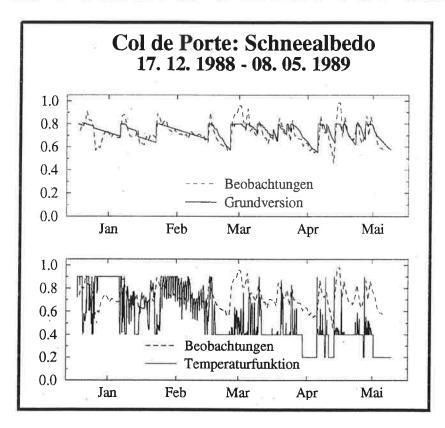


# Max-Planck-Institut für Meteorologie

## **EXAMENSARBEIT Nr. 32**



DIE SCHNEEDECKE ALS KOMPONENTE DES KLIMASYSTEMS UND IHRE MODELLIERUNG

VON
BETTINA LOTH

Dissertation im Rahmen des Promotionsverfahrens

Autor:

Bettina Loth

Max-Planck-Institut für Meteorologie

MAX-PLANCK-INSTITUT FÜR METEOROLOGIE BUNDESSTRASSE 55 D-20146 Hamburg F.R. GERMANY

Tel.:

+49-(0)40-4 11 73-0

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0 Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298

E-Mail: <name> @ dkrz.d400.de

## ISSN 0938-5177

## Die Schneedecke als Komponente des Klimasystems und ihre Modellierung

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Naturwissenschaften im Fachbereich der

Geowissenschaften

der Universität Hamburg

vorgelegt von

Bettina Loth aus Luckenwalde

Hamburg 1995

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

aufgrund der Gutachten von Herrn Prof. Dr. K. Fraedrich und Herrn Priv. Doz. Dr. H.-F. Graf

Hamburg, den 25.11.1995

Prof. Dr. M. Dunst Sprecher des Fachbereiches Geowissenschaften

#### Zusammenfassung

Die komplexen Wechselwirkungsprozesse einer Schneedecke mit der Atmosphäre, dem Untergrund (Erdboden, Meereis), der Biosphäre und dem Ozean sind für die Klimavariabilität von großer Bedeutung. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit dem Einfluß von Schneedecken auf die Klimadynamik und der Entwicklung eines für Klimastudien geeigneten Schneedeckenmodells.

Zur Darstellung der wechselseitigen Beeinflussung von Schneedecke und Klima wird eine Übersicht über beobachtete Trends der Schneedecke der letzten Jahrzehnte gegeben. Die Schneedeckenentwicklung wird mit den Änderungen der Temperatur, der Strahlungsbilanz und der Zirkulation verglichen. Die Auswertung schneedeckenbezogener Parameter eines Sensitivitätsexperiments zum Treibhauseffekt zeigt, daß Schneeanomalien zum Aufdecken von Klimaänderungen herangezogen werden können. Das analysierte Experiment wurde mit dem Hamburger Klimamodell ECHAM durchgeführt. Als Reaktion auf eine erhöhte Konzentration der atmosphärischen Treibhausgase wird die schneebedeckte Fläche in allen Jahreszeiten reduziert, die Anzahl der Schneetage nimmt ab und das Rückzugsdatum der Schneedecke wird vorverlegt. Die Änderungen des Wasseräquivalents weisen einen Nord-Süd-Gradienten über dem amerikanischen Kontinent und einen Ost-West-Gradienten über dem eurasischen Raum auf. Eine Erhöhung der Schneemasse wird von November bis Mai über Sibirien und dem nördlichen Teil Nordamerikas simuliert. Eine Verringerung tritt in allen Monaten über Europa und dem südlichen Teil Nordamerika auf.

Ein Schneedeckenmodell wurde entwickelt, das auf grundlegenden physikalischen Prinzipien (Phasenübergängen, Wärmeleitung, Wasserdampfdiffusion, Absorption und Emission von Strahlung) beruht. Die Verifikation des Modells liegt für verschiedene Klimabedingungen (Arktis, mittlere Breiten, Gebirgsregionen) vor. Die Ergebnisse zeigen, daß die wichtigen Schneeparameter die Albedo, das Flüssigwasserspeichervermögen, die Neuschneedichte und die Alterungsraten sind. Die Schneedeckensimulation reagiert sehr sensitiv auf die Formulierung des turbulenten Austausches an der Schneeoberfläche, die Parameterisierung des Wärmeüberganges zum Boden, die effektive Wärmeleitung (Temperaturdiffusion, Wärmeleitung durch Phasenübergänge, Strahlungsabsorption) und die Wahl der Schneeschichten. Zur exakten Bestimmung des Ablationsendes und für eine gute Simulation der Schneedecke in mittleren Breiten ist es notwendig, mit einem komplexen Mehrschichtenmodell zu rechnen, das die inneren Prozesse auflöst. Eine Version des Schneedeckenmodells wurde als integrierter Bestandteil des Bodenschemas des Klimamodells ECHAM formuliert. Diese Version verwendet maximal fünf Schneeschichten und geht für geringe Schneehöhen von einer partiellen Schneebedeckung aus.

## Inhalt

1	Einleitung	3
2	Die Schneedecke	6
	2.1 Räumliche Ausdehnung	6
	2.2 Lebenszyklus	7
	2.3 Physikalische Eigenschaften der Schneedecke	8
	2.4 Komponente des Wasser- und Energiekreislaufes	13
3	Schneedecke und Klimadynamik	17
	3.1 Klimarelevante Schneeparameter	17
	3.2 Variabilität und Trends der Schneedecke im Dekadenbereich	19
	3.3 Die Schneedecke unter erhöhtem Treibhauseffekt	24
4	Das Schneedeckenmodell	37
	4.1 Modellbeschreibung	
	4.1.1 Allgemeine Charakteristika	
	4.1.2 Die Randbedingungen	
	4.2 Verifikation	50
	4.2.1 Modellphysik (Col de Porte)	
	4.2.2 Arktische Station (Svalbard Lufthavn)	
	4.2.3 Finnische Station (Sodankylä)	
	4.2.4 Station der mittleren Breiten (Gander)	
	4.3 Verifikationsergebnis und Modelldefizite	
5	Sensitivitätsexperimente zur Kopplung von Atmosphäre und Schneedecke .	72
	5.1 Eigenschaften und Prozesse an der Grenzfläche	73
	5.1.1 Schneefall und Regen	
		74

	5.1.3 Turbulente Flüsse 8	
	5.1.4 Bodenwärmestrom 8	4
	5.2 Die Vertikalstruktur der Schneedecke	0
	5.3 Klimarelevanz schneeinterner Eigenschaften 9	
	5.3.1 Flüssigwasser	8
	5.3.2 Innere Wärmeleitung	4
	5.3.3 Alterungsprozesse	
6	Modellierung der Schneedecke im Klimasystem	1
	6.1 Schneedeckenmodelle für Klimastudien	1
	6.2 Schneedeckenmodellierung im Hamburger Klimamodell ECHAM. 11	5
	6.2.1 Schneedeckenparameterisierung in ECHAM4	
	6.2.2 Mehrschichtenmodell der Schneedecke für ECHAM4 11	
7	Zusammenfassung und Ausblick	:1
8	Literatur	26

## Symbolliste

Anhang I: Programmablaufplan des Schneedeckenmodells

Anhang II: Turbulenzschemata nach Anderson (1976) und Louis (1979)

## 1 Einleitung

Schneedecken transformieren die hochfrequenten atmosphärischen Fluktuationen zu einer niederfrequenten Klimavariabilität. In langjährigen Beobachtungsreihen weisen die Parameter der Schneedecke (Schneefläche, Rückzugsdatum, Schmelzwasserabfluß) neben hohen interannuellen Schwankungen als auch sichtbare Trends im Dekadenbereich auf. Die Trends bestehen in einer 10%-igen Verringerung der nordhemisphärischen Schneefläche während des Zeitraumes 1972-90 (Robinson et al., 1991) und in einem zunehmend früheren Termin des Verschwindens der saisonalen Schneedecke während der letzten Jahrzehnte (Foster et al., 1992; Brown und Goodison, 1994). Eine Gegenüberstellung der zeitlichen Entwicklung von Schneedecke, Temperatur, Zirkulation und Strahlungsbilanzen läßt darauf schließen, daß Schneeanomalien integrierter Bestandteil von Klimasignalen sind (Robinson et al., 1991; Groisman et al., 1994a,1994b). Die Schneedecke ist ein zentrales Bindungsglied in Rückkopplungsprozessen und beeinflußt das Klimageschehen auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen (Walsh, 1993). Zu diesem Ergebnis führen auch Studien, die die Reaktion von Schneedecken auf einen erhöhten Treibhauseffekt und externe Anregungen des Klimasystems (Vulkaneruptionen) analysieren (Rowntree, 1993; Graf, 1989). Auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden (und länger) ist die Ausdehnung und Rückbildung von Eisdecken unmittelbar von den Akkumulations- und Ablationsraten der Schneedecken über Landgebieten abhängig (Flohn, 1974).

Die Wechselwirkungen zwischen Schneedecke, Atmosphäre, Biosphäre, Ozean und Meereis sind äußerst komplex. Mit numerischen Experimenten erzielte Aussagen über zugrundeliegende Rückkopplungsmechanismen können mit großen Unsicherheiten behaftet sein. Die Spannbreite der Fehlerordnung sei an zwei Beispielen kurz erläutert. Der Zusammenhang zwischen der eurasischen Schneedecke und dem indischen Sommermonsun wurde in den letzten 20 Jahren von verschiedenen Autoren (Hahn und Shukla, 1976; Dey et al., 1984; Dickson, 1984; Barnett et al. 1988; Kodera und Chiba, 1989) untersucht. Beobachtungs- und Modelldaten führen einheitlich zu dem Ergebnis, daß eine positive Schneeanomalie über Eurasien mit einem späteren Einsetzen und einer Abschwächung des Monsuns gekoppelt ist. Ungeklärt bleiben lediglich Detailfragen der Prozesse (Ropelewski et al., 1984; Dickson, 1984). Qualitative Unterschiede in den Resultaten und ein weitreichendes Spektrum an Rückkopplungsprozessen treten hingegen in einer Vergleichsstudie von 14 globalen Zirkulationsmodellen auf. Diese beschäftigt sich mit der Reaktion verschiedener Atmosphärenmodelle auf eine definierte Schneeanomalie (Randall et al., 1994). Eine Gemeinsamkeit aller

betrachteten Modelle ist in dieser Studie lediglich darin zu verzeichnen, daß die Änderungen der Klimaelemente (Temperatur, Feuchtigkeit, Zirkulation, Strahlungsbilanz) infolge der Schneeanomalie bei wechselnden Bewölkungsverhältnissen geringer ausfallen als bei wolkenfreiem Himmel.

Existierende Schneedeckenmodelle können in drei Gruppen eingeteilt und wie folgt beschrieben werden:

Operationelle Abflußmodelle, die ausführlich in einer Übersicht der WMO (1986) vorgestellt werden, besitzen als Zielgröße den Schmelzwasserabfluß von Einzugsgebieten. Diese Modelle arbeiten in der Regel mit einem Zeitschritt von einem Tag und verfügen über entwickelte Ansätze der Behandlung horizontal inhomogener Strukturen auf Flächen zwischen  $10^2 \text{ km}^2$  und  $10^4 \text{ km}^2$ . Die unter hydrologischer Zielsetzung entstandene Modellhierachie reicht von empirischen Parameterisierungsansätzen unter alleiniger Berücksichtigung der Lufttemperatur bis zu iterativen Energiebilanzmodellen. Letztere sind mit einem hohen Aufwand an Rechenzeit verbunden und werden deshalb in der Praxis oft gemieden. Die Anwendung einer einfachen Modellphysik erfordert die Anpassung der Parameter an die lokalen Bedingungen.

Im Rahmen der Lawinen- und Gletscherforschung und für Prozeßstudien der Schneedecke werden sehr komplexe prozeßorientierte Modelle entwickelt (z. B. Jordan, 1991; Brun et al., 1992). Ein großer Nachteil dieser Modellkategorie ist im hohen Aufwand an Rechenzeit zu sehen. Zumeist eindimensional arbeiten sie mit internen Zeitschritten von Sekunden bis wenigen Minuten und benötigen zahlreiche Eingabeparameter.

Die Mehrzahl der in Klimamodelle implementierten Schneedeckenmodelle sind Boxmodelle (z.B. Roeckner et al., 1992), die auf der Bestimmung der Massen- und Energiebilanz der Schneedecke basieren. Nur wenige dieser Schneedeckenmodelle (z.B. Verseghy,
1991) verwenden zeitabhängige Parameter. Die inneren Prozesse des Schnees wie Alterung,
Flüssigwasserretention und Wasserdampfdiffusion werden vernachlässigt oder die Abhängigkeit dieser Prozesse von der vertikalen Struktur des Schnees wird nicht berücksichtigt.

Welche Anforderungen sind an ein Schneedeckenmodell für Klimastudien zu stellen? Die vorliegende Arbeit ist der Beantwortung dieser Frage gewidmet und geht dabei auf zwei Aspekte ein: die Klimarelevanz von Schneedecken und die Ermittlung derjenigen schneeinternen Prozesse, die für die Austauschprozesse mit der Atmosphäre von Bedeutung sind. Für den ersten Schwerpunkt ist herauszufinden, in welche Wechselwirkungsmechanismen die Schneedecke eingebunden ist und inwiefern Schneeanomalien die Klimadynamik charakterisieren können. Der zweite Schwerpunkt umfaßt die Bestimmung der schneeinternen Prozesse, die für eine adäquate Beschreibung der Schneedecke simuliert werden müssen, und die

Ermittlung der numerischen Form, in der sie darzustellen sind, um alle klimarelevanten Wechselwirkungen zwischen Schneedecke, Atmosphäre und Untergrund zu erfassen.

Die Arbeit wird dazu wie folgt strukturiert:

Kapitel 2 beschäftigt sich mit den allgemeinen Eigenschaften einer Schneedecke. In ihm werden Kenngrößen der räumlichen Ausdehnung der rezenten Schneedecke angegeben, der typische Lebenszyklus einer Schneedecke beschrieben und grundlegende Kenntnisse der Schneephysik vermittelt. Auf die Beeinflussung von Schneedecken durch den vorherrschenden Vegetationstyp wird kurz eingegangen. Der letzte Abschnitt des Kapitels, die Einordnung der Schneedecke in den globalen Wasser- und Energiekreislauf, ist Grundlage und Überleitung zum nachfolgenden Kapitel 3, das die Bedeutung der Schneedecke als Komponente des Klimasystems analysiert. In Kapitel 3 werden die beobachteten Schneedeckentrends der letzten Jahrzehnte aufgeführt und existierende Zusammenhänge zwischen den Anomalien der Schneedecke und der zeitlichen Entwicklung anderer Klimaelemente (Temperatur, Strahlung, Zirkulation) erläutert. Am Beispiel einer Szenariorechnung mit dem Hamburger Atmosphärenmodell ECHAM werden die Reaktionen der Schneedecke aufgezeigt, die durch eine Erhöhung der Konzentration der Treibhausgase hervorgerufen werden.

Der zweite Teil der Arbeit ist der Entwicklung eines Schneedeckenmodells für Klimastudien gewidmet. In Kapitel 4 wird ein Energiebilanzmodell einer Schneedecke vorgestellt, das auf grundlegenden physikalischen Prinzipien (Phasenübergängen, Wärmeleitung, Wasserdampfdiffusion, Absorption und Emission von Strahlung) basiert und alle relevanten Schneedeckenprozesse berücksichtigt. Die Verifikation dieses Modells ist für verschiedene Klimabedingungen (Arktis, mittlere Breiten, Gebirgsregionen) beschrieben. Die Ergebnisse von Sensitivitätsexperimenten, die mit dem Ziel einer Vereinfachung des komplexen Schneedeckenmodells durchgeführt wurden, sind in Kapitel 5 dargestellt. In Kapitel 6 werden ausgehend von diesen numerischen Teststudien Parameterisierungsvorschläge für die Schneedecke unterbreitet. Die Anwendbarkeit der unterschiedlichen Modellansätze im Rahmen von globalen Klimamodellen wird diskutiert und die Grenzen des Einsatzes werden aufgeführt. Kapitel 7 beschreibt die Version des Mehrschichtenmodells der Schneedecke beschrieben, die als integrierter Bestandteil des Bodenmodells für das Hamburger Klimamodell entwickelt wurde.

Eine Zusammenfassung der im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen Ergebnisse sowie ein Ausblick auf zukünftige Betätigungsfelder werden in Kapitel 8 gegeben.

## 2 Die Schneedecke

In diesem Kapitel wird ein Überblick über die grundlegenden Eigenschaften der Schneedecke gegeben. Der Erklärung geographischer Kenngrößen folgen in Kap. 2.1 Angaben zu der mit der Jahreszeit variierenden räumlichen Ausdehnung der rezenten Schneedecke. In Kap. 2.2 schließt sich eine Beschreibung der zeitlichen Entwicklung von Schneedecken mit der Unterteilung in Akkumulations-, Metamorphose- und Ablationsperiode an. Der ausführlichen Darstellung der physikalischen Eigenschaften der Schneedecke ist Kap. 2.3 gewidmet. Es legt die wichtigsten Charakteristika der Schneedecke dar, erläutert deren physikalischen Hintergrund und geht auf die Modifikation von Schneedecken durch die Vegetation ein. Kap. 2.4 richtet die Aufmerksamkeit auf die Wechselwirkungsprozesse der Schneedecke mit den anderen Komponenten des Klimasystems. Es beschreibt die Beeinflussung des globalen Wasserkreislaufes durch das Vorhandensein von Schneedecken und die energetische Einbettung der Schneedecke in das komplexe Klimageschehen.

#### 2.1 Räumliche Ausdehnung

Die temporäre Schneegrenze ist die aktuelle Position der äquatornächsten bzw. in der geringsten Höhe über dem Meeresspiegel gelegenen Schneedecke. Sie besitzt einen starken Jahresgang und wird außer von der geographischen Breite und der vertikalen Höhe von der Orographie (Nord- oder Südposition, Hang- oder Tallage) bestimmt. Auf der Nordhalbkugel verläuft die temporäre Schneegrenze je nach Jahreszeit und Region zwischen 35° N und 80° N (Wilhelm, 1975). Als klimatische Schneegrenze wird diejenige geographische Linie bezeichnet, auf der im Jahresmittel ein Gleichgewicht zwischen Akkumulation, der Ablagerung von Schnee an der Erdoberfläche, und Ablation, der Verringerung der Schneemasse durch Schmelze und Verdunstung, besteht. Die klimatische Schneegrenze umschließt die Gebiete permanenter Schneebedeckung, die auf der Erdoberfläche asymmetrisch verteilt sind und nördlich von 80° N bzw. südlich von 65° S existieren (Wilhelm, 1975). Nach der zeitlichen Andauer werden sporadische Schneedecken, die wenige Stunden bis Tage auftreten, temporäre Schneedecken, die mehrmonatlich während der winterlichen Jahreszeit existieren, und perennierende Schneedecken, die ganzjährig vorhanden sind, unterteilt.

Abschätzungen der Schneebedeckung von Eisgebieten, die von Baumgartner und Liebscher (1990) für beide Hemisphären zusammengestellt wurden, sind in Tab. 2.1 aufgeführt.

Ablagerungsgebiet	Nordhalbkugel	Südhalbkugel
Gletscher und Inlandeis	2·10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>	14·10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>
perennierendes Meereis	8·10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>	$3.10^6  \text{km}^2$
einjähriges Meereis	$7.10^6  \mathrm{km}^2$	16·10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>

Tab. 2.1: Schneebedeckung von Landeis und Meereis (Baumgartner und Liebscher, 1990)

Diese Arbeit konzentriert sich auf Schneedecken über Landgebieten. Die nachfolgenden Betrachtungen reduzieren sich darüber hinaus auf die Nordhemisphäre, für die langjährige Stationsmessungen und Satellitenbeobachtungen der Schneedecke vorliegen. Den Satellitendaten zufolge betrug die mittlere jährliche Schneefläche während der Referenzperiode 1973-90 zwischen 23 Mio. km² und 27 Mio. km² (Robinson et al., 1991). Im gleichen Zeitraum war eine Fläche von 54,2 Mio. km² mindestens eine Woche schneebedeckt (Groisman et al., 1994a). Dieses Areal entspricht 55% des Landgebietes der Nordhemisphäre und 21% der nordhemisphärischen Fläche.

#### 2.2 Lebenszyklus

Schneedecken unterliegen einer stark ausgeprägten zeitlichen Entwicklung (Abb. 2.1). In der Akkumulationsperiode werden hexagonale Schneekristalle am Erdboden abgelagert. Ein Teil wird von der Vegetation interzeptiert. Es bildet sich in Abhängigkeit von Schneefallmenge und Vegetationstyp eine durchbrochene oder geschlossene Schneedecke aus. Neuschneedichten liegen im Mittel zwischen 30 kg/m³ und 100 kg/m³ (Wilhelm, 1975; Anderson, 1976). Hohe Windgeschwindigkeiten sind mit horizontalen Verfrachtungen bereits sedimentierten Schnees verbunden. Durch derartige Schneeverwehungen kann die Schneedichte auf 200 kg/m³ bis 400 kg/m³ erhöht werden.

Die Gesamtheit der zeitlich gerichteten Veränderungen von Schneedichte und Struktur der Schneematrix wird als Metamorphose oder Alterung der Schneedecke bezeichnet. In ihrem Verlauf wird Neuschnee in Altschnee und bei weiterem Fortschreiten in Firnschnee umgewandelt. Die Vorgänge der Metamorphose beginnen wenige Stunden nach den Schneefallereignissen. Während der ersten Phase der Metamorphose werden die hexagonalen Schneesterne zu kugelförmigen Eispartikeln umstrukturiert, deren mittlerer Radius Werte zwischen 50 µm und 250 µm annimmt. Nach ca. 1 bis 2 Monaten wächst die Korngröße der Eiskugeln mit der Zeit langsam auf maximal 1,5 bis 2 mm an, das Porenvolumen verringert sich und

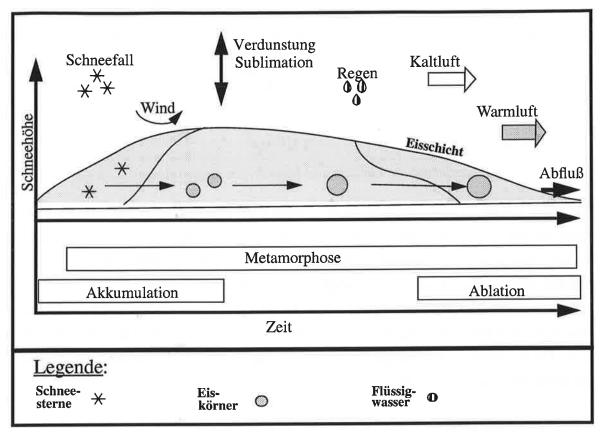


Abb. 2.1: Schematische Darstellung der zeitlichen Entwicklung der Schneedecke die Schneedichte wird auf Werte zwischen 300 kg/m³ und 400 kg/m³ erhöht. Eine Beschleunigung erfahren die Alterungsprozesse durch das Auftreten von Flüssigwasser, das durch Regenfälle in die Schneedecke eindringt oder durch Schmelzvorgänge erzeugt wird. Tritt Flüssigwasser bei tiefen Temperaturen auf, setzen unmittelbar Erstarrungsprozesse ein. Die Bildung von Eisschichten, insbesondere an der Schneeoberfläche, ist möglich.

Eine Reduktion der Schneemasse findet durch die während der gesamten Schneedeckenperiode wirkenden Verdunstungsprozesse und durch Warmluftadvektion und Strahlungsabsorption hervorgerufenen Schmelzvorgänge statt. Das Ende der Ablationsperiode wird durch das Verschwinden der letzten Schneereste festgelegt.

#### 2.3 Physikalische Eigenschaften der Schneedecke

Die physikalischen Eigenschaften der Schneedecke lassen sich darauf zurückführen, daß Schnee aus allen drei Phasen des Wassers aufgebaut sein kann und die Physik thermodynamischer Gleichgewichte zu ihrer Beschreibung heranzuziehen ist. Eine weitere Charakteristik besteht in der Porosität von Schnee. Mit fortschreitender Zeit wird der Luftanteil jedoch

verringert und Schneedecken nähern sich in ihrem Verhalten Schichten kompakten Eises an. In diesem Kapitel werden zunächst die Strahlungseigenschaften von Schnee im kurz- und langwelligen Bereich beschrieben, die thermischen Charakteristika von Schnee (Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit) dargestellt und auf den physikalischen Hintergrund der verschiedenen Alterungsprozesse der Schneedecke eingegangen. Es folgen Angaben über die Höhe von Neuschneedichten und die Größe von Rauhigkeitshöhen von Schnee, die für die turbulenten Flüsse wichtig sind.

Die Strahlungseigenschaften der Schneedecke sind durch die Albedo, den Extinktionskoeffizienten und das Emissionsvermögen bestimmt. Die Albedo ist als das Verhältnis von reflektierter zu einfallender kurzwelliger Strahlung definiert. Für Schnee weist die Albedo sowohl hohe Werte als auch einen großen Schwankungsbereich von 0,9 bis 0,3 (Dirmhirn, 1953) auf. Die Schneealbedo zeigt eine starke spektrale Abhängigkeit mit sehr hohen Werten im sichtbaren Bereich (0,8 bis 0,9) und geringeren Werten (0,4 bis 0,7) im nahen Infrarotbereich (Marshall, 1989). Spektrale und integrale Albedo hängen von einer Vielzahl von Faktoren ab, die in drei Gruppen eingeteilt werden können:

- (1) innere Struktur der Schneedecke (Korngröße, Flüssigwassergehalt, Verunreinigungen)
- (2) Strahlungsfeld (Sonnenhöhe, Verhältnis von diffuser zu direkter Strahlung)
- (3) Vegetationstyp und Strahlungseigenschaften des Untergrundes (bis zu einem Grenzwert der Schneehöhe).

Die umfassendste Arbeit zur Schneealbedo basiert auf den Strahlungseigenschaften der einzelnen Schneekörner und der Berechnung deren integralen Effekts (Marshall, 1989). In Klimamodellen wird auf vereinfachte Ansätze zurückgegriffen, da Strukturparameter wie die mittlere Korngröße der Schneedecke und die Fremdpartikelkonzentration nur mit großer Ungenauigkeit angegeben werden können. Die verwendeten Parameterisierungen berücksichtigen jedoch nur ausgewählte Einflußfaktoren. Ihre Gültigkeit ist dadurch eingeschränkt. Für Wechselschneebedingungen und die Schmelzperiode ist das im Schnee vorhandene Flüssigwasser der wichtigste Parameter. Da Wasser im sichtbaren Bereich ein guter Absorber ist (90% bis 95%), ist die Albedo feuchten Schnees stark herabgesetzt. Die Alterungsprozesse werden durch das Vorhandensein von Flüssigwasser beschleunigt, wodurch zusätzlich die Albedo reduziert wird. In trockenen Schneedecken wird die Albedo durch das Korngrößenwachstum der Eispartikel bestimmt, wodurch das Verhältnis von Absorptionsweg zu Reflexionsfläche innerhalb des Schnees verändert wird. Eine gute Approximation der Albedoänderung nach Neuschneefall ist für diese Bedingungen eine lineare Abnahme mit fortschreitender Zeit. Der Änderungskoeffizient (-0,001/d bis -0,08/d, z.T. betragsmäßig

noch darüber) ist vom Grad der Einlagerung von Fremdpartikeln und dem Vegetationstyp abhängig. In hohen Breiten wird die Albedo außerdem vom Einfallswinkel der Solarstrahlung beeinflußt. In einigen Modellen, z. B. ECHAM (Roeckner et al., 1992), werden diese Zusammenhänge sehr stark vereinfacht und die Albedo wird auf der Grundlage eines Parameters berechnet. Im Hamburger Atmosphärenmodell ECHAM wird die Albedoänderung als Funktion der Temperatur parameterisiert.

Die Absorption kurzwelliger Strahlung findet nicht nur an der Schneeoberfläche statt, sondern Solarstrahlung dringt mit einer exponentieller Abschwächung (Lambert-Bouguer-Extinktionsgesetz) in die Schneedecke ein. Dies hat zur Folge, daß das Maximum der Nettostrahlung unterhalb der Schneeoberfläche liegt. Die Eindringtiefe der Strahlung ist von der Wellenläge, der Korngröße und der Schneedichte abhängig (Gray und Male, 1981). Auf der Grundlage des kurzwelligen Strahlungsverhaltens eines Schneepartikels leiteten Bohren und Barkstrom (1974) eine approximative Lösung für den integralen Extinktionskoeffizienten ab. Dieser ist direkt proportional der Schneedichte und indirekt proportional der Wurzel des Durchmessers der Eiskörner. Manz (1974) stellte darüber hinaus eine große Sensitivität des Extinktionskoeffizienten auf die Einlagerung von Fremdpartikeln (Ruß, organische Substanzen) fest. Diese zeigt sich insbesondere im sichtbaren Bereich (0,5 μm bis 0,7 μm) und ist auf den geringen Absorptionskoeffizienten von Schnee in diesem Wellenlängenbereich im Vergleich zu Verunreinigungen zurückzuführen.

Im langwelligen Bereich ist Schnee in guter Näherung ein schwarzer Körper. Das Emissionsvermögen wird mit Werten zwischen 0,97 und 1,00 angegeben (Gray und Male, 1981; Anderson, 1976). In Abhängigkeit vom Vegetationstyp kann das Emissionsvermögen von Schneedecken modifiziert werden. In Waldgebieten sind Abweichungen um 0,1 bis 0,2 von diesen hohen Werten möglich (Hall et al, 1992). In alpinen Regionen arbeiten Blöschl et al. (1987) mit einem mittleren Emissionsvermögen zwischen 0,82 für Neuschnee und 0,88 für gealterten Schnee. Diese Werte sind sowohl auf den Einfluß der Berghänge als auch auf die Waldvegetation zurückzuführen.

Die spezifische Wärmekapazität der Schneedecke liegt in der Größenordnung der Wärmekapazität kompakten Eises, da eingeschlossene Luftmoleküle einen relativ kleinen Beitrag zur Wärmespeicherung leisten. Je nach Literaturquelle (Gray und Male, 1981; Anderson, 1976; Bauer et al., 1983) wird Schnee bei der Referenztemperatur von 273,15 K ein Wert zwischen 2105 J/(kg·K) und 2115 J/(kg·K) zugewiesen. Die Temperaturabhängigkeit der Wärmekapazität von Schnee wird von den genannten Autoren mit 8 J/(kg·K) pro 1 K Temperaturabweichung von 273,15 K abgeschätzt und ist im allgemeinen vernachlässigbar.

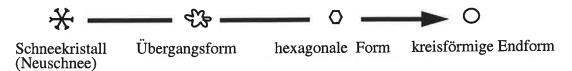
Zur Charakterisierung der Wärmeleitfähigkeit der Schneedecke ist die kombinierte Wirkung der Eispartikel und Luftmoleküle zu berücksichtigen. Darüber hinaus findet ein Strahlungsaustausch in den Poren statt. Die Wärmeleitfähigkeit von Schnee liegt zwischen dem Wert für trockene Luft von 0,0242 W/(m·K) und der Wärmeleitfähigkeit von Eis, die 2,2 W/(m·K) beträgt. Da diese Wärmeleitfähigkeiten um zwei Größenordnungen differieren, ist die Wärmeleitung innerhalb von Schneedecken sehr sensitiv von der Größe, der Form und der Verteilung der Schneekörner abhängig. Die Wärmeleitfähigkeit von Schnee beträgt für locker abgelagerten Neuschnee zwischen 0,03 W/(m·K) und 0,05 W/(m·K) und wächst durch die zu einer Verdichtung führenden Alterungsprozesse mit der Zeit auf maximal 0,22 W/(m·K) an. Eine Abschätzung der Wärmeleitfähigkeit ist als Funktion der Schneedichte möglich (Anderson, 1976; Yen, 1981).

Die Alterungsprozesse des Schnees können nach Sommerfeld und La Chapelle (1970) in drei Grundformen eingeteilt werden: die destruktive Metamorphose, die konstruktive Metamorphose und die Verfirnung, die die Kompaktion und die Schmelzmetamorphose einschließt. Die ersten beiden Arten werden durch horizontale und vertikale Wasserdampfdiffusion verursacht, während die Verfirnung durch die Schwerkraft und Änderungen der Phasengleichgewichtsbedingungen durch das Auftreten von Flüssigwasser hervorgerufen wird.

Die destruktive Metamorphose, auch Settling genannt, dient der Verringerung der Oberflächenenergie der Eispartikel der Schneematrix und erstreckt sich über 2 Stadien. In der ersten Phase, die etwa einen Monat andauert, erfolgt der Abbau der Feinstrukturen von Schneesternen und über mehrere Zwischenstufen die Umwandlung zu kugelförmigen Eiskörnern (Abb. 2.2 a). In der zweiten Phase wird das Anwachsen großer kugelförmiger Eispartikel auf Kosten kleinerer Körner beobachtet (Abb. 2.2 b). Der Grenzwert des dadurch erreichbaren Radius liegt zwischen 1 mm bis 1,5 mm (Wilhelm, 1975). Beide Phasen führen zu einer Verringerung des Porenvolumens und zum Anwachsen der Schneedichte.

Die konstruktive Metamorphose ist durch Temperaturgradienten innerhalb der Schneedecke bedingt. Parallel zu den Temperaturgradienten treten Gradienten der Wasserdampfkonzentration auf. Diese bewirken eine zumeist vertikal gerichtete Wasserdampfdiffusion, die eine Massenumlagerung von warmen in kalte Schneeschichten zu Folge hat. In den kalten Schneeschichten werden hexagonale Becherkristalle aufgebaut, die Korngrößen bis zu 4 mm erreichen können. Die Wasserdampfsättigung der Quell- und Zielschicht bewirkt, daß diffundierender Wasserdampf unmittelbar aus einer anderen Phase ersetzt bzw. in Eis umgewandelt werden muß. Dadurch ist eine vertikale Wasserdampfdiffusion immer mit einer latenten Wärmeleitung verbunden.

#### a) 1. Phase des Settlings in zeitlicher Entwicklung



#### b) 2. Phase des Settlings

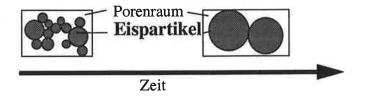


Abb. 2.2: Schematische Darstellung der Vorgänge des Settlings (nach Bader et al., 1939)

Mit dem Begriff Schmelzmetamorphose wird die Gesamtheit der Prozesse bezeichnet, die beim Durchlaufen von Schmelz- und Erstarrungszyklen auftreten (Phasenübergänge, Flüssigwassertransmission, latente Wärmeleitung). Das Vorhandensein von Flüssigwasser führt infolge der veränderten Gleichgewichtsbedingungen zu einem verstärkten Anwachsen der Korngröße (Colbeck, 1973). Nächtliches Erstarren und Kälteeinbrüche nach milderen Witterungslagen mit Temperaturen über 273,16 K bringen die Bildung von Eisschichten mit sich, was zur Ausbildung interner Eislinsen oder einer Oberflächeneisschicht führen kann. Durch die Transmission von Flüssigwasser in kältere Schichten tritt eine latente Wärmeleitung auf, die zu einer Umverteilung der Energie innerhalb der Schneedecke führt. Die Kompaktion bewirkt eine Verdichtung des Schnees durch den Druck der darübergelagerten Schneemasse. Als Folge wird die Schneehöhe reduziert.

Die Neuschneedichte ist eine Funktion der Temperatur, des Feuchtezustandes der Atmosphäre und der Windgeschwindigkeit. Temperatur und Feuchtezustand charakterisieren die Größe der sich bildenden Kristalle, wobei die Temperatur einerseits den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre bestimmt und anderseits bei Temperaturen oberhalb von 273,16 K Schmelzprozesse einsetzen. Bei tiefen Temperaturen und trockenen Verhältnissen liegt die Neuschneedichte zwischen 10 kg/m³ und 50 kg/m³ (Wilhelm, 1975). Schmelzprozesse in den unteren Atmosphärenschichten und Abschürfprozesse bei kräftigen Luftbewegungen zerstören die Feinstrukturen der Schneekristalle und bewirken eine kompaktere Ablagerung mit Neuschneedichten von 100 kg/m³ bis 250 kg/m³. Zur Berechnung der Neuschneedichte wer-

den empirische Funktionen verwendet, die eine Abhängigkeit von der Temperatur (Siemer, 1988) oder der Feuchttemperatur (Anderson, 1976) zugrunde legen.

Die Rauhigkeitshöhe von Schneedecken ist mit 10<sup>-4</sup>m sehr gering (Wieringa, 1993; Stull, 1988). Ihre Schwankungsbreite liegt zwischen 10<sup>-3</sup> m bei starker Windtätigkeit und dem Aufbau von Dünungen und 10<sup>-5</sup> m bei extrem glatten Verhältnissen (König, 1985).

