kann Schmelzwasser in die Schneedecke eindringen. Durch die geringe Eindringtiefe werden die bodennahen Schneeschichten weniger stark erwärmt und dadurch ist die Setzung geringer. Dieser Effekt ist Ende Februar bis Mitte März sehr stark. Das Schmelzwasser kann bei einem Schwellwert von 1% rasch bis zum Boden eindringen. Dementsprechend setzt sich die gesamte Schneedecke. Bei einem

Schwellwert von 8% beträgt die Eindringtiefe etwa 10% der Gesamtschneehöhe. Wie es zu erwarten ist, schmelzen die oberflächennahen Schichten zwar stärker bei Erhöhung des Residual-Wassergehalts, die gesamte Schneedecke wird jedoch nur geringfügig gesetzt (rote Pfeile). Daraus entsteht die höhere Gesamtschneehöhe gegenüber der Simulation mit geringem Residual-Wassergehalt.

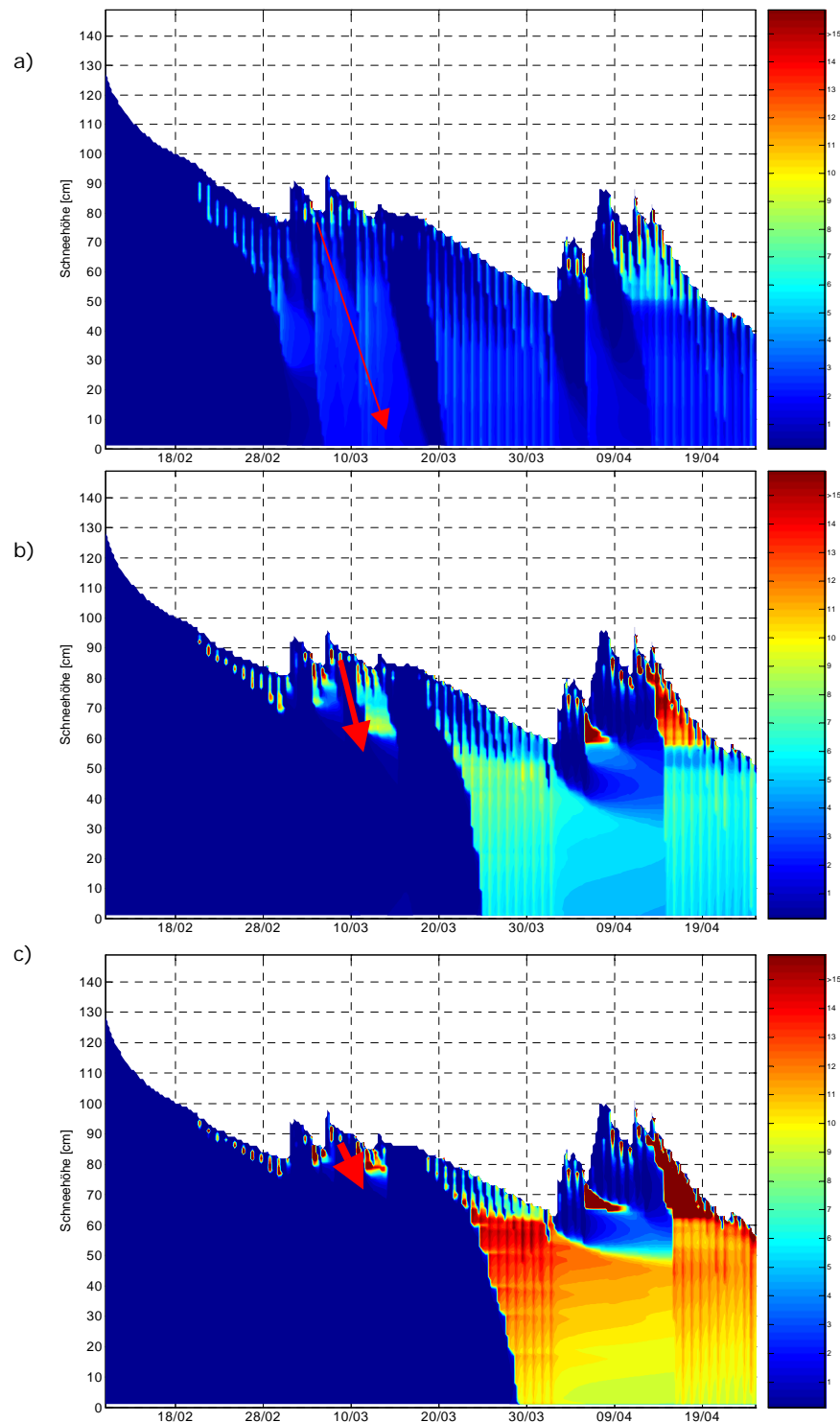


Abb. 6.14: Profilverläufe des Wassergehalts für die Ablationsperiode
Residual-Wassergehaltsschwellen: a) 1% b) opt. Referenzlauf (4%) c) 8%

6.2.3 Albedo

Schon bei den Optimierungsmaßnahmen für den Referenzlauf (Kapitel 5.2) wurde erkannt, wie wichtig die genaue Kenntnis der Albedo für die Schneedeckenmodellierung ist. Dieser Zusammenhang wird im Folgenden detailliert diskutiert.

Die Anwendung der implementierten Albedoparametrisierung zur Optimierung der ersten Modellläufe an Stelle der gemessenen Daten wurde in Kapitel 5.2 gezeigt. Die Parametrisierung wurde wegen der fehlerhaften Messung der kurzweilig reflektierten Strahlung (Schatteneffekt) verwendet. Für die Sensitivitätsstudie wird eine fix vorgegebene Albedo verwendet (0,66 beziehungsweise 0,8) und mit der Parametrisierung beziehungsweise mit den Messdaten verglichen. Abbildung 6.15 zeigt die stündlich gemessenen Werte für die Albedo. Aufgrund der fehlerhaften Messung durch die Abschattung eines Hindernis (Kapitel 4) und durch die Lage der Station an einem Hang und in einem Gebirgstal schwanken die Werte sehr stark zwischen 0,4 und 0,9. Der Mittelwert (0,66) ist in der Grafik als rote Linie dargestellt.

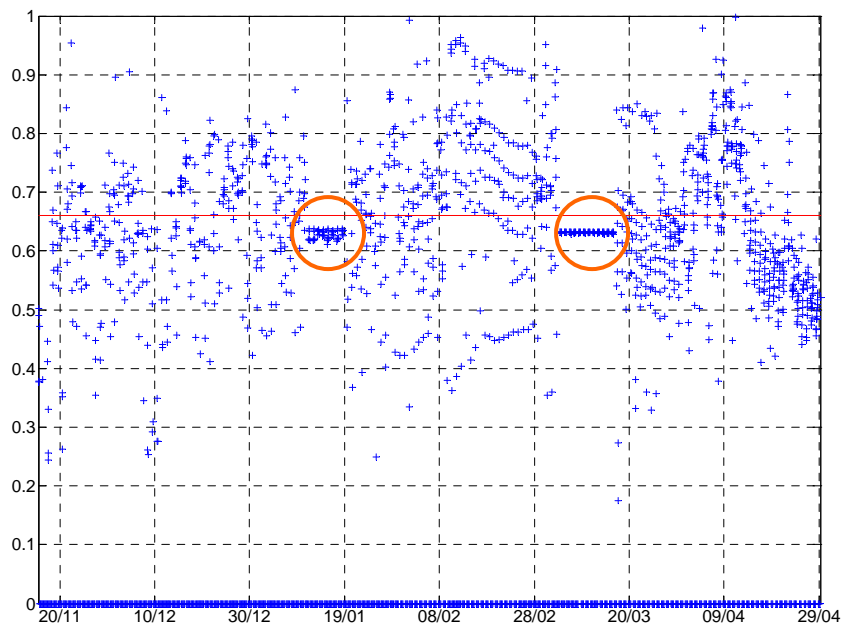


Abb. 6.15: Albedo aus den gemessenen Daten

Die orangenen Kreise kennzeichnen jene Perioden, an denen es zu Datenausfällen gekommen ist. Diese Perioden sowie Fälle mit Neuschnee am oberen Strahlungssensor wurden zwar durch Lang (2004) korrigiert, stellen jedoch offensichtlich Unsicherheiten dar.