Durch die Vegetation können bis zu 30% des Schneefalls interzeptiert werden (Geiger, 1961). In Waldgebieten wird die untere Begrenzungsfläche der Atmosphäre in zwei Niveaus aufgeteilt. Eine Schneebedeckung des Kronenraumes und eine auf dem Waldboden abgelagerte Schneedecke existieren nebeneinander. Betrachten wir den Vegetationseinfluß dennoch als integral, so zeichnet sich die Modifikation der Schneedecke durch die Maskierung der Albedo, eine Veränderung der turbulenten Flüsse und eine zusätzliche zur Verdunstung stattfindende Transpiration aus. Um eine genauere Beschreibung dieses Maskierungseffektes vornehmen zu können, sind Messungen der Strahlung und des turbulenten Austausches und die parallele Bestimmung des integralen Effektes über einer Fläche notwendig.

#### 2.4 Komponente des Wasser- und Energiekreislaufes

Die Beeinflussung des Wasserkreislaufes durch Schneedecken ist schematisch in Abb. 2.3 dargestellt. Das in Form von festem Niederschlag (Schneefall, Hagel, Reif, Rauhreif) an der Erdoberfläche akkumulierte Wasser dient als temporäre Rücklage und wird durch Schmelze und Verdunstungsprozesse freigesetzt. Eine Schneedecke bewirkt folglich eine zeitliche Verschiebung des Abflusses. In die Schneedecke eindringendes Regenwasser kann bis zum Erreichen eines Sättigungswertes gespeichert werden. Nach dessen Überschreiten wird flüssiger Niederschlag sofort als Abfluß an den Boden weitergeleitet oder in einen Oberflächenabfluß umgewandelt. Analog dazu führt auch das Abschmelzen der Schneedecke nach der Sättigung des Bodens mit Flüssigwasser zu einem Oberflächenabfluß. In Gebieten mit wechselnden Schneeverhältnissen sind im Zusammenhang mit der Schneeschmelze Hochwasserwellen möglich. Extreme Ereignisse treten auf, falls ein Warmlufteinbruch gleichzeitig längere Niederschläge mit sich bringt und dem Abbau der Schneedecke länger anhaltender Frost vorausging, so daß der Boden gefroren und dessen Infiltrationsvermögen stark herabgesetzt ist. Eine zeitliche Verlagerung der Schneeschmelze und größere Schneeanomalien können über Abflußanomalien die Frischwasserzufuhr des Ozeans modifizieren.

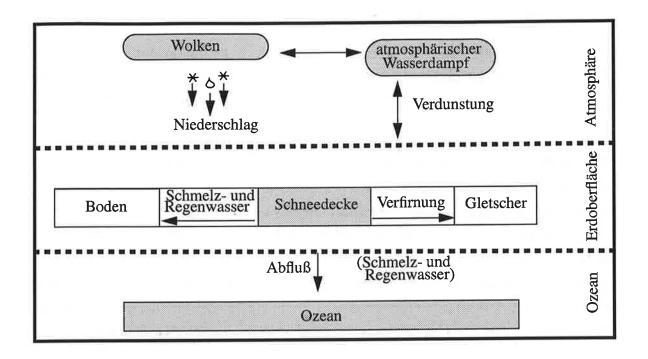


Abb. 2.3: Die Schneedecke als Komponente des globalen hydrologischen Zyklusses.

Auf Zeitskalen von 10<sup>2</sup> bis 10<sup>4</sup> Jahren wird abgelagerter Schneefall über eine Reihe von Zwischenstufen (Verfirnung der Schneedecke) in Gletschereis umgewandelt. Gletschereis unterscheidet sich von langjährigen Schneedecken durch eine höhere Dichte und eine ausgeprägte Dynamik.

Die energetische Kopplung der Schneedecke mit den anderen Komponenten des Klimasystems (Atmosphäre, Festland, Meer- und Landeis) wird durch die Energieflüsse an deren Grenzfläche und in indirekter Form über Massenströme realisiert. Der direkte Energieaustausch setzt sich aus den Strahlungsströmen im kurz- und langwelligen Bereich, dem turbulenten Fluß fühlbarer Wärme und dem Bodenwärmestrom zusammen. Sind Stoffaustauschprozesse an der Oberfläche oder der Unterkante der Schneedecke von einem Phasenübergang begleitet, findet ein latenter Energieaustausch zwischen den Komponenten statt. Die Beispiele dafür sind das Eindringen und Gefrieren von Regenwasser in kaltem Schnee, die Verdunstungsprozesse an der Schneeoberfläche und der durch Schmelzwasserbildung bedingte Abfluß. Abb. 2.4 stellt schematisch die Einbettung der Schneedecke in den Energiezyklus des Klimasystems dar.

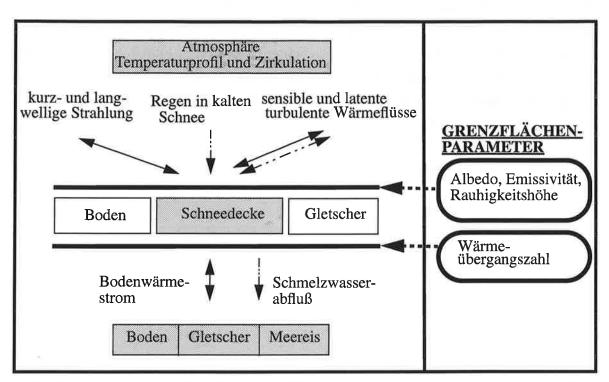


Abb. 2.4: Schematische Darstellung der Einbettung der Schneedecke in die energetischen Wechselwirkungen im Klimasystem. Die durchgezogenen Linien stehen für einen direkten, die getrichelten Linien für einen latenten Energieaustausch.

Wird nun die Aufmerksamkeit auf die einzelnen Komponenten der Energiebilanz gerichtet, so verfügt eine Schneedecke im Vergleich zum schneefreien Fall über hohe Werte von Albedo und Emissionsvermögen. Eine daraus resultierende Verringerung der Strahlungsbilanz führt zu tiefen Temperaturen an der Schneeoberfläche und einer betragsmäßig kleinen langwelligen Ausstrahlung der Schneedecke. Die in die Atmosphäre gerichteten turbulenten Flüsse sind durch die geringe Rauhigkeit von Schneedecken und deren tiefe Oberflächentemperaturen klein. Eine Abkühlung der Atmosphäre ist die Folge. Durch die geringe Wärmeleitfähigkeit wirkt eine Schneedecke als guter Isolator und verursacht eine thermische Entkopplung von Atmosphäre und Untergrund. Den kühlen Temperaturen über der Schneedecke stehen relativ hohe Temperaturen unterhalb der Schneedecke gegenüber. Die Erhöhung der Boden- und Lufttemperatur bei positiven Nettoenergieflüssen, die bei schneefreien Verhältnissen sofort einsetzt, wird bei vorhandener Schneedecke verzögert und kann erst nach dem vollständigen Abschmelzen des Schnees beginnen.

Die lokale energetische Beeinflussung durch eine Schneedecke besteht zusammenfassend in einer Senkung der atmosphärischen Temperatur über den gesamten Zeitraum hinweg, während der Untergrund in der Schneedeckenperiode relativ warm gehalten wird und erst durch die Schneeschmelze eine negative Temperaturanomalie erfährt. Diese kann sich über eine anhaltende Bodenfeuchteanomalie und daraus resultierende Verdunstungsprozesse bis in den Sommer fortsetzen. Das Ausbleiben von Schneebedeckungen führt über eine reduzierte Bodenfeuchte zu einem Austrocknen des Bodens und einer Erhöhung der Bodentemperatur, die in hohen Breiten in den nachfolgenden 3 bis 4 Monaten Werte zwischen 2 K und 8 K annimmt (Yeh et al., 1983).

## 3 Schneedecke und Klimadynamik

Dieses Kapitel widmet sich der Schneedecke und ihren Wechselwirkungsprozessen im Rahmen der heutigen Klimadynamik. In Kap. 3.1 werden die klimarelevanten Größen einer Schneedecke und ihr Einfluß auf die anderen Komponenten des Klimasystems zusammenfassend dargestellt. Kap. 3.2 gibt eine Übersicht über die in Beobachtungsdaten gezeigte interannuelle Variabilität von Schneedeckeneigenschaften, wobei das Augenmerk auf signifikante Trends gerichtet wird. Es schließt sich eine Gegenüberstellung beobachteter Entwicklungstendenzen verschiedener Klimaelemente und die Diskussion über mögliche Wechselwirkungsprozesse während der vergangenen Jahrzehnte an. In Kap. 3.3 werden Abschätzungen einer Veränderung der globalen Schneedecke vorgestellt, die sich nach Modellrechnungen als Reaktion auf eine erhöhte Konzentration atmosphärischer Treibhausgase einstellt. Mögliche Klimasignale im Zusammenhang mit der Schneedecke werden diskutiert. Die beschriebenen Simulationsergebnisse wurden mit dem Hamburger Zirkulationsmodell ECHAM und einer Verdreifachung von CO<sub>2</sub> erzielt.

#### 3.1 Klimarelevante Schneeparameter

Die Betrachtung der Schneedecke innerhalb des Klimasystems erfordert die komplexe Einbettung dieser Komponente in den Wasser- und Energiekreislauf. Zur ihrer vollständigen Beschreibung genügt nicht die Reduktion der Eigenschaften der Schneedecke auf eine Kenngröße. Nachfolgend sind diejenigen Charakteristika aufgezählt, die für die Wechselwirkungen zwischen Schneedecke und Atmosphäre relevant sind und bei der Analyse der Klimavariabilität im Zusammenhang mit Schneedeckenanomalien berücksichtigt werden müssen:

#### (1) die Zeitperiode der Existenz einer Schneedecke

Durch das Erscheinen oder Verschwinden einer Schneebedeckung tritt eine sprunghafte Änderung der physikalischen Eigenschaften der unteren Begrenzungsfläche der Atmosphäre auf. Im Vergleich zu schneefreien Bedingungen zeichnet sich eine Schneedecke durch hohe Werte von Albedo und Emissionsvermögen sowie eine sehr geringe Wärmeleitfähigkeit aus. Diese führen zu einer effektiven Isolationswirkung.

#### (2) die Schneemasse

Durch die akkumulierte Schneemasse werden die Schmelzwassermenge und die Höhe des Abflusses festgelegt. Desweiteren bestimmt die Schneemasse das integrale Wärmespeichervermögen der Schneedecke. Ihr Wert beeinflußt folglich den Temperaturgang an der Oberfläche und das zeitliche Abschmelzverhalten des Schnees.

#### (3) die Schneehöhe

Die vertikale Ausdehnung der Schneedecke bestimmt die Intensität der Wärmeleitungsprozesse und die Eindringtiefe der kurzwelligen Strahlung. Die Schneehöhe ist darüber hinaus ein Maß dafür, ob die Schneealbedo von den Eigenschaften des Untergrundes abhängt ist oder die Schneedecke als optisch dicht zu betrachten ist. Für diese Abgrenzung liegen die in der Literatur genannten Schwellenwerte zwischen 10 cm und 25 cm (Bauer et al., 1983).

#### (4) der Abfluß

Der Oberflächenabfluß stellt das direkte Kopplungsglied zwischen Schneedecke und Ozean dar. Über Festlandflächen wird durch das Eindringen von Schmelzwasser in den Boden der Einfluß der Schneedecke und ihrer Anomalien auf die Klimadynamik auch nach dem Verschwinden der Schneedecke im Frühjahr wirksam.

#### (5) die Oberflächentemperatur des Schnees

Die Temperatur der Schneeoberfläche ist ein entscheidender Parameter für die Größe der Energie- und Massenflüsse an der Grenzfläche zwischen Schnee und Atmosphäre. Unmittelbar abhängig von der Temperatur sind die langwellige Ausstrahlung und die turbulenten Flüsse.

#### (6) die Schneealbedo.

Die Albedo von Schneedecken zeichnet sich sowohl durch hohe Werte (Neuschnee 0,75 bis 0,90) als auch durch eine große Variabilität (0,90 bis 0,30) aus (Dirmhirn, 1953). Kleine Änderungen der Albedo können entscheiden, ob die Schneedecke weiterhin verweilt oder schmilzt. In der Schmelzperiode ist eine Sensitivität der Schneedeckenentwicklung auf den Wert der Albedo auch deshalb besonders hoch, weil mit dem Auftreten von Flüssigwasser die Alterungsprozesse eine erhebliche Beschleunigung erfahren.

#### 3.2 Variabilität und Trends der Schneedecke im Dekadenbereich

Zur Analyse der Variabilität der Schneedecke stehen Satellitendaten der Schneeflächenausdehnung (NOAA-NESDIS-Daten) sowie verschiedene lokale Messungen der Schneehöhe und des Wasseräquivalents zur Verfügung. Einige Charakteristiken dieser Datensätze sind in Tab 3.1 zusammengefaßt. Meßfehler sowie Auswirkungen einer veränderten Auswertemethodik wurden in dem Satellitendatensatz korrigiert, so daß die Daten für den Zeitraum 1973 bis 1990 als zuverlässig eingestuft werden (Robinson et al., 1991). Für lokale Schneemessungen an Stationen ist die Notwendigkeit einer Homogenitätsprüfung für den Einzelfall abzuwägen.

	Stationsdaten	Satellitendaten	
Beobachtungszeitraum	lange Zeitreihen (z.T. seit 1890)	relativ kurze Reihen (seit 1966)	
beobachtete Parameter	Wasseräquivalent, Schneehöhe	schneebedeckte Fläche	
Beobachtungsfrequenz	täglich	wöchentlich	
räumlicher Maßstab	Punktmessung	nordhemisphärisch	

Tab 3.1: Charakteristika der Beobachtungsdatensätze der Schneedecke

Auswertungen der Satellitendaten, die als Bilder im sichtbaren Bereich aufgenommen und auf einem Gitter von 89x89 Punkten (NMC fine-mesh grid) bearbeitet werden, liegen von mehreren Autoren vor (Robinson et al., 1991; Robinson und Dewey, 1990; Groisman et al. 1994a,b; Gutzler und Rosen, 1992). Die Analysen zeigen eine signifikante Verringerung des schneebedeckten Gebietes während der letzten 20 Jahre. Diese Reduktion beträgt im Jahresmittel 10% und ist auf eine Nordwärtsverlagerung der Schneegrenze zurückzuführen. Ein Trend in der Schneefläche tritt in allen Landregionen der Nordhalbkugel (Nordamerika, Europa und Westasien, Ostasien) auf und wird durch einen starken Jahresgang geprägt, wobei die größten Änderungsraten im Frühling zu verzeichnen sind (Groisman et al., 1994a). In den Wintermonaten, in denen die Schneedecke ihre maximale Ausdehnung erreicht, wird ein signifikantes Signal nur über Zentraleurasien beobachtet (Gutzler und Rosen, 1992). Zur Einschätzung dieser Ergebnisse muß jedoch beachtet werden, daß die Zeitreihe mit 20 Jahren relativ kurz ist, ein eindeutiger Trend erst ab 1985 zu verzeichnen ist und z. T. regional unter-

schiedliche Trends vorliegen. Die beobachteten Trends werden von den Zirkulationsverhältnissen, den Schneefallraten sowie dem Energieangebot während der Alterungs- und Ablationsphasen der Schneedecke bestimmt.

Messungen der Schneehöhe und des Wasseräquivalents der Schneedecke werden manuell seit ungefähr 100 Jahren durchgeführt und gehören derzeitig zum täglichen Standardprogramm synoptischer Stationen. Der Nachteil dieser Beobachtungsdaten besteht in der Punktmessung, wodurch horizontale Inhomogenitäten des Meßgebietes nicht erfaßt werden können. Eine globale Zusammenstellung von Stationsschneedaten ist in Form einer Klimatologie, der RAND Corporation's climatology (CRREL, 1954; Schutz und Bregman, 1987), verfügbar. Die Kenntnisse über die zeitliche Entwicklung beschränken sich auf regionale Analysen, z. B. der Variabilität der kanadischen Schneedecke (Brown und Goodison, 1994). Anhand der gemessenen Schneehöhe für die Jahre 1955-89 und täglicher Schneefallraten für 1900 bis 1990 wurden Stationsbeobachtungen von drei Regionen (Westprärie, South Ontario und Ostkanada) hinsichtlich eines Trendverhaltens untersucht. Während in der Westprärie (Saskatoon, Regina) die Verweilzeit der Schneedecke in den Perioden 1920-30 und 1960-70 gestiegen ist und 1970-90 reduziert wurde, ist das Andauerverhalten in South Ontario (Ottawa, Montreal) in den Zeitintervallen 1900-1930 und 1940-1950 signifikant gesunken. In Ostkanada traten Schneeanomalien nur in den letzten 10 Jahren auf, wobei kurzere Schneeperioden zu verzeichnen waren. Im Mittel wurde die jährliche Verweilzeit der Schneedecke für das kanadische Gebiet von 1900 bis 1990 um 1 bis 1,5 Tage verkürzt. Diese Änderungen waren in der Westprärie und South Ontario mit höheren Temperaturen verbunden, in Ostkanada hingegen mit tieferen Temperaturen gekoppelt. Die Schneedeckenausbildung wird folglich nicht nur durch die Temperatur bestimmt sondern auch von anderen Faktoren (Zugbahn der Zyklonen, Niederschlagsmenge) abhängig. Diese werden im Falle der kanadischen Schneedecke durch einen sich entwickelnden Trog über Grönland geprägt.

Regional unterschiedliche Trends sind auch das Ergebnis der Analyse der Schneedeckenentwicklung in den arktischen Regionen. Die Motivation für Schneeuntersuchungen im arktischen Gebiet ist die aus Meßdaten gewonnene Erkenntnis, daß während der letzten 20 Jahre die größte Erwärmung über Alaska, der Eisrandzone des Atlantiks und dem nördlichen Zentralasien zu verzeichnen war (Trenberth, 1990). Dieser Temperaturanstieg ist mit einer Vertiefung und Ostwärtsverlagerung des Aleutentiefs und verstärkter Warmluftadvektion in den Regionen Alaska und Yukon (Kalkstein et al., 1990) verbunden. Eine Studie von Foster et al. (1992) befaßt sich mit dem Termin des Ablationsendes in der Arktischen Tundra. Die verwendeten Datensätze betreffen den Zeitraum 1976-90 und setzen sich aus Satellitendaten,

lokalen Stationsdaten sowie in-situ-Radiometermessungen zusammen. Als Kriterien für das Verschwinden der Schneedecke wurden das Unterschreiten einer Schneehöhe von 2,5 cm und ein Grenzwert für die Albedo von 0,35 gewählt. Gebietsmittelwerte wurden von vier verschiedenen Regionen betrachtet. Für Alaska, Kanada und Sibirien erfolgt eine Mittelung entlang der geographischen Breite von 70° N, für Skandinavien wurde die geographische Breite 66.7° N genutzt. Die Ergebnisse der Studie von Foster et al. (1992) sind in Abb. 3.1 dargestellt.

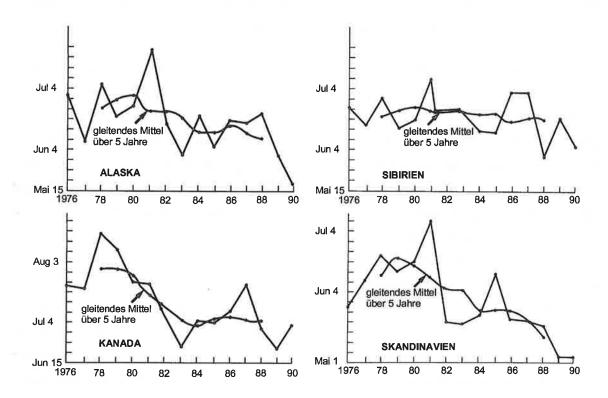


Abb. 3.1: Der Endtermin der Schneedeckenperiode in arktischen Regionen für die Jahre 1976-90 nach Foster et al. (1992)

Während sowohl für den nordamerikanischen Kontinent (Alaska, Kanada) als auch für Skandinavien eine Vorverlagerung des Ablationsendes um 20 Tage, 25 Tage bzw. 35 Tage innerhalb der 25 Jahre zu beobachten war, ist für Sibirien kein Trend erkennbar. Die Ursache für die Änderungen der Schneebedeckung kann dabei sowohl in dem verstärkten Treibhauseffekt als auch in einer gewachsenen Verunreinigung der Atmosphäre und damit der Schneedeckenoberfläche liegen. Allerdings muß auch an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß die Zeitreihen relativ kurz sind, Meßfehler das Ergebnis beeinflussen können und den Trends relativ starke Schwankungen überlagert sind.

Messungen der Schneehöhe in den westitalienischen Alpen (Mercalli und Paludi, 1995) zei-

gen, daß den anormal schneereichen Jahren 1971-81 eine überdurchschnittlich schneearme Dekade 1982-92 folgte. Diese Studie erstreckt sich über einen Zeitraum von 60 bis 80 Jahren und wurde auf der Grundlage von Stationsbeobachtungen im Höhenbereich von 713 m bis 2725 m erarbeitet. In der zeitlichen Entwicklung des Wasseräquivalents der Schneedecke in den Schweizer Alpen (Rohrer et al., 1993), die sich auf Daten von 50 Stationen im Höhenbereich 860 m bis 2560 m stützt, dominiert hingegen in den letzten 30 Jahren die interannuelle Variabilität. Trends im Wasseräquivalent, die in numerischen Sensitivitätsstudien für eine Verdopplung von  $CO_2$  für die Schweizer Regionen abgeschätzt wurden (Bultot et al., 1994), wurden in den Beobachtungsdaten nicht gefunden.

Der Zusammenhang von Schneedecke und großskaliger Klimadynamik kann über verschiedene Wege analysiert werden. Eine Möglichkeit liegt in der Untersuchung regionaler Wechselwirkungsprozesse und dem Auffinden daraus resultierender globaler Auswirkungen. Arbeiten existieren auf diesem Gebiet für Schneeanomalien über dem eurasischen Raum, die über die Modifikation der Intensität des Monsuns (die regionale Kopplung) die globale Zirkulation beeinflussen können (Barnett et al., 1989; Hahn und Shukla, 1976; Graf, 1989). Ein anderes methodisches Vorgehen besteht darin, die Sensitivität von Schneedecken auf definierte interne oder externe Anregungen des Klimasystems zu analysieren. Von einigen Autoren wird der Frage nachgegangen, ob durch ENSO-Ereignisse die Schneedeckenentwicklung des nordamerikanischen Kontinents beeinflußt werden kann (z. B. Bengtsson et al., 1994). In diese Kategorie sind auch Studien einzuordnen, die regionale Schneeanomalien im Kontext der klimatischen Auswirkungen von Vulkanausbrüchen betrachten (Graf, 1989). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird die Reaktion der Schneedecke auf eine Verdreifachung der CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre anhand einer Szenariorechnung mit dem Hamburger Klimamodell diskutiert (Kap. 3.3). Zunächst wird jedoch das Interesse auf die Ergebnisse einer dritten Form der Analysetechnik gerichtet. Diese Methode, die erst in den letzten Jahren durch das Vorhandensein langer Zeitreihen und globaler Datensätze realisierbar wurde, besteht im Vergleich der Entwicklung verschiedener Klimaelemente und dem Versuch, Rückschlüsse auf Einflußfaktoren und Kausalketten herauszufinden. Erste Ergebnisse zur Frage nach dem wechselseitigen Einfluß von Schneeanomalien, Temperaturänderungen, Modifikationen der Energiebilanz der Atmosphäre und Veränderungen der Zirkulationsverhältnisse wurden in umfangreichen Arbeiten (Groisman et al.,1994a, 1994b; Gutzler und Rosen, 1992) präsentiert und werden nachfolgend kurz vorgestellt.

Eine starke Kopplung existiert zwischen der zeitlichen Entwicklung der nordhemisphärischen Schneefläche und der Mitteltemperatur der Landoberfläche der Nordhemisphäre. Die Mittelwerte der Temperaturanomalien und die Schneefläche verlaufen in großen Zeiträumen

(1972-80, 1984-90) simultan, wobei negative Anomalien der Temperatur mit größeren Schneeflächen vorkommen (Abb. 3.2). Die bodennahe Lufttemperatur übt gleichfalls einen starken Einfluß auf die Entwicklung der Schneedecke aus. Analysen der Meßdaten zeigen, daß die bodennahe Lufttemperatur im Winter 72% bis 74% der Variabilität der Schneefläche über Nordamerika, Europa und Westasien verursacht (Groisman et al., 1994b).

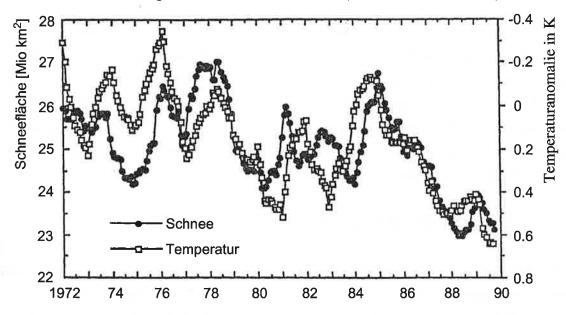


Abb. 3.2: Nordhemisphärische Schneefläche als gleitendes Mittel über 12 Monate und gemittelte Anomalien der Oberflächentemperaturen nordhemisphärischer Landflächen für die Jahre 1972-90 nach Robinson et al. (1991).

Der Einfluß der Schneedecke auf die Strahlungsbilanz wurde anhand von Satellitenbildern der nordhemisphärischen Schneefläche für 1973-92, Monatsmittelwerten der Lufttemperatur, Messungen der planetaren Albedo und der langwelligen Ausstrahlung der Erdoberfläche untersucht. Zusätzlich wurde eine Klimatologie der Bewölkung zur Analyse verwendet. Die Strahlungsdaten wurden im Rahmen des ERBE-Projektes (Earth Radiation Budget Experiment) in der Zeitperiode 1984-88 gewonnen. Die Ergebnisse (Groisman et al.,1994a, 1994b) zeigen, daß Schneedecken mit einer erhöhten planetaren Albedo und einer geringeren langwelligen Ausstrahlung verbunden sind. Dieser Zusammenhang besitzt eine starke Temperaturabhängigkeit. Die größten Änderungen der Strahlungsgrößen infolge einer Variation der Schneefläche werden bei relativ tiefen Temperaturen gefunden. Für wolkenlose Verhältnisse sind für Lufttemperaturen unter dem Gefrierpunkt 25% bis 30% der räumlichen Varianz der planetaren Albedo auf die Schneefläche zurückzuführen. Die erklärte Varianz der langwelligen Ausstrahlung beträgt 30% bis 40% unter -5° C, 20% bis 30% zwischen -5° C und 0° C und 8% bis 15% zwischen 0° C und 4° C. Die Strahlungsbilanz an der Obergrenze der Atmosphäre sinkt durch Schneedecken von Dezember bis Mai um 2 W/m². Ein Vergleich

der Extremjahre 1979 und 1990 zeigt einen Unterschied der Strahlungsbilanz im Jahresmittel von 0,8 W/m² und einen entsprechenden Wert von 2,6 W/m² im Frühling. Dazu korrespondierend änderte sich die Oberflächentemperatur um 0,5 K bzw. 1,5 K. Die mittlere Lufttemperatur an der Oberfläche änderte sich in beiden Fällen um ca. 1 K. Über 50% der Jahrestemperaturdifferenz sind mit einer unterschiedlichen Schneebedeckung verbunden.

Gutzler und Rosen (1992) beschäftigten sich mit der Abschätzung des wechselseitigen Einflusses von anormal ausgebildeten Schneedecken und den Zirkulationsverhältnissen. Insbesondere wurden zwei Zirkulationsmuster der 750 hPa-Fläche (PNA und NAO) betrachtet. Das PNA, das Zentren über dem nordpazifischen Gebiet und dem nordamerikanischen Kontinent aufweist, ist stark mit Schneedeckenanomalien über dem westlichen Nordamerika gekoppelt, während das NAO, das Zentren im Nord- und Südatlantik besitzt, die Schneeverhältnisse über dem eurasischen Kontinent beeinflußt.

#### 3.3 Die Schneedecke unter erhöhtem Treibhauseffekt

Da anormal stark ausgebildete Schneedecken zu einer Nettoabkühlung von Atmosphäre und Erdoberfläche führen, wirken positive Schneeanomalien als Gegenspieler eines erhöhten Treibhauseffekts. Durch eine verlängerte Schneedeckenperiode oder die Vergrößerung der Schneefläche kann regional eine verzögerte oder verringerte Erwärmung einsetzen. Aus globalen Messungen wird allerdings sichtbar, daß die Schneefläche während der letzten 20 Jahre nicht anstieg sondern eine Reduktion erfuhr (Robinson et al., 1991). Unter der Annahme, daß sich dieser Trend fortsetzt, ist in Abhängigkeit von der derzeitigen Andauer der Schneedecke im Winter oder in den Übergangsjahreszeiten mit einer beschleunigten Erwärmung in mittleren und hohen Breiten zu rechnen. Geringere Albedowerte, höhere Bodentemperaturen und kleinere Bodenfeuchten, welche als Folge des Ausbleibens von Schneedecken auftreten, fungieren als zusätzliche indirekte Heizquelle.

Schneedecken sind als Indikator für Klimaänderungen sehr gut geeignet, da sie kurzfristige Fluktuationen über Monate aufsummieren und im Vergleich zum Niederschlag ein wesentlich höheres Signal-zu-Rausch-Verhältnis besitzen. Sie sind dadurch zum Auffinden von Klimasignalen im interannuellen und Dekadenbereich anwendbar.

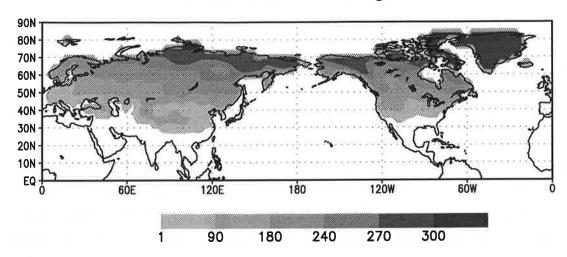
Die Schneedecke stellt ein indirektes Kopplungsglied von Atmosphäre und Ozean dar. Über Schneeanomalien und einen veränderten Abfluß können Zirkulationsanomalien der Atmosphäre die Frischwasserzufuhr des Ozeans modifizieren. Ist dieser Effekt durch Erhöhung der Treibhauskonzentration von relevanter Größenordnung?

Die Auswirkungen eines erhöhten Treibhauseffekt auf die Schneedecke wurden anhand der Ergebnisse eines numerischen **Sensitivitätsexperiment**s untersucht. Dieses Experiment wurde mit dem Hamburger atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM (Roeckner et al., 1992) durchgeführt. Für das Kontrollexperiment wurden die derzeitige CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre und klimatologische Werte für die Meeresoberflächentemperatur und die Meereisverteilung verwendet. Das Sensitivitätsexperiment fand mit der Annahme einer verdreifachten CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre statt (Perlwitz und Graf., 1995). Die Oberflächentemperatur des Meeres und die Meereisverteilung wurden aus transienten Szenarienläufen übernommen, die mit einem gekoppelten Atmosphären-Ozean-Modell gerechnet wurden (Cubasch et al., 1992). Die im Sensitivitätsexperiment verwendeten Werte traten im gekoppelten Lauf zum Zeitpunkt einer dreifachen Konzentration von atmosphärischem CO<sub>2</sub> auf Kontroll- und Sensitivitätsexperiment verliefen jeweils über 30 Jahre. Sie wurden mit einer horizontalen Auflösung von T42 (ca. 2,8° Gitter) und 19 vertikalen Schichten gerechnet. Ein wesentliches Defizit des Experiments besteht darin, daß eine zeitliche Entwicklung der Klimaänderungen nicht möglich ist. Für die schneedeckenbezogenen Parameter ist außerdem von Bedeutung, daß die Modellkonfiguration über eisbedeckten Landgebieten mit einer zeitlich invarianten Eismaske arbeitet und die Prozesse der Gletscherdynamik vernachlässigt werden. Eine Akkumulation von Schnee auf Gletschern ist nicht möglich, wodurch Schneefall unmittelbar dem Abfluß zugeführt wird. Diese Vereinfachungen können relativ große Fehler verursachen. Die Schneedeckenanalyse in den arktischen Regionen ist deshalb unter Vorbehalt zu sehen.

In dieser Arbeit wird die Aufmerksamkeit auf Parameter gerichtet, die unmittelbar mit der Schneedecke verbunden sind. Die im Experiment bestimmten Anomalien der bodennahen Lufttemperatur und des Niederschlages, die in der Regel zum Auffinden des Treibhaussignals verwendet werden, sind in Cubasch et al. (1995) beschrieben. Untersucht werden von den Autoren dabei neben dem Jahresgang dieser Größen auch die täglichen Differenzen der Temperaturextrema, die Regenintensität und die Länge von Trockenzeiten. Der von ihnen dargestellte Vergleich von Ergebnissen des Kontrollexperiments und Beobachtungsdaten ermöglicht eine Abschätzung der Unsicherheit, mit dem das gesamte Experiment behaftet ist. Auf Temperatur- und Niederschlagsanomalien wird nachfolgend nur eingegangen, falls sie mit Änderungen der Schneedecke korrespondieren.

Die Reaktion, die die Schneedecke auf eine erhöhte Konzentration von CO<sub>2</sub> im Sensitivitätsexperiment zeigt, besteht in einer allgemeinen Reduktion der Schneedecke. Diese drückt sich in der Verringerung der Anzahl der jährlichen Schneetage (Abb. 3.3) und einem jahreszeitlich früherem Rückzugsdatum aus.

## Anzahl der Schneetage



## Änderung der Anzahl der Schneetage

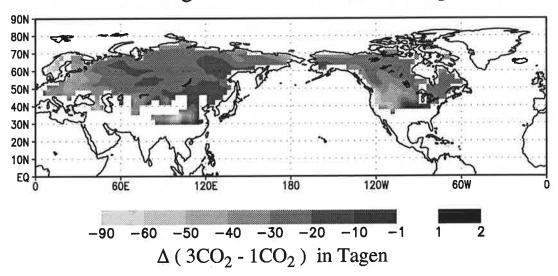


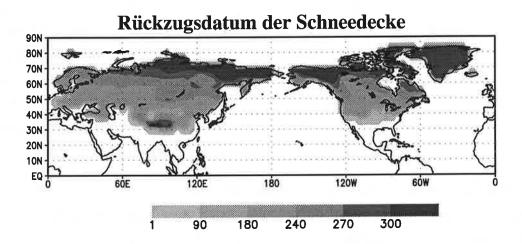
Abb. 3.3: Mittlere Anzahl der Tage mit einer Schneedecke im Kontrollexperiment und signifikante Änderungen der Anzahl der Schneedeckentage für eine Verdreifachung der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration. Die Anomalien überschreiten das Signifikanzniveau von 95% (Student'scher t-Test)

Die Anzahl der Schneedeckentage steigt im Kontrollexperiment von ca. 1 Tag pro Jahr für das südwestliche Mitteleuropa in Richtung Nordosten auf 270 bis 300 Tage für die nördlichen Regionen Ostsibiriens an. Die gleiche Spanne existiert zwischen den südlichen schneebedeckten Gebieten Nordamerikas und dem nördlichen Nordamerika (Alaska bzw. Region nordwestlich der Hudson-Bucht). Infolge einer Verdreifachung des atmosphärischen CO<sub>2</sub> sinkt die jährliche Anzahl der Schneedeckentage für alle Regionen der Nordhalbkugel. Die am stärksten vom Rückgang der Schneedecke beeinflußten Gebiete sind Skandinavien, Osteuropa, Teile des Himalaya-Gebietes und der südwestliche Teil der USA. Im skandinavischen Raum, insbesondere dessen südwestliche Flanke, ist mit einer Reduktion um 60 Tage bis 90 Tage die größte Änderung zu verzeichnen. Über dem europäischen Kontinent wachsen die Anomalien betragsmäßig in Richtung Osten von -1 bis -10 Tage für das westliche Mitteleuropa auf -30 bis -50 Tage für Osteuropa an. Im sibirischen Raum verringert sich die Änderung wieder. Die Anzahl der Schneedeckentage sinkt dort um 10 bis 30 Tage. Über der Region des Himalayas werden betragsmäßig größere Änderungsraten von -30 bis -50 Tagen berechnet. Der nordamerikanische Kontinent erfährt die deutlichste Änderung im Gebiet der Rocky Mountains zwischen 45° N und 50° N. Für diese Region werden 30 bis 50 Schneedeckentage weniger simuliert. Für das nördliche Nordamerika sind Differenzen von -20 bis -40 Tagen zwischen Sensitivitäts- und Kontrollexperiment zu verzeichnen.

Der Rückzugstermin wird anhand zweier Maßzahlen analysiert. Einerseits wird der Zeitpunkt betrachtet, an dem letztmalig im Laufe eines Schneejahres (September bis August) eine Schneedecke auftritt, die länger als einen Tag anhält. Die Ergebnisse für diese Maßzahl sind in Abb 3.4 dargestellt. Anderseits wird der Zeitpunkt untersucht, an dem letztmalig im Schneejahr (September bis August) eine Schneedecke auftritt, dessen Wasseräquivalent den Wert von 2,5 cm übersteigt (Abb. 3.5) Dieses Kriterium wurde an die Modellphysik des ECHAMs angelehnt, da die thermischen Eigenschaften von Schnee berücksichtigt werden, falls dieser kritische Wert des Wasseräquivalent erreicht wird.

Für die Regionen mit einer mehrmonatlichen Schneedecke entspricht der Termin des letztmaligen Auftretens einer Schneedecke, die mindestens zwei Tage anhält, dem Ende der
Ablationsperiode der Schneedecke. Dieses Datum wird für weite Gebiete Sibiriens und das
nördliche Nordamerika um 10 bis 30 Tage vorverlegt und von Mai/Juni auf April/Mai verlagert. Kleinere Änderungen sind für die ostasiatischen Gebirgsregionen (Ostsibirisches
Gebirgsland, Großer Chingan) und im Wolga-Ural-Gebiet zu verzeichnen. Der Termin der
letzten Schneebedeckung wird in diesen Gebieten nur wenig (-1 bis -10 Tage) verändert.
Dieses Resultat (-1 bis -10 Tage) wird auch für das Hochplateau südwestlich der HudsonBucht simuliert. In der Randzone der jährlichen Schneebedeckung sind Änderungen über

90 Tage als Ausbleiben einer klimawirksamen Schneedecke zu verstehen. Dieses Verhalten betrifft den mitteleuropäischen Raum, Teile der Kaukasusregion sowie die südlichen und südwestlichen Flanken der Rocky Mountains und des Himalayas. Eine Schneedecke ist nach Schneefallereignissen höchstens stundenweise vorhanden. Tiefe Schneedecken mit einem Wasseräquivalent über 2,5 cm treten in den genannten Regionen der jährlichen Grenze der Schneebedeckung nur an der Südwestflanke der Rocky Mountains auf (Abb. 3.5). Die geringen Änderungen des Rückzugsdatums über dem asiatischen Kontinent und südwestlich der Hudson-Bucht werden auch in der Änderung des Rückzugsdatums tiefer Schneedecken wiedergefunden. Für das Rückzugsdatum tiefer Schneedecken erstrecken sich diese Regionen noch zusätzlich über das Mittelsibirische Bergland und erfahren eine Ausdehnung auf die Gebiete südöstlich der Hudson-Bucht.



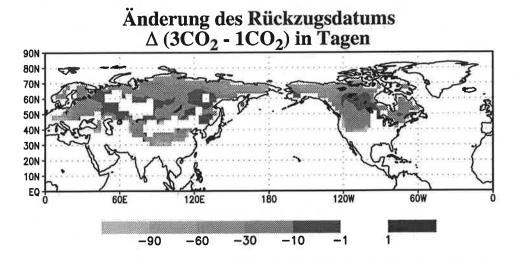
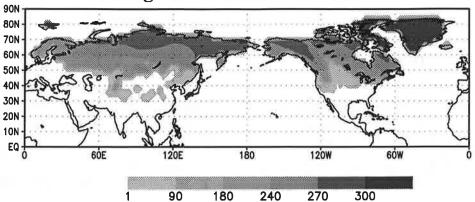


Abb. 3.4: Datum der letzten Schneedecke des Winters mit einer Dauer von mindestens 2 Tagen im Kontrollexperiment und Änderungen dieses Rückzugsdatums bei einer Verdreifachung der CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre. Die Anomalien überschreiten das Signifikanzniveau von 95% (Student'scher t-Test).

#### Rückzugsdatum tiefer Schneedecken



## Änderung des Rückzugsdatums tiefer Schneedecken $\Delta (3CO_2 - 1CO_2)$ in Tagen

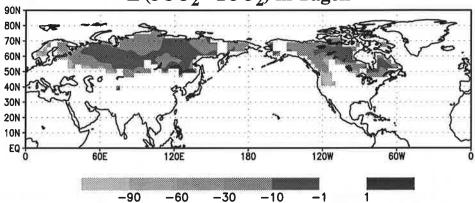


Abb. 3.5: Datum der letzten tiefen Schneedecke des Winters (Wasseräquivalent > 2,5 cm) im Kontrollexperiment und signifikante Änderungen dieses Rückzugsdatums infolge einer Verdreifachung der CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre in Tagen. Die Anomalien überschreiten das Signifikanzniveau 95% (Student'scher t-Test).

#### Deklarationen zu Abb. 3.4 und Abb. 3.5

<u>Datumscodierung</u> 1 Modellmonat = 30 Tage		Definition: Rückzugsdatum letzter Tag im Schneedeckenjahr
1 = 01.09. bis 90 = 30.11. 91 = 01.12. bis 180 = 30.02.	, ,	(September bis August) mit einer Schneedecke, die mindestens 2 Tage andauert.
181 = 01.03. bis 240 = 30.04. 241 = 01.05. bis 270 = 30.05. 271 = 01.06. bis 300 = 30.06,	März und April Mai	Definition: Rückzugsdatum tiefer Schneedecken letzter Tag im Schneedeckenjahr (September bis August) mit einer Schneedecke,
301 = 01.07. bis $360 = 31.08$ .		deren Wasseräquivalent 2,5 cm übersteigt.

Die Anomalien des *Wasseräquivalents der Schneedecke* sind in Abb. 3.6 (Herbst, Winter) und Abb. 3.7 (Frühling, Sommer) dargestellt.

## Anomalien des Wasseräquivalents in cm

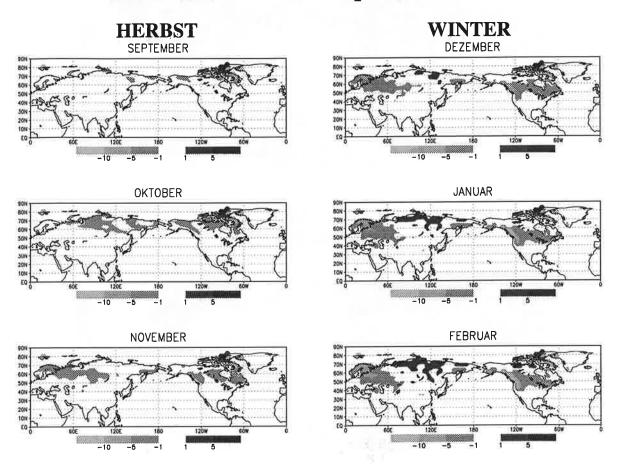


Abb. 3.6: Reaktion des Wasseräquivalents der Schneedecke auf eine Verdreifachung von CO<sub>2</sub>. Dargestellt sind Differenzen 3CO<sub>2</sub>-1CO<sub>2</sub> der Monatsmittel für September bis Februar. Die Anomalien sind mit 95% signifikant (Student'scher t-Test)

Einer Verringerung über Westasien und Europa von November bis Mai steht über Sibirien ein signifikantes Anwachsen des Wasseräquivalents der Schneedecke von Dezember bis Mai gegenüber. Die stärkste Abnahme ist mit -10 cm bis -15 cm im skandinavischen Raum zu verzeichnen. Das Gebiet positiver Schneeanomalie tritt im Dezember zunächst nur in der Region des Mittelsibirischen Berglandes auf, dehnt sich bis Februar Richtung Süden und Westen aus und nimmt von März bis Mai flächenmäßig wieder ab. Die größten Änderungen werden für den Februar simuliert und betragen zwischen Sensitivitäts- und Kontrollexperiment +5 cm bis +10 cm. In den Sommermonaten wird das Wasseräquivalent auch über dem asiatischen Kontinent verringert, wobei die Differenzen zwischen -5 cm und -10 cm liegen.

### Anomalien des Wasseräquivalents in cm

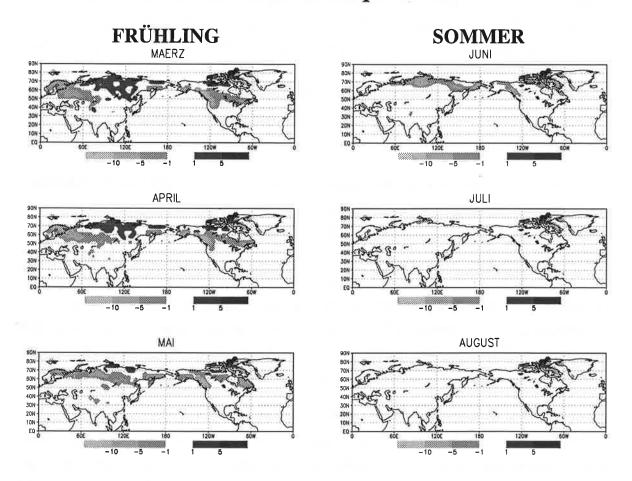


Abb. 3.7: Reaktion des Wasseräquivalents der Schneedecke auf eine Verdreifachung von CO<sub>2</sub>. Dargestellt sind die Differenzen 3CO<sub>2</sub>-1CO<sub>2</sub> der Monatsmittel für März bis August. Die Anomalien ist mit 95% signifikant (Student'scher t-Test)

Nordamerika weist im Gegensatz zum eurasischen West-Ost-Gradienten einen Nord-Süd-Gradienten auf. Eine generelle Reduktion des Wasseräquivalents erfahren die Gebiete zwischen 40° N und 65° N. Diese negativen Anomalien sind von Oktober bis Juni vorhanden. Das Gebiet, über dem die Verringerung auftritt, wandert im Oktober und November mit der temporären Schneegrenze in Richtung Süden. Von Dezember bis Februar tritt eine flächenmäßige Ausdehnung des Gebietes negativer Schneeanomalie auf, die gleichfalls Richtung Süden erfolgt. Die stärksten Änderungen werden über dem nordamerikanischen Kontinent in der Region der Rocky Mountains zwischen 50° N und 60° N simuliert. Sie betragen -10 bis -15 cm und werden für das Zeitintervall Januar bis März berechnet. In den nördlich von 60° N gelegenen Regionen des nordamerikanischen Kontinents ist im Sensitivitätsexperiment eine Zunahme des Wasseräquivalents der Schneedecke zu verzeichnen. Diese ver-

läuft über Nordkanada, hält von Dezember bis April an und erreicht Werte von +1 cm bis +5 cm. Die betroffene Region befindet sich östlich des Mackenzie. Im Dezember umfaßt sie das Gebiet des Großen Bärensee und dehnt sich bis Februar in die Region um den dem Großen Sklavensee aus. Ein zweites Gebiet positiver Anomalie befindet sich östlich davon, südlich der Victoria-Insel. Diese Anomalien existieren von Februar bis April. Eine weitere positive Anomalie von +1 bis +5 cm bildet sich ganzjährig über den Parry-Inseln westlich von Grönland aus. Es wird jedoch darauf hingewiesen, daß diese in der Nähe der Gitterpunkte mit Gletschermaske auftritt und deshalb mit Vorsicht zu betrachten ist.

Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie zeigen ein starkes Treibhaussignal der Schneedecke. Die Anzahl der Schneetage wird für alle Regionen der Nordhalbkugel reduziert. Maximal treten Differenzen von -60 bis -90 Tagen auf. Das Rückzugsdatum der Schneedecke wird für tiefe Schneedecken zeitlich vorverlegt. In den Randgebieten der jährlichen Schneebedekkung existieren Schneedecken nach Schneefallereignissen nicht mehr länger als einen Tag. Ein Muster, das zur Selektion des Treibhaussignals genutzt werden kann, wurde im Wasseräquivalent der Schneedecke gefunden. Dieses Muster zeigt eine Erhöhung der Schneemasse während des Winters über dem nördlichen Nordamerika und Sibirien und verringerte Werte über dem südlichen schneebedeckten Teils Nordamerikas und Europa.

Die Änderungen des Schneedecke sind auf die Anomalien des Schneefalls und damit auf den sich überlagernden Effekt von Temperatur- und Niederschlagsänderung zurückzuführen und werden unmittelbar durch die Erhöhung der Lufttemperatur hervorgerufen, die eine beschleunigte Ablation bewirkt. Die Folgen des integralen Temperatureinflusses sind, nicht unerwartet, eine globale Reduktion der Anzahl der Schneedeckentage und die Nordwärtsverlagerung der Grenze der Schneebedeckung. Das Muster des Wasseräquivalents wird in seinen Grundzügen durch einen veränderten Schneefall bedingt. In der Jahressumme des Schneefalls (Abb. 3.8) wird über Eurasien der West-Ost-Gradient mit negativen Werten über Europa und den Tieflandsgebieten südlich des Urals und positiven Anomalien über Asien, insbesondere über den asiatischen Gebirgsregionen, sichtbar. Negative Änderungen sind über Asien in der Himalaya-Region, dem Mittelsibirischen Bergland und den ostasiatischen Gebieten zu verzeichnen. In diesen Regionen sind deshalb die Änderungen der Anzahl der jährlichen Schneetage größer als in den angrenzenden asiatischen Gebieten. Über dem nordamerikanischen Kontinent wird analog zu den Anomalien des Wasseräquivalents ein Nord-Süd-Gradient der Änderungen des Schneefalls simuliert. Während die Jahressumme über der gesamten Region von 35° N bis 55° N und in den westlichen Gebieten bis 65° N sinkt, steigt die Schneefallmenge über Alaska und dem zentralen Nordkanada um +2 cm bis +5 cm an.

# Jahressumme des Schneefalls in m $\Delta (3CO_2 - 1CO_2)$

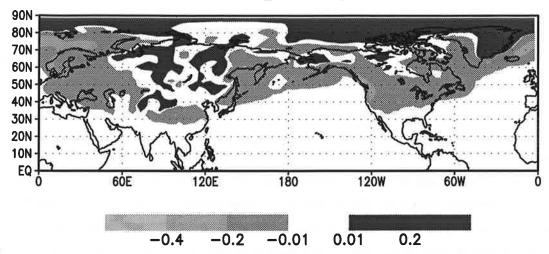


Abb. 3.8: Änderungen der Jahressumme des Schneefalls bei einer Verdreifachung atmosphärischen CO<sub>2</sub>. Dargestellt sind die mittleren Differenzen zwischen Sensitivitäts- und Kontrollexperiment.

Die stärksten negativen Änderungen infolge der Verdreifachung atmosphärischen CO<sub>2</sub> treten über Landgebieten der Nordhalbkugel an der Fjordküste Norwegens und den westlichen Rocky Mountains mit einer Reduktion von -30 cm bis -40 cm auf. In diesen Regionen liegen auch die höchsten negativen Anomalien des Wasseräquivalents.

Die Betrachtung des Jahresganges der Anomalien des Schneefalls zeigt, daß die positiven Werte über dem asiatischen Kontinent und über dem nördlichen Nordamerika durchgehend von Oktober bis Mai auftreten. Ihre maximale Ausprägung erfahren sie in den Monaten November und Dezember, in denen die Schneefallrate im Mittel für die betreffenden Regionen um 0,2 bis 0,3 mm/d ansteigt. Die Abnahme des Schneefalls über Europa tritt sowohl im Winter als auch in den Übergangsjahreszeiten mit einer Intensität von -0,1 mm/d bis -0,5 mm/d über dem europäischen Kontinent und -5 bis -15 mm/d über Skandinavien auf.

Wird nach der Ursache für die Schneefallanomalien gesucht, so sind diese durch die Änderungen des *Niederschlag*s und der *Temperatur* bedingt. Der Niederschlag steigt ganzjährig über weiten Gebieten Sibiriens, über Alaska und über dem nördlichen Zentralkanada. Durch die erhöhte Temperatur kann die Luft, die in diesem kalten Regionen sehr trocken ist, mehr Feuchtigkeit aufnehmen, wodurch verstärkte Niederschläge forciert werden. Diesem Effekt kann noch eine dynamische Komponente (Advektion feuchterer Luft) überlagert sein.

Über Europa sinken die Monatsmittel des Niederschlages (fast) ganzjährig. Nur im Januar wird eine erhöhte Niederschlagsmenge mit dem Schwerpunkt über Südeuropa simuliert. Die Ursachen sind in den Zirkulationsverhältnissen zu suchen. In Skandinavien steigt die Niederschlagsmenge von September bis März (außer im Dezember) sowie im Juli und August an. Die Reduktion des Schneefall ist somit auf eine Veränderung der Niederschlagsart zurückzuführen. Der südliche Teil Nordamerikas zeigt einen Dipolcharakter mit einer Zunahme der Niederschlagsrate im Osten und eine Abnahme im Westen. Dieser bewirkt, daß die stärksten negativen Änderungen im Schneefall und den Schneedeckenparametern an der Südwestflanke des Gebietes auftreten. In den Ostregionen des südlichen Nordamerikas bewirkt die Temperaturerhöhung, daß vermehrt Niederschlag in Form von Regen ausfällt, wodurch der Schneefall und die Schneedeckenparameter eine negative Anomalie erleiden. Über dem Himalaya steigt der Niederschlag von September bis März und wird von Mai bis Juli in den westlichen Regionen reduziert. Diese Änderungen eine verstärkt Abnahme der Anzahl der Schneedeckentage. Weder die positiven noch die negativen Anomalien des Niederschlages wirken sich auf das Wasseräquivalent der Schneedecke unmittelbar aus.

Die aufgeführten Anomalien der Schneedecke sind mit Änderungen der Albedo der Erdoberfläche, regional reduzierten Temperaturerhöhungen und einer Modifikation des Oberflächenabflusses verbunden. Die stärksten Änderungen der Oberflächenalbedo werden an der Südgrenze der schneebedeckten Fläche simuliert und verlaufen simultan mit der Reduktion der Schneefläche und des Wasseräquivalents. Die auftretenden Differenzen der Albedo sinken um -0,05 bis -0,2, in einigen Regionen auch um -0,2 bis -0,4. Zur Beurteilung dieser Änderung muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß die Parameterisierung der Schneealbedo in ECHAM3 mit Hilfe eines reinen Temperaturansatzes durchgeführt wird und mit großen Fehlern behaftet sein kann. Treten Kaltlufteinbrüchen nach kurzzeitigen Schmelzperioden auf, so wird im Modell die Schneealbedo entsprechend der tiefen Lufttemperatur auf einen hohen Wert gesetzt. Der durch die Schmelzmetamorphose hervorgerufene Alterungsprozeß der Albedo, der zeitlich gerichtet ist, wird nicht erfaßt. Die Albedo wird folglich überschätzt. Andererseits ist ein Warmlufteinbruch, der Schneetemperaturen um den Gefrierpunkt bewirkt, mit eine sofortigen Reduktion der Albedo auf 0,4 (in waldfreien Gebieten) verbunden. Die auftretende exponentielle Verringerung der Albedo wird im Modell durch eine Stufenfunktion beschrieben, was zu einer Unterschätzung der Albedo und einem überschätzten Energiebudget der Schneedecke führt.

Die Analyse der **Temperaturanomalien** läßt wenig unmittelbare Rückschlüsse auf eine Be-einflussung durch die Schneeanomalien zu. In den Herbstmonaten nimmt die Temperaturerhöhung Richtung Norden von 2 K auf über 5 K zu. Im Januar und Februar zeigt sich

allerdings eine reduzierte Erwärmung von 1 K bis 2 K in den Gebirgsregionen Sibiriens. Von März bis Mai bilden sich negative Temperaturanomalien mit Zentren über dem Nordatlantik, dem westlichen Nordpazifik und der Barentsee aus, die jedoch dynamisch bedingt sind. Mit diesen Anomalien entwickeln sich reduzierte Erwärmungen über den angrenzenden Landgebieten heraus. Die sommerlichen Temperaturanomalien lassen gleichfalls keine sichtbare Kopplung mit den Schneedeckenänderungen erkennen.

Der *Oberflächenabfluß* hingegen zeigt eine signifikante Beeinflussung durch die Schneedeckenanomalien. Bei der Annahme einer Verdreifachung der Konzentration von atmosphärischem CO<sub>2</sub> nimmt der Oberflächenabfluß in den arktischen Ozean zu. Im sibirischen Raum steigt der Abfluß im Vergleich zum Kontrollexperiment im Jahresmittel um 3,5·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/s an. In der Labradorsee betragen diese Anomalien +6·10<sup>2</sup> m<sup>3</sup>/s. Die Frischwasserzufuhr in die Ostsee erfährt infolge der erhöhten Konzentration atmosphärischen CO<sub>2</sub> eine Reduktion. Diese liegt im Jahresmittel in der Größenordnung von -2,5·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/s. Diese Abflußanomalien sind mit 95% signifikant (Student'scher t-Test).

Bei der Berechnung des Abflusses ist zu beachten, daß für arktische Regionen eine Gletschermaske verwendet wird, die einen großen Fehler in die Abschätzungen einbringt. Infolge der erheblichen Unsicherheiten, die die Anwendung des Abflußmodells (Sausen et al., 1994) hervorruft, wird durch die Auswertung der Abflußdaten lediglich darauf hingewiesen, daß über Anomalien der Schneedecke Informationen von der Atmosphäre an den Ozean weitergeleitet werden und neben der direkten Kopplung von Ozean und Atmosphäre eine indirekte Kopplung über den Wasserkreislauf existiert. Inwieweit diese Beeinflussung des Ozeans von relevanter Größenordnung ist, bleibt im Rahmen dieser Arbeit offen. Gegenstand dieser Arbeit war auch nicht eine Analyse der dynamischen Änderungen, die die Niederschlagsmenge beeinflussen und den Charakter der advehierten Luftmassen bestimmen.

Da die numerischen Abschätzungen eines Szenarios zum erhöhten Treibhauseffekt vom verwendeten Zirkulationsmodell und dem konkreten Experimentdesign abhängen (Perlwitz und Graf, 1995), ist die Vertrauenswürdigkeit der Modellergebnissen zu diskutieren. Das beschriebene Signal des Wasseräquivalents tritt qualitativ in CO<sub>2</sub>-Experimenten mit anderen globalen Zirkulationsmodellen auf (z.B. Rowntree, 1993). Die transienten Experimenten, für die ECHAM1 mit einem Ozeanmodell gekoppelt wurde, (Cubasch et al., 1992) und das beschriebene Experiment (3CO<sub>2</sub>) bei einer horizontalen Auflösung von T21, die gleichfalls hinsichtlich der schneedeckenbezogenen Parameter analysiert wurden, zeigen sehr ähnliche Ergebnisse. Sowohl eine allgemeine Reduktion der Schneedecke als auch das dargestellte Anomaliemuster im Wasseräquivalent werden simuliert. Das Schneedeckenverhalten ist

folglich von der konkret gewählten Konfiguration der Sensitivitätsexperminente mit ECHAM unabhängig.

# 4 Das Schneedeckenmodell

In diesem Kapitel wird ein Modell vorgestellt, das unter Vorgabe atmosphärischer Bedingungen (Niederschlag, Luft- und Taupunkttemperatur, Luftdruck, Windgeschwindigkeit, Bewölkung) und Informationen über die Bodentemperatur die Entwicklung von Schneedecken mit einer relativ großen Genauigkeit simuliert. Das Modell basiert auf grundlegenden physikalischen Prinzipien (Energie- und Massenbilanz, Phasenübergänge, Diffusion, Absorption und Emission von Strahlung), verwendet zeitabhängige Parameter und löst schneeinterne Prozesse wie Alterung, Massenumlagerungen über Flüssig- und Gasphase von Wasser und die Temperaturdiffusion auf. Nach einer ausführlichen Beschreibung des Modells in Kap. 4.1 werden in Kap. 4.2 die Resultate von Verifikationsstudien unter verschiedenen Klimabedingungen diskutiert. Die Konsistenz der Modellphysik wird anhand eines umfangreichen Meßdatensatzes der alpinen Station Col de Porte (45°N, 6°E, 1320 m) überprüft. Die Anwendbarkeit des Modells unter verschiedenen Klimabedingungen wird für die Arktis, die mittleren Breiten und Gebirgsstationen analysiert. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse und die Aufzählung vorhandener Modelldefizite wird in Kap. 4.3 gegeben.

### 4.1 Modellbeschreibung

# 4.1.1 Allgemeine Charakteristika

Das Schneedeckenmodell wurde so konzipiert, daß es sowohl für Simulationen, in denen meteorologische Beobachtungsdaten zum Antrieb genutzt werden, als auch für die Implementierung in ein atmosphärisches Zirkulationsmodell angewendet werden kann. Die Modellphysik basiert auf der Berechnung der Massen- und Energiebilanzen der Schneedecke. Schnee wird als Dreiphasengemisch von Wasser betrachtet, in das aufgrund der porösen Struktur Luftblasen eingeschlossen sind. Die vertikale Diskretisierung der Schneedecke erfolgt mittels finiter Differenzen, so daß ein Mehrschichtenmodell vorliegt. Der Integrationszeitschritt entspricht dem des atmosphärischen Modells oder der Frequenz der Beobachtungsdaten. Er liegt im Bereich von Minuten bis Stunden. Die verwendeten prognostischen Variable sind in Tab 4.1 aufgelistet. Aus thermodynamischen Stabilitätsgründen ergibt sich die Forderung, daß der Wasserdampfdruck e<sub>s</sub> innerhalb einer Schneedecke den Sättigungswert über Eis (trockener Schnee) bzw. über Wasser (Schnee mit Flüssigwasser) annimmt.

Variable	Symbol	Einheit
Schichthöhe	$h_{s(i=1,N)}$	m
integrale Schneealbedo	$\alpha_{\rm s}$	dimensionslos
Schneetemperatur	$T_{s (i=1,N)}$	K
Dichte des trockenen Schnees	$\rho_{s (i=1,N)}$	kg/m <sup>3</sup>
Flüssigwassergehalt des Schnees	$W_{s(i=1,N)}$	kg/m <sup>3</sup>

Tab. 4.1: Die prognostischen Variablen des N-schichtigen Schneedeckenmodells.

Diese Sättigungsdampfdrücke sind nur von der Temperatur T<sub>s</sub> abhängig und können mittels der Magnusformel bestimmt werden:

$$e_s = e_0 \cdot \exp\left(\frac{a \cdot (T_M - T_s)}{b - T_s}\right) \tag{4.1}$$

 $e_0$  ist der Sättigungsdampfdruck bei der Referenztemperatur  $T_M$  von 273,16 K. Sein Wert beträgt 610,7 Pa. Die Koeffizienten a und b sind empirische Konstanten. Sie werden nach Siemer (1988) a = 22,33 und b = 2 K für trockenen Schnee und a = 17,25 und b = 36 K für Schnee mit Flüssigwasser gesetzt. Die Wasserdampfkonzentration  $v_s$  stellt somit eine diagnostische Variable des Modells dar und kann nach der Zustandsgleichung für das ideale Gas berechnet werden:

$$v_{s} = e_{s} \cdot \left(R_{v} \cdot T_{s}\right)^{-1} \tag{4.2}$$

 $R_v = 461,5 \text{ J/(kg·K)}$  ist die Gaskonstante von Wasserdampf.

Bei der Vernachlässigung lateraler Flüsse ergibt sich die Energiebilanz der Schneedecke Q als Summe der Strahlungsbilanzen  $Q_s$  (kurzwellig) und  $Q_l$  (langwellig), der turbulenten Wärmeflüsse  $Q_h$  (fühlbare Wärme) und  $Q_e$  (latente Wärme), dem Bodenwärmestrom  $Q_b$  und dem Wärmegewinn durch Regen  $Q_{hpr}$ 

$$Q = Q_s + Q_l + Q_h + Q_e + Q_h + Q_{hpr}$$
 (4.3)

Die Massenbilanz M wird durch die Schneefallintensität  $M_s$ , die Regenintensität  $M_{r,}$  den turbulenten Wasserdampffluß an der Schneeoberfläche  $M_{vS}$  und den Abfluß  $M_a$  bestimmt:

$$M = M_{s} + M_{r} + M_{vs} - M_{a} (4.4)$$

Da die Energiebilanz des Schnees Q und die Schneetemperatur  $T_s$  wechselseitig voneinander abhängen und die numerischen Stabilitätskriterien eine implizite Formulierung erfordern, wird im Modell eine linearisierte Taylorentwicklung der Energieflüsse um den Anfangswert des Zeitschrittes  $T_s^n$  eingeführt:

$$Q\left(T_{S}^{n+1}\right) = Q\left(T_{S}^{n}\right) + \frac{\partial Q}{\partial T_{S}} \bigg|_{n} \cdot \left(T_{S}^{n+1} - T_{S}^{n}\right) \tag{4.5}$$

Die Indizes n und n+1 symbolisieren den Wert am Anfang und Ende des Zeitschrittes. Der turbulente Wasserdampfstrom an der Schneeobergrenze wird in der gleichen Weise formuliert. Dieser Ansatz ist insbesondere für die Schneeoberfläche von Bedeutung, weil die Kopplung zwischen Schneedecke und Atmosphäre von der Temperatur der Grenzfläche stark beeinflußt wird. Die turbulenten Flüsse sind lineare (fühlbare Wärme) bzw. exponentielle (latente Wärme) Funktionen der Temperatur. Die langwellige Ausstrahlung ist der vierten Potenz der Temperatur proportional.

Ein charakteristisches Merkmal der Schneedecke besteht darin, daß ein Wechsel des physikalischen Verhaltens bei 273,16 K zu verzeichnen ist. Liegt die Schneetemperatur unterhalb von 273,16 K führt ein Energieaustausch mit der Umgebung zu einer Temperaturänderung. Nach dem Erreichen dieses Schwellenwertes ist eine weitere Energiezufuhr mit dem Ablaufen von Phasenübergängen verbunden. Um eine gute numerische Auflösung dieser Unstetigkeit zu garantieren, erwies es sich als günstig, im Modell verschiedene Schneetypen zu unterscheiden (vgl. Tab. 4.2). Unterhalb des Gefrierpunktes tritt Schnee in Form von kaltem Schnee auf. In ihn eindringendes Flüssigwasser erstarrt unmittelbar. Die dabei freigesetzte Wärme sowie eine positive Energiebilanz des Schnees infolge des Energieaustausches mit der Umgebung (Atmosphäre und Boden) erhöhen die Schneetemperatur. Ist der Maximalwert von 273,16 K erreicht, wird bei weiterer Energiezufuhr kalter Schnee in feuchten Schnee umgewandelt. Für feuchten Schnee sind Änderungen der inneren Energie immer mit Phasenübergängen des Wasser gekoppelt. In feuchtem Schnee wird Flüssigwasser bis zu einem Grenzwert, dem Retentionsvermögen, gespeichert. Ist dieses überschritten, erfolgt der Abfluß von Schmelzwasser in die darunterliegenden Schichten und den Boden. Ist das Energiebudget feuchten Schnees negativ, gefriert das Flüssigwasser bei einer konstanten Temperatur von 273,16 K. Ist das Flüssigwasserreservoir vollständig geleert, wird bei negativer Energiebilanz feuchter Schnee in kalten Schnee transformiert. Aus kaltem und feuchtem Schnee können infolge von Alterungs- und Erstarrungsprozessen Eisschichten mit einer Dichte von 920 kg/m³ entstehen. Schichten kompakten Eises sind nicht porös und für Flüssigwasser undurchlässig.

Schneetyp		Eigenschaften	
kalter Schnee	$T_{\rm s} \le 273,16 \text{ K}$	$w_s = 0 \text{ kg/m}^3$	$\rho_{\rm s}$ < 920 kg/m <sup>3</sup>
feuchter Schnee	$T_s = 273,16 \text{ K}$	$w_s > 0 \text{ kg/m}^3$	$\rho_{\rm s}$ < 920 kg/m <sup>3</sup>
Eisschichten	$T_s \le 273,16 \text{ K}$	$w_s = 0 \text{ kg/m}^3$	$\rho_{\rm s} = 920 \; {\rm kg/m^3}$

Tab. 4.2: Definition der Schneetypen des Modells in Abhängigkeit der Schneetemperatur  $T_s$ , des Flüssigwassergehaltes  $w_s$  und der Schneedichte  $\rho_s$ .

Das Retentionsvermögen feuchten Schnees  $c_R$  ist ein Massenverhältnis und gibt an, welche Flüssigwassermenge maximal von einem Schneepaket der trockenen Masse  $h_s$ :  $\rho_s$  zurückgehalten werden kann. Es fällt annähernd linear von 8% bis 10% für lockeren Neuschnee auf 3% bis 5% für gealterten Schnee. Der untere Schwellenwert wird bei einer Schneedichte von 200 kg/m³ erreicht. Die Parameterisierung des Retentionsvermögens geht auf Anderson (1976) zurück, der auf der Grundlage verschiedener Meßwerte aus der Literatur die folgende Arbeitsformel entwickelte:

$$c_{R} = \begin{bmatrix} c_{min} & fails (\rho_{s} \ge 200kg/m^{3}) \\ c_{min} + (c_{max} - c_{min}) \cdot (\rho_{sr} - \rho_{s})/\rho_{sr} falls (\rho_{s} < 200kg/m^{3}) \end{bmatrix}$$
(4.6)

In dieser Gleichung werden  $c_{min}=0.03$ ,  $c_{max}=0.10$  und  $\rho_{sr}=200$  kg/m³ gesetzt. Für hohe Schneedecken ist die vertikale Transmission von Flüssigwasser, die durch Kapillarkräfte und die Schwerkraft hervorgerufen wird, nicht vernachlässigbar. Zur Parameterisierung des Effektes wird 1% der Masse des Flüssigwassers jeder Schicht höhengewichtet auf die anderen Schichten verteilt.

### 4.1.2 Die Randbedingungen

Bei der Implementierung von Schneedeckenmodellen in atmosphärische Zirkulationsmodelle erfolgt die Kopplung der Komponenten des Klimasystems über die Massen- und Energieflüsse an deren Grenzfläche. Die Austauschflüsse an der Schneeoberfläche werden im atmosphärischen Teil des Modells berechnet, wobei als untere Randbedingung der Schneedeckenzustand am Anfang des Zeitschrittes berücksichtigt wird. Diese Abschätzungen stehen dem Schneedeckenmodell als Eingabeparameter zur Verfügung. Um eine interaktive Kopplung von Schneedecke und Atmosphäre zu gewährleisten, werden die Flüsse beim Durchlaufen des Schneeschemas in Abhängigkeit der Schneeparameter, insbesondere der Schneeoberflächentemperatur, modifiziert. Das Boden- und Schneedeckenmodell werden direkt gekoppelt. Das Gesamtbodensystem wird aus dem Boden- und Schneeanteil zusam-

mengesetzt und besteht aus einer festen Anzahl von Bodenschichten und einer variablen Anzahl von Schneeschichten. Die vertikale Temperaturdiffusion und die Transmission von Flüssigwasser werden in einem gemeinsamen Schema unter der Beachtung der stoffabhängigen thermischen und hydrologischen Parameter gelöst. Die Flüsse an der Grenzfläche zwischen Schneedecke und darunterliegendem Boden werden dadurch unmittelbar bestimmt. Die Eingabeparameter des Schneedeckenmodells sind in Tab. 4.3 aufgeführt.

Symbol	Übergabeparameter
$Q_{G}$	Globalstrahlung
Q <sub>la</sub>	langwellige Einstrahlung an der Erdoberfläche
Q <sub>h</sub>	turbulenter Fluß fühlbarer Wärme
M <sub>vS</sub> , Q <sub>e</sub>	turbulenter Wasserdampffluß und turbulenter Fluß latenter Wärme
M <sub>s</sub> , M <sub>r</sub>	Schneefallrate und Regenintensität
T <sub>B</sub>	Bodentemperatur der obersten Bodenschicht
$dQ_h/dT_s$	Ableitung des fühlbaren Wärmestromes nach der Schneeoberflächentemperatur
$dM_{\rm vs}/dT_{\rm s}$ , $dQ_{\rm e}/dT_{\rm s}$	Ableitung des turbulenten Wasserdampfstromes und des latenten Wärmestromes nach der Schneeoberflächentemperatur

Tab. 4.3: Eingabeparameter des Schneedeckenmodells bei der Implementierung in Atmosphärenmodelle

In Simulationen, in denen Beobachtungswerte der Atmosphäre und des Untergrundes als Eingabedaten dienen, steht die Modellierung der Schneedeckenparameter im Vordergrund. Diese Art von Simulationen werden zur Verifikation von Schneemodellen genutzt, die für gekoppelte Atmosphären-Ozean-Modelle entwickelt werden. Eine weitere Anwendung liegt in der Erstellung langjähriger Reihen von Schneeparametern (Schneebedeckungsgrad, Schneehöhe) aus Temperatur- und Niederschlagsdaten (Brown und Goodison, 1994). Der Eingabedatensatz muß zu diesem Zweck neben Meßwerten der Atmosphäre und des Bodens auch lokale Informationen über die Eigenschaften des Bodens und die Vegetation des Meßplatzes enthalten. Diese Angaben betreffen den Bodentyp, die Wärmeleitfähigkeit des Bodens und dessen Wärmekapazität. Anfangsprofile müssen für die Bodentemperatur vorliegen oder aus klimatologischen Werten approximiert werden. Die einzelnen Parameter des Eingabedatensatzes sind in Tab. 4.4 aufgeführt

Symbol	Eingabeparameter
$T_{A}$	Lufttemperatur in 2 m
T <sub>D</sub> ,h <sub>rel</sub>	Taupunkttemperatur oder relative Feuchte in 2 m
w	Windgeschwindigkeit in 10 m
p <sub>A</sub>	Bodenluftdruck
N <sub>Cl</sub> ,I <sub>CLG</sub>	Wolkenparameter (Gesamtbedeckungsgrad und Wolkengattung)
P	Niederschlagsintensität
$Q_{G}$	Globalstrahlung
T <sub>B</sub>	Bodentemperatur

Tab. 4.4: Eingabeparameter des Schneedeckenmodells für Simulationen mit Beobachtungsdaten als atmosphärische Antriebsdaten

In Simulationen mit Beobachtungsdaten als Antriebsdaten werden die Energie- und Massenflüsse an der Schneeoberfläche wie folgt berechnet:

Die Globalstrahlung wird mit einem Strahlungstransportmodell (Schult, 1991) unter Berücksichtigung der regional unterschiedlichen Transmissionseigenschaften der Atmosphäre bestimmt. Der Einfluß der Wolken, die eine spektrale Verschiebung der einfallenden Strahlung sowie eine Modifikation des Verhältnisses von diffuser zu direkter Strahlung bewirken, wird über eine klimatologische Formel berücksichtigt

$$Q_G = Q_{G0} \cdot \left(1 - f_{cl} \cdot N_{cl}\right) \tag{4.7}$$

wobei  $Q_G$  die Globalstrahlung und  $Q_{G0}$  die an der Erdoberfläche berechnete abwärtsgerichtete kurzwellige Strahlung für wolkenfreien Himmel sind.  $N_{cl}$  steht für den Gesamtbedekkungsgrad. Der Koeffizient  $f_{cl}$  wird in Abhängigkeit vom Wolkentyp auf 0,14 für hohe und mittelhohe Bewölkung und 0,67 für tiefe Wolken gesetzt.