Abbildung 6.16 zeigt die modellierten Schneehöhen für unterschiedliche Einstellungen der Albedo. Die rote Kurve repräsentiert den optimierten Referenzlauf. Unter Verwendung von fixen Werten der Albedo erhält man die blaue (Mittelwert der Messung $a=0,66$) beziehungsweise die grüne Kurve ($a=0,8$). Die Albedo aus den gemessenen Daten repräsentiert die schwarze Kurve.



Abb. 6.16: Modellierte Schneehöhen mit verschiedenen Einstellungen der Albedo

Die stärksten Abweichungen sind in der Ablationsperiode zu finden. Die modellierte Schneehöhe für die gemessenen Daten weicht bis zu 70cm, die Schneehöhe mit Verwendung einer fixen Albedo von 0,66 bis zu 60cm vom optimierten Referenzlauf ab. Die Annahme einer fixen Schneeralbedo mit 0,8 führt zu einem ähnlichen Verlauf wie im optimierten Referenzlauf. In starken Schmelzperioden ist die modellierte Schneehöhe höher als der optimierte Referenzlauf und liegt damit näher an den gemessenen Werten der Schneehöhe. Bei starker Schneeschmelze ist jedoch eine Annahme der Albedo mit 0,8 durch das Vorhandensein von Schmelzwasser an der Oberfläche unrealistisch. Diese Abbildung zeigt eindrucksvoll, dass zufolge der speziellen Lage der Station und von Hang- beziehungsweise Schatteneffekten die gemessenen Daten schlechtere Simulationsergebnisse liefern können als die Verwendung einer Parametrisierung oder fix vorgegebener Werte.

6.3 Überblick der Sensitivitätsstudien

Dieser Abschnitt soll dazu dienen, die durchgeführten Sensitivitätsstudien noch einmal im Überblick zeigen. Es werden die modellierten Werte der drei repräsentativen Tage für Akkumulation, Wendepunkt und Ablation (selbe Wahl der Tage wie in Kapitel 5.3.1 für die Verifikation des optimierten Laufs) mit der Messung im Vergleich gezeigt. Als repräsentativ für die Verhältnisse während der Akkumulation werden die Daten vom 9. Januar um 14 Uhr, für den Wendepunkt jene vom 7. Februar um 12 Uhr und für die Ablation jene vom 3. März um 15 Uhr verwendet.

6.3.1 Schneehöhe

Einen Überblick über die modellierten Schneehöhen im Vergleich zur Messung gibt Tabelle 6.1. Die Abweichungen der modellierten Daten sind in den Spalten rechts neben den modellierten Werten zu finden.

	09.01.2003		07.02.2003		03.03.2003	
Schneehöhe	Akkumulation		Wendepunkt		Ablation	
Messung	60		120		105	
Optimierter Referenzlauf	60	0	115	-5	95	-10
Strahlungsfehler	59	-1	116	-4	97	-8
Feuchte +20%	60	0	116	-4	95	-10
Feuchte -20%	59	-1	115	-5	94	-11
Globalstrahlung +20%	59	-1	115	-5	89	-16
Globalstrahlung -20%	60	0	116	-4	99	-6
Windgeschw. + 20%	59	-1	114	-6	94	-11
Windgeschw. -20%	60	0	116	-4	95	-10
Wasseräquivalent (50kg/m ³)	47	-13	94	-26	75	-30
Wasseräquivalent (90kg/m ³)	72	12	138	18	115	10
z ₀ =2cm	58	-2	114	-6	94	-11
z ₀ =0,06mm	59	-1	116	-4	94	-11
Residual-Wassergehalt 8%	59	-1	115	-5	96	-9
Residual-Wassergehalt 1%	59	-1	115	-5	91	-14
fixe Albedo 0,66	55	-5	109	-11	79	-26
gemessene Daten für Albedo	51	-9	104	-16	77	-28

Tab. 6.1: Gemessene und simulierte Schneehöhen [cm]
an 3 repräsentativen Zeitpunkten während der Messperiode

Ein wichtiges Ziel dieser Arbeit war es, auf Grund der durchgeführten Sensitivitätsstudien, für die Schneedeckenmodellierung sensitive Parameter festzulegen und deren Umgangsweise für zukünftige Untersuchungen zu zeigen. Werden die Abweichungen der einzelnen Sensitivitätsstudien vom optimierten Referenzlauf in Tabelle 6.1 betrachtet, können zusammenfassend die Parameter **Globalstrahlung** (große Abweichungen in der Ablationsperiode, +4cm/-6cm am 3. März; jedoch deutlicher zu erkennen in Abbildung 6.6), **Wasseräquivalent** (Abweichungen entstehen in der Akkumulationsperiode; +12cm/-13cm am 9. Januar und vergrößern sich im Laufe des Winters +20cm/-20cm am 3. März) und **Albedo** (ebenso stärkere Abweichungen in der Ablationsperiode -16cm/-18cm am 3. März) als sensitiv für die Simulation der Schneehöhe beziehungsweise für die gesamte Schneedeckenmodellierung festgelegt werden. Die sensitiven Parameter sind in Abbildung 6.1 gelb gekennzeichnet.

Aufgrund dieser Studien sollte für zukünftige Untersuchungen folgendes beachtet werden:

- Bei der Standortwahl sollte auf die genaue Position der Station bezüglich Abschattung, Hang- und Tallage geachtet werden. Wird der Standort inadäquat gewählt, kann es zu großen Schwierigkeiten in der Strahlungsmessung kommen.
- Bei der Durchführung der Messreihe sollte besonders auf die Strahlungssensoren bezüglich Schnee- und Reifbedeckung und auf die Unberührtheit der Schneedecke unterhalb der Strahlungssensoren geachtet werden.
- Im Zuge der Schneedeckensimulation sollte besonders auf eine genaue Betrachtung und Durchführung der Berechnungen bezüglich der Schneehöhe aus dem Wasseräquivalent - respektive Neuschneedichte - geachtet werden.
- Nichtsdestotrotz soll allen Parametern genaue Achtung geschenkt werden, um im komplexen Gebiet der Schneedeckenmodellierung zufriedenstellende Ergebnisse erzielen zu können.

6.3.2 Oberflächentemperatur

Tabelle 6.2 zeigt die modellierten Oberflächentemperaturen der verschiedenen Sensitivitätsstudien im Vergleich zur Messung. Die Abweichungen der modellierten Daten sind in den Spalten rechts neben den modellierten Werten zu finden.

	09.01.2003		07.02.2003		03.03.2003	
Oberflächentemperatur	Akkumulation		Wendepunkt		Ablation	
Messung	-5,5		-16,8		-2,4	
Optimierter Referenzlauf	-6,4	-0,9	-17,7	-0,9	-1,5	0,9
Strahlungsfehler	-6,5	-1,0	-17,9	-1,1	-3,0	-0,6
Feuchte +20%	-6,3	-0,8	-17,6	-0,8	-1,6	0,8
Feuchte -20%	-6,4	-0,9	-17,9	-1,1	-2,8	-0,4
Globalstrahlung +20%	-5,6	-0,1	-17,4	-0,6	-1,6	0,8
Globalstrahlung -20%	-7,3	-1,8	-18,2	-1,4	-2,8	-0,4
Windgeschw. + 20%	-6,4	-0,9	-17,7	-0,8	-2,3	0,1
Windgeschw. -20%	-6,4	-0,9	-17,9	-1,1	-2,1	0,3
Wasseräquivalent (50kg/m ³)	-6,3	-0,8	-17,7	-0,8	-2,3	0,2
Wasseräquivalent (90kg/m ³)	-6,4	-0,9	-17,8	-0,9	-2,3	0,2
z ₀ =2cm	-6,3	-0,8	-17,7	-0,8	-2,3	0,2
z ₀ =0,06mm	-6,4	-0,9	-17,8	-0,9	-1,8	0,7
Residual-Wassergehalt 8%	-6,4	-0,9	-17,8	-0,9	-2,3	0,2
Residual-Wassergehalt 1%	-6,4	-0,9	-17,8	-0,9	-1,5	0,9
fixe Albedo 0,66	-4,1	1,4	-15,8	1,1	0,0	2,4
gemessene Daten für Albedo	-4,8	0,7	-17,1	-0,3	0,0	2,4

Tab. 6.2: Gemessene und simulierte Schneeoberflächentemperaturen [°C]
an 3 repräsentativen Zeitpunkten während der Messperiode

Die Abweichungen der einzelnen Experimente liegen im Vergleich zum optimierten Referenzlauf während des Hochwinters bis zum Wendepunkt meist bei 0,1 bis 0,2°C. Größere Abweichungen sind bei Änderung der Globalstrahlung und der Albedo mit bis zu 2,3°C zu finden. Dies unterstreicht wiederum die in Kapitel 6.3.1 getätigten Aussagen bezüglich der Festlegung sensibler Parameter (gelb). In der Ablationsperiode treten Schwankungen der Abweichungen mit bis zu 1,5°C für jedes Experiment auf.