Im infraroten Spektralbereich wird Schnee als schwarzer Körper behandelt. Die einfallende langwellige Strahlung wird als Summe der von der wolkenfreien Atmosphäre und der von den Wolken emittierten Strahlung bestimmt. Für wolkenfreie Bedingungen wird die abwärtsgerichtete Strahlung als Funktion des Wasserdampfdruckes und der Lufttemperatur berechnet (Idso, 1981). Die von Wolken emittierte Strahlung hängt von der Temperatur an der Wolkenbasis, der Emissivität der Wolken, der Transmissivität der Atmosphäre im Was-

serdampffenster 8-14 µm und dem Wolkengesamtbedeckungsgrad (Kimball et al., 1982) ab. Für die Emissivität der Wolken wird der Wert 1 für tiefe Wolken, 0,75 für mittelhohe und 0,50 für hohe Wolken angesetzt (Siemer, 1988).

Die turbulenten Flüsse an der Schneeoberfläche werden mittels der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie unter Berücksichtigung der Stabilität der atmosphärischen Schichtung bestimmt. Dieser Turbulenzansatz wurde speziell für die Bodenschicht, die unteren 100 m der Atmosphäre, entwickelt und verliert seine Gültigkeit, falls windstille Verhältnisse vorliegen (Stull, 1988). Der turbulente Fluß fühlbarer Wärme  $Q_h$  und der turbulente Wasserdampffluß  $M_{VS}$  werden als Funktion der vertikalen Differenzen von Temperatur und spezifischer Feuchte approximiert:

$$Q_h = \rho_A \cdot c_H \cdot c_p \cdot u \cdot (T_A - T_{sf}) \tag{4.8}$$

$$M_{VS} = \rho_A \cdot c_E \cdot u \cdot (q_A - q_{sf}) \tag{4.9}$$

 $ho_A$  und  $c_p$  stellen die Luftdichte bzw. die spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck dar. u,  $T_A$  und  $q_A$  sind die Windgeschwindigkeit, die Lufttemperatur und die relative Luftfeuchtigkeit in einer Referenzhöhe  $z_R$ .  $T_{sf}$  ist die Schneeoberflächentemperatur und  $q_{sf}$  die spezifische Feuchte an der Schneeoberfläche, zu deren Bestimmung der Sättigungswert des Dampfdruckes herangezogen wird. Die Transferkoeffizienten  $c_H$  und  $c_E$  werden mit Hilfe von Stabilitätsfunktionen für die Atmosphäre unter Berücksichtigung der Rauhigkeiten der Grenzfläche berechnet.

$$c_{H} = \frac{\kappa}{\ln(z/z_{0}) - \psi_{M}} \cdot \frac{\kappa}{\ln(z/z_{0H}) - \psi_{H}}$$
(4.10)

$$c_E = \frac{\kappa}{\ln(z/z_0) - \psi_M} \cdot \frac{\kappa}{\ln(z/z_{0L}) - \psi_L}$$
(4.11)

 $\kappa$  ist die von-Karman-Konstante. Ihr Wert beträgt 0,41. Die Rauhigkeitslänge der fühlbaren Wärme  $z_{0H}$  wird relativ zur Rauhigkeitslänge des Impulsfluß  $z_0$  parameterisiert. Die Verhältnisse  $z_{0H}/z_0$  bzw. für die Wasserdampfdiffusion  $z_{0L}/z_0$  werden nach Andreas (1987) in Abhängigkeit der Reynolds'schen Reibungszahl  $R_f$  berechnet. Vereinfachend wird von der Gleichheit dieser Verhältnisse  $z_{0H}/z_0$  und  $z_{0L}/z_0$  ausgegangen.

$$\frac{z_{0}}{z_{0H}} = \frac{z_{0}}{z_{0L}} = \begin{bmatrix} 1/exp(0, 125) & falls & R_{f} \leq 0, 135 \\ 1/\left(exp\left(0, 149 - 0, 550 \cdot lnR_{f}\right)\right) & falls & 0, 135 < R_{f} < 2, 5 \\ \frac{1}{exp\left(0, 317 - 0, 565 \cdot lnR_{f} - 0, 183 \cdot \left(lnR_{f}\right)^{2}\right)} falls & R_{f} \geq 2, 5 \end{bmatrix}$$

$$(4.12)$$

Der Rauhigkeitslänge  $z_0$  über Schnee wird nach der Übersichtsdarstellung von Wieringa (1993) der Wert  $10^{-4}$  m zugewiesen.

Die Reynolds'sche Reibungszahl Rf ist wie folgt definiert:

$$R_f = \frac{\kappa \cdot u}{\ln(z/z_0)} \cdot \frac{z_0}{1, 5 \cdot 10^{-5}}$$
 (4.13)

Die dimensionslosen Stabilitätsfunktionen  $\psi_M(z/L)$ ,  $\psi_H(z/L)$  und  $\psi_L(z/L)$ , mit z als Referenzniveau und L als der Obukhovlänge, werden nach Beljaars und Holtslag (1991) parameterisiert.

$$\psi_{H} = \psi_{L} = \begin{bmatrix} 2 \cdot \ln\left(\left(1 + X^{2}\right)/2\right) & falls \ R_{B} < 0 \\ -\left(1 + a \cdot \frac{z}{L}\right)^{1, 5} - b \cdot \left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d}\right) \cdot exp\left(-d \cdot \frac{z}{L}\right) - e \ falls \ R_{B} \ge 0 \end{bmatrix} \tag{4.14}$$

$$\psi_{M} = \begin{bmatrix} 2 \cdot ln\left(\frac{(1+X)}{2}\right) + ln\left(\frac{(1+X^{2})}{2}\right) - \left(2 \cdot arc\tan X + \frac{\pi}{2}\right)falls \ R_{B} < 0 \\ -\left(a \cdot \frac{z}{L}\right) - b \cdot \left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d}\right) \cdot exp\left(-d \cdot \frac{z}{L}\right) - b \cdot \frac{c}{d} \qquad falls \ R_{B} \ge 0 \end{bmatrix}$$
(4.15)

mit a = 2/3, b = 0.75, c = 5, d = 0.35,  $e = b \cdot c/d - 1$  sowie

$$X = (1 - 16 \cdot z/L)^{1/4} \tag{4.16}$$

R<sub>B</sub> ist die Bulk-Richardson-Zahl. Sie drückt ein Stabilitätsmaß der atmosphärischen Bedingungen aus und ist wie folgt definiert

$$R_B = \frac{g}{T_{sf}} \cdot \frac{z_R}{u^2} \cdot \left( T_A - T_{sf} + 0,608 \cdot T_A \cdot \left( q_A - q_{sf} \right) \right) \tag{4.17}$$

wobei g die Erdbeschleunigung und z<sub>R</sub> das Referenzniveau sind.

Für die Bestimmung der Größen wird ein iteratives Verfahren angewendet. Als Referenzhöhe wird im Modell 2 m verwendet, da in dieser Höhe die Lufttemperatur und die Luftfeuchtigkeit gemessen werden. Eine Extrapolation der in 10 m gemessenen Windgeschwindigkeit findet mittels eines logarithmischen Windprofils statt, das nach Garratt (1992) für unteren 10 m in jedem Stabilitätsfall eine gute Wiedergabe des tatsächlichen Windprofils darstellt.

Der Bodenwärmestrom  $Q_b$  wird durch den Vertikalgradienten der Bodentemperatur  $T_b$  und die Wärmeleitfähigkeit des Bodens  $\lambda_b$  abgeschätzt

$$Q_b = -\lambda_b \cdot \frac{\partial T_b}{\partial z} \tag{4.18}$$

Die Wärmeleitfähigkeit des Bodens weist eine hohe Schwankungsbreite mit Werten zwischen 0,08 W/(m·K) für trockenen Moorboden und 3,35 W/(m·K) für Granit auf (Linke und Baur, 1970). Sie ist sowohl vom Bodentyp als auch vom Flüssigwassergehalt des Bodens abhängig. Sind Informationen über den Bodentyp und den Bodenzustand nicht verfügbar, wird  $\lambda_b$  auf 0,3 W/(m·K) gesetzt. Dieser entspricht den Verhältnissen von trockenem Sandund Lehmböden (Peixoto und Oort, 1992). Für Schnee auf Meer- oder Landeis ist der Wert der Wärmeleitfähigkeit 2,26 W/(m·K).

Zur Festlegung der Niederschlagsart enthält das Schneedeckenmodell ein Kriterium, das die Unterscheidung von Schneefall und Regen anhand der Lufttemperatur im 2 m durchführt (Wilhelm, 1975). Eine Mischungszone, in der beide Niederschlagsarten existieren, wird zwischen -1°C und 4°C zugelassen. Die Temperatur des Niederschlages wird über die Feuchttemperatur approximiert, wobei als untere Grenze für Regen der Wert 0°C fungiert.

### 4.1.3 Prognostische und diagnostische Gleichungen

In diesem Kapitel werden die Parameterisierungen der schneeinternen Prozesse vorgestellt. Nach der Erklärung, wie vom Modell eine Initialschneedecke aufgebaut wird, wird auf die Lösung der Wärmeleitungsgleichung für kalten Schnee, die Simulation der Phasenübergänge fest/flüssig für feuchten Schnee und die Parameterisierung der Alterungsprozesse eingegangen. Es werden im Anschluß daran die Berechnung der vertikalen Massenumlagerungen, die latente Wärmeleitung, die Addition von Niederschlag und die Absorption kurzwelliger Strahlung innerhalb der Schneedecke beschrieben.

Der Aufbau einer Initialschneedecke erfolgt, sobald Schneefall zu Neuschneehöhen über 3 mm führt. Die Neuschneedichte wird in Abhängigkeit der Feuchttemperatur nach Anderson (1976) bestimmt. Die Schneetemperatur wird durch die Feuchttemperatur approximiert. Der Flüssigwassergehalt hat einen von Null verschiedenen Wert, falls Mischniederschlag vorliegt und Regen in die Neuschneedecke eindringen kann. Die Initialschneedecke besteht aus zwei Schichten. Der jeweilige Gitterpunkt liegt auf der Grenzfläche zur Atmosphäre bzw. dem Untergrund. Die Höhe der Schichten wird auf die Hälfte der Gesamthöhe gesetzt.

$$z = Gesamtschneeh\"{o}he \ h_s, h_s > 3 \ mm$$
 
$$\rho_{s2} = \rho(T_w) \quad h_{s2} = 0.5 \cdot h_s \quad T_{s2} = T_w$$
 Schichtenanzahl = 2 
$$\times \text{ Lage der Gitterpunkte}$$
 
$$z = 0$$

Abb. 4.1: Aufbau einer Initialschneedecke im Modell unter Verwendung der atmosphärischen Randbedingungen

Die Temperaturdiffusion innerhalb der Schneedecke wird durch die eindimensionale Formulierung der Fourier'schen Wärmeleitungsgleichung beschrieben.

$$c_{S} \cdot \rho_{s} \cdot \frac{\partial T}{\partial t}^{s} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_{s} \cdot \frac{\partial T}{\partial z}^{s} \right) + \frac{\partial Q_{i}}{\partial z}$$

$$(4.19)$$

Der spezifischen Wärmekapazität  $c_S$  wird analog zu Siemer (1988) der Wert 2105 J/(kg·K) zugewiesen. Die Wärmeleitfähigkeit von Schnee  $\lambda_s$ , die den Effekt der latenten Wärme unberücksichtigt läßt, wird als quadratische Funktion der Schneedichte  $\rho_s$  parameterisiert:

$$\lambda_s = a_{\lambda s} + b_{\lambda s} \cdot \rho_s^2 \tag{4.20}$$

wobei die Regressionskoeffizienten  $a_{\lambda s} = 0.02$  W/(m·K) und  $b_{\lambda s} = 2.5\cdot10^{-6}$  W·m<sup>5</sup>·K<sup>-1</sup>·kg<sup>-2</sup> nach Anderson (1976) gewählt werden. Die Quellterme der Wärmeleitungsgleichung stellen die Energieflüsse zwischen Schneedecke und Atmosphäre bzw. dem Boden zuzüglich der Phasenumwandlungswärmen dar. Das Gleichungssystem der Wärmeleitung wird mit Hilfe einer foreward-backward Methode gelöst (Richtmyer und Morton, 1967). Der Vorteil dieses numerischen Verfahrens gegenüber iterativen Methoden besteht darin, daß bei Schneetemperaturen um 0° C nur 1 Korrekturschritt (gegenüber > 10 Iterationen) notwendig ist.

Schmelzprozesse werden simuliert, falls die Schneetemperatur einen Wert von 273,16 K besitzt und ein positives Energiebudget errechnet wird. Erstarrungsprozesse werden berücksichtigt, falls Flüssigwasser in kalten Schnee eindringt. Um die Phasenübergänge massenund energieerhaltend zu simulieren, wird eine Transformation zu den Massen der einzelnen Schneekomponenten (Eismasse  $m_E$ , Masse an Flüssigwasser  $m_W$ , Masse an Wasserdampf  $m_V$ , Luftmasse  $m_a$ ) durchgeführt. Die entsprechenden Schemata sind in Massenflußform geschrieben.

Im Erstarrungsschema wird die kleinere der folgenden beiden Energiemengen als Phasenumwandlungswärme zugelassen:

- (1) die Energiemenge, die freigesetzt wird, wenn das gesamte im Schnee vorhandene Flüssigwasser erstarrt:  $Q_I = m_w L_F$ , wobei  $L_F = 334 \cdot 10^3$  J/kg die latente Schmelzwärme ist
- (2) die Energiemenge, die benötigt wird, um die Schneetemperatur auf  $T_M = 273,16$  K zu erhöhen:  $Q_2 = \rho_s \cdot h_s \cdot c_s \cdot (T_M T_s)$

Ist  $Q_1 \leq Q_2$ , so verbleibt der Schnee in der kalten Zustandsklasse. Die Schneetemperatur steigt durch die freigesetzte Erstarrungswärme an. Die Schneetemperatur nach der Erstarrung wird massengemittelt errechnet. Es wird davon ausgegangen, daß das Flüssigwasser die Temperatur  $T_M$  besaß. Für  $Q_2 > Q_1$  wechselt der Schnee seine Zustandsklasse.

Die Simulation der Alterungsprozesse umfaßt die Parameterisierung der Dichte- und Korn- änderung des Schnees durch die Prozesse der Metamorphose (Settling, Kompaktion), die Änderung der Albedo und eine numerische Komponente, die Art der Schichtenwahl am Ende jedes Zeitschrittes.

Im Modell wird das Settling durch eine empirische Funktion als relative Dichteänderung nach Anderson (1976) mit den Koeffizienten  $a_{st}=2.8\cdot 10^{-6}$ ,  $b_{st}=0.04$  und  $\rho_{st}=150$  kg/m³ parameterisiert.  $T_s$  ist die Schneetemperatur und  $\rho_s$  kennzeichnet die Schneedichte. Für die Referenztemperatur  $T_0$  wird 273,15 K genutzt

$$\frac{1}{\rho_s} \cdot \frac{\partial \rho_s}{\partial t} \bigg|_{Settling} = a_{st} \cdot exp\left(-b_{st} \cdot (T_0 - T_s)\right) \cdot exp\left(-c_{st} \cdot (\rho_s - \rho_{st})\right)$$
(4.21)

$$c_{st} = \begin{bmatrix} 0 & falls \left( \rho_s < 150 kg/m^3 \right) \\ 4.6 \cdot 10^2 & falls \left( \rho_s \ge 150 kg/m^3 \right) \end{bmatrix}$$
(4.22)

Für feuchten Schnee wird nach Jordan (1991) der Koeffizient a<sub>st</sub> verdoppelt. Das beschleunigte Wachstum ist auf verschiedene Dampfdrücke über Eis und Wasser zurückzuführen.

Als weiterer Prozeß der Metamorphose wird die Kompaktion, die die Modifikation der Schneematrix durch den Druck darübergelagerter Schneemasse bezeichnet, simuliert. Dieser Alterungsprozeß wird wie das Settling über die Änderungen der relativen Schneedichte ausgedrückt (Anderson, 1976), wobei  $g = 9.81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$  die Erdbeschleunigung und  $T_0$  mit wiederum 273,15 K die Referenztemperatur darstellen.

$$\frac{1}{\rho_s} \cdot \frac{\partial \rho_s}{\partial t} \bigg|_{Kompaktion} = \frac{a_K}{b_K \cdot exp\left(c_K \cdot (T_0 - T_s)\right) \cdot exp\left(d_K \cdot \rho_s\right)} \cdot g \cdot \int_{\tau_s}^{h_s} \rho_s dh \qquad (4.23)$$

Die Koeffizienten werden mit den Werten  $a_K = 10^{-7}$ ,  $b_K = 3.7$ ,  $c_K = 0.081$  und  $d_K = 0.021$  belegt.  $h_s$  ist die Schneehöhe und  $\rho_s$  stellt die Schneedichte dar.

Die Albedo wird ungeachtet ihrer starken spektralen Abhängigkeit (Wiscombe und Warren, 1980) als integrale Größe parameterisiert. Für einen wolkenfreien Himmel und der Sonne in der Zenitposition wird die Albedo  $\alpha_0$  durch eine lineare Zeitfunktion nach Gray und Landine (1987) beschrieben:

$$\alpha(t) = \alpha(t-1) + a_{\alpha} \cdot \Delta \tau \tag{4.24}$$

Für den Anstiegskoeffizienten  $a_{\alpha}$  werden -0,006/d für Schnee ohne Flüssigwasser und -0,071/d für schmelzende Schneedecken mit einer Höhe unterhalb von 25 cm gewählt (Gray und Landine, 1987).  $\Delta \tau$  ist der Modellzeitschritt in Tagen. Für hohe Schneedecken ( $h_{s}$  größer oder gleich 25 cm) wird für die Schmelzperiode ein exponentieller Ansatz (Verseghy, 1991) verwendet:

$$\alpha(t) = 0, 5 + (\alpha(t-1) - 0, 5) \cdot \exp(-(0, 24 \cdot \Delta \tau))$$
 (4.25)

Die Modifikation der Albedo durch Wolken und die Sonnenhöhe wird durch eine von Siemer (1988) entwickelte Formel durchgeführt:

$$\alpha_{s} = \alpha_{0} + (1 - \alpha_{0}) \cdot \alpha_{0}^{3} \cdot \left( N_{cl}^{2} + (1 + C_{\alpha} \cdot N_{cl}^{2}) \cdot exp\left( 1 - (1 - \sin(e_{\alpha}))^{2} \right) \right)$$
(4.26)

wobei  $N_{cl}$  der Wolkenbedeckungsgrad ist. Der Koeffizient  $C_{\alpha}$  wird mit -1,3 belegt und  $e_{\alpha}$  ist der kleinere der Werte  $\pi/3$  und  $\phi$ , wobei  $\phi$  der Sonnenhöhe in rad ist, zugewiesen. Die Albedo erhöht sich um 0,1 pro cm Neuschnee bis zu einem Wert von maximal 0,85.

Die Prozedur der Schichtenwahl wird wie folgt durchgeführt: Am Ende jeden Zeitschrittes wird die Schneedecke nach zwei Kriterien analysiert. Die erste Abfrage ermittelt, ob eine Schneeschicht die minimale Schneehöhe von 3 mm unterschreitet. Ist dies der Fall, so wird sie der über ihr lagernden Schicht zugeschlagen. Für die Grenzschichten wird gefordert, daß sie mindestens eine Dicke von 3 mm besitzen. Ist die Gesamtschneehöhe kleiner als 2 cm, so wird davon ausgegangen, daß die Schneedecke vertikal homogen ist. Massengemittelt werden die Schneevariablen bestimmt und die Schneedecke analog zur Initialschneedecke aus zwei Schichten mit den Gitterpunkten auf den Grenzflächen aufgebaut. Das zweite Kriterium wurde eingeführt, um eine unnötig hohe Anzahl von Schneeschichten zu vermeiden. Ist die Temperaturdifferenz zwischen zwei benachbarten Schichten kleiner als 3 K und gehören sie einer Schneeart an (d.h. entweder kalter Schnee, feuchter Schnee oder Eisschichten), dann werden sie zusammengefaßt, sofern die Dichtedifferenz kleiner als 150 kg/m³ ist. Von dem Prozeß ausgenommen sind die Grenzschichten der Schneedecke.

Die Massenflüsse der vertikalen Wasserdampfdiffusion können mit Hilfe des Fick'schen Diffusionsgesetzes berechnet werden.

$$\frac{\partial M_{v}}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( D \cdot \frac{\partial v_{s}}{\partial z} \right) = -\frac{\partial}{\partial z} \left( D \cdot \frac{\partial T_{s}}{\partial z} \cdot \frac{dv_{s}}{dT_{s}} \right)$$
(4.27)

Der Diffusionskoeffizient D wird als Funktion der Schneetemperatur  $T_s$  und dem atmosphärischen Bodendruck  $p_A$  dargestellt (Anderson, 1976):

$$D = D_0 \cdot \frac{p_A}{p_0} \cdot \left(\frac{T_s}{T_0}\right)^{n_D} \tag{4.28}$$

 $p_0$  beträgt  $10^5$  Pa,  $T_0$  wird der Wert 273,15 K zugewiesen und  $n_D$  wird auf 14 gesetzt.  $D_0$  ist der Diffusionskoeffizient unter den Standardbedingungen ( $T_0$ ,  $p_0$ ). Sein Wert wird mit  $9\cdot10^{-5}$  m<sup>6</sup>·kg<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup> angegeben.

Der Niederschlag beeinflußt sowohl die Massen- als auch die Energiebilanz der Schneedecke. Schneefall führt zu einer Neuschneeschicht, falls die Neuschneehöhe 3 mm übersteigt. Anderenfalls wird der Neuschnee der obersten Schicht zugerechnet und die Schichtparameter massengemittelt aus dem Neuschnee und der alten Oberflächenschicht berechnet. Die Neuschneedichte wird nach Anderson (1976) als Funktion der Feuchttemperatur parameterisiert und die Schneetemperatur durch die Feuchttemperatur approximiert.

Das Eindringen von Regenwasser in kalten Schnee führt unmittelbar zu Erstarrungsprozessen. Die Schneetemperatur wird infolge der latenten Energiezufuhr erhöht. In feuchtem Schnee wird das Regenwasser bis zum Erreichen des Retentionsvermögens gespeichert.

Nach der Überschreitung des Retentionsvermögens transmittiert Flüssigwasser in tiefere Schichten. Bei vollständiger Sättigung von Schneedecke und Boden tritt ein Abfluß auf.

Die Absorption und Streuung von kurzwelliger Strahlung innerhalb der Schneedecke, die zu einer exponentiellen Reduktion der in eine Schneetiefe z eindringenden Solarstrahlung (Dunkle und Bevans, 1956) führt, wird schichtenweise abgeschätzt. Der Extinktionskoeffizient  $\gamma$  wird nach Bohren und Barkstrom (1974) als Funktion der Schneedichte  $\rho_s$ :

$$\gamma = a_{\gamma} \cdot \frac{\rho_{s}}{\sqrt{(b_{\gamma} + c_{\gamma} \cdot \rho_{s}^{4})}}$$
mit  $a_{\gamma} = 3.8 \cdot 10^{-3}$ ,  $b_{\gamma} = 1.6 \cdot 10^{-4}$  und  $c_{\gamma} = 1.1 \cdot 10^{-13}$  berechnet.

Im Anhang I ist der Programmablaufplan des Schneedeckenmodells schematisch dargestellt. In den nachfolgenden Kapiteln wird das hier beschriebene Modell als Grundversion bezeichnet. Lokal abhängige Parameter (z. B. Bodenleitfähigkeit) und abweichende Parameterisierungen werden bei der Beschreibung der Simulationsergebnisse angegeben.

### 4.2 Verifikation

Die Verifikation des Schneedeckenmodells wird anhand verschiedener Parameter (Schneehöhe, Wasseräquivalent, Oberflächentemperatur der Schneedecke, Schneealbedo, Abfluß) durchgeführt. Sehr detailliert werden die Ergebnisse der alpinen Meßstation Col de Porte vorgestellt, für die ein umfassender Datensatz existiert und ein Vergleich mit den Resultaten anderer Schneedeckenmodelle (CROCUS, ISBA) möglich ist. Der hierbei betrachtete Datensatz erstreckt sich über die Schneedeckenperiode 1988/89. Darüber hinaus wird in diesem Kapitel auf Simulationen eingegangen, in denen die Anwendbarkeit des Schneedeckenmodells in verschiedenen klimatischen Regionen getestet wird. Anhand von Beobachtungsdaten synoptischer Stationen wird die Schneedeckenmodellierung der Jahre 1986 bis 1990 analysiert. Zur Verifikation der Schneedeckenentwicklung wird die Schneehöhe genutzt, deren Meßwerte in täglichen Abständen vorliegen. Die folgenden Kapitel konzentrieren sich auf die Ergebnisse von vier Stationen, die jeweils einen Typ der saisonalen Schneedecke verkörpern (Abb. 4.2). Anhand der Station Svalbard Lufthavn werden die Spezifiken der polaren Schneedecke und deren Modellierung untersucht. Die finnische Station Sodankylä weist den "klassischen" Fall des jährlichen Schneedeckenverlaufs mit eindeutig abgegrenzten Phasen der Akkumulation, Metamorphose und Ablation auf und ist für hohe Schneedecken der Festlandsgebiete nördlich von 60°N typisch. Die Station Gander (Neufundland) unterliegt dem Einfluß maritimer Luftmassen der mittleren Breiten. Flüssigwasser kann während des

gesamten Winterhalbjahres die Schneedeckenentwicklung beeinflussen. Am Beispiel der vierten Station Zugspitze, die sich im deutschen Alpenraum befindet, werden die Besonderheiten der Schneedeckenmodellierung auf Gebirgsgipfeln aufgezeigt.

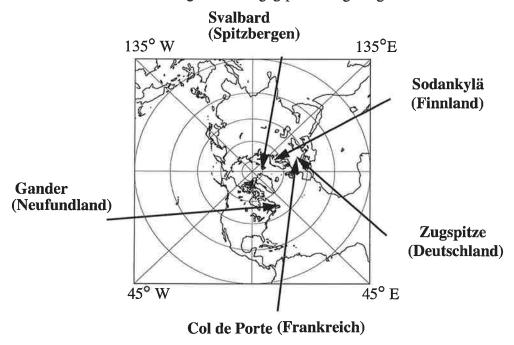


Abb. 4.2: Meßstationen, von denen Datensätze zur Verifikation des Schneedeckenmodells analysiert wurden.

# 4.2.1 Modellphysik (Col de Porte)

Die Station Col de Porte (45°N, 6°E, 1320 m) befindet sich in den französischen Alpen und verfügt im Winter über eine geschlossene Schneedecke mit maximalen Höhen zwischen 0,80 m bis 1,50 m. Das Meßfeld zeichnet sich durch Grasbewuchs und lehmigen Boden aus. Es wird von einzelnen relativ hohen Bäumen umgeben. Die Ergebnisse, die in dieser Arbeit vorgestellt werden, betreffen das Zeitintervall 17. Dezember 1988 bis 8. Mai 1989. Die Schneedeckenentwicklung dieses Winters läßt sich wie folgt charakterisieren: Die Akkumulationsperiode beginnt Ende November und setzt sich bis Mitte Dezember fort. Es schließt sich eine bis zum Frühjahr andauernde Alterungsphase an, die von zahlreichen Schneefallereignissen begleitet wurde. Eine längere Schmelzperiode tritt im März auf. Im April werden nochmals heftige Schneeniederschläge registriert. In die Schneedecke eindringender Regen führt zum mehrfachen Durchlaufen von Schmelz- und Erstarrungszyklen. Das Ablationsende ist Anfang Mai.

Die atmosphärischen Randbedingungen (Tab. 4.4) sind stündlich gegeben. Die Globalstrahlung und die abwärtsgerichtete langwellige Strahlung an der Schneeoberfläche stehen zusätzlich als Meßwerte zur Verfügung. Durch separate Messung der Regen- und Schneefallmengen ist die Art des Niederschlages zu jedem Meßtermin bekannt. Dies ermöglicht ein Ausschalten der relativ großen Fehler, die durch eine fehlerhafte Wahl des Phasenzustandes hervorgerufen werden können. An die Niederschlagsmessungen wurde eine Korrektur angebracht. Für Regen wurden die Niederschlagssummen um 15% erhöht. Der potentielle Fehler für Schneefall wurde mit 25% angesetzt. Luftdruckmessungen finden in Col de Porte nicht statt. Für die Simulationen wurde der mittlere Verhältnisse repräsentierende Luftdruck 870 hPa gewählt (Brun, 1994 persönliche Mitteilung).

Als Vergleichsdaten der Modellergebnisse existieren stündliche Werte der Schneehöhe (Ultrasonic), des Abflusses (5 m²-Lysimeter) und der Oberflächentemperatur (hemisphärisches Pyranometer). Die Schneehöhe wurde zusätzlich einmal wöchentlich mit einem Schneekissen bestimmt. Die Differenzen der Beobachtungswerte der Schneehöhe sind durch die über den Winter andauernde Kompaktion der unter dem Schnee vorhandenen Grasvegetation, lokal unterschiedliche Akkumulationsraten infolge horizontaler Umlagerungen sowie Meßfehler verursacht. In wöchentlichen Abständen liegen desweiteren Messungen des Wasseräquivalents des Schnees und der inneren Profile von Temperatur, Dichte und Flüssigwasser des Schnees vor. Albedomessungen fanden einmal täglich statt.

Für den Wärmeübergangskoeffizienten an der Grenzschicht von Schneedecke und Boden wird der Wert für Luft (0,0242 W/m·K) verwendet, da bei der Akkumulation von Schnee auf niedrigen Pflanzen zwischen Schneedecke und Boden eine Luftschicht eingeschlossen wird. Die Wärmeleitfähigkeit des Bodens und die Wärmekapazität des Bodens pro Volumeneinheit werden auf 0,42 W/(m·K) bzw. 2,4·10<sup>6</sup> J/(m<sup>3</sup>·K) gesetzt (Linke und Baur, 1970). Für die Neuschneealbedo wird der Wert 0,8 gewählt. Es erwies sich als günstig, mit einem Emissionsvermögen von 0,9 zu rechnen. Der für Schnee relativ tiefe Wert ist einerseits durch den Strahlungsaustausch mit der Umgebung (Nadeln, Zweige und Verunreinigungen der Schneeoberfläche, Berge) verursacht, anderseits durch die numerische Aneinanderreihung von Prozessen bedingt, die gleichzeitig ablaufen. Das Schneedeckenmodell addiert zuerst Schneefall und berechnet mit der Niederschlagstemperatur als Temperatur der Schneeoberfläche die Energieflüsse an der Grenzfläche zwischen Schneedecke und Atmosphäre. Niederschlag fällt jedoch im Laufe des gesamten Zeitschrittes. Da die Temperatur von Neuschnee, die durch die Feuchttemperatur approximiert, in fast allen Fällen die Schneeoberflächentemperatur des vorherigen Zeitschrittes überschreitet, wird die langwellige Ausstrahlung mit einem Emissionsvermögen von 0,96 (Linke und Baur, 1970) überschätzt.

Die Ergebnisse der Schneehöhe und des Wasseräquivalents sind in Abb. 4.3 dargestellt. Für die Schneehöhe wird eine gute Übereinstimmung von beobachteten und simulierten Werten erzielt. Die Abweichungen zu den Meßwerten liegen unterhalb der Differenz der zwei Beobachtungen. In der Zeitperiode Anfang Januar bis Anfang Mai gleicht der simulierte Schneehöhenverlauf mit einer großen Genauigkeit den Messungen des Schneesensors. Mit dem Einsetzen von Schmelzprozessen treten zwischen diesen Kurven Differenzen im Bereich von 10 cm bis 20 cm auf. Der Schneehöhenverlauf wird zwar äußerst detailliert, jedoch von Anfang März bis Mai parallel verschoben, wiedergegeben. Während in den ersten Monaten die simulierten Schneehöhen unterhalb der Messungen des Schneekissens liegen, stimmen von Anfang März bis Mitte April diese Werte überein. Das Wasseräquivalent der Schneedecke wird vom Modell relativ präzise bestimmt. Ein Trend besteht darin, daß die Simulationen generell tiefere Werte aufweisen als die Profilmessungen. Die größten Abweichungen wachsen von -10 mm bis -20 mm im Zeitraum Dezember bis Mitte April auf -50 mm in der Ablationsperiode an. In der Ablationsperiode werden sowohl das Wasseräquivalent als auch die Schneehöhe vom Modell stärker reduziert als in den Beobachtungen. Dieses Verhalten läßt darauf schließen, daß Fehler entweder in den Phasenumwandlungsraten des Wassers auftreten oder daß das Speichervermögen unterschätzt wird.

# Schneehöhe in m 1.4 1.0 0.6 0.2 -0.2 Jan Feb Mar Apr Mai

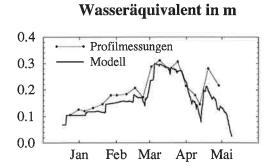


Abb. 4.3 : Meßwerte und Simulationsergebnisse von Schneehöhe und Wasseräquivalent für Col de Porte im Zeitintervall 17.12.1988 bis 8.5.1989.

Die Abflußdaten, die als Tagessumme gegeben sind, bestätigen die Vermutung, daß die Flüssigwasserproduktion und/oder Speicherung vom Modell nicht adäquat wiedergegeben werden (Abb. 4.4). Von Dezember bis Mitte März sowie im April wird vom Modell der Abfluß überschätzt. Durch Sensitivitätsstudien wurden der Einfluß der Flüssigwassertransmissionen und die Auswirkungen einer erhöhten Wasserspeicherfähigkeit von feuchtem Schnee analysiert. Eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten wird erreicht, wenn die Speicherfähigkeit für feuchten Schnee in Abhängigkeit der Dichte gesetzt wird und auf 10%

für Schneedichten über 200 kg/m $^3$ , 20% für Dichten über 300 kg/m $^3$  und 30% für Dichten über 400 kg/m $^3$  ansteigt.

### Abfluß in mm

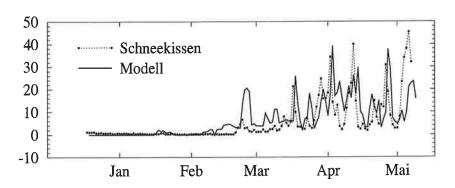


Abb.4.4: Meßwerte und Simulationsergebnisse der Tagessummen des Abflusses für Col de Porte während des Zeitraumes 17.Dezember 1988 bis 8.Mai 1989.

Die Abweichungen, die in den Tagemittelwerten zwischen der gemessenen und simulierten Schneeoberflächentemperatur (Abb. 4.5) auftreten, sind bis Ende Februar äußerst gering. Sie betragen maximal zwischen 1 K und 2 K. Größere Differenzen von 4 K bis 8 K und eine unterschätzte Variabilität im Temperaturverlauf treten ab Ende Februar auf.

### Temperatur an der Schneeoberfläche in °C

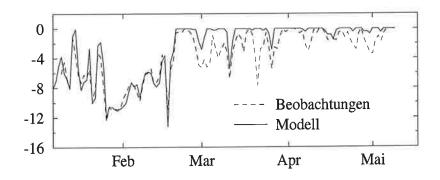


Abb. 4.5: Gemessene und simulierte Tagesmittelwerte der Schneeoberflächentemperatur für die Meßstation Col de Porte im Zeitintervall 8.1.1989 bis 8.5.1989.

Die Tagesmitteltemperaturen des Modells liegen in der Zeit von März bis Mai stets oberhalb der beobachteten Werte. Da dieser Fehler im Frühjahr im Zusammenhang mit Flüssigwasser auftritt, wird möglicherweise die Oberfläche der Schneedecke zu feucht modelliert. Eine

Fehlerquelle dafür kann wiederum in der Flüssigwassertransmission gesehen werden. Darüber hinaus können Fehlabschätzungen der turbulenten Flüsse über feuchtem Schnee für das simulierte Temperaturverhalten verantwortlich sein. Ein weiterer Fehlerkandidat könnte in der Änderung der Schneealbedo beim Auftreten von Flüssigwasser gesehen werden. Die simulierten Werte der Schneealbedo (Abb. 4.6) stimmen jedoch während der gesamten Schneedeckenentwicklung sehr gut mit den Meßdaten überein. Die Phasen der Alterung trockenen und feuchten Schnees werden vom Modell gut reproduziert.

### Schneealbedo

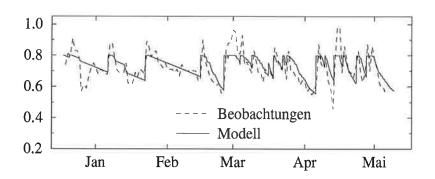


Abb. 4.6: Gemessene und simulierte Werte der Schneealbedo für Col de Porte im Zeitraum 17.12.1988-8.5.1989.

Unterschätzt werden allerdings die hohen Werte der Albedo nach Neuschneefall, da im Modell der Maximalwert der Albedo auf 0,8 gesetzt wird. Dies erwies sich als notwendig, um den mittleren Wert der Albedo richtig zu simulieren. Höhere Werte für eine maximal mögliche Neuschneealbedo führen zu einer Parallelverschiebung der Albedokurve. Auswirkungen auf die Schneehöhe, das Wasseräquivalent und die Oberflächentemperatur des Schnees traten dadurch jedoch nicht auf. Eine verbesserte Beschreibung der Albedo könnte mit einem exponentiellen Alterungsverhalten für kalten Schnee erzielt werden. In den ersten Tagen nach Neuschneefällen bewirken die Prozesse der destruktiven Metamorphose eine rapide Änderung der Struktur der Oberfläche, die die Albedo stark beeinflußt. Schneekristalle führen zu einer diffusen Schneeoberfläche und besitzen Reflexionsflächen in die verschiedensten Richtungen. Die Umwandlung der bizarren Oberfläche in Kugeloberflächen reduziert die Albedo stärker als die nachfolgenden Alterungsprozesse.

Insgesamt zeigen die Simulationen, daß das Modell die Schneephysik für alpine Regionen mit einer geschlossenen tiefen Schneedecke zuverlässig beschreibt. Schneehöhe und Was-

seräquivalent weichen nur am Beginn der Ablationsperiode von den Beobachtungen ab. Dieses Defizit ist mit großer Wahrscheinlichkeit durch Fehler in der Flüssigwasserabschätzung bedingt. Die Möglichkeit der fehlerhaften Bestimmung der turbulenten Flüsse, die als einzige Größen der Energiebilanz nicht verifiziert werden konnten, kann nicht ausgeschlossen werden. Die Modellergebnisse der Oberflächentemperatur der Schneedecke und der Albedo stimmen sehr gut mit den Messungen überein, obwohl die Variabilität dieser Schneeparameter etwas unterschätzt wird.

Zur Bewertung werden die erzielten Resultate den Simulationsergebnissen anderer Schneedeckenmodelle gegenübergestellt. Bezüglich des Datensatzes von Col de Porte ist ein Vergleich mit dem Mehrschichtenmodell CROCUS (Brun et al., 1992) und dem Schneedeckenmodell des Bodenschemas ISBA1 (Douville et al., 1995) möglich. Das Modell CROCUS wird operationell für die Lawinenvorhersage genutzt und ist auf eine präzise Simulation interner Schneeprozesse ausgerichtet. Im Vergleich zu dem im Rahmen dieser Arbeit getesteten Modell berechnet CROCUS die Prozesse der Flüssigwassertransmission. Die Vorgänge der Metamorphose werden auf mikrophysikalischer Basis bestimmt und die Albedo als Funktion der Korngröße und der Struktur der Schneekristalle parameterisiert. Das Bodenschema ISBA1 stellt die Schneedecke in einer stark vereinfachten Form dar. ISBA1 ist in das Klimamodell ARPEGE des französischen Wetterdienstes METEO-FRANCE implementiert und betrachtet die Schneedecke als eine Schicht. Die von der Vertikalstruktur der Schneedecke abhängigen Prozesse wie Wärmeleitung und interne Massenumlagerungen sowie die Alterungsprozesse werden parameterisiert. Flüssigwasser wird gänzlich vernachlässigt.

Die von den Modellen abgeschätzten Schneehöhen und Albedowerte sind in guter Übereinstimmung. Die Schneehöhe aller drei Modelle liegt zwischen den Messungen des Schneekissens und den Beobachtungswerten des Schneesensors. Die zeitliche Entwicklung wird sehr ähnlich simuliert. Die Ergebnisse für die Schneealbedo sind nur in Douville et al. (1995) angegeben. Die Unterschiede zwischen den ISBA1 und dem in Kap.4.1 beschriebenen Modell sind äußerst gering. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die Parameterisierung der Schneealbedo in ISBA1 in ähnlicher Weise (linearer Ansatz für Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes und exponentielle Änderung der Albedo in der Schmelzperiode) durchgeführt wird. Die Oberflächentemperatur der Schneedecke weist sowohl in CROCUS als auch in ISBA1 einen kalten Bias auf. Dieser beträgt in den Tagesmittelwerten -2 K bis -5 K und wächst mit sinkender Temperature an. Durch das hier vorgestellte Modell hingegen werden die tiefen Schneetemperaturen sehr gut reproduziert. Abweichungen treten im Frühjahr auf, in denen die negativen Temperaturen nicht simuliert werden. Auswertungen für das Wasseräquivalent sind weder in Brun et al. (1992) noch in Douville et al. (1995) dargestellt.

### 4.2.2 Arktische Station (Svalbard Lufthavn)

Das Klima dieser auf Spitzbergen (78,3° N, 15,5° E, 30 m) gelegenen Station wird durch kalte trockene Luftmassen und kleine Sonnenwinkel bestimmt. Polarnachtbedingungen existieren von Mitte November bis Anfang März. Die Tagesmitteltemperaturen betragen von Dezember bis März -12° C bis -15° C, steigen im Verlauf des Frühjahrs auf 0° C an und erreichen während der Polartage mit 5° C bis 7° C ihr Maximum. Die jährlichen Minima bewegen sich im Bereich von -30° C bis -40° C. Kurzzeitig können Warmlufteinbrüche auch in der kalten Jahreszeit zu Lufttemperaturen um den Gefrierpunkt führen. Infolge des geringen Wasserdampfgehaltes der Luft fällt die jährliche Niederschlagssumme spärlich aus. Die mittlere Niederschlagsrate beträgt für 1931-60 180 mm/a. Im Winterhalbjahr tritt Niederschlag ausschließlich in fester Form auf. Die Windgeschwindigkeit kann Werte zwischen 35 m/s und 40 m/s erreichen.

Die geringe Niederschlagsmenge ruft relativ flache Schneedecken mit maximalen Höhen zwischen 30 cm und 50 cm hervor. Aufgrund der tiefen Temperaturen ist die arktische Schneedecke während des gesamten Winters ohne Flüssigwasser. Das Vorkommen von Schmelzprozessen ist auf die Zeitperiode April bis Juni begrenzt. Da Neuschneefälle relativ selten sind, werden die Eigenschaften der Schneeoberfläche vorrangig durch die Alterungsprozesse bestimmt. Durch die niedrigen arktischen Sonnenstände wird die Abhängigkeit der Albedo vom Einfallswinkel der Strahlung relevant. Die Folge ist ein Anstieg der Albedo. In den Morgen- und Abendstunden kann die Albedo Werte zwischen 0,90 und 0,95 annehmen. Durch die Polarnachtbedingungen werden die solaren Einflüsse von November bis März ausgeschaltet. Im verbleibenden Zeitraum der Schneedeckenperiode (März bis Juni) beeinflußt der integrale Effekt der während des Winters ablaufenden Alterung, der den Wert der Albedo im wesentlichen bestimmt, entscheidend die Intensität der Ablationsprozesse.

Der Schneedeckenverlauf an der Station Svalbard Lufthavn (Abb. 4.7) wird vom Modell im allgemeinen gut wiedergeben. Als äußerst positiv ist zu bewerten, daß das Ende der Ablationsperiode mit großer Genauigkeit festlegt wird und daß das Modell sogar bei flachen Schneedecken (mit Höhen unterhalb von 25 cm) zufriedenstellende Resultate erzielt. Für 1986/87 und 1987/88 treten größere Abweichungen zu den Beobachtungen während der sekundären Akkumulationsphase im März bzw. Februar mit Werten zwischen -10 cm und -20 cm auf. Für 1988/89 sind erwähnenswerte Differenzen zwischen Simulation und Beobachtungswerten nur im April zu verzeichnen. Die Reduktion der Schneehöhe wird zu diesem Termin zwar zeitgleich simuliert, fällt aber in den Simulationen um ca. 5 cm zu gering aus.

# Schneehöhe in m

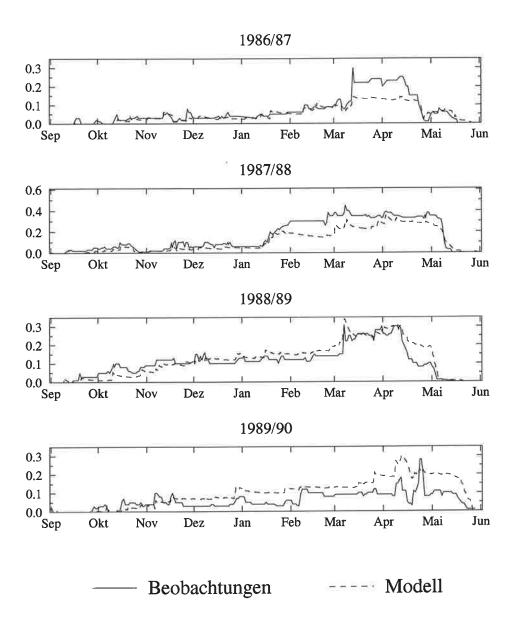


Abb. 4.7: Beobachtete und simulierte Schneehöhe an der Station Svalbard Lufthavn (Spitzbergen) für 1986-90.

Für 1989/90 wird die Schneehöhe von Mitte November bis zum Ablationsende um 5 cm bis 10 cm überschätzt. Der Anstieg der Schneehöhe im zweiten Drittel des Aprils kann aus den Niederschlagsdaten nicht nachvollzogen werden. So liegt die Vermutung nahe, daß entweder ein Datenübertragungsfehler auftrat oder das Anwachsen der Schneedecke durch Schneeverwehungen bedingt war.

Eine wesentliche Ursache für die Abweichungen der Jahre 1986/87 und 1987/88 ist im Meßfehler der Niederschlagdaten zu sehen. Schneefallmessungen können bei hohen Windgeschwindigkeiten und damit verbundenen starken Turbulenzen am Meßgerät einen Fehler von 10% bis 50% (und darüber) besitzen. Aus Sensitivitätsstudien wurde ersichtlich, daß das Schneehöhendefizit in den Simulationen für Svalbard Lufthavn verschwindet, wenn ein Fehler der Niederschlagsmessungen von 25% zugrundegelegt wird. Auf Spitzbergen werden zusätzlich zum Niederschlag starke Beeinflussungen der Gesamtschneehöhe und der lokalen Zuwachsraten durch Schneeverwehungen hervorgerufen. Diese Prozesse führen sowohl zu einer Erhöhung als auch einer Verringerung der Schneehöhe und können als Erklärung für die qualitativ unterschiedlichen Ergebnisse der Jahre 1986-89 und 1989/90 angesehen werden. Mit den hohen Windgeschwindigkeiten auf Spitzbergen sind neben Schneeverwehungen weitere Prozesse verbunden, die vom Modell nicht berücksichtigt werden. Die feinen Strukturen der Schneekristalle werden durch den Wind abgeschliffen, wodurch eine kompaktere Ablagerung hervorgerufen wird. Eine zusätzliche Form der Metamorphose des Schnees, die Windkompaktion, tritt auf. Durch sie wird die Schneedecke stark verdichtet.

Die Simulation der turbulenten Flüsse ist für die arktische Region mit Schwierigkeiten verbunden. Massentransporte, die in Form der Schneeverwehungen stattfinden, verringern die turbulenten Bewegungen (Warmser und Lykossov, 1995). Bei sehr stabilen Verhältnissen bildet sich eine lokale Grenzschicht aus. Diese bewirkt, daß bei Warmluftadvektion eine kalte Isolationsschicht über dem Schnee verweilt, die einen effektiven turbulenten Austausch von Masse und Energie zwischen der Schneedecke und der Atmosphäre verhindert (Morris, 1989). Beide Phänomene sind numerisch schwer erfaßbar.

Aussagen zur Wärmeleitfähigkeit des Bodens und Messungen der Bodentemperatur sind im Beobachtungsdatensatz nicht gegeben. Für die Simulation der Schneehöhe von Svalbard Lufthavn wurde die Sensitivität der Schneedeckenentwicklung auf verschiedene Ansätze getestet. Als günstig zeigte sich die Annahme, daß die Bodentemperatur in 5 cm Tiefe gleich der Temperatur der untersten Schneeschicht des vorhergehenden Zeitschrittes ist. Für das Jahr 1988/89 konnte durch ein Vergrößern der Wärmeleitfähigkeit von 0,3 W/(m·K) auf 0,6 W/(m·K) auch in der Ablationsphase die Schneedecke gut reproduziert werden.

### 4.2.3 Finnische Station (Sodankylä)

Tiefe Temperaturen und häufige Schneefälle beherrschen im Winterhalbjahr das Klima in Sodankylä (67,4° N, 26,7° E, 180 m). Die jährlichen Extremwerte der Lufttemperatur liegen im Bereich von -30° C bis -40° C. Winterliche Warmlufteinbrüche weisen immer Temperaturen deutlich unterhalb von 0° C auf. Die durchschnittliche Niederschlagsrate beträgt für die Periode 1931-60 500 mm/a. Von November bis Januar tritt der gesamte Niederschlag als Schneefall auf. Im Mittel sind in diesem Zeitintervall an 2 von 3 Tagen Niederschlagsereignisse zu verzeichnen. Die Spitzenwerte pro Niederschlagsereignis liegen bei 6 mm bis 8 mm Wasseräquivalent, was Neuschneehöhen zwischen 12 cm und 15 cm entspricht. In Sodankylä treten Polarnachtbedingungen von Ende November bis Mitte Januar auf.

In Sodankylä existiert von November bis April/Mai eine geschlossene Schneedecke. Die maximalen Höhen zwischen 70 cm und 95 cm werden zwischen Februar und April erreicht. Polarnachtbedingungen und tiefe Temperaturen bedingen, daß Flüssigwasser nur im Frühjahr vorhanden ist. Die Schneealbedo nimmt infolge der Niederschlagshäufigkeit und der geringen Luftverschmutzung dieser Region über längere Zeit sehr hohe Werte an. Die Simulationen wurden deshalb mit einer auf -0,001/d reduzierten Alterungsrate durchgeführt.

Abgesehen von einem in allen betrachteten Jahren simulierten Schneehöhendefizit ist eine hervorragende Übereinstimmung von gemessenen und modellierten Werten der Schneehöhe zu verzeichnen (Abb. 4.8). Die Schneedeckenentwicklung kann bis ins Detail sehr gut reproduziert werden. Die Abweichungen zwischen Simulationsergebnissen und Beobachtungswerten wachsen mit fortschreitender Akkumulation an und erreichen zwischen Februar und dem Ablationsende mit -10 cm bis -20 cm ihre größten Absolutwerte. Als Hauptfehlerquelle ist der Meßfehler des Schneefalls anzusehen. Da der Fehler der Schneehöhenberechnung systematisch ist und zeitlich akkumuliert wird, ist nicht davon auszugehen, daß laterale Transportprozesse stark dazu beitragen. Die Alterungsprozesse beschränken sich über die Herbst- und Wintermonate auf die trockene Form, die im Vergleich zur Schmelzmetamorphose und dem Korngrößenwachstum in feuchtem Schnee von Modellen gut reproduziert werden kann (Anderson, 1976). In Abb. 4.9 sind vergleichend zu den Simulationsergebnissen Abschätzungen der Schneehöhe dargestellt, in denen ein Niederschlagsfehler von 20% angenommen wird. Die Differenzen zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen werden für 1987/88 und 1988/89 auf sehr kleine Werte (maximal 2 cm bis 5 cm) reduziert. Die Abweichungen werden 1989/90 zwar auch verringert, jedoch beschreibt die erzielte Änderung nur die Hälfte des Fehlers. Für 1986/87 wird durch die Niederschlagskorrektur bis

# Schneehöhe in m

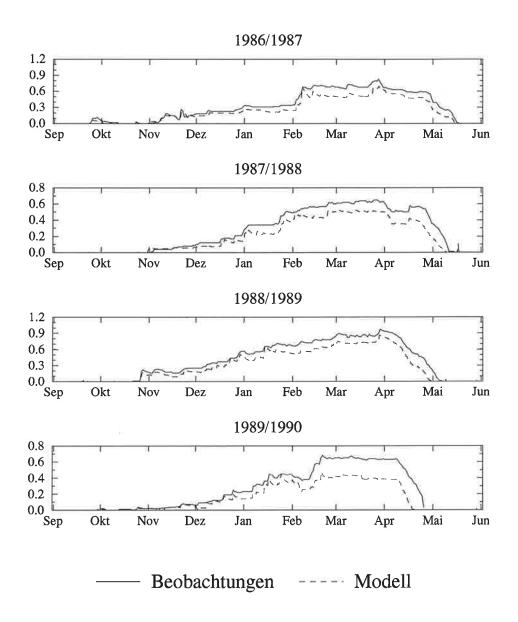


Abb. 4.8: Beobachtete und simulierte Schneehöhe der finnischen Station Sodankylä für 1986-90.

# Schneehöhe in m

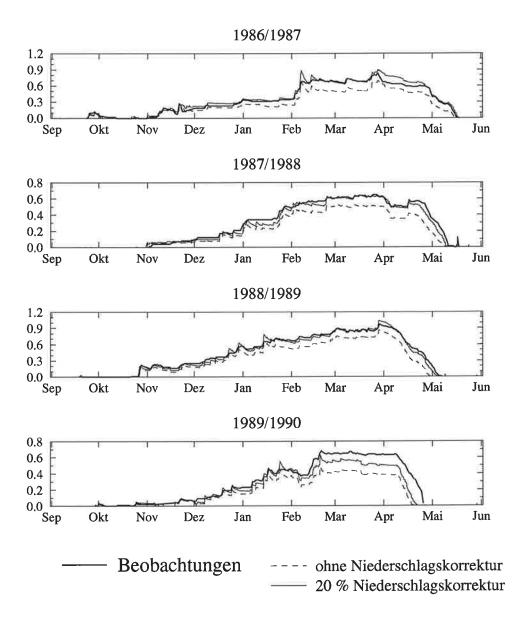


Abb. 4.9: Simulation der Schneehöhe in Sodankylä für 1986-90 mit einer Korrektur des Meßfehlers der Niederschlagsmenge. Dargestellt sind die Beobachtungen der Schneehöhe und Modellergebnisse mit unkorrigierten Niederschlagssummen und der Berücksichtigung eines Meßfehlers von 20%.

Ende März eine äußerst gute Übereinstimmung erreicht. Der simulierte Abfall der Schneehöhe Ende März ist in den Beobachtungen nicht vorhanden ist. Dieses Verhalten läßt auf weitere Fehlerquellen schließen. Für den erwähnten Fall liegt eine Fehleinschätzung der Niederschlagsart des am 30. März 1986 bei einer Lufttemperatur von 1° C gefallenen Niederschlages vor. Darüber hinaus können eine zu hoch angesetzte Neuschneedichte und eine Überschätzung der Verdunstungsflüsse einen Teil der Abweichungen hervorrufen. Werden die Simulationen mit dem Turbulenzschema nach Louis (1979) durchgeführt, weist die Schneehöhe systematisch höhere Werte auf, wodurch gleichfalls eine verbesserte Übereinstimmung mit den Beobachtungen erreicht wird. Für 1989/90 wird dadurch der Simulationsfehler auf weniger als 10 cm reduziert. Der Effekt in der Schneehöhe, der durch die Verwendung unterschiedlicher Parametersierungsansätze für die turbulenten Flüsse erzielt wird, liegt in der Größenordnung der Niederschlagskorrektur von 20%.

### 4.2.4 Station der mittleren Breiten (Gander)

Das Klima der mittleren Breiten ist durch Zyklonentätigkeit und den Einfluß von zwischengelagerten Hochdruckgebieten geprägt. Die winterlichen Temperaturen betragen in Gander (49,0° N, 54,6° W, 150 m) im Mittel zwischen -7°C bis 10°C und liegen in Extremfällen zwischen -20° C bis -25° C bzw. 15° C bis 20° C. Die mittlere Niederschlagsrate wird für 1930-60 mit 1000 mm/a beziffert. Von Oktober bis April sind sowohl Schneefälle als auch Regenniederschläge möglich. Die Niederschlagssummen betragen für diese Monate 85 mm bis 100 mm. Die maximalen Neuschneehöhen liegen zwischen 10 cm und 15 cm.

Gander verfügt von Ende November/Anfang Dezember bis Mitte April über eine geschlossene Schneedecke. Die maximalen Höhen liegen zwischen 0,60 m und 1 m und werden zwischen Januar und April erreicht. Bei Warmlufteinbrüchen mit Temperaturen über 0°C nimmt die Schneedecke innerhalb von 1 bis 2 Tagen ein isothermes Profil an. Durch Flüssigwasser verursachte Metamorphoseprozesse und Phasentransformationen sind nicht auf die Übergangsjahreszeiten beschränkt, sondern können von November bis Mai auftreten. Die Schneealbedo wird durch die Prozesse der Schmelzmetamorphose stark beeinflußt. Die hohen Werte der Neuschneealbedo kommen deshalb sehr selten vor. In die jährliche Schneedeckenentwicklung sind mehrere Schmelzperioden eingebettet. Durch diese kann die Schneehöhe zeitweise bis auf 10 cm reduziert werden. Das Ablationsende wird Mitte April erreicht. Weitere Schneedecken können Ende April oder im Mai folgen. Deren Höhe beträgt zwischen 10 cm und 40 cm und ihre Verweildauer ist auf 14 Tage bis 3 Wochen begrenzt.

Die Simulationsergebnisse für die Periode 1986-90 sind in Abb. 4.10 dargestellt.

# Schneehöhe in m

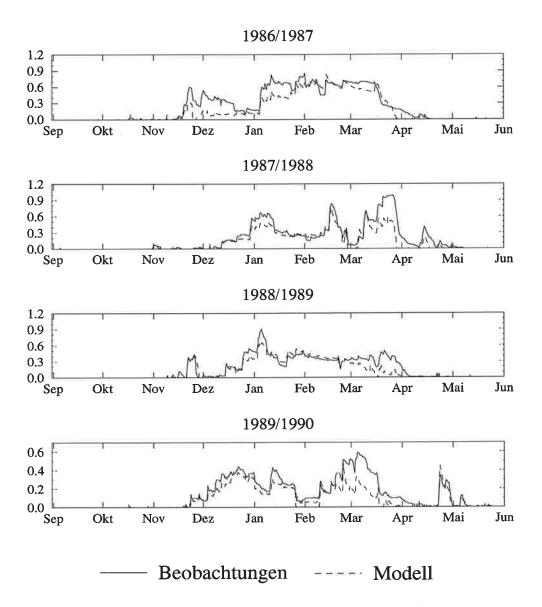


Abb. 4.10: Beobachtete und simulierte Schneehöhe für Gander (Neufundland) für die Periode 1986-90.

Die Güte der Schneedeckensimulation für Flachlandstationen der mittleren Breiten ist in erster Linie durch die Wahl des Schnee-Regen-Kriteriums festgelegt (Loth et al., 1993). Die Einteilung des Niederschlages in Schneefall und Regen bestimmt die Akkumulationsrate der Schneedecke. Eine Fehlinterpretation des Phasenzustandes führt zu Zeitverschiebungen der Schneedeckenperiode, fehlerhaften Schneehöhenberechnungen und einer Fehlabschätzung der latenten Energieflüsse (Wärmezufuhr durch Regen). Für die Simulationen von Gander traten Abweichungen, die auf dieses Problem zurückzuführen sind, im November 1986, im Januar und März 1988, im März 1989 und in den Monaten Februar bis April 1990 auf. In allen betrachteten Jahren sind diese Schwierigkeiten im Frühjahr zu verzeichnen. Das Ablationsende wird deshalb nur näherungsweise, mit Differenzen bis zu 10 Tagen zwischen Beobachtung und Modellergebnis, bestimmt.

Für die Schneedeckenentwicklung sind außerdem die Albedo, die turbulenten Wärmeflüsse, die Flüssigwasserspeicherung und damit verbundene Phasenübergänge, die effektive innere Wärmeleitung und die Metamorphose von Bedeutung. Da die Globalstrahlung in mittleren Breiten ganzjährig die größte Energiequelle der Schneedecke darstellt, reagiert die Schneedeckenentwicklung äußerst sensitiv auf die Parameterisierung der Albedo. Die Flüssigwassermetamorphose, die für feuchten Schnee die Intensität der Alterungsprozesse festlegt, wird im Modell nur über eine grobe Näherung nach Jordan (1991) berücksichtigt. Trotz des geringen klimatologischen Mittelwertes von 2 W/m² bis 5 W/m² kann die aktuelle Größe des Bodenwärmestromes entscheidenden Einfluß darauf ausüben, wann Schmelzprozesse stattfinden. Der Bodenwärmestrom wird dadurch bestimmt, ob der Erdboden vor und während der Schneedeckenperiode gefroren ist. In den Simulationen erwies es sich als günstig, mit einem konstanten Wert für die Bodentemperatur in 5 cm Tiefe (274,15 K) zu rechnen.

# 4.2.5 Alpine Station (Zugspitze)

Das Klima der Zugspitze (47,4° N,11,0° E, 2962 m) weist höhenbedingt geringe Werte der Lufttemperatur und hohe Schneefallraten auf. Die Tagesmaxima liegen im Winter unter der 0°C-Grenze, steigen in den Übergangsjahreszeiten auf positive Werte von 2°C bis 7°C an und betragen im Sommer 10°C bis 15°C. Die nächtlichen Minima können ganzjährig unter den Gefrierpunkt sinken. Die mittlere Niederschlagsrate wird für 195180 mit 2000 mm/a angegeben. Schneefälle sind ganzjährig möglich. Von Oktober bis Mitte Mai fallen die Niederschläge ausschließlich in fester Form. Die Windgeschwindigkeit ist mit Mittelwerten zwischen 7 m/s und 12 m/s und Spitzen von 25 m/s bis 30 m/s gegenüber Flachlandbedingungen deutlich erhöht.

Eine geschlossene Schneedecke existiert auf der Zugspitze in der Regel von Oktober bis Juli. In einigen Jahren ist sie ganzjährig vorhanden. Die Akkumulationsperiode beginnt mit den ersten ergiebigen Schneefällen im Frühherbst (September bis Anfang Oktober). Die Maxima der Schneehöhe werden mit 3 m bis 5 m zwischen Februar und April erreicht. Die unterste Schneeschicht wird durch Wasserdampfdiffusion und Schmelzprozesse im Verlauf des Winters stark ausgehöhlt. In den darüberliegenden kälteren Schichten entstehen durch Sublimation von Wasserdampf hexagonale Becherkristalle (Tiefenreif). Das Durchlaufen von Schmelz- und Erstarrungszyklen tritt ab März auf und ist in den meisten Fällen auf die oberen Zentimeter der Schneedecke begrenzt. Die Länge der Ablationsperiode hängt von der Schneehöhe und der Häufigkeit und Menge erneuter Schneefälle ab. Im Mittel beträgt die Abschmelzphase zwischen 2 und 4 Monaten.

Die Schneedeckenentwicklung auf der Zugspitze (Abb. 4.11) wird für 1986-90 relativ gut reproduziert. Eine größere Differenz von 1 m bis 1,5 m ist im August 1987 zwischen simulierter und beobachteter Schneehöhe zu verzeichnen. Als wesentliche Ursache für die Abweichung sind horizontale Umlagerungen anzusehen, die durch die exponierte Lage der Station und die hohen Windgeschwindigkeiten häufig auf der Zugspitze stattfinden und sehr intensiv sind. Für 1987/88 wird die Schneehöhe von Januar bis März und April bis September um 70 cm bis 1 m überschätzt. Ein ähnliches Resultat liegt auch für 1988/89 vor, für das zu große Schneehöhen im Januar und Februar sowie von Mitte Juni bis Oktober simuliert werden. Das Ablationsende wird dadurch für 1987/88 und 1988/89 nicht exakt bestimmt. Da Schneefallereignisse auf der Zugspitze immer mit relativ hohen Windgeschwindigkeiten auftreten und Windkompaktion im Modell nicht berücksichtigt wird, ist ihre Vernachlässigung als eine bedeutende Fehlerquelle für die Überschätzung der Schneehöhe anzusehen. Eine mehrmalige Fehlbestimmung der Niederschlagsart und eine zu gering angesetzte Neuschneedichte im Sommer sind weitere Fehlerkandidaten. Eine negative Abweichung der Simulationsergebnisse von den Beobachtungswerten tritt von März bis Mitte Juni 1990 auf. Für diese Zeit simuliert das Modell in der untersten Schicht Schmelzprozesse. Die gemessenen Schneehöhen lassen darauf schließen, daß dieses Verhalten ein Modelldefizit darstellt. Dieses Problem (beschleunigtes Abschmelzen an der Schneeunterkante) wurde bereits für Col de Porte (Kap. 4.2.1) aufgezeigt.

Auf die Einflüsse der Albedo, der Berechnung des Bodenwärmestromes, des Turbulenzschemas und die Abschätzung der inneren Prozesse wird in Kap. 5 eingegangen. Die Sensitivität der Schneedeckenentwicklung auf das Schnee-Regen-Kriterium kommt auf der Zugspitze nur in den Übergangsjahreszeiten zum Tragen. Ungeachtet dieser zeitlichen Begrenzung wird jedoch die Simulation stark beeinflußt. Im Herbst wird mit der Niederschlagsart der

# Schneehöhe in m

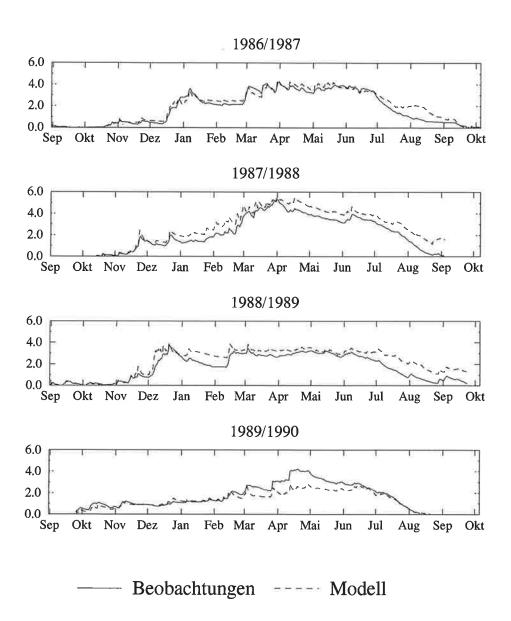


Abb. 4.11: Beobachtete und simulierte Schneehöhe auf der Zugspitze für die Periode 1986-90.

Beginn der Akkumulationsperiode festgelegt. Kurz vor dem Ablationsende kann eine Fehleinschätzung des Aggregatzustandes dazu führen, daß der Jahreszyklus der Schneedecke zeitversetzt zu den Beobachtungen beendet wird. Fehlinterpretationen während des Frühlings und Frühsommers werden als integrierter Effekt während der Ablation wirksam.

## 4.3 Verifikationsergebnis und Modelldefizite

Das Schneedeckenmodell berechnet mit einer großen Genauigkeit die Entwicklung der temporären Schneedecke. Alle drei Perioden der Schneedeckenentwicklung (Akkumulation, Metamorphose und Ablation) werden unter verschiedenen Klimabedingungen (Arktis, mittlere Breiten, alpine Regionen) sehr gut reproduziert. Lediglich auf der extrem exponierten Zugspitze treten größere Abweichungen auf.

Die Schneehöhe wird vom Modell für Landgebiete nördlich von 60° N um ca. 10 cm unterschätzt. Dies ist einerseits durch Schneeverwehungen und den Meßfehler des Niederschlags bedingt, die vom Modell nicht erfaßt werden können und andererseits auf die Formulierung der turbulenten Flüsse zurückzuführen. Für hohe Schneedecken wird der Schneehöhenverlauf während der gesamten Schneedeckenperiode äußerst präzise wiedergegeben. Das Ablationsende wird bei gegebener Schneemasse im wesentlichen durch die Albedo festgelegt. Für flache Schneedecken (< 25 cm) wird das Ablationsende vom Modell exakt bestimmt. Infolge der Unterschätzung der Schneehöhe wird das Ablationsende hoher Schneedecken um 5 Tage bis 10 Tage zu früh erreicht. Die Wasserdampfflüsse an der Schneeoberfläche sind trotz ihrer geringen Absolutgröße für die Schneedeckenentwicklung von großer Bedeutung. Dies ist darauf zurückzuführen, daß sie über den gesamten Winter wirken und unter kalten Verhältnissen den einzigen Stoffaustausch der Schneedecke mit den anderen Komponenten des Klimasystems realisieren. Die turbulenten Flüsse werden durch Schneeverwehungen verringert. Dieser Effekt wird im Modell nicht berücksichtigt, was eine Überschätzung der Verdunstung bewirkt. Bei Warmlufteinbrüchen wird nach sehr stabilen Verhältnissen der turbulente Austausch gleichfalls überschätzt, da direkt oberhalb der Schneedecke eine Kaltluftschicht verharrt und einen effektiven Austausch verhindert.

Flache Schneedecken in mittleren Breiten werden sehr detailliert vom Modell beschrieben, sofern die Niederschlagsart bekannt ist, eine Korrektur des Niederschlagsfehlers durchgeführt wird und die turbulenten Flüsse gut aufgelöst werden. Die Schneehöhe wird auch für Gander unterschätzt, wobei die maximalen Differenzen zwischen 10 cm und 40 cm liegen. Die Abweichungen zu den Beobachtungen verringern sich um 10 cm bis 15 cm durch die Implementierung des Turbulenzschemas von Louis (1979). Die Albedoänderung und die

Flüssigwassertransmission sind für die Bestimmung des Ablationsendes von großer Bedeutung. Das Ablationsende kann um 4 bis 8 Tage gegenüber den Simulationen verschoben werden, wenn eine Fehleinschätzung der Niederschlagsart im Frühling auftritt. Die innere Wärmeleitung und die Metamorphoserate beeinflussen entscheidend, zu welchem Termin Schmelzprozesse in der Schneedecke stattfinden. Der Bodenwärmestrom kann zu Schmelzprozessen an der Unterkante der Schneedecke und einem unmittelbaren Abfluß führen. Die exakte Simulation dieser Prozesse ist notwendig, da andernfalls ein systematischer Fehler in der Schneehöhe auftreten kann, der während der gesamten Schneedeckenperiode andauert und akkumuliert werden kann.

Für hohe Schneedecken unter alpinen Bedingungen wird der Schneehöhenverlauf bis ins Detail reproduziert. Schwierigkeiten sind zu verzeichnen, falls hohe Windgeschwindigkeiten zu Schneeverwehungen und Windkompaktion führen. Die Niederschlagsrate ist auch für alpine Regionen mit einem Korrekturfaktor zu versehen. Während der Alterungsphase wird die Schneehöhe durch die Albedo, die turbulenten Flüsse, die Transmission von Flüssigwasser, innere Wärmeleitung und Metamorphoseprozesse bestimmt. Die Verdunstung führt direkt zu einer Ablation. Die anderen Parameter beeinflussen den Zeitpunkt des Auftretens von Schmelzprozessen und über die Energiebilanz der Oberflächentemperatur, von der die Verdunstungsprozesse abhängig sind. Schmelzprozesse werden auch an der Schneeunterkante verzeichnet und sind dort ganzjährig möglich. Ihre numerische Erfassung ist für die Simulation der Schneehöhe von großer Bedeutung. In der Ablationsperiode sind die relevanten Parameter die Albedoänderung, das Speichervermögen an Flüssigwasser und die Metamorphoseraten. Die Abweichungen der simulierten Schneehöhe von den Beobachtungen können im Extremfall 1 m bis 1,5 m erreichen. Eine hohe Sensitivität auf das Schnee-Regen-Kriterium tritt in alpinen Regionen in den Übergangsjahreszeiten auf.

Das Wasseräquivalent wird in der Akkumulations- und Alterungsphase der Schneedecke sehr gut beschrieben. Größere Differenzen treten zu den Beobachtungen zum Beginn der Ablationsperiode auf. Diese betragen maximal -50 mm und sind auf eine Fehleinschätzung des Retentionsvermögens in der Schmelzperiode und eine fehlerbehaftete Simulation der Flüssigwassertransmission, die nur über eine grobe Näherung parameterisiert wird, zurückzuführen. Diese Fehler bewirken einen verfrühten Abfluß.