6.3.3 Schneetemperatur

Tabelle 6.3 zeigt die modellierten Schneetemperaturen (40cm über dem Boden) der verschiedenen Sensitivitätsstudien im Vergleich zur Messung. Die Abweichungen der modellierten Daten sind in den Spalten rechts neben den modellierten Werten zu finden.

	09.01.2003		07.02.2003		03.03.2003	
Schneetemperatur 40cm	Akkumulation		Wendepunkt		Ablation	
Messung	-6,0		-2,4		-1,2	
Optimierter Referenzlauf	-6,8	-0,8	-2,4	0,0	-0,5	0,7
Strahlungsfehler	-6,8	-0,8	-2,4	0,0	-0,9	0,3
Feuchte +20%	-6,6	-0,6	-2,3	0,1	-0,9	0,3
Feuchte -20%	-6,8	-0,8	-2,4	0,0	-0,5	0,7
Globalstrahlung +20%	-6,3	-0,3	-2,3	0,1	-0,3	1,0
Globalstrahlung -20%	-7,0	-1,0	-2,5	-0,1	-1,3	-0,1
Windgeschw. + 20%	-6,8	-0,8	-2,4	0,0	-0,5	0,7
Windgeschw. -20%	-6,6	-0,6	-2,3	0,1	-0,4	0,8
Wasseräquivalent (50kg/m ³)	-5,9	0,1	-2,9	-0,5	-0,3	1,0
Wasseräquivalent (90kg/m ³)	-5,8	0,2	-2,1	0,3	-0,8	0,5
z ₀ =2cm	-6,0	0,0	-2,3	0,2	-0,5	0,7
z ₀ =0,06mm	-6,8	-0,8	-2,3	0,1	-0,4	0,8
Residual-Wassergehalt 8%	-6,8	-0,8	-2,3	0,1	-0,8	0,4
Residual-Wassergehalt 1%	-6,8	-0,8	-2,4	0,0	-0,1	1,1
fixe Albedo 0,66	-3,9	2,1	-1,5	0,9	0,0	1,2
gemessene Daten für Albedo	-2,9	3,1	-1,6	0,8	0,0	1,2

Tab. 6.3: Gemessene und simulierte Schneetemperaturen in 40cm [°C]
an 3 repräsentativen Zeitpunkten während der Messperiode

Die Schwankungen der Schneetemperaturen sind im Vergleich zu den Oberflächentemperaturen gering. Größere Abweichungen zum optimierten Referenzlauf bis zu 3,1°C ergeben sich bei den Experimenten mit der Globalstrahlung, des Wasseräquivalents und der Albedo (gelb). Dies unterstreicht wiederum die Festlegung dieser drei sensitivsten Parameter (siehe Kapitel 6.3.1).

6.3.4 Gesamtübersicht

Einen zusammenfassenden Überblick über alle durchgeführten Sensitivitätsstudien gibt Abbildung 6.17. Aus Übersichtsgründen werden nur Ergebnisse der Studien für die entsprechende Korrekturen der Parameter nach oben (zum Beispiel bei der Feuchte plus 20% usw.) dargestellt.

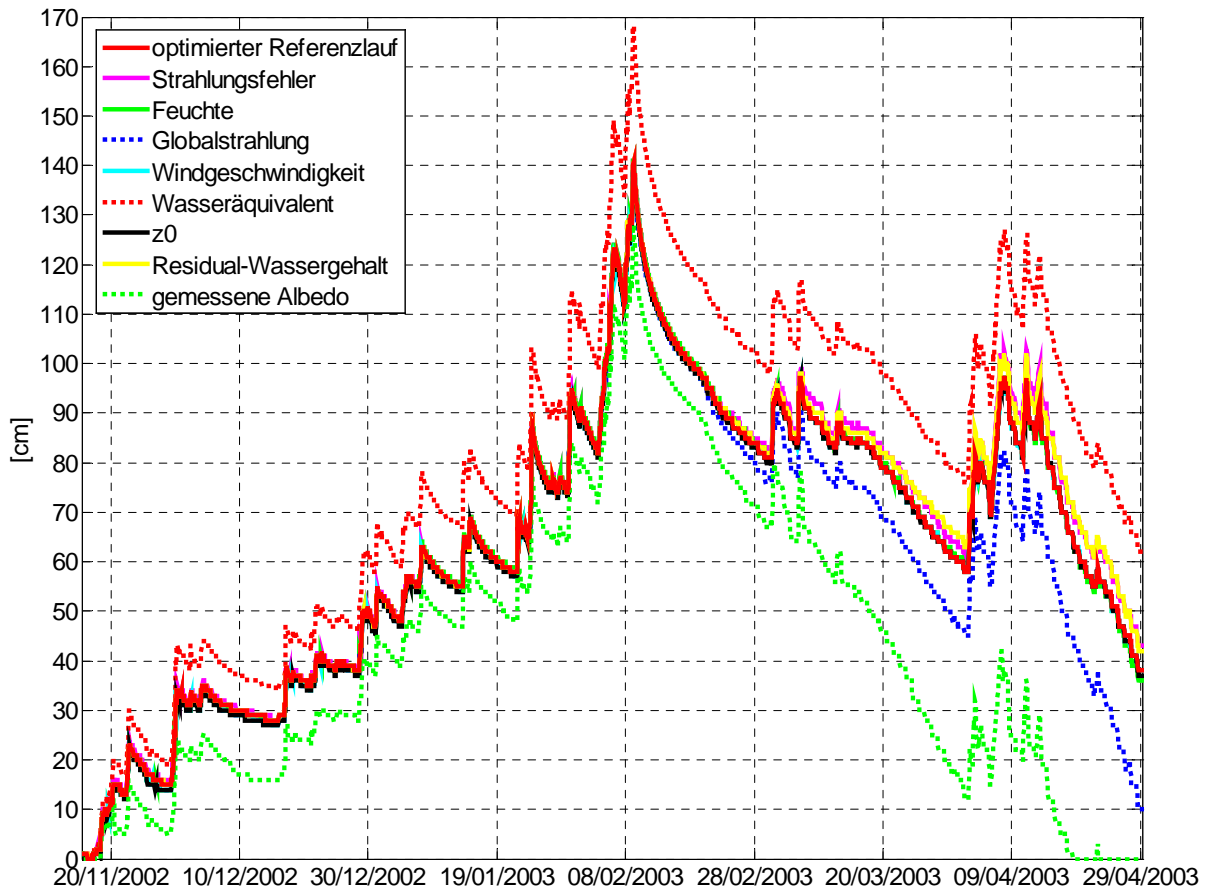


Abb. 6.17: Modellierte Schneehöhen der verschiedenen Sensitivitätsstudien im Vergleich zum optimierten Referenzlauf

Die getroffene Festlegung (Kapitel 6.3.1) der besonders sensitiv auf die Schneedeckenmodellierung wirkenden Parameter Globalstrahlung (blau, punktiert), Wasseräquivalent (rot, punktiert) und Albedo (grün, punktiert) wird mit dieser Abbildung noch einmal verdeutlicht.

7. ZUSAMMENFASSUNG

Die Messung meteorologischer Parameter und deren vielfältige Weiterverarbeitung mit verschiedensten Computermodellen wird immer bedeutender. Beispiele hierfür sind vor allem das steigende Interesse an Phänomenen wie dem Klimawandel, auftretende Extremereignisse und Naturkatastrophen im Zuge der Klimawandeldiskussion erklären zu können. Diese Arbeit stellt indirekt durch die Messung meteorologischer Parameter als Input für das Schneedeckenmodell SNTHERM.89 und deren Simulation, beziehungsweise aufgrund der durchgeführten Sensitivitätsstudien mit den daraus gezogenen Schlüssen für zukünftige Schneedeckenuntersuchungen einen Beitrag zu diesem Thema dar.