Die Oberflächentemperatur des Schnees wird während der Wintermonate exakt bestimmt. Im Frühjahr, wenn Flüssigwasserprozesse eine große Bedeutung gewinnen, treten seltener als in den Beobachtungen negative Oberflächentemperaturen der Schneedecke auf. Dies ist wiederum auf die grobe Parameterisierung der Flüssigwassertransmission zurückzuführen.

Die Schneealbedo wird sowohl für kalten Schnee als auch für feuchten Schnee sehr gut beschrieben. Die simulierte Albedoalterung stimmt mit den Beobachtungen hervorragend überein. Extrem hohe Werte der Neuschneealbedo werden jedoch nicht erreicht. Dieses Defizit kann durch das Verwenden einer exponentiellen Alterungsfunktion der Albedo für kalten Schnee behoben werden.

Die Modelldefizite und offene Fragen betreffen die Wahl der Niederschlagsart, die Beeinflussung der Albedo durch die Einlagerung von Fremdpartikeln, die numerische Formulierung der turbulenten Flüsse, die Simulation des Windeinflusses, die Flüssigwasserspeicherung und Modifikationen der Schneedecke durch die Vegetation.

Die prozentualen Anteile von Schneefall und Regen am Gesamtniederschlag, die die Akkumulationsrate festlegen, können vom Schneedeckenmodell auf der Basis von bodennahen Messungen der Temperatur und Luftfeuchtigkeit nur unzureichend bestimmt werden. Einmalige Fehleinschätzungen im Herbst oder Frühwinter wirken sich über die gesamte Simulationsperiode aus. In mittleren Breiten kann bei der Simulation von Schneedecken nur dann ein hinreichend gutes Resultat erzielt werden, wenn die Information über den Phasenzustand des Niederschlages Eingabeparameter ist. In globalen Zirkulationsmodellen wird die Niederschlagsart von dem Atmosphärenmodell bereitgestellt. Für Simulationen mit gemessenen Eingabeparametern wird eine getrennte Messung von Schneefall und Regen empfohlen.

Die Simulationsergebnisse der Schneedecke zeigen unter allen Klimabedingungen eine hohe Sensitivität auf die Formulierung der turbulenten Flüsse. Eine exakte Beschreibung der Schneedeckenentwicklung ist nur möglich, wenn die turbulenten Flüsse in Abhängigkeit der Stabilität der atmosphärischen Schichtung gewählt werden. Die Simulationen zeigten eine verbesserte Übereinstimmung, wenn das Turbulenzschema nach Louis (1979), in das Schneedeckenmodell implementiert wird.

Der Einfluß des Windes, der laterale Umlagerungen und Windkompaktion hervorruft, sollte in einem Schneedeckenmodell unbedingt berücksichtigt werden

Der Vergleich der Simulationsergebnisse mit den Beobachtungswerten läßt darauf schließen, daß das Retentionsvermögen während der Schmelze unterschätzt wird. Es wird vorgeschlagen, den in für Col de Porte genutzten Ansatz der Dichteabhängigkeit des Retentionsvermögens für feuchten Schnee in die Grundversion des Modells aufzunehmen. Die Parameterisierung der Flüssigwassertransmission, die den Abfluß, die innere Wärmeleitung und die Oberflächentemperatur des Schnee entscheidend mitbestimmt, ist zu verbessern.

Eine Möglichkeit, die Oberflächenschicht im Modell trockener zu gestalten, wird darin gesehen, für die Oberflächenschicht eine Flüssigwassertransmission auszuschließen.

Der Einfluß der Vegetation und horizontal heterogener Verhältnisse werden in der Grundversion bisher nicht betrachtet. Albedo und Wärmeübergangskoeffizient sowie die turbulenten Austauschflüsse sind jedoch vom vorherrschenden Vegetationstyp stark abhängig. Der nächste Schritt der Modellentwicklung sollte darin bestehen, den modifizierenden Einfluß der Vegetation zu parameterisieren. Flächenmittlungsfunktionen sind beim Übergang auf ein dreidimensionales Gitter einzuführen.

# 5 Sensitivitätsexperimente zur Kopplung von Atmosphäre und Schneedecke

Der Darstellung der Klimarelevanz von Schneedecken (Kap. 3) und der Entwicklung und Verifikation eines komplexen Modells für die Schneedecke (Kap. 4) folgt in diesem Kapitel die Analyse der notwendigen Komplexität eines Schneedeckenmodells für Klimastudien. Ein derartiges Modell muß in der Lage sein, die Wechselwirkungen zwischen Schneedecke, Atmosphäre und Untergrund mit einer großen Genauigkeit widerzuspiegeln. Dazu ist einerseits von Interesse, das Zeitintervall der Schneedeckenperiode exakt zu erfassen, da die Existenz einer Schneedecke sprunghafte Änderungen der Eigenschaften der Erdoberfläche hervorruft, auf die die Atmosphäre sehr sensitiv reagiert. Diese Modelleigenschaft kann über die Schneehöhe und das Wasseräquivalent verifiziert werden. Andererseits sind die Energieund Massenflüsse an der Schneeoberfläche, die die Wechselwirkungen zwischen der Schneedecke und der Atmosphäre während der Schneedeckenperiode realisieren, gut zu beschreiben. Da Schneedecken mehrmonatlich andauern können, ist eine Analyse der Flüsse an der Schneeoberfläche im Rahmen von Klimastudien gleichfalls von großer Bedeutung.

Unter dem Gesichtspunkt einer Modellvereinfachung des komplexen Schneedeckenmodells und einer Sensitivitätsanalyse auf die verwendeten Parameter wurden Testsstudien durchgeführt, deren Ergebnisse in diesem Kapitel beschrieben werden. Kap. 5.1 ist den Eigenschaften und Prozessen an den Grenzflächen der Schneedecke gewidmet. Kap. 5.2 beschäftigt sich mit der Auflösung der vertikalen Struktur der Schneedecke. Kap. 5.3 untersucht die inneren Prozesse der Schneedecke und die Bedingungen, unter denen sie in Klimamodellen zu berücksichtigen sind. Die verwendeten Datensätze der Meßstationen Col de Porte, Svalbard Lufthavn, Sodankylä, Gander und Zugspitze wurden bereits zur Modellverifikation herangezogen und sind in Kap. 4.2 beschrieben.

Zur Einordnung in die Gesamtarbeit eine Anmerkung: In Kap. 4 werden die Ergebnisse der Schneedeckensimulation mit Beobachtungswerten verglichen, deren Differenzen größenordnungsmäßig erfaßt und Modelldefizite aufgezeigt. Meßfehler, mit denen vor allem die Niederschlagsdaten behaftet sind, werden abgeschätzt. Im Unterschied dazu wird in Kap. 5 gezeigt, welche physikalischen Prozesse die Schneedeckenentwicklung unter verschiedenen Klimabedingungen bestimmen und welche Sensitivität auf einzelne Parameterisierungsansätze besteht. Ein Zusammenfassung beider Kapitel wird mit der Ableitung der Mindestanforderungen an ein Schneedeckenmodell für Klimastudien in Kap. 6 folgen.

### 5.1 Eigenschaften und Prozesse an der Grenzfläche

#### 5.1.1 Schneefall und Regen

Die Schneefallmenge beeinflußt unmittelbar die Massenbilanz der Schneedecke und damit das Ende der Ablationsphase. Die durch veränderte Regenraten hervorgerufenen Modifikationen verlaufen über Phasenumwandlungen des Wassers und damit verbundenen Wärmeumsetzungen. Da die Prozesse des Flüssigwassers, das durch Regen und Schmelzprozesse im Schnee auftritt, und deren Einfluß auf die Schneedeckenentwicklung noch gesondert betrachtet werden (Kap. 5.3.1), wird auf eine ausführliche Diskussion an dieser Stelle verzichtet.

Zur Analyse der Sensitivität der Schneedeckenentwicklung auf unterschiedliche Schneefallraten wird der Datensatz von *Svalbard Lufthavn* herangezogen. An dieser Station sind infolge der hohen Windgeschwindigkeiten und der tiefen Lufttemperaturen Schneefallmessungen in der Regel mit einem relativ großen Fehler von -25% bis -50% behaftet. Die Teststudien wurden mit einer Erhöhung der Schneefallmenge um jeweils 1%, 5%, 20%, 25%, 35% und 50% durchgeführt.

Infolge der Niederschlagskorrekturen wachsen im Mittel über die vier Jahre die Schneehöhe und das Wasseräquivalent am Beginn der Ablationsperiode um + 1 cm bis +16 cm bzw. um +2 cm bis +5 cm an. Vor dem Abschmelzen der Schneedecke (Mitte April bis Anfang Mai) treten bei der Simulation mit erhöhten Niederschlagswerten systematisch veränderte Grenzflächenflüsse auf. Die Abweichungen halten 10 bis 14 Tage an. Die kurzwellige Strahlungsbilanz sinkt um -4 W/m² bis -8 W/m², da die Albedo durch den vermehrten Neuschnee größere Werte besitzt. Die turbulenten Flüsse werden infolge tieferer Oberflächentemperaturen der Schneedecke um + 5 W/m² bis + 17 W/m² erhöht. Die Änderung der Energiebilanz fällt mit +2 W/m² bis +7 W/m² geringer aus. Während des Winters sind gleichfalls Änderungen in den Energieflüssen an der Schneeoberfläche zu verzeichnen, die jedoch im Mittel eine Größenordnung geringer ausfallen. Kurzfristig (1 bis 3 Tage) werden diese hohen Differenzen allerdings auch vor der Ablation erreicht.

Die Ergebnisse dieser Sensitivitätsexperimente zeigen, daß die Höhe der Akkumulationsrate nicht nur für die Bestimmung der Schneemasse sondern auch für die energetischen Wechselwirkungen zwischen Schneedecke und Atmosphäre während der Schneedeckenperiode von Bedeutung ist. Um eine präzise Simulation von Schneedecken zu garantieren, müssen Niederschlagsdaten in korrigierter Form gegeben sein.

#### 5.1.2 Albedo

Die Bestimmung der Albedo, durch die in globalen Klimamodellen der Jahresgang der nordhemisphärischen Schneefläche festgelegt wird, setzt sich aus drei Aufgaben zusammen:

- (1) die Festlegung der Neuschneealbedo und die Erhöhung der Albedo bei der Ablagerung von Schneefall auf der Schneeoberfläche
- (2) die Ermittlung der Albedoänderungsrate in der Alterungsphase
- (3) die Albedoänderungen während der Schmelzphase und deren Modifikationen durch den Untergrund bei flachen Schneedecken kurz vor dem Ende der Ablationsphase.

Die Sensitivität der Schneedeckenentwicklung auf die Schneealbedo wird anhand der Stationen Col de Porte, Sodankylä und Zugspitze diskutiert. Für die Meßstation Col de Porte ist für den Winter 1988/89 ein Vergleich mit Beobachtungsdaten dieses Schneeparameters möglich ist. Die zur Parameterisierung der Albedo verwendeten Ansätze sind in Tab. 5.1 aufgeführt.

	Berechnungsformel	Koeffizienten	Quelle
Grundversion kalter Schnee	$\alpha_{s}(t) = \alpha_{s}(t-1) + a_{\alpha} \cdot \Delta \tau$	$a_{\alpha} = -0.006/d$	Gray und Landine (1987)
Grundversion Schmelzperiode $h_s > 25$ cm	$\alpha_{s}(t) = a_{\alpha} + (\alpha_{s}(t-1) - a_{\alpha}) \cdot \exp(-b_{\alpha}\Delta\tau)$	$a_{\alpha} = 0.5$ $b_{\alpha} = 0.24$	Verseghy (1991)
Grundversion Schmelzperiode h <sub>s</sub> ≤ 25 cm	$\alpha_{s}(t) = \alpha_{s}(t-1) + a_{\alpha} \cdot \Delta \tau$	$a_{\alpha} = -0.071/d$	Gray und Landine (1987)
ECHAM (Temperatur- funktion)	$\alpha_s(t) = a_{\alpha} - b_{\alpha} \cdot (T_{sf} - T_r) / (T_{M} - T_r)$	$a_{\alpha} = 0.8$ $b_{\alpha} = 0.4$ $T_{r} = 263.15 \text{ K}$ $T_{M} = 273.16 \text{ K}$	Roeckner et al. (1992)
linearer Ansatz	$\alpha_s(t) = \alpha_s(t-1) + a_{\alpha 1,2,3} \Delta \tau$ $a_{\alpha 1} \text{ für kalten Schnee}$ $a_{\alpha 2} \text{ für Schmelze und } h_s > 25 \text{ cm}$ $a_{\alpha 3} \text{ für } h_s \le 25 \text{ cm}$	$a_{\alpha 1}$ =-0,006/d $a_{\alpha 2}$ =-0,015/d $a_{\alpha 3}$ =-0,071/d	Gray und Landine (1987)

Tab 5.1: Parameterisierung der Schneealbedo in der Grundversion (Kap. 4.1) und in den Sensitivitätsexperimenten.  $\alpha_s(t)$  und  $\alpha_s(t-1)$  sind die Schneealbedo zum Zeitpunkt t bzw. t-1.  $\Delta \tau$  ist der Modellzeitschritt in Tagen.

Im Sensitivitätsexperiment für *Col de Porte* wird die Albedoalterung über eine Temperaturfunktion beschrieben. Der verwendete Albedoansatz entspricht der Parameterisierung im Hamburger Klimamodell ECHAM (Roeckner et al., 1992). Die Beobachtungs- und Simulationsdaten der Schneealbedo sind in Abb. 5.1 dargestellt.

#### Col de Porte: Schneealbedo

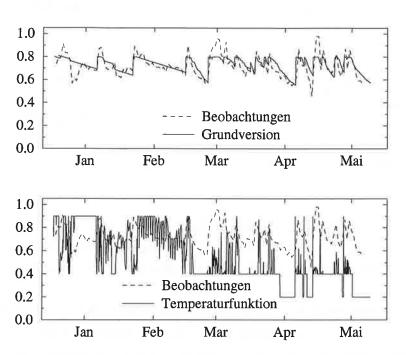


Abb. 5.1: Schneealbedo für Col de Porte im Zeitintervall 17.12.1988 bis 8.5.1989. Die Simulationen wurden mit einer zeitabhängigen Alterungsfunktion für die Albedo und einer Temperaturfunktion der Albedo (Tab.5.1) durchgeführt.

Im Vergleich zu den Meßwerten und den Ergebnissen der Grundversion weist die über die Temperaturfunktion berechnete Albedo eine äußerst hohe Variabilität auf. Die Schneealbedo wird in der kalten Periode (Dezember bis Februar) im Mittel überschätzt, wobei von Ende Dezember bis Anfang Januar diese Abweichung ungefähr + 0,2 beträgt und im Zeitintervall Ende Januar bis Anfang Februar bei ca. + 0,1 liegt. In der Schmelzperiode hingegen, in der die Grundversion auch mit den Beobachtungsdaten sehr gut übereinstimmt, werden durch die Temperaturfunktion wesentlich zu geringe Werte bestimmt. Die zeitliche Änderung der Schneealbedo, die durch die Alterungsprozesse verursacht wird, wird nicht erfaßt. Die Fehleinschätzung der Albedo bei Temperaturen um den Gefrierpunkt wirkt sich sowohl auf die Berechnung der Schneehöhe und als auch auf das Wasseräquivalent aus., Beide Parameter werden im März zu stark reduziert (Abb. 5.2). Durch die überschätzte Strahlungsabsorption treten im April bereits kurzzeitig schneefreie Verhältnisse auf. Das Ablationsende wird um ca. 8 Tage vorverlegt.

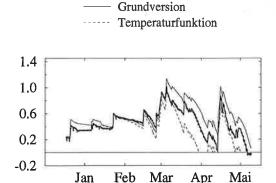
### Col de Porte

#### Schneehöhe in m

## Wasseräquivalent in m

Profilmessungen

- Grundversion



Schneesensor

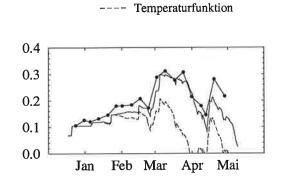


Abb. 5.2: Schneehöhe und Wasseräquivalent für Col de Porte in der Simulationsperiode 1988/89. Dargestellt sind Meßwerte und die Simulationsergebnisse unter Verwendung verschiedener Parameterisierungsansätze für die Schneealbedo (Tab. 5.1).

Während der Schneedeckenperiode sind durch die unterschiedlichen Albedowerte Änderungen in der simulierten Temperatur und den Flüsse an der Schneeoberfläche zu verzeichnen. Die Oberflächentemperatur der Schneedecke, die die langwellige Ausstrahlung der Schneedecke bestimmt, zeigt im Tagesmittel Abweichungen zwischen den Modellversionen im Bereich von 0,1 K bis 4,2 K (Abb. 5.3). Während Ende Januar bis Mitte Februar die Tagesmitteltemperaturen, die die Grundversion sehr gut reproduziert, für die ECHAM-Parameterisierung um 1,0 K bis 1,5 K zu gering ausfallen, werden von März bis Mai die Abweichungen zu den gemessenen Temperaturen im negativen Bereich gegenüber der Grundversion reduziert. Die Energiebilanz weist im Sensitivitätsexperiment von Ende Januar bis zum Ablationsende systematisch höhere Werte als die Grundversion auf (Abb. 5.4). Die Abweichungen betragen für die Energiebilanz 2 W/m²und 25 W/m² (gleitendes Mittel über 24 Werte). In den turbulenten Wärmeflüssen treten keine großen Änderungen zwischen den Modellversionen während der winterlichen Schneedeckenperiode auf. Anfang März sinken unter Verwendung der Temperaturfunktion sowohl der fühlbare als auch der latente Wärmefluß um ca. 2 W/m<sup>2</sup>. Diese Modifikation hält ca. 4 Tage an. Mitte April und Anfang Mai werden für ca. 3 Tage nochmals Abweichungen zwischen den Modellversionen simuliert. Während der fühlbare Wärmestrom im gleitenden Mittel über 24 Werte bei der Verwendung der Temperaturfunktion zu diesem Zeitpunkt wiederum geringer ausfällt (-2 bis -5 W/m²), zeigt der latente Wärmefluß um 5 W/m² bis 7 W/m² höhere Werte.

## Col de Porte: Schneeoberflächentemperatur in °C

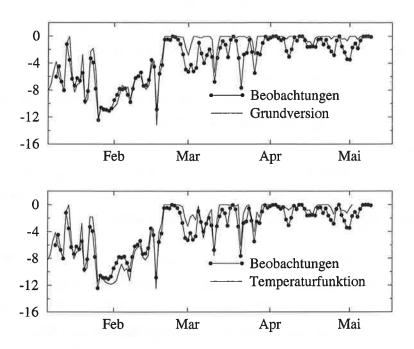


Abb. 5.3: Tagesmittelwerte der Schneeoberflächentemperatur aus Beobachtungsdaten und Simulationsergebnissen mit verschiedenen Ansätzen für die Albedo an der Meßstation Col de Porte vom 8.1.1989 bis 8.5.1989.

## Col de Porte: Energiebilanz in W/m<sup>2</sup>

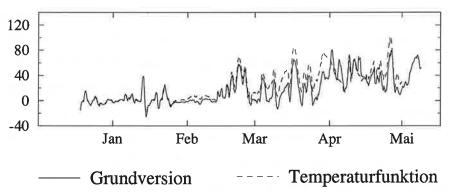


Abb. 5.4: Simulationsergebnisse der Energiebilanz der Schneedecke unter Verwendung verschiedener Parameterisierungsansätze für die Albedo für Col de Porte im Zeitintervall 17.12.1988 bis 8.5.1989. Dargestellt sind die gleitenden Mittel über 24 Werte. Die Grundversion enthält eine zeitabhängige Alterungsfunktion der Albedo.

Die hohen Niederschlagsmengen und -frequenzen bewirken, daß auf der **Zugspitze** die Albedo über längere Zeit den Wert für Neuschnee besitzt. Rapide Änderungen der Albedo werden während der Wintermonate durch die Ablagerung von Fremdpartikeln auf der Schneeoberfläche hervorgerufen. Episodisch treten sogar plötzliche Abfälle der Albedo auf 0,2 auf. Diese werden durch die Sedimentation von Saharastaub verursacht. Dieses Ereignis tritt ungefähr alle 2 bis 4 Jahre einmal auf, beeinflußt aber die Schneedeckenentwicklung der nachfolgenden Monate drastisch. In der Schmelzperiode wird die Albedo durch Flüssigwassermetamorphose und, falls die Schneehöhe unter 25 cm sinkt, durch die Strahlungseigenschaften des Bodens geprägt. Um zu testen, welche Abhängigkeit der Schneedeckenentwicklung von der Parameterisierung der Albedo unter diesen Bedingungen existiert, wurde vergleichend zur Grundversion, die in der Schmelzperiode einen exponentiellen Albedoabfall simuliert (Verseghy, 1991), ein linearer Ansatz (Gray und Landine, 1987) verwendet.

Die Resultate der Schneehöhe sind für die Winter 1987/88 und 1988/89 in Abb. 5.5 dargestellt. Während für April bis Juni 1988 im Vergleich zur Grundversion eine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungen erzielt wird, wird der Simulationsfehler der Periode 1988/ 89 durch den linearen Ansatz um 70 cm bis 1 m vergrößert. In den Jahren 1986/87 und 1989/90 treten keine nennenswerten Differenzen zwischen den Modellversionen in der Schneehöhe auf. Die Albedoänderung selbst beträgt während der Schneedeckenperiode zwischen 0,02 und 0,23. Da Änderungen der Albedo, die wechselnd durch Fremdpartikel auf der Oberfläche, Neuschnee und Schmelzprozesse hervorgerufen werden, durch eine Zeitfunktion nicht vollständig erfaßt werden, tragen die aus einer veränderten Albedoparameterisierung resultierenden Abweichungen der Schneehöhe sowohl ein positives als auch ein negatives Vorzeichen. Daß die Albedo für die Schneedeckenentwicklung ein sehr wichtiger Parameter ist, geht aus der Größenordnung der Differenzen hervor. Das Wasseräquivalent weist zum Ablationsende im Frühherbst zwischen den Modellversionen Differenzen zwischen 10 cm und 95 cm auf. Bis Juli treten hingegen keine Veränderungen des Wasseräquivalents auf. Dies ist darin begründet, daß Schmelzprozesse bis zu diesem Termin nur in einer Oberflächenschicht stattfinden und das Schmelzwasser von den tiefer liegenden Schichten gespeichert wird. Ab Juli führen geringere Albedowerte zu einer Beschleunigung der Schmelzprozesse und einem verstärkten Abfluß. Reduzierte Werte der Albedo bewirken in der Zeit von Juli bis Oktober eine Erhöhung der Energiebilanz um 2  $\mathrm{W/m^2}$  bis 5  $\mathrm{W/m^2}$ (gleitendes Mittel über 24 Werte). Diese Änderungen dauern allerdings nur 3 bis 6 Tage an. Sie sind jedoch sowohl in der Energiebilanz als auch in den turbulenten Flüssen zu verzeichnen. Die entsprechenden Differenzen der turbulenten Flüsse betragen 2  $\rm W/m^2$  bis 15  $\rm W/m^2$ .

### Zugspitze: Schneehöhe in m

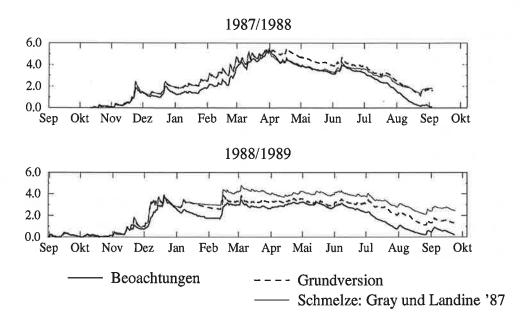


Abb. 5.5: Abhängigkeit der Simulation der Schneehöhe auf der Zugspitze von der Parameterisierung der Albedo in der Schmelzphase. Dargestellt sind Beobachtungen und die Simulationsergebnisse der Grundversion (exponentielle Alterung) und unter Verwendung einer linearen Alterungsfunktion (Gray und Landine, 1987).

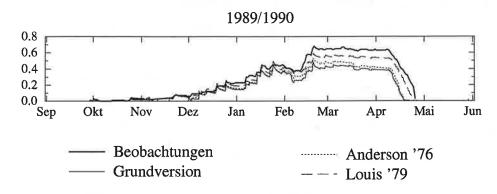
In Sodankylä führt ein linearer Ansatz in der Schmelzperiode zu einem verfrühten Abschmelzen der Schneedecke. Gegenüber der Grundversion wird das Ablationsende um 10 bis 14 Tage vorverlegt. Die Simulationswerte der Schneehöhe und des Wasseräquivalents zeigen Mitte April einen rapiden Abfall, der in den Beobachtungen nicht zu verzeichnen ist. Da in Sodankylä im Winter Polarnachtbedingungen vorherrschen und die Luftverunreinigungen relativ gering sind, wird eine veränderte Albedoparameterisierung bei Schmelzprozessen nur im Frühjahr wirksam. Diese beeinflußt jedoch sehr stark die nachfolgende Schneedeckenentwicklung. Während der kalten Jahreszeit sind keine Modifikationen der Schneehöhe, des Wasseräquivalents und der Grenzflächenflüsse zur Atmosphäre zu verzeichnen. Ein ähnliches Resultat wird für die arktische Station Svalbard Lufthavn erzielt, an der auch Polarnachtbedingungen und tiefe Temperaturen vorherrschen. Eine Änderung des linearen Alterungskoeffizienten für kalten Schnee wurde für die Station Sodankylägleichfalls durchgeführt. Der analysierte Bereich liegt zwischen -0,0005/d und -0,008/d. Die Modifikation wirkt sich im Frühjahr als integraler Effekt mit einer Veränderung aller Schneeparameter aus. Das Ablationsende wird dabei maximal 4 Tage vorverlegt.

Die Teststudien zur Albedoparameterisierung zeigen, daß unter allen betrachteten Klimabedingungen eine hohe Sensitivität der Schneedeckensimulation auf die Albedo und deren numerische Formulierung existiert. Die Schneealbedo kann sowohl in der Alterungsphase als auch in der Ablationsperiode mit exponentiellenZeitfunktionen sehr genau beschrieben werden. Beim Vorhandensein von Flüssigwasser findet im Vergleich zu trockenem Schnee eine beschleunigte Alterung statt. Der Alterungskoeffizient der Albedo ist vom Grad der Verunreinigung der Schneeoberfläche abhängig. Dieser Einfluß kann über die Sedimentationsrate von Aerosolen zusätzlich ins Modell eingeführt werden. Dadurch ist eine weitere Verbesserung der Parameterisierung der Schneealbedo, insbesondere bei einer stark verschmutzten Atmosphäre, möglich. Ein reiner Temperaturansatz überschätzt die Albedo in kalten Periode und reduziert die Albedo zu stark bei Warmlufteinbrüchen. Die Folge dieses Fehlers ist ein zu schnelles Abschmelzen der Schneedecke. Für Col de Porte wird das Ablationsende um 8 Tage vorverlegt. Für kalte Perioden nach Warmlufteinbrüchen nimmt die simulierte Schneealbedo wieder hohe Werte an, was gleichfalls nicht realistisch ist.

#### 5.1.3 Turbulente Flüsse

Auf die relativ große Bedeutung der turbulenten Flüsse für die Schneedecke, die unter allen betrachteten Klimabedingungen zum Tragen kommt, und die Notwendigkeit einer adäquaten numerischen Formulierung der turbulenten Flüsse wird im Rahmen der Modellverifikation in Kap. 4 mehrfach hingewiesen. Am Beispiel der Station Sodankylä werden nachfolgend die Anderungen der Schneedeckenentwicklung vorgestellt, die allein auf die Verwendung verschiedener Turbulenzschemata zurückführbar sind. Zur Berechnung der turbulenten Flüsse werden vergleichend zur Grundversion (Kap. 4.1) Parameterisierungsansätze von Louis (1979) und Anderson (1976) implementiert. Das Louis-Schema basiert wie die Grundversion auf der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie. Die Schemata unterscheiden sich in der Bestimmung der Stabilitätsfunktionen. Das Turbulenzschema von Anderson (1976) beruht auf einem Bulk-Ansatz und vernachlässigt die Abhängigkeit des turbulenten Austausches von der Stabilität der atmosphärischen Schichtung. Dieser Bulk-Ansatz wurde speziell für turbulente Flüsse über Schnee entwickelt und besitzt für stabile Verhältnisse eine große Genauigkeit. Detailliert sind die in den Sensitivitätsexperimenten verwendeten Turbulenzparameterisierungen im Anhang II beschrieben. Die Resultate dieser Teststudie werden in Form von Abbildungen exemplarisch am Beispiel der Simulationsperiode 1989/90 dargestellt. Die Angaben des Textes beziehen sich jedoch auf alle untersuchten Jahre 1986-90. Bei der Implementierung der verschiedenen Turbulenzschemata weist die Schneehöhe zwischen den Modellversionen Abweichungen im Bereich von 2 bis 20 cm auf (Abb. 5.6).

### Sodankylä: Schneehöhe in m



## Sodankylä: Wasseräquivalent in m

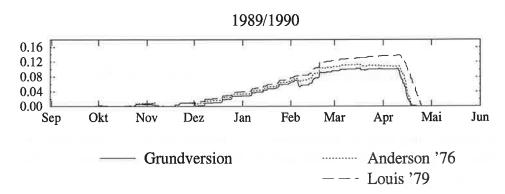


Abb. 5.6: Schneehöhe und Wasseräquivalent an der Station Sodankylä für 1989/90. Dargestellt sind die Beobachtungswerte der Schneehöhe und Simulationsergebnisse der Schneehöhe und des Wasseräquivalents unter der Verwendung verschiedener Ansätze für die turbulenten Flüsse.

Der Schneehöhenverlauf der Grundversion und des Bulk-Ansatzes stimmen für 1987-90 sehr gut überein. Die simulierten Schneehöhen liegen jedoch -10 cm bis -20 cm unter den Beobachtungswerten. Die Anwendung des Turbulenzansatzes nach Louis (1979) führt, insbesondere im Frühjahr, im Vergleich zur Grundversion zu größeren Schneehöhen und einer stark verbesserten Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Im Frühjahr betragen die Unterschiede zwischen den Simulationen 5 bis 15 cm. Die Differenzen der Schneehöhe sind mit Massenänderungen gekoppelt. Die Abweichungen des simulierten Wasseräquivalents sind gleichfalls systematisch, mit den höchsten Werten bei der Verwendung des Louis-Schemas und den geringsten Werten für die Grundversion (Abb. 5.6). Die Differenzen liegen zwischen Werten im Millimeterbereich in der Akkumulationsphase der Jahre 1987/88 und 1988/89 und Werten von 2 bis 4 cm vom Dezember 1986 bis Mai 1987 und im Frühjahr der Jahre 1987-90.

Die simulierten Differenzen der Schneehöhe und des Wasseräquivalents werden durch systematische Unterschiede der turbulenten Flüsse hervorgerufen (Abb. 5.7).

## Sodankylä: turbulente Energieflüsse in W/m<sup>2</sup>

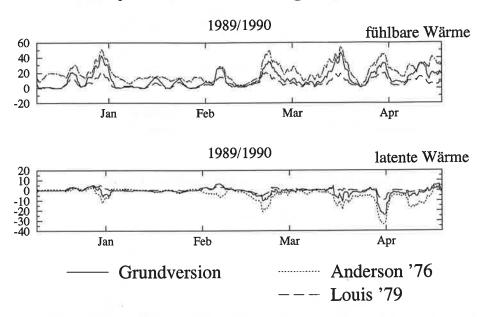


Abb. 5.7: Fühlbarer und latenter turbulenter Wärmestrom an der Station Sodankylä für 1989/ 90 als gleitendes Mittel über 24 Werte unter Verwendung verschiedener Turbulenzansätze.

Die Anwendung eines Bulk-Ansatzes führt im Vergleich zu den stabilitätsabhängigen Parameterisierungen zu höheren Absolutwerten der turbulenten Flüsse. Die mit dem Louis-Schema erzielten Werte fallen in dieser Teststudie betragsmäßig am geringsten aus. Die Abweichungen zwischen den drei Modellversionen erreichen Werte zwischen 5 W/m² und 40 W/m² (gleitendes Mittel über 24 Werte). Die gegenüber dem Louis-Schema erhöhten Verdunstungsströme des Bulk-Ansatzes verursachen die Differenzen der Schneehöhe und des Wasseräquivalents zwischen diesen beiden Modellversionen. Ein Vergleich der simulierten Schneehöhe mit den Beobachtungsdaten legt die Vermutung nahe, daß für die Station Sodankylä der Bulk-Ansatzes nach Anderson (1976) die turbulenten Flüsse betragsmäßig für alle atmosphärischen Verhältnisse überschätzt.

Die Abweichungen zur Grundversion sind nur zum Teil auf eine veränderte Verdunstung zurückzuführen. Eine weitere Ursache liegt in einem unterschiedlichen Abschmelzverhalten der Modellversionen, das durch einen in der Grundversion höheren (wahrscheinlich überschätzten) latenten Wärmefluß bedingt ist. Derartige Abweichungen treten bei feuchtem Schnee und positivem Vorzeichen des latenten Wärmeflusses auf. Für diese Bedingungen,

die im November 1986, Januar 1987, November 1988, Januar 1988 und Februar 1990 vorliegen, übersteigt der latente Wärmefluß der Grundversion die mit den anderen Schemata berechneten Werte um ungefähr 5 W/m² (gleitendes Mittel über 24 Werte). Diese Differenz weist auch die Energiebilanz auf, die zu diesen Zeitpunkten ebenfalls über positive Werte verfügt. Deren Überschätzung beschleunigt in der Grundversion die Schmelzprozesse und ruft zum Großteil die Abweichungen der Schneehöhe und des Wasseräquivalents hervor.

Die Oberflächentemperatur der Schneedecke (Abb. 5.8) wird durch die verschiedenen Turbulenzschemata gleichfalls verändert. Der Bulk-Ansatz führt zu Temperaturen, die im gleitenden Mittel über 24 Werte +2 K bis +5 K über den Werten der stabilitätsabhängigen Schemata liegen. Die betragsmäßig größeren turbulenten Flüsse des Anderson-Schemas sind folglich mit höheren Schneeoberflächentemperaturen verbunden. Die Differenzen zwischen der Grundversion und den Ergebnisse des Louis-Schemas sind mit maximal 2 K gering.

## Sodankylä: Schneeoberflächentemperatur in °C

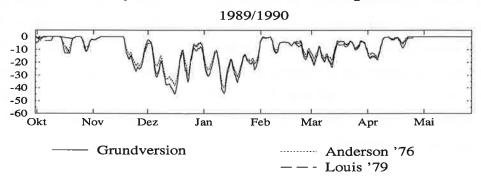


Abb. 5.8: Oberflächentemperatur der Schneedecke als gleitendes Mittel über 24 Werte an der Station Sodankylä für das Jahr 1989/90 unter Verwendung verschiedener Turbulenzschemata.

Die Schneedeckensimulation zeigt sowohl für die Station Sodankylä, deren Ergebnisse in diesem Kapitel dargestellt sind, als auch für die anderen Stationen (*Svalbard Lufthavn*, *die Zugspitze und Gander*) eine hohe Sensitivität auf das Berechnungsschema der turbulenten Flüsse. In den arktischen Regionen erschweren Schneeverwehungen und die Ausbildung lokaler Grenzschichten die Bestimmung der turbulenten Flüsse. Befindet sich die Meßhöhe der Windgeschwindigkeit oberhalb der Grenzschicht, ist eine Anwendung der zugrundeliegenden Turbulenztheorien eigentlich nicht möglich. Die Abschätzung der Flüsse ist folglich mit großen Unsicherheiten behaftet. Für die Station Svalbard Lufthavn liegen die mit einem Bulk-Ansatz erzielten Schneehöhenwerte für 1986-90 analog zu Sodankylä unter-

halb der Werte unter Verwendung der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie. Mit diesen Schneehöhendifferenzen sind Veränderungen des Wasseräquivalents und der Oberflächentemperatur verbunden, die in der Größenordnung den beschriebenen Abweichungen für Sodankylä entsprechen. Die Spannbreite der Simulationsergebnisse, die für die Zugspitze infolge veränderter Parameterisierungen der turbulenten Flüsse möglich ist, ist am Beispiel der Schneehöhe in Abb. 5.9 dargestellt. Als Vergleich zur Grundversion sind die mit dem Bulk-Ansatz nach Anderson (1976) berechneten Schneehöhen eingezeichnet. Abweichungen im Bereich von maximal 1 m bis 2 m werden zwischen den Modellversionen von März bis zum Ende der Ablation simuliert. Diese sind sowohl durch eine veränderte Verdunstung als auch durch ein unterschiedliches Abschmelzverhalten bedingt. Der Bulk-Ansatz führt zu einer Vergrößerung der Schneehöhe während der Alterungsperiode im Frühjahr und Sommer und einem beschleunigten Abschmelzen in der Ablationsperiode (Juli bis September 1987, Juni bis August 1988, Mai 1990). Diese Aussagen für die Zugspitze treffen in ähnlicher Form, allerdings mit reduzierten Differenzen der Schneehöhe, auch für Gander zu.