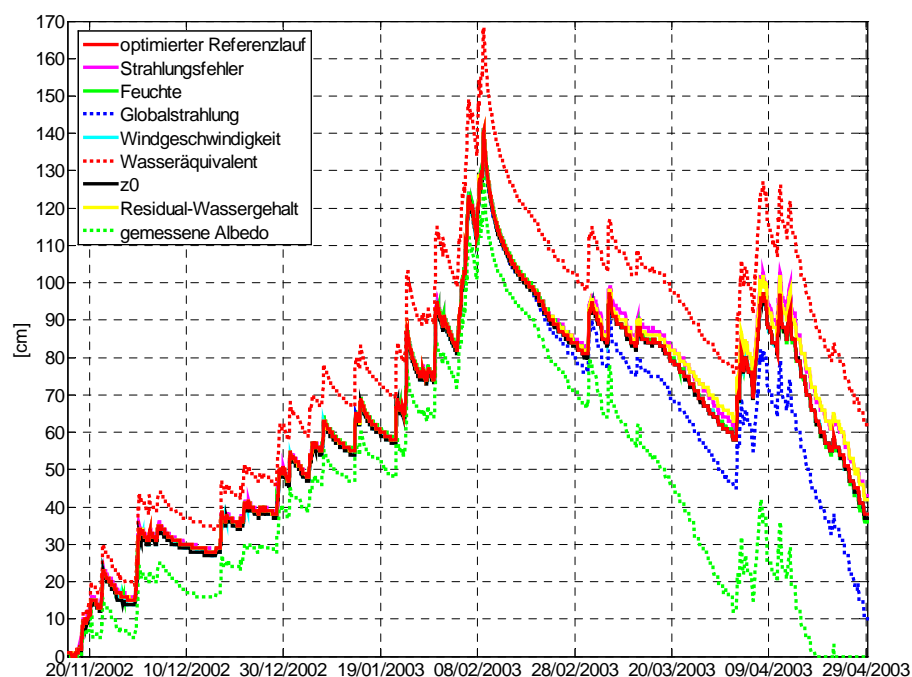
Nach einer Einführung in das Thema im **ersten Kapitel** wird im **zweiten Kapitel** das Schneedeckenmodell SNTHERM.89 näher vorgestellt. Dabei wird der Aufbau des Modells auf Grund der wichtigsten physikalischen Gesetze beschrieben. Die für die durchgeführten Simulationen im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Gesetze für Neuschneedichte, Albedo, Flüssigwasser, Schneesetzung und Mikrostruktur werden ebenso beschrieben, wie Gesetze für Massen- und Energiebilanz. Des Weiteren werden die Prozessabläufe während eines Zeitschritts, die Möglichkeiten der Modelleinstellungen und Beispiele für Ein- und Ausgabedateien gezeigt.

Kapitel drei gibt einen Überblick über die Erhebung der Messdaten an der Wetterstation im Längental in Kühtai. Für die durchgeführten Studien war es notwendig die gemessenen Parameter wie Strahlungskomponenten, Lufttemperatur, Feuchte und Schneehöhe genau zu studieren, um später zufriedenstellende Ergebnisse zu erzielen. In diesem Abschnitt werden ebenfalls drei ausgewählte meteorologische Ereignisse im Zeitraum der Messreihe gezeigt. Es handelt sich dabei um den größten Neuschneefall des Winters Anfang Februar, die tiefste gemessene Lufttemperatur Anfang Januar sowie ein starkes Südföhnereignis Ende Januar.

Die meteorologischen Parameter wurden als Input für das Schneedeckenmodell SNTHERM.89 verwendet. In **Kapitel vier** wird die Erzeugung eines ersten Laufes - respektive dessen Modelleinstellungen - dargestellt. Dieser wird des Weiteren anhand der gemessenen Schneehöhe verifiziert um Schlüsse für die weitere Vorgehensweise ziehen zu können.

Auf Grund der nicht zufriedenstellenden Verifikation des Basislaufes, behandelt **Kapitel fünf** dessen Optimierung. Es werden sowohl die Optimierungsmaßnahmen für die Akkumulationsperiode als auch für die Ablationsperiode getrennt von einander behandelt, um als Ergebnis den optimierten Referenzlauf zu erhalten. Dessen Verifikation zeigt ein zufriedenstellendes Ergebnis, wozu die eigens für diese Arbeit entwickelte Visualisierung äußerst hilfreich war. Damit wurde die räumliche und zeitliche Entwicklung der Schneedecke mit Hilfe des optimierten Referenzlaufes für die Parameter Dichte, Temperatur, Wärmeleitfähigkeit, Korngröße und Flüssigwassergehalt dargestellt. Ebenfalls wurde in diesem Abschnitt die Energiebilanz für diesen Winter gerechnet und mit anderen Untersuchungen verglichen.

Um ein wesentliches Ziel dieser Arbeit, das Herausfinden sensibler Parameter für die Standortwahl einer Messstation sowie die Bearbeitung meteorologischer Parameter in einem Schneedeckenmodell, verfolgen zu können, wurden in **Kapitel sechs** Sensitivitätsstudien bezüglich verschiedener Parameter des Dateninputs sowie verschiedener Modelleinstellungen durchgeführt. Nachfolgende Abbildung zeigt die Simulationsergebnisse ausgewählter Sensitivitätsstudien bezüglich der Schneehöhe. Erkennbar sind die sensiblen Parameter **Wasseräquivalent** (rot, punktiert), **Globalstrahlung** (blau, punktiert) und **Albedo** (grün, punktiert), welche deutlich vom optimierten Referenzlauf beziehungsweise allen anderen Studien abweichen.



Um in zukünftigen Schneedeckenuntersuchungen zufriedenstellende Ergebnisse erhalten zu können, sollten bei der Standortwahl von Stationen sowie bei der Durchführung der Messung die oben angeführten sensitiven Parameter mit besonderer Sorgfalt behandelt werden.

Im **Nachwort** werden Aufbau und Betrieb einer Wetterstation in Lech am Arlberg im Winter 2003/2004 behandelt. Diese Wetterstation sollte ursprünglich die Daten zu dieser Arbeit liefern. Bei der Erhebung der Messdaten gab es allerdings mehrfach Energieversorgungsprobleme mit daraus resultierendem Verlust der aufgezeichneten Daten. Nach bereits durchgeführten Simulationen der verbliebenen zwei Perioden im Februar beziehungsweise März/April dieses Winters, wurde jedoch entschieden, dass diese Perioden nicht ausreichen um die Winterschneedecke repräsentativ simulieren zu können.

NACHWORT

Als ich mir die ersten Gedanken über meine Diplomarbeit machte, war die ursprüngliche Idee meine Tätigkeit als Skiführer der Skischule Oberlech am Arlberg mit den Arbeiten der Diplomarbeit zu verbinden. Der Plan war eine Wetterstation im Skigebiet Lech am Arlberg aufzubauen und die Schneedecke über einen Winterzyklus zu beobachten, um später diese mit Hilfe eines Schneedeckenmodells zu simulieren und weitere Untersuchungen durchzuführen. In diesem Nachwort wird die Umsetzung dieser Idee, die damit verbundenen Tätigkeiten und die Gründe für die letztendliche Nichtverwendung des Datensatzes für diese Diplomarbeit näher beschrieben.

N1 Aufbau einer Wetterstation in Lech/Arlberg

Als erster Schritt wurde die Wetterstation aus den Beständen des Instituts für Meteorologie & Geophysik in Innsbruck zusammengebaut, die Messgeräte geeicht und am Institutsdach probeweise in Betrieb genommen. In dieser ersten Phase wurden die Arbeiten an der Station zusammen mit Marc Olefs durchgeführt. Unterstützung erhielten wir von unserem Betreuer Dr. Friedrich Obleitner und den technischen Mitarbeitern des Instituts, Rainer Diewald und Ing. Franz Weitlaner.

Die Wetterstation wurde als Selbstversorgerstation mit zwei Solarzellen und drei 12-Volt Batterien ausgelegt. Den Hauptstromverbrauch stellt der Ventilator für den Temperatur- beziehungsweise Feuchtesensor (Kroneis) dar. Nach den ersten Testläufen am Institutsdach wurde die Station Anfang November 2003 zum ausgewählten Standort der Messungen, nach Lech am Arlberg gebracht. Dort sollte sie mit Hilfe eines Pistengerätes zum Standort auf 2170m Seehöhe, der per Ski und mit Hilfe der Aufstiegshilfen leicht erreicht werden konnte, gebracht werden. Aufgrund der extrem schlechten Schneelage war es allerdings zu diesem Zeitpunkt noch nicht möglich die Station zum eigentlich vorgesehenen Standort zu bringen.

Es wurde entschieden, die Station ca. 500 Höhenmeter unter dem Endstandort zum Probetrieb aufzustellen. Bei diesem Probetrieb konnten wir erste Erfahrungen über den Betrieb einer Wetterstation im Gebirge machen und mussten zur Kenntnis nehmen, dass der Betrieb vor allem bei niedrigen Temperaturen zu Problemen in der Stromversorgung führen kann. Durch die extremen Witterungsverhältnisse in dieser Region und die Höhenlage ist das Risiko des Stromversorgungszusammenbruchs hoch.

Mitte Dezember 2003 wurde die Station mit Hilfe eines Pistengerätes der Skilifte Lech zum vorgesehenen Standort, einer ebenen Fläche, die aus Westen durch einen angrenzenden Hang geschützt ist, auf 2170m Seehöhe in der Nähe des Zuger Hochlichtes gebracht. Nach erfolgten Montagearbeiten und einem Testlauf konnte die Station schließlich am 25. Dezember 2003 um 16.10 Uhr in Betrieb genommen werden.

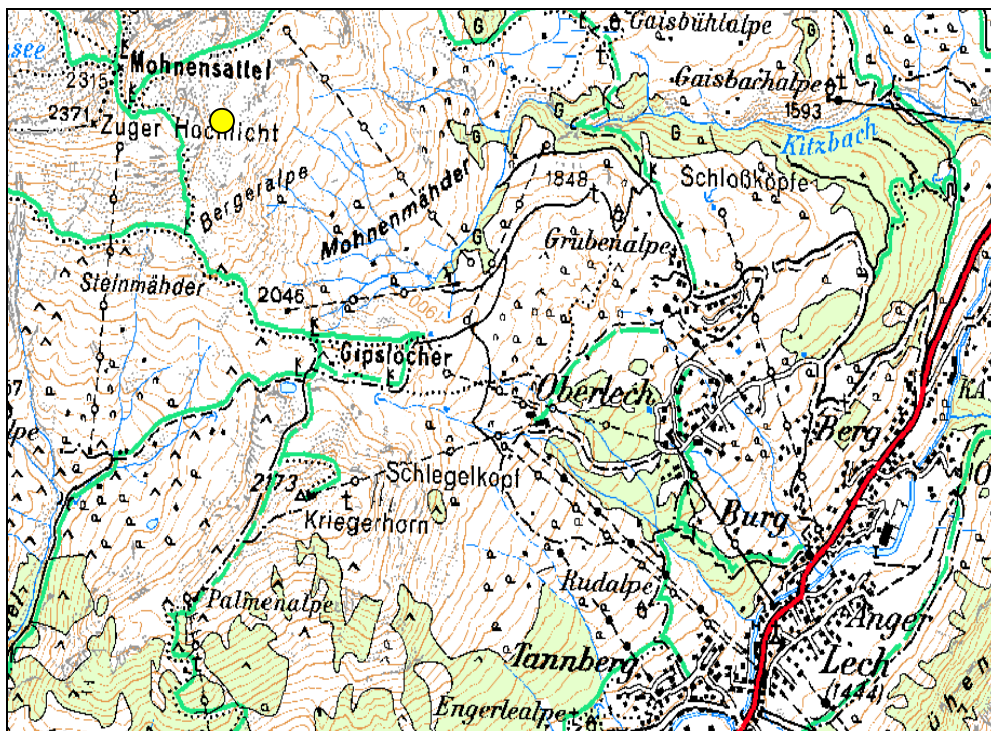


Abb. N.1: Stationsstandort im Skigebiet Lech am Arlberg (Gelb); (Tiris)

An diesem Platz steht zusätzlich eine Station der Skilifte Lech, welche Messungen der Schneehöhe und Schneetemperaturen aufzeichnet. Durch die gute Zusammenarbeit mit der Betriebsleitung der Skilifte Lech – Dipl. Ing. Michael Manhart und Ing. Walter Metzler wurden uns diese Daten zur Verfügung gestellt.

Die Beobachtung der Schneedecke wurde direkt neben der Station an einem dafür vorgesehenen und markierten Beobachtungsfeld durchgeführt.

Der Standort ist über das Skigebiet Lech per Ski leicht erreichbar, aber vom täglichen Skitourismus, durch die Lage auf einem kleinen Hügel, ungestört. Grundsätzlich stellt dieser Standort einen perfekten Platz für Schneedeckenuntersuchungen dar.



Abb. N.2: Station des Instituts in Lech am Arlberg 2003/2004
Station der Skilifte Lech (im Hintergrund)
Beobachtungsfeld
(Archiv Olefs & Leichtfried)

N1.1 Verwendete Messgeräte und Messgrößen

Die verwendeten Messgeräte wurden vom Institut für Meteorologie zur Verfügung gestellt. Die Messgrößen emittierte langwellige Strahlung und Schneetemperatur dienen zur Verifikation der Simulationen.

Lufttemperatur:	Pt 100 Widerstandsmessung, Kroneis 623 LT, ventiliert und strahlungsgeschützt (430 M)
Feuchte:	Taupunktspiegel, Kroneis 623 LT, ventiliert und strahlungsgeschützt (430M)
Bodentemperatur:	Pt 100 Widerstandsmessung
Schneetemperatur (40cm):	Pt 100 Widerstandsmessung, Vaisala
Kurzwellige Strahlung:	2 Pyranometer CM21, Kipp & Zonen (Globalstrahlung und reflektierte Strahlung)
Langwellige Strahlung:	2 Pyrgeometer CG1, Kipp & Zonen (Emittierte Strahlung und Gegenstrahlung)
Windgeschwindigkeit:	Schalenkreuzanemometer, Umdrehungszählung Aanderaa
Windrichtung:	Windfahne, eingenordet, Widerstandsmessung DIDCOT
Schneehöhe:	Ultraschall, Distanzmessung Daten der Skilifte Lech/A.

N1.2 Schneedeckenbeobachtung in Lech

Mit einer Periodizität von ca. einer Woche wurden an der Station die Daten ausgelesen und auf einem Notebook der Universität gespeichert. In den selben Abständen wurden Schneeprofile der gesamten Schneedecke aufgenommen. Es wurden Kornformen, Korngrößen, Härte und Feuchte bestimmt. Ebenfalls wurde in Abständen von 15cm die Dichte und Temperatur der Schneedecke gemessen. Aufgrund der enormen Schneehöhen mit bis zu über drei Metern, benötigte eine Erhebung mit Anreise aus Innsbruck jeweils einen ganzen Tag.

Tag	Periode	Auslesen	Schneeprofil	Sonstiges
25.12.03	1	Nein	Ja	Neustart
29.12.03	1	Ja	Nein	
31.12.03	1	Ja	Ja	
03.01.04	1	Ja	Ja	
06.01.04	1	Ja	Ja	
16.01.04	1	Nein	Ja	Totalausfall
28.01.04	2	Ja	Ja	Neustart
03.02.04	2	Ja	Ja	
10.02.04	2	Ja	Nein	
14.02.04	2	Ja	Ja	
25.02.04	2	Ja	Ja	
04.03.04	3	Ja	Ja	Neustart
11.03.04	3	Ja	Ja	
17.03.04	3	Ja	Ja	
24.03.04	3	Ja	Ja	
03.04.04	3	Ja	Ja	
09.04.04	3	Ja	Ja	
16.04.04	3	Ja	Nein	Abbau

Tab. N.1: Meßprotokol im Winter 2003/2004

Sämtliche Schneeprofilaufnahmen wurden nach dem IC-Standard für Kornform und Härte durchgeführt.