Das Ergebnis dieser Teststudie besteht darin, daß eine hohe Sensitivität der Simulation der Schneedecke auf die Formulierung des turbulenten Austausches an der Schneeoberfläche besteht. Unter allen betrachteten Klimabedingungen weisen sowohl die Schneehöhe, das Wasseräquivalent, die Oberflächentemperatur der Schneedecke als auch die turbulenten Flüsse selbst eine systematische Abhängigkeit vom Turbulenzschema auf. Zur Parameterisierung der turbulenten Flüsse über Schneedecken erweist sich das Turbulenzschema nach Louis (1979) als sehr gut geeignet.

#### 5.1.4 Bodenwärmestrom

Die Sensitivität der Schneedeckenentwicklung auf die untere Randbedingung wird anhand der Stationen Svalbard Lufthavn und Zugspitze diskutiert. Auf Spitzbergen wird die Schneedeckenentwicklung während der kalten Jahreszeit ausschließlich durch temperaturabhängige Prozesse (innere Wärmeleitung, turbulente Flüsse, langwellige Strahlung) geprägt. Die Polarnachtbedingungen verursachen, daß die kurzwellige Strahlungsabsorption nur im Frühjahr eine Rolle spielt. Darüber hinaus verfügt die Station Svalbard Lufthavn über flache Schneedecken, so daß die Vermutung nahe liegt, daß die Eigenschaften des Untergrundes an dieser Station von Bedeutung sind. Die Schneedecken der Zugspitze sind dagegen durch maximale Höhen zwischen 3 m und 5 m charakterisiert. Aufgrund der geringen Wärmeleitung von Schnee besteht die Möglichkeit einer thermischen Entkopplung der Grenzflächen. Da auf der Zugspitze die Temperatur an der Schneeunterkante ganzjährig im

## Zugspitze: Schneehöhe in m

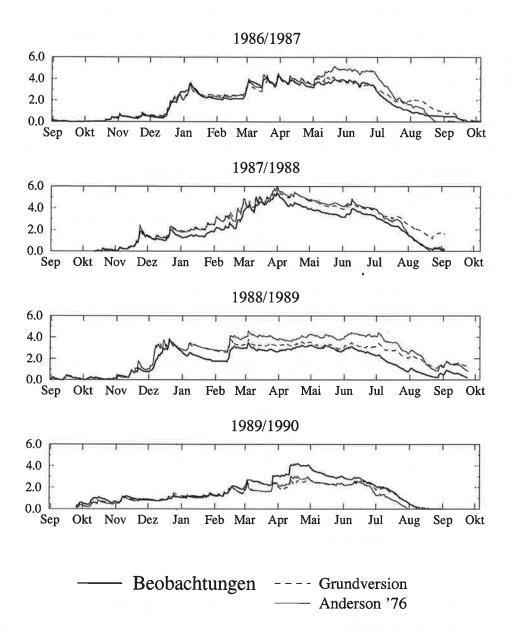


Abb. 5.9: Abhängigkeit der Simulation der Schneehöhe für die Zugspitze von der Parameterisierung der turbulenten Flüsse. Das Turbulenzschema der Grundversion beruht auf der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie. Die Berechnung der turbulenten Flüsse nach Anderson (1976) erfolgt mit einem Bulk-Ansatz.

Bereich der Schmelztemperatur liegt, können Schmelzprozesse an der Schneeunterkante über Änderungen der Schneehöhe und des Wasseräquivalents Modifikationen der Austauschflüsse zwischen der Schneedecke und der Atmosphäre bewirken. In den Sensitivitätsexperimenten wurde je nach der Relevanz der physikalischen Größen für die Stationen die Wärmeleitfähigkeit des Bodens (Svalbard Lufthavn) und die Bodentemperatur (Zugspitze) verändert. Ein Nichtvorhandensein beider Parameter im Eingangsdatensatz erfordert Annahmen, die nicht einzeln überprüft werden können. Durch die Produktbildung kann der Bodenwärmestrom möglicherweise gut abgeschätzt werden, obwohl sowohl Bodentemperatur als auch die Bodenwärmeleitfähigkeit nur grobe Näherungen der tatsächlichen Werte darstellen.

Für die arktischen Verhältnisse in *Svalbard Lufthavn* wurde die Wärmeleitfähigkeit des Bodens variiert, um den Einfluß des Bodenzustandes (gefroren / nicht gefroren) und des Flüssigwassergehalts des Bodens auf die Schneedeckenentwicklung zu analysieren. In der Grundversion wird für die Bodenwärmeleitfähigkeit ein Wert von 0,3 W/(m·K) genutzt. Dieser ist für trockene Sand- und Lehmböden typisch (Linke und Baur, 1970). Die Sensitivitätsexperimente wurden mit Bodenwärmeleitfähigkeiten von 0,6 W/(m·K) und 0,9 W/(m·K) durchgeführt. Die ermittelten Bodenwärmeströme sind in Abb. 5.10 als gleitende Mittel über 24 Werte gegeben. Die höheren Wärmeleitfähigkeiten bewirken einen betragsmäßig größeren Energieaustausch zwischen Schneedecke und der darunterliegenden Bodenschicht.

## Svalbard Lufthavn: Bodenwärmestrom in W/m<sup>2</sup>

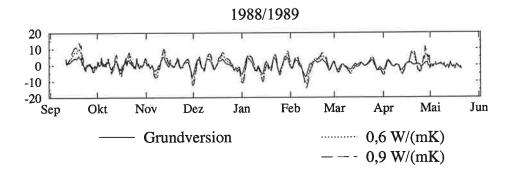


Abb. 5.10: Berechneter Bodenwärmestrom für Svalbard Lufthavn unter Verwendung einer Bodenwärmeleitfähigkeit von 0,3 W(/m·K) in der Grundversion, 0,6 W/(m·K) und 0,9 W/(m·K). Dargestellt sind gleitende Mittel über 24 Werte für 1988/89.

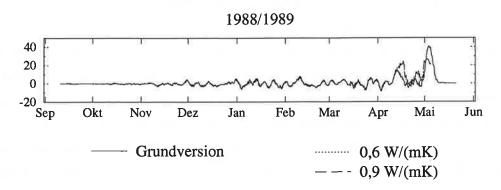
Mit den Änderungen im Bodenwärmestrom sind Modifikationen der Energieflüsse an der Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Schneedecke verbunden. Diese liegen im Bereich von 2 W/m<sup>2</sup> bzw. 4 W/m<sup>2</sup> und dauern maximal 5 bis 7 Tage an. Die Oberflächentemperatur

der Schneedecke weist in Tagesmittel maximal Differenzen zwischen 1 K und 2 K auf. Eine Reaktion auf die Veränderung der Bodenwärmeleitfähigkeit tritt auch in der Schneehöhe, dem Wasseräquivalent und der Energiebilanz der Schneedecke auf. Abb. 5.11 zeigt dies exemplarisch für das Jahr 1988/89. Die Erhöhung der Bodenwärmeleitfähigkeit von 0,3 W/(m·K) auf 0,6 W/(m·K) führt zu früher einsetzenden Schmelzprozessen und einer Vorverlagerung des Ablationsendes. Die Energiebilanz weist von Mitte April bis zum Ablationsende erhöhte Werte auf. Für die Jahre 1987-90 ergibt eine weitere Erhöhung der Wärmeleitfähig-keit keine großen Änderungen gegenüber den beschriebenen Ergebnissen. Für 1986/87 wird ein qualitativ unterschiedliches Resultat durch die Vergrößerung der Bodenwärmeleitfähigkeit von 0,3 W/(m·K) auf 0,9 W/(m·K) erzielt. Mitte Mai wachsen für diesen Fall das Wasseräquivalent und die Schneehöhe um jeweils ca. 2 cm an.

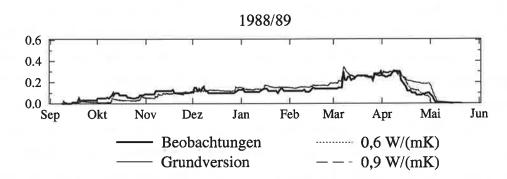
Infolge des relativ zeitigen Akkumulationsbeginns der Schneedecke auf der **Zugspitze** ist der Erdboden unter dem Schnee nicht gefroren. Die Bodentemperatur besitzt positive Werte und der Bodenwärmestrom ist ausschließlich in die Schneedecke gerichtet. Diese Wärmequelle ist dafür verantwortlich, daß die Temperatur an der Unterkante der Schneedecke während des gesamten Winterhalbjahres annähernd 0°C beträgt und Schmelzprozesse auftreten. Im Gegensatz zu Schmelzprozessen an der Schneeoberfläche, bei denen Flüssigwasser von den darunterliegenden Schichten gespeichert wird, gelangt Schmelzwasser der untersten Schicht sofort zum Abfluß. Ein Berechnungsfehler des Bodenwärmestromes kann sich gravierend auswirken und fehlerhafte Schneehöhen während des gesamten Winters hervorrufen. In der Grundversion wird die Bodentemperatur in 5 cm Tiefe aus der Schneetemperatur der untersten Schicht berechnet, zu der 0,5 K addiert werden. Die Ergebnisse von Sensitivitätsstudien (Abb. 5.12) zeigen, daß eine erhöhte Bodentemperatur auf der Zugspitze eine systematische Verringerung der Schneehöhe und des Wasseräquivalents zur Folge hat. Ein Anstieg der Bodentemperatur um 0,5 K bewirkt eine Schneehöhenabnahme von 30 cm bis 40 cm und eine Reduktion des Wasseräquivalents um -20 cm bis -30 cm. Das Ablationsende wird um 14 Tage bis zu 1 Monat vorverlegt. Der Bodenwärmestrom erhöht durch diese Änderung seinen Mittelwert von ca. 3 W/m<sup>2</sup> auf 4 bis 6 W/m<sup>2</sup> bzw. 5 bis 9 W/m<sup>2</sup> (gleitendes Mittel über 24 Werte).

Eine Erhöhung des Bodenwärmestroms führt während der Schneedeckenperiode zu keiner signifikanten Änderung der Flüsse an der Schneeoberfläche. Die Differenzen in den turbulenten Flüssen sind mit einer maximalen Andauer von 2 Tagen bis 4 Tagen kurzzeitig und übersteigen 2 W/m² bis 4 W/m² (gleitendes Mittel über 24 Werte) nicht. Die Schneeoberflächentemperatur weist ebenfalls nur kurzzeitig Differenzen von 1 K bis 3 K auf. Die Austauschflüsse zwischen Atmosphäre und Untergrund werden allerdings durch das zeitlich ver-

## Svalbard Lufthavn: Energiebilanz in W/m<sup>2</sup>



#### Svalbard Lufthavn: Schneehöhe in m



## Svalbard Lufthavn: Wasseräquivalent in m

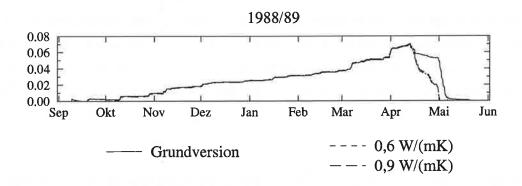
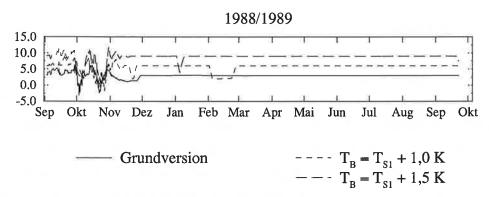
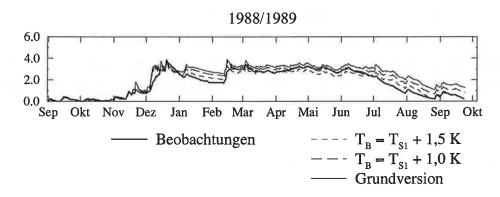


Abb. 5.11: Abhängigkeit der Energiebilanz der Schneedecke, der Schneehöhe und des Wasseräquivalents von der Wärmeleitfähigkeit des Untergrundes. Dargestellt sind für Svalbard Lufthavn die Beobachtungswerte der Schneehöhe und Simulationsergebnisse unter Verwendung einer Bodenwärmeleitfähigkeit von 0,3 W/(m·K) in der Grundversion, 0,6 W/(m·K) und 0,9 W/(m·K) für 1988/89.

## Zugspitze: Bodenwärmestrom in W/m<sup>2</sup>



## Zugspitze: Schneehöhe in m



## Zugspitze: Wasseräquivalent in m

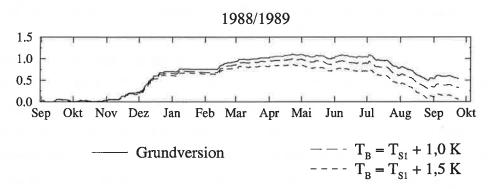


Abb. 5.12: Bodenwärmestrom, Schneehöhe und Wasseräquivalents an der Zugspitze für 1988/89 unter der Verwendung verschiedener Bodentemperaturen in 5 cm Tiefe. Dargestellt sind die gleitenden Mittel über 24 Werte des simulierten Bodenwärmestroms, Beobachtungswerte der Schneehöhe sowie Simulationsergebnisse der Schneehöhe und des Wasseräquivalents. In der Grundversion wird die Bodentemperatur T<sub>B</sub> mit der Schneetemperatur der untersten Schicht T<sub>s1</sub> zuzüg-

schobene Verschwinden der Schneedecke verändert. Dieses wird durch das Anwachsen der Energiebilanz der Schneedecke im Vergleich zur Grundversion um 2 bis 4 W/m² für eine Bodenwärmeleitfähigkeit von 0,6 W/(m·K) bzw. 5 bis 8 W/m² für 0,9 W/(m·K) verursacht.

Aus diesen Sensitivitätsexperimenten folgt, daß in der arktischen Region der Bodenwärmestrom die Schneedeckenentwicklung und die Wechselwirkungsprozesse zwischen der Schneedecke und der Atmosphäre nur in der Ablationsperiode signifikant beeinflußt. Im Frühjahr und Sommer bewirken Änderungen des Bodenwärmestromes Modifikationen der Grenzflächenflüsse (Strahlung, turbulenten Flüsse) und eine zeitliche Verschiebung des Ablationsendes. Um diese mit Modellen exakt zu bestimmen, sind Informationen über die Bodenart, den Bodenzustand und die Temperatur des Untergrundes im Eingabedatensatz notwendig. Im Falle hoher Schneedecken der mittleren Breiten beeinflußt der Bodenwärmestrom den Schneedeckenverlauf (Schneemasse, Ende der Ablation), nicht aber den Massenund Energieaustausch an der Schneedeckenperiode für die Atmosphäre wirksam. Zur exakten Bestimmung des Endes der Schneedeckenperiode ist jedoch eine gute Abschätzung des Bodenwärmestromes während der gesamten Schneedeckenperiode von großer Bedeutung.

#### 5.2 Die Vertikalstruktur der Schneedecke

Atmosphärische Zirkulationsmodelle verwenden für die Schneedecke in der Regel Boxmodelle. Auf eine vertikale Auflösung der Schneedecke wird auch in komplexeren Ansätzen (Verseghy, 1991; Douville et al., 1995) verzichtet. Die Eigenschaften der Schneeoberfläche und damit die Austauschflüsse zwischen Atmosphäre und Untergrund werden jedoch von den inneren Prozesse der Schneedecke mitbestimmt. Diese Vorgänge sind von den vertikalen Gradienten in der Schneedecke abhängig und können nur mit einem Mehrschichtenmodell berechnet werden. Das Durchlaufen von Schmelz- und Erstarrungszyklen findet in einer kleinen Oberflächenschicht statt und kann durch ein einfaches Modell nur mit großen Ungenauigkeiten simuliert werden. Interessant wird die Frage nach einer vertikal differenzierten Betrachtung der Schneeparameter auch im Zusammenhang mit Neuschneefällen. In vielen Modellen werden die Eigenschaften von Neuschnee und bereits gealtertem Schnee massengewichtet gemittelt. Die charakteristischen Eigenschaften von Neuschnee (geringe Dichte und äußerst kleine Wärmeleitfähigkeit) gehen damit verloren. Der Einfluß der Vertikalstruktur der Schneedecke auf die Wechselwirkungen zwischen Schneedecke und Atmosphäre wird in diesem Kapitel für Sodankylä und Gander diskutiert.

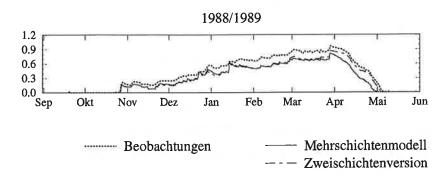
Die Methode der Schichtenwahl wird in Kap. 4.1.3 ausführlich beschrieben. In der Grund-

version wird eine Schneedecke aus zwei Schichten gleicher Dicke aufgebaut, falls Schneefall zu einer Neuschneehöhe von mindestens 3 mm führt. Bei erneutem Schneefall wird eine Neuschneeschicht zusätzlich eröffnet, falls die Schichthöhe 3 mm übersteigt. Bei geringem Schneefall wird der Neuschnee der obersten Schicht zugerechnet und die Parameter der Oberflächenschicht der Schneedecke massengewichtet berechnet. Diese gesamte Prozedur wird im Sensitivitätsexperiment nicht verändert. In der Grundversion werden am Ende jedes Zeitschrittes übereinanderliegende Schichten verbunden, falls ihre Dichtedifferenz unterhalb von 150 kg/m<sup>3</sup> liegt, die Schneetemperaturen sich um nicht mehr als 3 K unterscheiden und die Schichten vom gleichen Schneetyp (kalter Schnee, feuchter Schnee, Eisschichten) sind. Davon ausgenommen sind die Grenzschichten zum Boden und zur Atmosphäre. Eine Schneeschicht wird aufgelöst, falls ihre Dicke 3 mm nicht erreicht. Ist die Gesamtschneehöhe kleiner als 2 cm wird von einer vertikal homogenen Schneedecke ausgegangen und am Ende jedes Zeitschrittes werden alle Schneeschichten unter massengewichteter Berechnung der Schneeparameter zu einer Schicht zusammengefaßt. Dieses Schneepaket wird in der Mitte geteilt und es werden wieder zwei Schichten betrachtet. Im Sensitivitätsexperiment erfolgt die Verknüpfung aller Schneeschichten zu einer vertikal homogenen Schneemasse und der Aufbau von 2 Schichten am Ende jedes Zeitschrittes unabhängig von der Gesamthöhe der Schneedecke. Sie wird deshalb nachfolgend als Zweischichtenversion bezeichnet.

Für die finnische Station **Sodankylä** treten große Differenzen zwischen der Grundversion und den Ergebnissen des Sensitivitätsexperimentes weder in der Schneehöhe noch in den anderen Schneeparametern (Andauer, Wasseräquivalent, Oberflächentemperatur, Albedo) auf. Die Anzahl der während der Wintermonate und im Frühling simulierten Schichten beträgt in der Grundversion zwischen 3 und 6 Schichten. Unterschiede sind zwischen den Modellversion in der Schneehöhe bei einsetzenden Schmelzprozessen zu verzeichnen und liegen bei maximal 12 cm am Ende der Ablationsperiode. Die Ergebnisse für 1988/89 sind in Abb. 5.13 dargestellt.

Mit der Zweischichtenversion werden im Vergleich zur Grundversion höhere Schneedecken modelliert, da Schmelzvorgänge nicht einsetzen, bevor die gesamte Schneedecke auf 273,16 K erwärmt wurde. Da mit der Grundversion die Schneehöhe unterschätzt wird, stellen die Ergebnisse der Zweischichtenversion eine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungen dar. Die Differenzen zwischen den Modellversionen sind jedoch kleiner als der Defizitbetrag zu den Meßwerten. Das Wasseräquivalent der Schneedecke reagiert analog zur Schneehöhe. Die verzögert einsetzenden Schmelzprozesse vergrößern das Wasseräquivalent in der Zweischichtenversion um 4 cm bis 8 cm. Die Oberflächentemperatur der Schneedecke

## Sodankylä: Schneehöhe in m



## Sodankylä: Wasseräquivalent in m

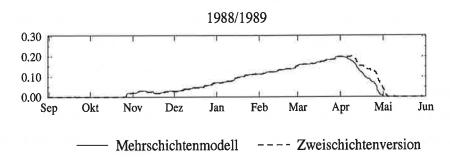


Abb. 5.13: Schneehöhe und Wasseräquivalent von Sodankylä für 1988/89. Dargestellt sind die Simulationsergebnisse des Mehrschichtenmodells und der Zweischichtenversion sowie die Meßwerte der Schneehöhe.

wird durch das Sensitivitätsexperiment im mittleren Wert nicht verändert. Die Variabilität hingegen sinkt gegenüber der Grundversion. Dieses Verhalten ist nicht nur 1986/87 (Abb. 5.14) zu verzeichnen, sondern tritt in allen Simulationsperioden auf. Die Ursache dafür ist in der erhöhten Dicke der obersten Schneeschicht zu sehen, die die thermische Trägheit der simulierten Schneedecke erhöht.

Die turbulenten Wärmeflüsse, die von der Oberflächentemperatur bestimmt werden, werden durch dieses Sensitivitätsexperiment um maximal 10 W/m² bis 25 W/m² modifiziert. Systematische Abweichungen existieren jedoch nicht. Die Energiebilanz der Schneedecke (Abb. 5.15) weist in der Zweischichtenversion höhere Absolutbeträge auf. Die Differenzen erreichen bis zu 25 W/m². Durch die vergrößerte thermische Trägheit ist der Energieaustausch mit der Atmosphäre, dessen Betrag von der Differenz von Luft- und Schneeoberflächentemperatur abhängt, intensiver.

### Sodankylä: Schneeoberflächentemperatur in °C

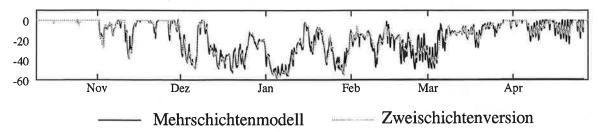


Abb. 5.14: Schneeoberflächentemperatur an der Station Sodankylä für 1986/87. Dargestellt sind die Simulationsergebnisse des Mehrschichtenmodells und der Zweischichtenversion als gleitende Mittel über 24 Werte.

## Sodankylä: Energiebilanz in W/m²

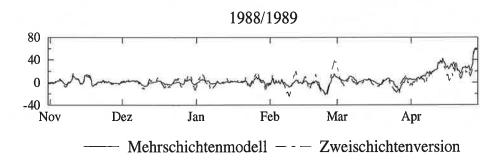


Abb. 5.15: Energiebilanz der Schneedecke an der Station Sodankylä für 1988/89. Dargestellt sind die Simulationsergebnisse des Mehrschichtenmodells und der Zweischichtenversion als gleitende Mittel über 24 Werte.

Die Station *Gander*, für die in der Grundversion 2 bis 5 Schichten aufgebaut werden, weist bereits nach dem Ende der Akkumulationsperiode (Mitte Dezember bis Anfang Januar) Unterschiede zwischen den beiden Modellversionen auf. Die Differenzen in der Schneehöhe und im Wasseräquivalent (Abb. 5.16) halten bis zum Ende der Ablationsperiode an. Sie erhöhen sich im Laufe der jährlichen Schneedeckenentwicklung und erreichen ihr Maximum Ende März mit 30 bis 60 cm in der Schneehöhe und bis zu 20 cm im Wasseräquivalent. Ein Vergleich mit den Beobachtungsdaten der Schneehöhe zeigt, daß der am Boden abgelagerte Schnee mit der Zweischichtenversion für alle betrachteten Winter überschätzt wird. Ungeachtet dessen wird das Ende der Ablationsperiode nicht stark verändert.

Während der Schneedeckenperiode treten mit den Abweichungen in der Schneemasse jedoch gravierende Änderungen der Energie- und Massenflüsse zwischen Schneedecke und

### Gander

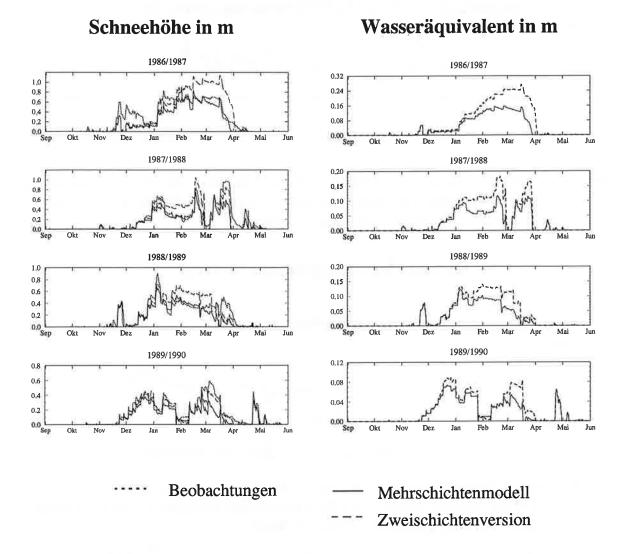


Abb. 5.16: Schneehöhe und Wasseräquivalent an der Station Gander für die Jahre 1986-90. Dargestellt sind die Simulationsergebnisse des Mehrschichtenmodells und der Zweischichtenversion sowie die Beobachtungsdaten der Schneehöhe.

Untergrund auf. Die Änderung der numerischen Formulierung der vertikalen Struktur der Schneedecke ist mit einer Verschiebung der Oberflächentemperatur um annähernd 10 K verbunden. In der Abb. 5.17 ist exemplarisch die Oberflächentemperatur des Winters 1986/87 dargestellt. Dieses Modellverhalten ist durch eine größere Oberflächenschicht der Zweischichtenversion bedingt. Infolge der geringen Wärmeleitung von Schnee kühlt in der Grundversion die Schneedecke an der Oberfläche, vor allem durch eine relativ hohe langwellige Ausstrahlung, stark aus. Im Sensitivitätsexperiment existiert in der oberen Schicht ein größeres Wärmereservoir, wodurch ein Abkühlen dieser Schicht verzögert wird.

## Gander: Schneeoberflächentemperatur in C

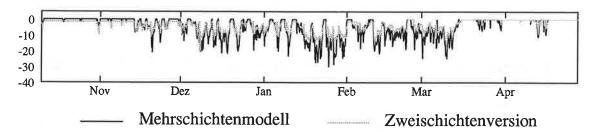


Abb. 5.17: Schneeoberflächentemperatur an der Station Gander für 1986/87. Dargestellt sind die Simulationsergebnisse des Mehrschichtenmodell und die Zweischichtenversion als gleitende Mittel über 24 Werte.

Systematische Abweichungen von nicht zu vernachlässigender Größenordnung treten zwischen den Modellversionen auch in der Energiebilanz der Schneedecke und den turbulenten Flüssen auf (Abb. 5.18) sind. Die Energiebilanz der Schneedecke ist in der Zweischichtenversion trotz der erhöhten Oberflächentemperatur gegenüber dem Mehrschichtenmodell um ca. 10 W/m² geringer. Dies ist auf eine erhöhte Verdunstung und einen betragsmäßig vergrößerten latenten Wärmefluß zurückzuführen. Die Änderungen liegen im Mittel zwischen 20 W/m² und 50 W/m², können aber auch kurzzeitig erheblich höhere Werte annehmen (siehe 1989/90). Die fühlbaren Wärmeflüsse sind in der Zweischichtenversion um 10 W/m² bis 20 W/m² geringer als in der Grundversion.

Eine Modifikation der Schichtenwahl verändert für Gander auch das Abflußverhalten des Schneedeckenmodells. Während in der Grundversion ein häufiger Abfluß mit Werten unterhalb von 0,5 mm auftritt, ist ein Abfluß in der Zweischichtenversion seltener und die Abflußereignisse sind stärker ausgeprägt. Verursacht wird dies wiederum durch die dickeren Schichten der Zweischichtenversion. Durch die höhere Wärmekapazität der Schichten wird der Abfluß verzögert, da sich im Vergleich zur relativ dünnen Oberflächenschicht des Mehrschichtenmodells eine größere Schneemasse erwärmen muß. Erreicht die Schneedecke in der Zweischichtenversion die Temperatur von 0° C, schmilzt eine größere Masse.

Die Ergebnisse dieser Teststudie (Zweischichtenversion) zeigen, daß die Methode der Schichtenwahl sowohl die Massenbilanz der Schneedecke als auch die einzelnen Komponenten des Energieaustausches der Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Schneedecke signifikant beeinflussen kann. Die Änderungen für Sodankylä liegen in einer Verlagerung des Ende der Ablation und einer Änderung der Variabilität von Oberflächentemperatur und Energiebilanz.

# Gander: Energieflüsse an der Schneeoberfläche in W/m<sup>2</sup>

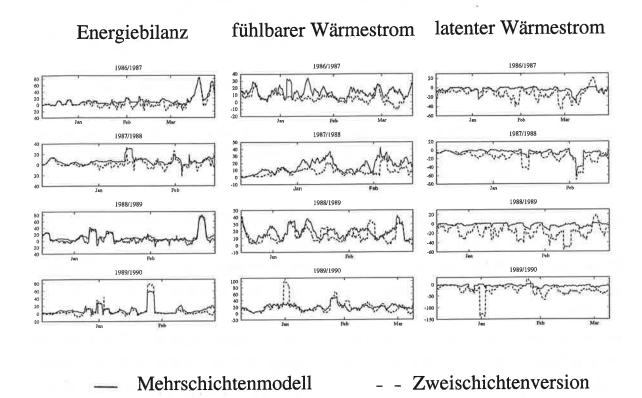


Abb. 5.18: Energiebilanz der Schneedecke, fühlbarer und latenter turbulenter Wärmefluß an der Station Gander für 1986-90. Dargestellt sind die Simulationsergebnisse des Mehrschichtenmodells und der Zweischichtenversion als gleitendes Mittel über 24 Werte.

Für Gander treten systematische Änderungen während der Schneedeckenperiode sowohl in der Energiebilanz als auch in den einzelnen Energie- und Massenflüssen auf. Zur Abschätzung der Größenordnung dieser Effekte wurden die Tagesmittel der Differenzen zwischen den Modellversionen über die Zeit der Schneedeckenandauer gemittelt. In Tab. 5.2 sind die Resultate der Schneedeckenperiode 1986/87 angegeben. Während für Sodankylä diese Differenzen sehr klein sind und unterhalb von 0,5 W/m² liegen, werden für Gander infolge einer modifizierten Schichtenwahl während der Schneedeckenperiode im Mittel die Tagesmittel der Energiebilanz um -5 W/m², die Tagesmittel der turbulenten Flüsse um -5 W/m² und -8 W/m²und die des Bodenwärmestromes um 12 W/m² verändert.

Energiefluß	absolute Differen Sodankylä	nzen in W/m <sup>2</sup> Gander
fühlbarer Wärmefluß	-0.04	-5.3
latenter Wärmefluß	0.3	-7.9
langwellige Nettostrahlung	-0.1	3.1
Bodenwärmestrom	-0.3	11.9
direkte Wärme durch Regen	~ 0.0	~ 0.0
Energiebilanz	-0.3	-4.9

Tab. 5. 2: Mittelwerte der täglichen Differenzen der Energieflüsse, die mit der Zweischichtenversion und dem Mehrschichtenmodell für die Schneedeckenperiode 1986/87 für die Stationen Sodankylä (Finnland) und Gander (Neufundland) berechnet wurden.

Die Anderung der Schichtenwahl des Schneedeckenmodells beeinflußt unmittelbar die Atmosphäre. Durch die unterschiedliche Wiedergabe des Ablationsendes treten Differenzen zwischen den Modellversionen in der mit Schnee bedeckten Landfläche auf. Dies ist besonders in den Übergangsjahreszeiten von Bedeutung, da in einem atmosphärischen Zirkulationsmodell durch die Sprünge der Oberflächenalbedo, der Wärmeleitfähigkeit und der Rauhigkeit komplexe Rückkopplungsmechanismen angeregt oder unterdrückt werden. Die an der Schneeoberfläche während der gesamten Schneeperiode auftretenden Anderungen des turbulenten Wasserdampfstromes führen zu einer Modifikation der Konzentration und des Transportes von Wasserdampf innerhalb der Atmosphäre. Ein unterschiedliches Abschmelzverhalten ändert das Ablationsende der Schneedecke und bewirkt eine zeitliche Verschiebung der Abflusses. Das Verhältnis von den Flüssen turbulenter Energie (Bowenverhältnis) und die Wellenlänge der Strahlung (kurzwellig oder langwellig) ist für die atmosphärischen Prozesse von großer Bedeutung. Die Verschiebung des Verhältnisses von fühlbarer und latenter Wärme führt, auch bei gleicher Energiebilanz der Schneedecke, zu Änderungen des atmosphärischen Zirkulationsverhaltens. Im Gegensatz zum fühlbaren Wärmestrom ist latente Wärme mit einem Massenfluß verbunden und kann transportiert werden. Da die Atmosphäre aus verschiedenen Komponenten mit den unterschiedlichsten Absorptionseigenschaften in den einzelnen Spektrallinien besteht, ist eine Spektralverschiebung der einfallenden und reflektierten Strahlung wichtig.

## 5.3 Klimarelevanz schneeinterner Eigenschaften

### 5.3.1 Flüssigwasser

Das Eindringen von Regenwasser in kalten Schnee und die sofort einsetzenden Erstarrungsprozesse stellen neben der Globalstrahlung die größte Wärmequelle der Schneedecke dar. Für flache Schneedecken resultiert daraus in der Regel ein isothermes Temperaturprofil von 273,16 K. Die Oberflächentemperatur der Schneedecke, die ein wichtiges Kopplungsglied zwischen Schneedecke und Atmosphäre darstellt, wird beim Durchlaufen von Schmelz- und Erstarrungszyklen auf einem konstanten Wert gehalten. Verfügt die Schneeoberfläche über Flüssigwasser, wird ein effektives Auskühlen der Schneedecke bei Kälteeinbrüchen verhindert und die Oberflächentemperatur der Schneedecke reagiert verzögert auf die Änderung der Lufttemperatur. Die turbulenten Wasserdampfflüsse werden dadurch modifiziert, daß die Sättigungsdampfdrücke über Flüssigwasser und Eis differieren. Das Speichervermögen an Flüssigwasser bestimmt die Massenbilanz der Schneedecke, den Termin eines Schmelzwasserabflusses und das Ablationsende. Abgesehen von diesen Prozessen bewirkt Flüssigwasser im Schnee eine Beschleunigung der Alterungsprozesse und eine latente Wärmeleitung in der Schneedecke. Das Korngrößenwachstum läuft beim Vorhandensein von Flüssigwasser mit erhöhter Geschwindigkeit ab. Dadurch hervorgerufene Dichteänderungen erhöhen die innere Wärmeleitfähigkeit der Schneedecke. Die Albedo erfährt infolge der Flüssigwassermetamorphose eine exponentielle Reduktion.

Im Modell werden diese Prozesse stark vereinfacht dargestellt. Der maximal mögliche Flüssigwassergehalt einer Schicht wird relativ zur Masse des trockenen Schnees bestimmt (4.6). Diese Berechnungsformel vernachlässigt das Anwachsen des Retentionsvermögens bei fortgeschrittenen Schmelzprozessen. Die Transmission von Flüssigwasser und die Flüssigwassermetamorphose werden über grobe Näherungen berücksichtigt. Zur Parameterisierung der Flüssigwassertransmission wird 1% der Masse des Flüssigwassers jeder Schicht höhengewichtet auf die anderen Schichten verteilt. Die Flüssigwassertransmission wird nach Jordan (1991) gewählt und besteht für feuchten Schnee in einer Verdopplung der Settlingsrate kalten Schnees. Die Phasenübergänge fest/flüssig werden hingegen sehr gut aufgelöst. Die Schemata zur Simulation der Schmelz- und Erstarrungsprozesse sind in Massenflußform geschrieben.