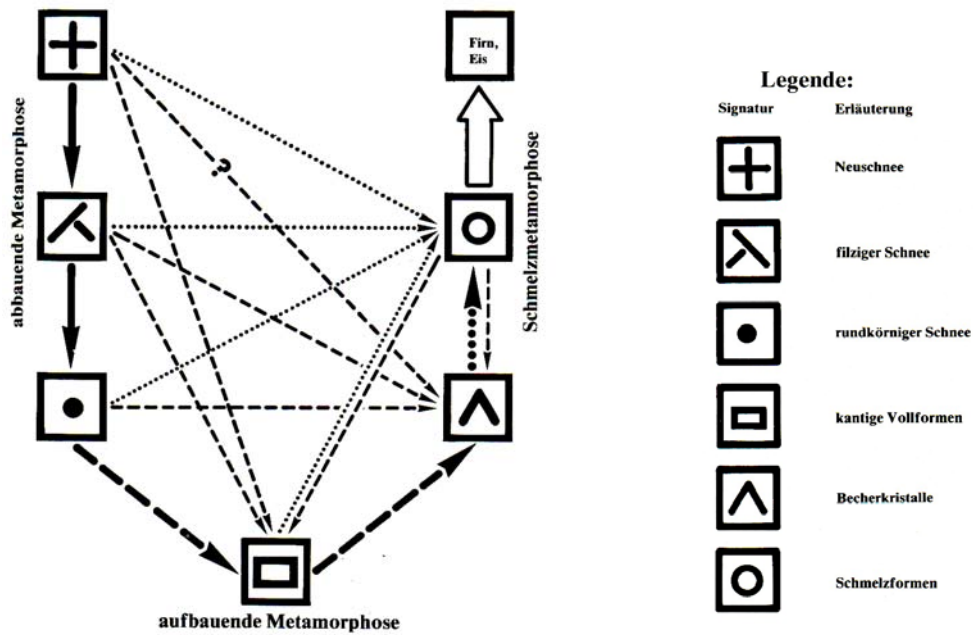


Abb. N.3: Kornformklassifikation (Lackinger et al., 1996)

IC-Standard für die Härte des Schnees:

- | | | |
|---------------|----------------|-------------|
| 1....Faust | 3....1 Finger | 5....Messer |
| 2....4 Finger | 4....Bleistift | 6....Eis |



Abb. N.4: Schneeprofilaufnahme am 28. Januar 2004 (Archiv Olefs & Leichtfried)

N1.3 Probleme bei der Datenerhebung in Lech

Während der Messperiode in Lech kam es immer wieder zu Problemen mit der Stromversorgung sowie der Datenspeicherung nach Stromverlust. Letztendlich führten diese Probleme im Laufe der Bearbeitung der Daten zum Schluss, dass der Datensatz Lech für die ursprünglich vorgesehenen Modellstudien nicht geeignet ist.

Nachfolgend die Chronologie der Probleme in Lech:

Zu Beginn des Jahres 2004 kam es im Arlberggebiet zu extremen Neuschneefällen (Vom 6. Januar bis zum 21. Januar betrug der Zuwachs der gemessenen Gesamtschneehöhe an der Station ca. 150cm). Diese Neuschneemengen führten in diesem Zeitraum zum Totalausfall der Station mit Verlust der gesamten Daten.

Mitte Januar wurde die Station von den Schneemassen befreit und die Sensoren wurden nach oben versetzt. Es wurden zwei zusätzliche Batterien hinzugefügt. Die Kiste mit den Batterien wurde als Kälteschutzmaßnahme im Schnee vergraben. Die Solarzellen wurden durch eine neue Befestigungskonstruktion auf ca. einen Meter oberhalb der Schneedecke gesetzt, um ein neuerliches Einschneien zu verhindern. Am 28. Januar 2004 konnte die Station neuerlich in Betrieb genommen werden.

Am 29. Februar 2004 kam es durch die niedrigen Lufttemperaturen von unter minus 15°C zum erneuten Ausfall der Station. Dieser Ausfall wurde bis zum 11. März 2004 behoben und die Station lief bis zum Abbau am 16. April 2004 ohne Probleme.



Abb. N.5: Station zur Zeit des Totalausfalles am 21. Januar 2004
(Archiv Olefs & Leichtfried)

Aufgrund der Datenverluste blieben jedoch für die mögliche Verarbeitung in den Modellen nur mehr nachfolgende Perioden über:

Periode 1 25. Dezember 2003 bis 6. Januar 2004

Periode 2: 28. Januar 2004, 13 Uhr bis 29. Februar 2004, 06 Uhr

Periode 3: 11. März 2004, 11 Uhr bis 16. April 2004, 09 Uhr

Im Rahmen vorläufiger Modellierungen wurde jedoch festgestellt, dass ein derart inhomogener Datensatz für das ursprüngliche Ziel, der Beobachtung und Simulation von Schneedeckenparametern während eines Winterzyklus, für aussagekräftige Ergebnisse nicht ausreicht. Deshalb wurden die Simulationen und Studien dieser Arbeit mit einem Datensatz aus einer Messreihe im Kühtai durchgeführt.

N1.4 Datensatz Lech im Überblick

Obwohl dieser Datensatz im Verlauf der eigentlichen Untersuchung nicht weiter verwendet wird, liegt es mir doch am Herzen, einen Überblick über die mit großer Mühe und viel Zeitaufwand gesammelten Daten zu geben. Wegen der zu kurzen Dauer der Aufzeichnung in Periode eins wird diese nicht dargestellt.

Im Rahmen der Aufbauarbeiten der Wetterstation wurden am IMGI alle Temperatursensoren mit Hilfe eines Kältebades geeicht. Die Eichfaktoren der Strahlungssensoren und Windsensoren wurden aus den Gerätebeschreibungen entnommen.

In diesem Datensatz wurden die Daten an der Station in einem 10-Minuten Intervall aufgezeichnet und gespeichert. Später wurden daraus Stundenmittel gerechnet und diese für die vorläufigen Modellläufe als Input verwendet.

Auffallend sind Werte der relativen Feuchte von über 100% bei Sättigung. Diese Abweichungen treten bei niedrigen Temperaturen auf. Die Werte liegen jedoch in der vom Hersteller angegebenen Messtoleranz von $\pm 0,5^\circ\text{C}$ für den Taupunkt. Da dieser Datensatz nicht für weitere Modellierungen verwendet wurde, ist auf eine Anpassung der Feuchte durch einen Korrekturfaktor verzichtet worden.

N1.4.1 Periode zwei (28.01.04 bis 29.02.04)

Periode zwei wird durch eine Phase mit Südföhn, in der ersten Februarwoche mit deutlicher Setzung der Schneedecke und durch wechselhaftes Wetter in den darauffolgenden Wochen charakterisiert. In Abbildung N.6 sind die gemessenen Daten für Periode zwei dargestellt.

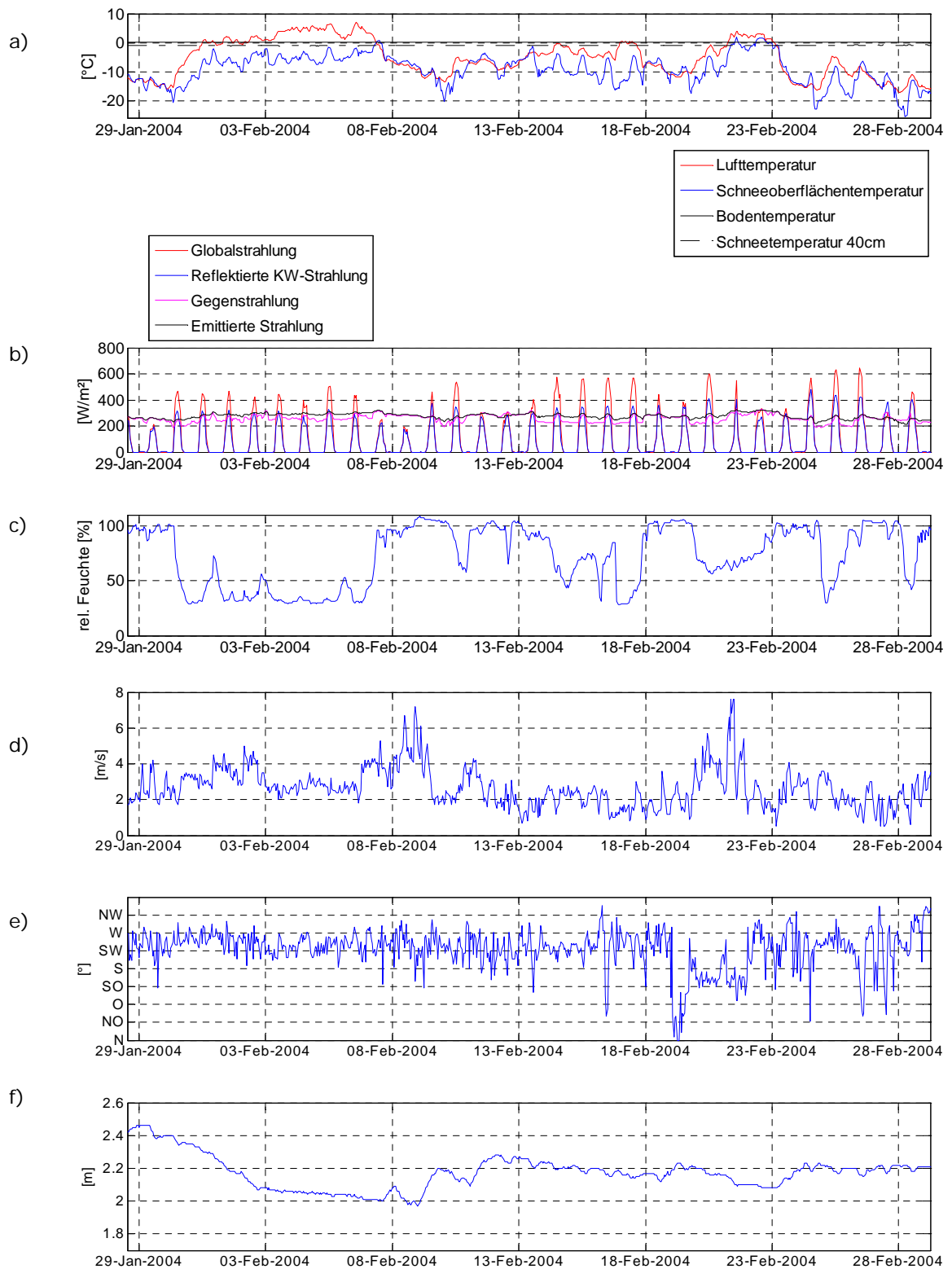


Abb. N.6: Übersicht der gemessenen Daten für Periode zwei in Lech

- a) Temperaturen $^{\circ}\text{C}$
- b) Strahlungskomponenten W/m^2
- c) relative Luftfeuchte [%]
- d) Windgeschwindigkeit m/s
- e) Windrichtung $^{\circ}$
- f) Schneehöhe m

N1.4.2 Periode drei (11.03.04 bis 16.04.04)

Charakteristisch für diese Periode war der Wechsel von Strahlungswetter und Niederschlagsphasen mit einer Periodizität von ca. einer Woche. Markant zu sehen ist die feuchtkalte Phase Ende März mit Lufttemperaturen unter minus 10° Celsius und erheblichen Neuschneemengen. In der warmen Phase, Mitte März, beginnt die Schneeschmelze. Während der Schneeschmelze liegen die Temperaturen der gesamten Schneedecke bei 0°C wird (isotherme Schneedecke).

Mit Ende der Osterferien wurde die Datenerhebung in Lech beendet. Zu dieser Zeit wurde der Betrieb der Skilifte Lech eingestellt. Dies machte die Station, die in einem abgelegenen Teil des Skigebiets lag, von Innsbruck aus nur mehr unter größtem Aufwand erreichbar. Leider konnte dadurch auch die Ablationsperiode nur teilweise erfasst werden. Die Aufzeichnung und Bearbeitung der gesamten Abschmelzperiode ist andererseits für die Kalibrierung eines Schneedeckenmodells wichtig, weil in einer durchgehend schmelzenden Schneedecke gewisse Parameter wie die Wärmeleitung und das Temperaturprofil in der Schneedecke konstant sind und somit die Kalibrierung bestimmter Modellparameter erleichtert wird. Die unvollständige Erfassung der Abschmelzperiode ist daher ebenfalls ein Grund dafür, dass die Daten aus Lech schließlich nicht zur Modellierung verwendet wurden und dafür die Datenreihe aus Kühtai verwendet wurde.

In Abbildung N.7 sind die gemessenen Daten für die Periode drei dargestellt. Abbildung N.7f (Darstellung der Schneehöhe) zeigt, dass die Schneehöhen am Ende dieser Periode bei 2,8 m lagen. Um die Werte der gesamten Abschmelzperiode zu erhalten, hätten die Untersuchungen bis mindestens Anfang Juni andauern müssen.

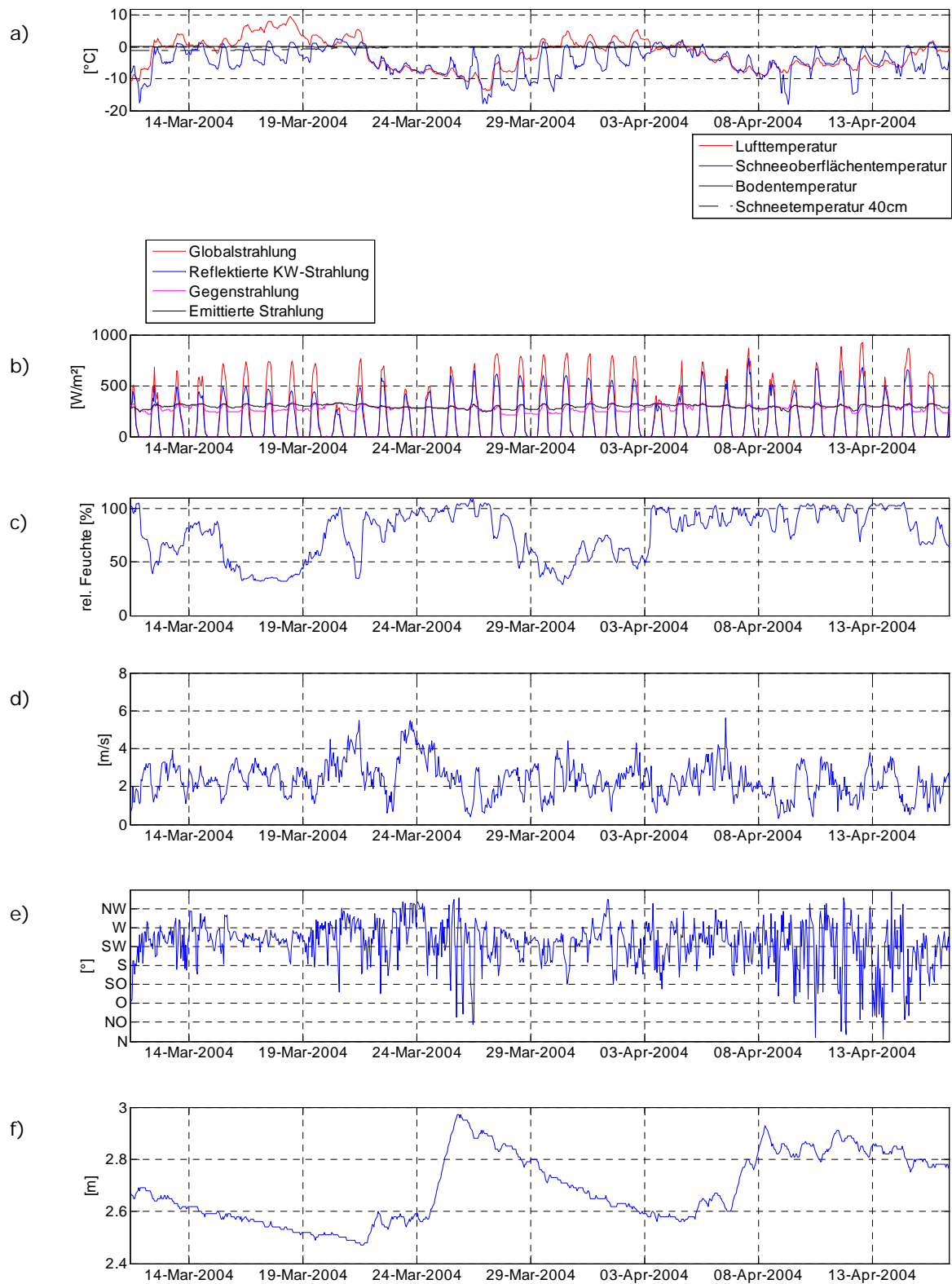


Abb. N.7: Übersicht der gemessenen Daten für Periode drei in Lech

- a) Temperaturen $[\text{ }^{\circ}\text{C}]$
- b) Strahlungskomponenten $[\text{W}/\text{m}^2]$
- c) relative Luftfeuchte [%]
- d) Windgeschwindigkeit $[\text{m}/\text{s}]$
- e) Windrichtung $[\text{ }^{\circ}]$
- f) Schneehöhe $[\text{m}]$

Literaturverzeichnis

Albert, M. (1983): Computer models for two-dimensional transient heat conduction, *CRREL report 83-12*, 66 pp.

Andreas, E.L. and Murphy, B. (1986): Bulk transfer coefficients for heat and momentum over leads and polynyas. *Journal of Physical Oceanography*, **16** (11): 1875-1883

Andreas, E.L.; Jordan, R.E.; Guest, P.S.; Persson, O.G.; Grachev, A.A.; Fairall, C.W. (2004): Roughness Lengths over Snow, Land-Atmosphere Interactions Posters, Joint with the 15th Symp. on Global Change and Climate Variations and 18th Conf. on Hydrology, 8 pp.

Bohren, C. and Barkstrom, B. (1974): Theory of the optical properties of snow. *Journal of Geophysical Research*, **79** (30): 4527-4535

Caroll, T.R. (2001): NOHRSC Operations and the simulation of snow cover properties for the coterminous U.S., Presented at the 69th Annual Meeting of the Western Snow Conference 2001, 14 pp.

Colbeck, S. C. (1971): One-dimensional water flow through snow. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 296, 17 pp.

Colbeck, S. C. (1974): The capillary effects on water percolation in homogenous snow, *Journal of Glaciology*, **13** (67): 85-97

CRREL: U.S. Army corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory, www.crrel.usace.army.mil

Davis, R.E.; Nolin, A.W.; Jordan, R.; Dozier, J. (1993): Towards Predicting Temporal Changes of the Spectral Signature of Snow in visible and near-infrared Wavelengths, *Annals of Glaciology*, **17**, 143-148

Gabl, K.; Lackinger, B. (1996): Lawinenhandbuch / Hrsg. Land Tirol 6. Auflage, Tyrolia Verlag Innsbruck – Wien, 247 pp.

Haas, C.; Nicolaus, M. (2002): Observation and Modelling of Superimposed Ice Formation on summery sea Ice in Antarctica, AWI Bremerhaven, Poster for DFG Project

Hardy, J.P.; Melloh, R.; Robinson, P.; Jordan, R. (2000): Incorporating Effects of Forest Litter in a Snow Process Model, Presented at the 57th Eastern Snow Conference New York, *Hydrol. Process.* **14**, 3227-3237

Hoeck, E. (1952): Einfluss der Strahlung und der Temperatur auf den Schmelzprozess der Schneedecke, Beiträge zur Geologie der Schweiz, 36 pp.

Jones, H.G.; Pomeroy, J.W.; Walker, D.A.; Hoham, R.W. (2001): Snow ecology, An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems, Cambridge University Press, 378 pp.

Jordan, R. (1991): A one-dimensional temperature model for a snow cover, technical documentation for SN THERM.89, *CRREL special report* 91-16, 49 pp.

Kattelmann, R. (1986): Measurements of snow layer water retention, *Proceedings of the Cold Regions Hydrology Symposium*, Amer. Water Resour Assoc., 377-386

Kraus, H. (2000): Die Atmosphäre der Erde, eine Einführung in die Meteorologie, Verlag Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden, 470 pp.

Lang, J. (2004): Messung und Simulation der Schneedecke im Kühtal im Winter 2002/2003, Diplomarbeit am IMGI, Universität Innsbruck, 75 pp.

Liljequist, H.G.; Cehak, K. (1984): Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage, Verlag Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden, 396 pp.

Marks, D. (1988): Climate, energy exchange and snowmelt in Emerald Lake watershed, Sierra Nevada, Ph.D. dissertation, University of California, Santa Barbara, 158 pp.

Marshall, S.E.; Warren, S.G. (1987): Parametrisation of snow albedo for Climate models, IAHS-AIHS Publication No. **166**, Wallingford U.K., 43-50

Morris, E.M. (1989): Turbulent Transfer over Snow and Ice, *Journal of Hydrology*, **105**, 205-223

Munter, W. (1999): 3x3 Lawinen, Entscheiden in kritischen Situationen, 2. Auflage, Verlag Pohl & Schellhammer, Garmisch-Patenkirchen, 220 pp.

Obleitner, F. (1994): Die Energiebilanz von schmelzenden Schnee, eine Studie im Rahmen eines gleichnamigen Praktikums auf der Seegrube SS 1994, IMGI, Universität Innsbruck, 51 pp.

Obleitner, F.; Malcher P.; Peil E. (1999): Modellierung von Schneetemperaturen mit SNTHERM, Obernberg, Praktikum SS 1999, IMGI, Universität Innsbruck, 11 pp.

Obleitner, F. (2000): The energy budget of snow and ice at Breidamerkurjökull, Vatnajökull, Iceland, *Boundary-Layer Meteorology* **97**, 385-410

Obleitner, F. (2004): On the performance of un aspirated, plate-shielded thermometer screens, AWS on Glaciers, Workshop, 28-31 March 2004, Pontresina (Switzerland), IMAU, 76–82

Ohmura, A.; Dutton, E. G.; Forgan, B.; Frohlich, C.; Gilgen, H.; Hegner, H.; Heimo, A.; König-Langlo, A.; McArthur, B.; Müller, G.; Philipona, R.; Pinker, R.; Whitlock, C.H.; Dehne, K. and Wild, M. (1998): Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WRMC), a new precision radiometry for climate research. *Bulletin of American Meteorological Society*, **79**, 2115-2136

Patankar, S.V. (1980): Numerical Heat Transfer and Fluid Flow, Hemisphere Publishing, New York, 197 pp.

Pomeroy, J.W.; Hedstrom, N.R., (1998): Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest, *Hydrological Processes* **12**, 1611-1625

Schmittner, W. (1994): Über den Strahlungsfehler bei der Temperaturmessung in einem unventilierten Strahlungsschutzgehäuse, *Wetter und Leben*, **46**, 3, 155-162

Smith, G.D. (1978): Numerical Solution of Partial Differential Equations: Finite Difference Methods, Clarendon Press, Oxford, 337 pp.

Tiris: Kartengalerie des Landes Tirol, tiris.tirol.gv.at/web/Kartengal/karteng.cfm

Vaisala (2005): How to choose right vaisala product for measuring humidity and dewpoint, www.vaisala.com, related documents

Van den Broecke, M.; Van As, D.; Boot, W.; Reijmer, C. (2004) How useful are surface radiation balance observations from automatic weather stations in antarctica?, AWS on Glaciers, extended abstracts, IMAU, 103-108

Vickers, D. and Mahrt, L. (2004): Evaluating formulations of stable boundary-layer height, *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1736-1749

Wiscombe, W.J.; Warren S.G. (1980) A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow, *Journal of Atmospheric Sciences*, **37** (12): 2712-2733

Zusätzlich verwendete Literatur (ohne Zitat)

Anderson, E.A. (1976): A point energy and mass balance model of a snow cover, Office of Hydrology, National Weather Service, Silver Springs, Maryland, NOAA Technical Report, NWS 19

Greenfell, T. C.; Perovich, D.K. (1984): Spectral Albedos of Sea Ice and Incident Solar Irradiance in the Southern Beaufort Sea, *JGR* **89**, C3, 3573-3580

Häckel, H. (1999): Meteorologie, Verlag Euler Ulmer, Stuttgart, 448 pp.

Kuhn, M. (1987): Micro-Meteorological Conditions for Snow Melt, *Journal of Glaciology* **33 (113)**, 24-26

Lehning, M. (2004): Die Schneedecke, Wechselwirkung mit der Atmosphäre und Modellierung, Vorlesungsunterlagen, IMGI, Universität Innsbruck

Lehning, M. (2004): Energy Balance and Thermophysical Processes in Snowpacks, SFL Davos, 40 pp.

SNOWMIP, Snow Model Intercomparison Project,
<http://www.cnrm.meteo.fr/snowmip/>

Stull, R.B. (1989): An introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, 666 pp.

Stull, R.B. (2000): Meteorology for Scientists & Engineers, Brooks/Cole, 502 pp.

Whiteman, D.C. (2000): Mountain Meteorology, Fundamentals and Applications, Oxford University Press, 355 pp.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Albert Paul Martin Leichtfried
Geburtsdatum: 28. Juni 1976
Geburtsort: Scheibbs
Nationalität: Österreich
Mutter: Maria Leichtfried, Dr. phil., Fach Biowissenschaften
Vater: Arnold Leichtfried, Diplomschullehrer & Skiführer,
Schlossermeister, i. R.

Ausbildung

1982-1986 Volksschule Lunz am See
1986-1990 Hauptschule Lunz am See
1990-1994 Skihandelsschule im Trainingszentrum Waidhofen/Y.
1994-1998 Skihandelsakademie (Aufbaulehrgang) im
Trainingszentrum Waidhofen/Y.
Juni 1998 HAK-Matura (Externistenreifeprüfung)
seit Oktober 1998 Studium der Meteorologie an der
Leopold-Franzens Universität Innsbruck
1999 Präsenzdienst in Absam

Zusätzliche Qualifikationen

1992-1994 Aktiver Skirennläufer der österreichischen
Nachwuchs-Nationalmannschaft
1997-1998 Diplomschullehrerausbildung
1999-2000 Berg- und Skiführerausbildung
seit 2000 Ausbilder im Alpinbereich der Skilehrerausbildung