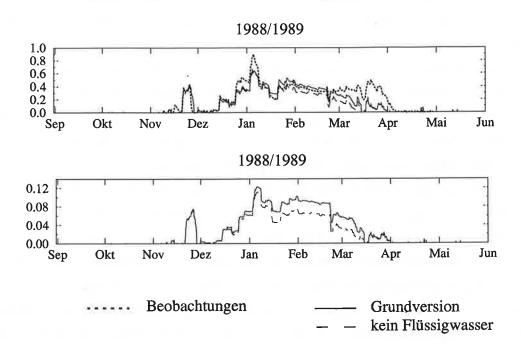
Um eine Abschätzung des Einflusses von Flüssigwasser auf die Schneedeckenentwicklung und die Austauschprozesse zwischen Schneedecke und Atmosphäre zu gewinnen, werden

Sensitivitätsstudien für *Gander* und *Col de Porte* vorgestellt. In Gander kann Flüssigwasser während der gesamten Schneedeckenperiode in der obersten Schneeschicht auftreten, so daß die Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Schneedecke durch Flüssigwasser entscheidend mitbestimmt werden. Intensive Schmelzprozesse führen Mitte Dezember bis Februar zu einer Reduktion der Schneehöhe auf Werte von 15 cm bis 30 cm. Eine gute Erfassung der Flüssigwasserprozesse ist notwendig, um das Ablationsende, die Schneemasse und den energetischen Austausch zwischen Schneedecke und Atmosphäre in den nachfolgenden Monaten exakt zu bestimmen. In Col de Porte treten Schmelzprozesse an der Schneeoberfläche erst zwischen März und Mai auf. Diese sind bis Mitte April mit einem Durchlaufen von Schmelz- und Erstarrungszyklen verbunden und das produzierte Flüssigwasser wird größtenteils in der Schneedecke gespeichert. Größere Schmelzwasserabflüsse werden in der Zeit von Mitte April bis Mitte Mai hervorgerufen. Die Temperatur an der Schneeunterkante liegt während der gesamten Schneedeckenperiode in der Nähe des Gefrierpunktes. Schmelzprozesse können dort von Dezember bis März stattfinden. Diese führen, auch während der Wintermonate, zu einem Abfluß von ungefähr 1 mm/d bis 8 mm/d. Die durch Kapillarkräfte hervorgerufene Flüssigwassertransmission bewirkt eine vertikale Verteilung des an der Unterkante produzierten Flüssigwassers.

Im Sensitivitätsexperiment wird für *Gander* eine Flüssigwasserspeicherung ausgeschlossen. Die Ergebnisse dieser Teststudie sind in Abb. 5.19 am Beispiel des Jahres 1988/89 dargestellt. Die Vernachlässigung der Flüssigwasserspeicherung führt zu Schneedecken, die systematisch geringere Höhen aufweisen. Die Abweichungen zur Grundversion liegen in der Schneehöhe zwischen 0,5 cm und 15 cm. Die Massendifferenz zwischen den Modellversionen, die durch das Wasseräquivalent angegeben wird, beträgt 1% bis 10%. Für die Jahre 1987-90 wird durch die Vernachlässigung der Flüssigwasserspeicherung das Ablationsende nicht stark verändert. Hingegen wird dieses für 1986/87 um 5 Tage vorverlegt.

Änderungen treten während der Schneedeckenperiode in den Energieflüssen an der Schneedecke, in der Oberflächentemperatur der Schneedecke und in der Energiebilanz auf. Diese Abweichungen dauern bis zu 14 Tagen an. Die turbulenten Flüsse weisen zwischen den Modellversionen Differenzen im Bereich von 4 W/m² bis 20 W/m² (gleitendes Mittel über 24 Werte) auf. Das Vorzeichen der Abweichungen hängt von der vorliegenden Wetterentwicklung ab. Die Energiebilanz unterscheidet sich zwischen den Modellversionen gleichfalls um 4 W/m² bis 20 W/m². Die korrespondierende Temperaturdifferenz beträgt an der Oberfläche der Schneedecke 0,2 K bis 0,8 K. Exemplarisch ist in Abb. 5.19 der fühlbare Wärmestrom für 1988/89 dargestellt.

### Gander: Schneehöhe und Wasseräquivalent in m



## Gander: fühlbarer Wärmefluß in W/m<sup>2</sup>

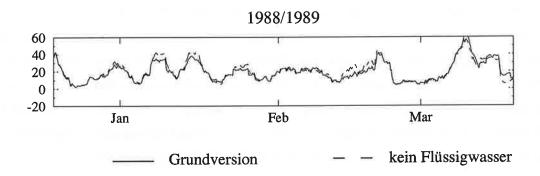


Abb. 5.19: Schneehöhe, Wasseräquivalent und der fühlbare turbulente Wärmefluß an der Station Gander für die Simulationsperiode 1988/89. Dargestellt sind Beobachtungswerte der Schneehöhe, Simulationsergebnisse der Grundversion und die Resultate bei Vernachlässigung der Flüssigwasserspeicherung. Der Energiefluß ist als gleitendes Mittel über 24 Werte gegeben.

Neben kürzer anhaltenden Abweichungen zwischen den Modellversionen, die im Januar auftreten, existiert im Februar eine Periode, in der über 10 Tage eine systematische Differenz von ca.  $8~\rm W/m^2$  zu verzeichnen ist.

Für *Col de Porte* wird die Abhängigkeit der Schneedeckenentwicklung von der Flüssigwassertransmission analysiert. Als Vergleich zur Grundversion wird im ersten Experiment die Oberflächenschicht (OS) von der Flüssigwassertransmission ausgeschlossen. Das zweite Sensitivitätsexperiment wird ohne Flüssigwassertransmission gerechnet. Die Ergebnisse für die Schneehöhe und das Wasseräquivalent sind in Abb. 5.20 gegeben

### Col de Porte

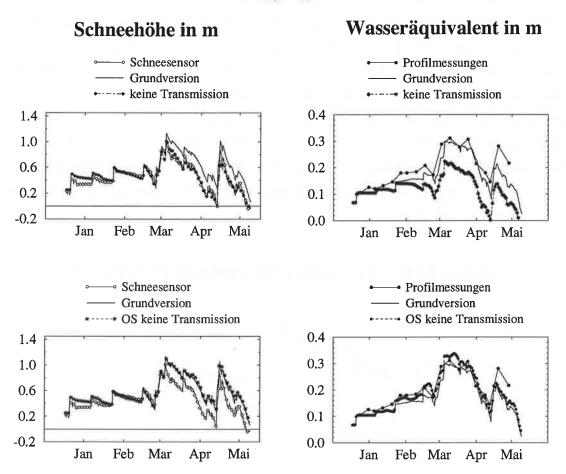


Abb. 5.20: Schneehöhe und Wasseräquivalent für Col de Porte. Dargestellt sind Meßwerte und Simulationsergebnisse bei unterschiedlicher Berücksichtigung der Flüssigwassertransmission. OS symbolisiert die Oberflächenschicht der Schneedecke.

Eine gänzliche Vernachlässigung der Flüssigwassertransmission führt zwar zu einer sehr guten Übereinstimmung zwischen der simulierten Schneehöhe und den Messungen des Schneesensors. Die Ergebnisse des Wasseräquivalent werden mit dieser Modellversion jedoch von Ende Januar bis Mai äußerst fehlerhaft wiedergegeben. Die Größenordnung des Fehlers liegt bis Mitte April zwischen 5 cm und 10 cm und steigt in den nachfolgenden Monaten auf 15 cm an. Für die Grundversion und bei einer Vernachlässigung der Flüssig-

wassertransmission in der obersten Schicht liegen die simulierten Werte der Schneehöhe ab März ca. 20 cm über den Messungen. Das Wasseräquivalent wird hingegen genauer beschrieben. Wenn nur für die Oberflächenschicht die Flüssigwassertransmission unberücksichtigt bleibt, tritt im Vergleich zur Grundversion bis April eine Verbesserung der Simulation auf.

Die verschiedenen Simulationswerte des Wasseräquivalents führen zu unterschiedlichen Oberflächentemperaturen der Schneedecke. Wird die Flüssigwassertransmission vernachlässigt, so treten von Ende Januar bis März Temperaturen auf, die im Tagesmittel 1,5 K bis 2 K unter den Beobachtungswerten liegen (Abb. 5.21). Dies gilt für beide Sensitivitätsexperimente, unabhängig davon, ob in der oberen Schichten eine Flüssigwassertransmission berücksichtigt wird oder nicht. Die Grundversion stimmt in dieser Periode sehr gut mit den Beobachtungen überein. Von März bis Mai wird die Variabilität der Oberflächentemperatur in den Sensitivitätsexperimenten erhöht und eine verbesserte Übereinstimmung mit den Beobachtungen erzielt. Dies läßt vermuten, daß ab März die Flüssigwassertransmission durch die Grundversion überschätzt wird.

## Col de Porte: Schneeoberflächentemperatur in °C

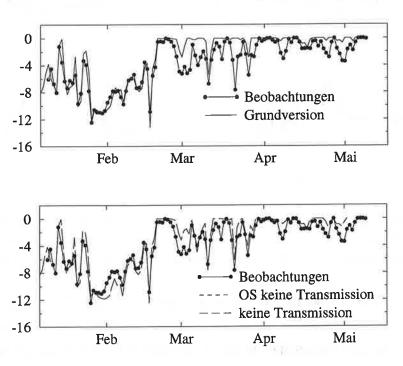


Abb. 5.21: Tagesmittelwerte der Schneeoberflächentemperatur aus Beobachtungsdaten und Simulationsergebnissen mit verschiedenen Ansätzen für die Flüssigwassertransmission für Col de Porte vom 8.1.1989 bis 8.5.1989.

Die Energiebilanz (Abb. 5.22) zeigt zwischen den Modellversionen Abweichungen von  $2 \text{ W/m}^2$  bis  $20 \text{ W/m}^2$ . In der kalten Periode Ende Januar bis Anfang Februar liegt die Energiebilanz bei Vernachlässigung von Flüssigwasser in der obersten Schicht mit -20 W/m² unterhalb der Grundversion und diese wiederum ca.  $6 \text{ W/m}^2$  unterhalb einer gänzlichen Vernachlässigung der Flüssigwassertransmission

## Col de Porte: Energiebilanz in W/m<sup>2</sup>

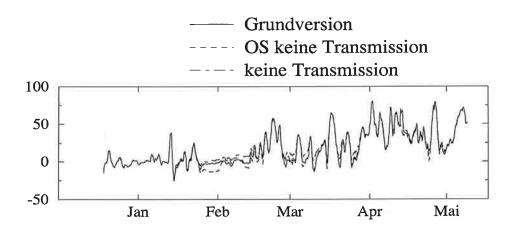


Abb. 5.22: Abhängigkeit der Energiebilanz der Schneedecke von der Parameterisierung der Flüssigwassertransmission für Col de Porte im Zeitintervall 17.12.1988 bis 8.5.1989. Dargestellt sind die gleitenden Mittel über 24 Werte.

Treten Schmelzprozesse in der Oberflächenschicht auf, reduzieren sich die Unterschiede zwischen der Grundversion und dem Sensitivitätsexperiment, das nur in der Oberflächenschicht die Flüsssigwassertransmission vernachlässigt. Beim Einsetzen von Erstarrungsprozessen in der Oberflächenschicht sind die Energiebilanzen der Sensitivitätsexperimente fast identisch. Da die Schmelzprozesse an der Unterkante der Schneedecke auftreten, bewirkt eine gänzliche Vernachlässigung der Flüssigwassertransmission einen verfrühten Abfluß (Abb. 5.23). Das Ausgrenzen der obersten Schicht von diesen Prozessen verändert das Abflußverhalten hingegen nicht

Die Teststudien zum Einfluß des Flüssigwassers auf die Schneedeckensimulation zeigen für mittlere Breiten eine hohe Sensitivität während der gesamten Schneedeckenperiode auf die dritte Phase des Wassers. Eine Vernachlässigung von Flüssigwasser führt zu systematisch geringeren Schneehöhen und Wasseräquivalenten sowie Änderungen in der Temperatur und den Energieflüssen an der Schneeoberfläche, die bis 14 Tagen anhalten können. Schmelzprozesse treten in mittleren Breiten an beiden Grenzflächen der Schneedecke auf. Da in flachen Schneedecken die Phasenübergänge fest/flüssig größtenteils die gesamte Schnee-decke

#### Col de Porte: Abfluß in mm

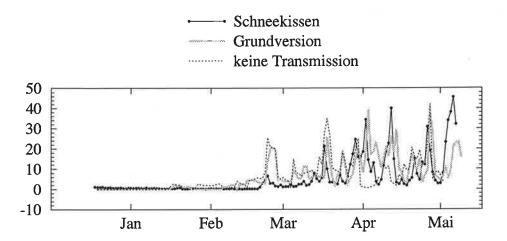


Abb. 5.23: Tagesmittelwerte des beobachteten und simulierten Abflusses mit verschiedenen Ansätzen für die Flüssigwassertransmission für die Meßstation Col de Porte vom 17.12.1988 bis 8.5.1989.

erfassen ist das Speichervermögen für Flüssigwasser alleiniger Steuerungsparameter dieser Prozesse. Für hohe Schneedecken hingegen werden die Flüssigwasserprozesse sowohl durch die Speicherung von Flüssigwasser als auch durch dessen vertikale Verteilung infolge von Flüssigwassertransmission bestimmt. Simulationen, die für alpine Schneedecken ohne eine Parameterisierung der Flüssigwassertransmission durchgeführt werden, bewirken eine zu starke Reduktion der Schneemasse und ein verfrühtes Ablationsende. Wird mit einer groben Parameterisierung für die Flüssigwassertransmission gearbeitet, so erweist es sich als günstig, die Oberflächenschicht von dieser Prozedur auszuschließen. Eine Überschätzung der Flüssigwasserprozesse bewirkt eine Unterschätzung der Variabilität der Oberflächentemperatur der Schneedecke im Frühjahr.

#### 5.3.2 Innere Wärmeleitung

Die feine Struktur von Neuschneekristallen verursacht, daß Schneedecken ein großes Porenvolumen besitzen und die Wärmeleitfähigkeit von locker abgelagertem Neuschnee mit Werten um 0,03 W/(m·K) sehr gering ausfällt. Durch die Alterungsprozesse sinkt das Porenvolumen und die Wärmeleitfähigkeit von Schnee vergrößert sich mit anhaltender Andauer. Zur Parameterisierung dieser Prozesse wird die Wärmeleitfähigkeit von Schnee in Abhängigkeit von der Schneedichte berechnet. Die Parameterisierungsansätze differieren in ihrer Form. Während von Anderson (1976) eine quadratische Abhängigkeit von der Dichte zugrundege-

legt, basiert die Berechnung nach Yen (1981) auf einem Potenzansatz. In atmosphärischen Zirkulationsmodellen wird in der Regel auf eine zeitliche Entwicklung der Wärmeleitfähigkeit von Schnee verzichtet und ein konstanter Wert verwendet. Sensitivitätsexperimente mit verschiedenen Parameterisierungsansätzen für die Wärmeleitfähigkeit von Schnee (Tab. 5.3) wurden für *Gander* und die *Zugspitze* durchgeführt.

Quelle	Berechnungsformel	Koeffizienten	
Grundversion Anderson (1976)	$\lambda_{s} = a_{A} + b_{A} \cdot \rho_{s}^{2}$	$a_A = 0.02$ $b_A = 2.5 \cdot 10^{-6}$	
Yen (1981)	$\lambda_{s} = a \cdot (\rho_{s} / \rho_{w})^{b}$	a = 2,22  W/(m·K) b = 1,88 $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$	-
	$\lambda_{\rm S} = 0.176 \; {\rm W/(m \cdot K)}$		konstanter Wert

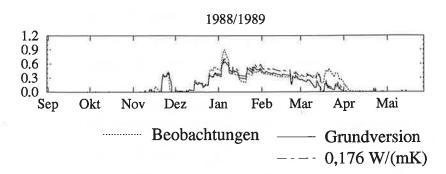
Tab 5.3: Parameterisierungsansätze der Wärmeleitfähigkeit von Schnee  $\lambda_s$ , die in der Grundversion und den Sensitivitätsexperimenten verwendet werden.  $\rho_s$  ist die Schneedichte.

Die Verwendung des Ansatzes von Yen (1981) führt im Vergleich zur Grundversion (mit der Parameterisierung nach Anderson, 1976) in *Gander* zu keinen sichtbaren Änderungen der Schneedeckenentwicklung. Die Werte der Wärmeleitung selbst können an einzelnen Terminen um 0,03,W/(mK) bis 0,05 W/(m·K) differieren.

Die Vernachlässigung der Dichteabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit bewirkt eine Unterschätzung der Schneehöhe während der Akkumulation und eine Überschätzung der Schneehöhe in der Metamorphose- und Schmelzperiode. Die Differenzen zur Grundversion betragen 2 cm bis 10 cm. Das Vorzeichen und der Betrag dieser Abweichungen sind von der Schneefallhäufigkeit, der Metamorphoserate und dem thermischen Zustand des Untergrundes abhängig. Das Wasseräquivalent zeigt in allen vier betrachteten Jahren von Januar bis Mai im Vergleich zur Grundversion eine Erhöhung um ca. 2 cm. Am Beispiel des Jahres 1988/89 sind die Ergebnisse der Schneehöhe und des Wasseräquivalent in Abb. 5.24 gegeben.

Die Energiebilanz weist nur im Januar 1990 größere Änderungen zwischen den Modellversionen auf. In dieser Zeit wird die Energiebilanz bei der Verwendung einer konstanten Wärmeleitfähigkeit von 0,176 W/(m·K) an ca. 5 Tagen im Mittel um 20 W/m² gegenüber der Grundversion erhöht. Diese Abweichungen treten im Zusammenhang mit einer drastischen Reduktion der Schneehöhe von 20 cm auf unter 1 cm auf. Da den Schmelzprozessen tiefe

#### Gander: Schneehöhe in m



#### Gander: Wasseräquivalent in m

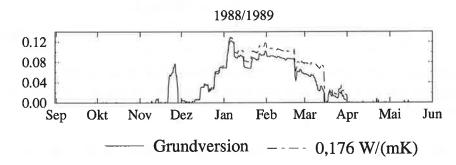


Abb. 5.24: Abhängigkeit der Schneehöhe und des Wasseräquivalents an der Station Gander von der Parameterisierung der Wärmeleitfähigkeit des Schnees für 1988/89.

Temperaturen und Neuschnee vorausgingen, erhöht die konstante Wärmeleitfähigkeit gegenüber der Grundversion die Temperaturdiffusion in die tieferen Schichten. Die Oberflächenschicht verfügt dadurch gegenüber der Grundversion über eine geringere Temperatur und erfährt über die turbulenten Flüsse eine größere Energiezufuhr. Der fühlbare Wärmestrom ist in dieser Zeit im Vergleich zur Grundversion (im gleitenden Mittel über 24 Werte) um 10 W/m² und der latente Wärmestrom um 20 W/m². In der Grundversion wird die Oberflächenschicht rascher auf die Schmelztemperatur erwärmt. Durch Flüssigwassertransmission werden die tieferen Schichten auf die Schmelztemperatur gebracht, so daß zwischen den Modellversionen die Reduktion der Schneehöhe und des Wasseräquivalents nicht differiert.

Die turbulenten Flüsse weisen während der gesamten Schneedeckenperiode Differenzen zwischen den Modellversionen auf. Die Größenordnung dieser Abweichungen liegt zwischen 5 und 10 W/m² für den fühlbaren Wärmestrom bzw. 5 und 15 W/m² für den latenten Wärmestrom. Vorzeichen und Betrag hängen dabei analog zur Schneehöhe von den meteorologischen Bedingungen ab.

## Gander: fühlbarer Wärmefluß in W/m<sup>2</sup>



## Gander: latenter Wärmefluß in W/m<sup>2</sup>

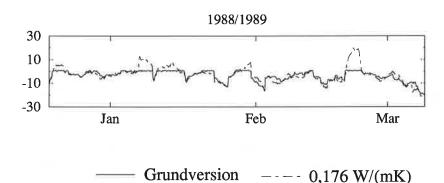


Abb. 5.25: Abhängigkeit der simulierten fühlbaren und latenten turbulenten Wärmeströme an der Station Gander von der Parameterisierung der Wärmeleitfähigkeit des Schnees. Dargestellt gleitende Mittel über 24 Werte für 1988/89.

Die Beeinflussung der Schneedeckensimulation auf der **Zugspitze** ist am Beispiel der Parameterisierung von Yen (1981) und den Resultaten einer konstanten Wärmeleitfähigkeit von 0,176 W/(m·K) gezeigt. Im Vergleich zur Grundversion führt auch auf der Zugspitze eine konstante Wärmeleitfähigkeit zu einer höheren Schneedecke in der Alterungsphase und während der Ablation. Die Schneehöhendifferenzen zwischen den Modellversionen (Abb. 5.26) können auf der Zugspitze allerdings Werte von 1 m ereichen. Die Differenzen in der Schneehöhe, die zwischen der Parameterisierung nach Anderson (1976) und nach Yen (1981) auftreten, betragen zwischen 20 cm und 70 cm und sind vom Vorzeichen für die einzelnen Simulationsperioden verschieden.

Das Wasseräquivalent hingegen wird durch die verschiedenen Parameterisierungen der Wärmeleitfähigkeit von Schnee systematisch verändert. Der Ansatz von Yen (1981) führt ab April gegenüber der Grundversion zu einer Reduktion um 20 cm. Die konstante Wärmeleitfähigkeit von 0,176 W/(m·K) erhöht das Wasseräquivalent ab dem Frühjahr um 10 cm. Die Abweichungen in der Energiebilanz und den turbulenten Flüssen entsprechen dem beschriebenem Verhalten in Gander.

### Zugspitze: Schneehöhe in m

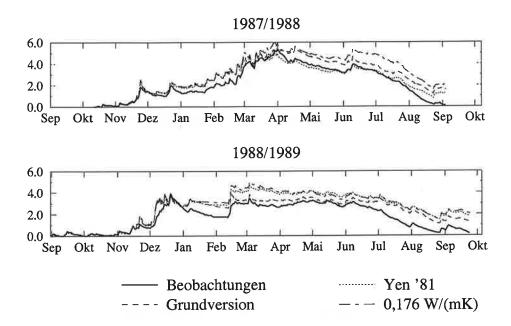


Abb. 5.26: Abhängigkeit der Simulation der Schneehöhe von der Parameterisierung der Wärmeleitfähigkeit von Schnee. Dargestellt sind für die Zugspitze Beobachtungswerte der Schneehöhe und Ergebnisse der Grundversion (Anderson, 1976) sowie unter Verwendung des Ansatzes von Yen (1981) und einer konstanten Wärmeleitfähigkeit. von 0,176 W/(m·K).

Die Ergebnisse der Teststudie zeigen, daß in mittleren Breiten die Schneedeckenentwicklung von der inneren Wärmeleitfähigkeit stark beeinflußt wird. Die Verwendung einer konstanten Wärmeleitfähigkeit bewirkt eine Unterschätzung der Schneehöhe während der Akkumulationsperiode und eine Überschätzung der Schneehöhe in der Metamorphose- und Schmelzperiode. Die Differenzen zur Grundversion betragen für flache Schneedecken maximal 10 cm und können für alpine Stationen 1 m bis 1,5 m erreichen. Auf der Zugspitze treten Abweichung in der Simulation der Schneedecke auch durch die Verwendung verschiedener dichteabhängiger Parameterisierungen der Wärmeleitfähigkeit auf. Das Vorzeichen und der Betrag dieser Differenzen sind dabei von der Schneefallhäufigkeit, der Metamorphoserate und dem thermischen Zustand des Untergrundes abhängig. Änderungen der Parameterisierung der Wärmeleitfähigkeit von Schnee führt sowohl für flache als auch hohe Schnee-dekken zu Änderungen der turbulenten Flüsse im Bereich von 5 W/m² bis 15 W/m², die über die gesamte Schneedeckenperiode anhalten. Die innere Wärmeleitung bestimmt in mittleren Breiten folglich den energetischen Austausch an der Schneeoberfläche mit.

#### 5.3.3 Alterungsprozesse

Die Auswirkungen der Alterungsprozesse und der damit verbundenen Dichteänderung bestehen im wesentlichen in einer Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit des Schnee und dem Anwachsen des Retentionsvermögens. Auf diese Prozesse wird in Kap. 3.3.1 und Kap. 3.3.2 eingegangen. Dieses Kapitel konzentriert sich auf die Wahl der Neuschneehöhe. Eine gute Beschreibung der Werte der Neuschneehöhe ist die Basis für eine numerische Erfassung der Alterungsprozesse und der gesamten Schneedeckenentwicklung. Die Neuschneedichte ist sowohl von den atmosphärischen Temperaturen, insbesondere der Feuchttemperatur, als auch vom Wind abhängig. Temperatur und Feuchtigkeit der Luft bestimmen Form und Ausdehnung der Schneekristalle. Hohe Windgeschwindigkeiten bewirken ein Abschürfen der Neuschneekristalle und führen dadurch zu einer kompakteren Ablagerung und erhöhten Neuschneedichten. Durch Schneeverwehungen werden Schneekörner bereits sedimentierten Schnees und Neuschneekristalle vermischt. Diese Eispartikel unterschieden sich in Struktur und Korngröße. Die Dichte des akkumulierenden Schnees übersteigt dadurch die Neuschneedichte. Diese Effekte sind für arktische Regionen und Bergstationen relevant.

Der Einfluß der Neuschneedichte wird für die Station *Svalbard Lufthavn* analysiert. Die Berechnungsformel der Neuschneedichte nach Anderson (1976) besitzt keine Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Sie besitzt darüber hinaus in der von ihm angegebenen Form nur für Feuchttemperaturen oberhalb von -15 °C Gültigkeit. Diesem Temperaturwert entspricht die Neuschneedichte 50 kg/m³. Für tiefere Temperaturen wird im Modell eine lineare Interpolation angesetzt, wobei für das zweite Wertepaar die Dichte von Wildschnee mit einem Wert von 10 kg/m³ genutzt wird, die bei Temperaturen um -30° C auftritt (Wilhelm, 1975). Es ist davon auszugehen, daß die Neuschneedichte über den verwendeten Ansatz für tiefe Temperaturen mit einem großen Fehler behaftet ist. Die hier analysierte Frage besteht darin, welchen Einfluß die grobe Näherung der Neuschneedichte auf die Schneedeckenentwicklung hat. Da die Schneedecke sehr flach ist, die thermischen Prozesse während des Winters die Schneedeckenentwicklung bestimmen und diese von der vertikalen Höhe abhängig sind, könnte ein relativ großer Einfluß vermutet werden.

Im Sensitivitätsexperiment werden die Simulationen mit der Annahme durchgeführt, daß durch den Windeinfluß die Neuschneedichte einen Wert von 50 kg/m³ nicht unterschreiten. Die Ergebnisse dieser Teststudie zeigen, daß die Modifikationen der Neuschneedichte erst im Mai die Schneedeckenentwicklung beeinflussen. Beim Auftreten von Schmelzprozessen werden zwischen den Grundversionen Differenzen zwischen 2 cm und 3 cm in der Schnee-

höhe und im Wasseräquivalent registriert. Eine generelle Verschiebung der Schneehöhenkurve ist nicht zu verzeichnen. Dies ist darauf zurückzuführen, daß ergiebigere Schneefälle in der Arktis im Zusammenhang mit Warmlufteinbrüchen auftreten, die mit Temperaturen über -15 °C verbunden. Die Neuschneedichte tiefer Temperaturen, für die Anderson (1976) keine Berechnungsformel vorlegt, kann über eine grobe Parameterisierung (z.B. lineare Interpolation) abgeschätzt werden, ohne daß die Schneedeckenentwicklung dadurch stark beeinflußt wird.

### 6 Modellierung der Schneedecke im Klimasystem

#### 6.1 Schneedeckenmodelle für Klimastudien

Von den Verifikationsergebnissen eines Mehrschichtenmodells der Schneedecke (Kap.4) und Sensitivitätsexperimenten der Simulation der Schneedecke unter verschiedenen Klimabedingungen (Kap.5) ausgehend werden in diesem Kapitel auf drei Komplexitätsstufen Schneedeckenmodelle für Klimastudien abgeleitet und die Einsatzmöglichkeiten dieser Parameterisierungen diskutiert.

Teststudien zur Modellstrategie (Kap.5) zeigen, daß eine exakte Beschreibung der Wechselwirkungen zwischen Schneedecke und Atmosphäre nur mit einem Mehrschichtenmodell der Schneedecke möglich ist. Ein derartiges Modell wird in Kap. 4 vorgestellt. Trotzdem dieses Modell alle relevanten Schneedeckenprozesse berücksichtigt, bleibt der Rechenaufwand infolge eines effektiven numerischen Verfahrens auch für hohe Schneedecken gering. Zur Vermeidung einer Vielzahl von Schichten und zur Auflösung der Charakteristika der Grenzschichten (Akkumulation von Neuschnee mit hoher Albedo und geringer Wärmeleitfähigkeit, Durchlaufen von Schmelz- und Erstarrungszyklen) erweist es sich als günstig, Anzahl und Höhe der Schichten als prognostische Variablen einzuführen. Die Schichtenzahl richtet sich nach der Struktur der Schneedecke und liegt in der Regel zwischen 2 und 5 Schichten. Als innere Prozesse der Schneedecke werden vom Modell die Wärmeleitung, die Phasenumwandlungen des Wassers (Schmelz- und Erstarrungsprozesse, Verdunstung), die vertikale Wasserdampfdiffusion und die Absorption kurzwelliger Strahlung berechnet. Über eine Parameterisierung werden die Alterungsprozesse (systematische Anderung von Schneedichte und Albedo) und die Flüssigwassertransmission berücksichtigt. Innere Parameter, die die Schneedeckenentwicklung steuern, sind:

- die Wärmeleitfähigkeit des Schnees
- das Speichervermögen für Flüssigwasser (Retentionsvermögen)
- die Transmissionsrate des Flüssigwassers
- die Metamorphoseraten (Dichteänderung durch Settling, Kompaktion, Wind)
- · die Dichte und Temperatur von Neuschnee
- der Extinktionskoeffizient

Die Schneedeckenentwicklung wird zu einem Großteil durch die Prozesse an den Grenzflächen zur Atmosphäre und dem Untergrund bestimmt. Die Grenzflächenflüsse sind die kurz- und langwellige Strahlung, die turbulenten Energie- und Massenflüsse an der

Schneeoberfläche, der Bodenwärmestrom, der Massen- und Energiegewinn der Schneedecke durch Regen und der Abfluß von Schmelz- und Regenwasser.

Die Grenzflächenparameter der Schneedecke sind:

- die Albedo (Neuschneealbedo, Alterung in kaltem und feuchtem Schnee)
- die Abhängigkeit der Albedo vom Strahlungsfeld (Wolken, Sonnenwinkel)
- die Wärmeübergangszahl zum Boden
- die Rauhigkeitshöhe der Schneedecke
- das Emissionsvermögen

Die Wärmeübergangszahl zwischen Schneedecke und Untergrund ist vom Vegetationstyp abhängig. Für vegetationsfreie Verhältnisse entspricht die Wärmeübergangszahl der Wärmeleitfähigkeit des Bodens und ist somit kein Schneedeckenparameter. In Simulationen, in denen das Schneedeckenmodell mit meteorologischen Beobachtungsdaten angetrieben wird, sind die Schneefall- und Regenrate und die turbulenten Flüsse zu bestimmen.

Das mehrschichtige Schneedeckenmodell ist zur Simulation der saisonalen Schneedecke unter verschiedenen Klimabedingungen (Arktis, mittlere Breiten, alpine Regionen) sehr gut geeignet. Die Entwicklung der temporären Schneedecke wird mit einer großen Genauigkeit berechnet (vgl. Kap. 4.2). Schwierigkeiten sind nur dann zu verzeichnen, wenn hohe Windgeschwindigkeiten zu heftigen Schneeverwehungen und einer starken Windkompaktion führen.

Die Implementierung eines Mehrschichtenmodells der Schneedecke in Klimamodelle ist jedoch nur dann sinnvoll, wenn die Genauigkeit der anderen Komponenten des Klimasystems damit im Einklang steht. Eine stark vereinfachte Parameterisierung der Bodenhydrologie kann beispielsweise die Informationen eines exakt ermittelten Schmelzwasserabflusses nur unzureichend verarbeiten. Große Simulationsfehler der Schneefallraten stellen die Notwendigkeit einer guten Auflösung der Schneedecke mit einem Mehrschichtenmodell ebenfalls in Frage. Nachfolgend wird deshalb auf zwei einfachere Modellkonzepte, eine Zweischichtenversion und ein Schneedeckenmodell mit nur einer Schicht, eingegangen.

Ein Vereinfachung eines Mehrschichtenmodells stellt eine **Zweischichtenversion** dar. Dieser Modelltyp wird in Kap. 5.2 eingeführt und auf sein Simulationsverhalten im Rahmen einer Sensitivitätsstudie detaillierter eingegangen. Durch die Lage der Gitterpunkte an der Oberfläche und Unterkante der Schneedecke wird die Oberflächentemperatur direkt bestimmt und die Austauschprozesse zwischen Schneedecke und Atmosphäre bzw. dem Untergrund können noch relativ gut beschrieben werden. Eine Trennung der Prozesse beider Grenzflächen ist möglich. Die Modellphysik der Zweischichtenversion entspricht dem

Mehrschichtenmodell (Kap. 4.1). Die prognostischen Variablen sind die Schneealbedo, die Schichthöhe, die Schneetemperatur, die Schneedichte und der Flüssigwassergehalt. Als innere Prozesse werden die Wärmeleitung, die Phasenumwandlungen des Wassers, die vertikale Wasserdampfdiffusion und die Absorption kurzwelliger Strahlung berechnet. Die Speicherung von Flüssigwasser, die Alterungsprozesse, die Albedoänderung und die Flüssigwassertransmission werden parameterisiert. Eine Schneedecke wird aufgebaut, falls Schneefall zu einer Schneehöhe von mindestens 3 mm führt. Die Initialschneedecke besteht aus zwei Schichten gleicher Höhe. Bei erneutem Schneefall wird der Neuschnee der obersten Schicht zugerechnet und die Parameter der Oberflächenschicht massengewichtet bestimmt. Die Neuschneedichte wird in Abhängigkeit der Feuchttemperatur nach Anderson (1976) gesetzt. Der Temperatur des Neuschnees wird der Wert der Feuchttemperatur zugewiesen. Im Gegensatz zum Mehrschichtenmodell werden in der Zweischichtenversion die Schichten am Ende jedes Zeitschrittes unter massengewichteter Berechnung der Schneeparameter zu einer Schicht zusammengefaßt und aus diesem Schneepaket wieder 2 Schichten gleicher Höhe aufgebaut.

Die Voraussetzung für eine gute Simulation der Schneedecke mit einer Zweischichtenversion ist allerdings, daß die Prozesse der Flüssigwasserphase und die vertikalen Gradienten in der Schneedecke eine untergeordnete Rolle spielen. Für die Station Gander, die diesen Bedingungen nicht entspricht, treten im Jahresmittel systematische Abweichungen zwischen der Zweischichtenversion und dem Mehrschichtenmodell auf (Kap. 5.2). Die Differenzen betragen für den energetischen Austausch 1 W/m² bis 12 W/m². Die Temperatur an der Schneeoberfläche, die die langwellige Ausstrahlung der Schneedecke und den turbulenten Austausch zwischen Schneedecke und Atmosphäre kontrolliert, wird im Tagesmittel um 10 K verschoben. Das Einsatzgebiet dieses Modelltyps beschränkt sich folglich auf die trokkenen Schneedecken der arktischen Breiten bzw. Schneedecken der mittleren Breiten, in denen nur in der Ablationsperiode Schmelzprozesse stattfinden.

Die mittleren Breiten, die Zone höchster Baroklinität, sind für die Klimadynamik jedoch eine äußerst wichtige Region. Eine genaue Beschreibung der Prozesse in dieser Zone ist für die Simulation des globalen Klimas essentiell. Da eine Zweischichtenversion (und alle weiteren Vereinfachungsstufen) die Schneedecke in mittleren Breiten nur unzureichend reproduziert, existiert die Notwendigkeit, ein Mehrschichtenmodell der Schneedecke in globale Klimamodelle zu implementieren. Verstärkt wird diese Forderung auch dadurch, daß in Sensitivitätsexperimenten an der temporären Schneegrenze und durch deren Verschiebung große Änderungen auftreten und daß die beobachteten Trends in Richtung flachere Schneedecken gehen. In Szenarienexperimenten (z.B. zum erhöhten Treibhauseffekt) ist die Schneedecke

integrierter Bestandteil von Klimasignalen und kann als Indikator für Klimaänderungen herangezogen werden. Dafür ist eine adäquate numerische Beschreibung Voraussetzung.

Modelle, die nur eine Schneeschicht betrachten, wurden von Verseghy (1991) und Douville et al. (1995) für die Klimamodelle des kanadischen und französischen Wetterdienstes entwickelt. Sie bieten den Vorteil, daß sie sich in die historisch gewachsene Struktur atmosphärischer Zirkulationsmodelle einfügen, in denen für die Schneedecke nur eine Schicht vorgesehen ist und eine relativ einfache Form der Berechnung der Schneedecke darstellen. Als prognostische Variablen werden die Albedo, die Schneedichte, eine Oberflächentemperatur der Schneedecke und eine mittlere Schneetemperatur verwendet. Die Speicherung von Flüssigwasser und damit verbunden Phasenübergänge, die eine wichtige Wärmequelle der Schneedecke verkörpern, werden vernachlässigt.

Die Albedoänderung wird als Zeitfunktion parameterisiert, wobei ein linearer Ansatz (Douville et al., 1995 für kalte Perioden) bzw. exponentielle Alterungsfunktionen (Verseghy, 1991; Douville et al., 1995 für Temperaturen um den Gefrierpunkt) genutzt werden. Eine Temperaturfunktion ist nicht geeignet, da sie zu einem verfühten Abschmelzen der Schneedecke (für Col de Porte um ca. 8 Tage) führt. Die Wärmeleitfähigkeit wird in Abhängigkeit der Schneedichte nach Mellor (1977) oder Yen (1981) berechnet. Die Verwendung einer konstanten Wärmeleitfähigkeit bewirkt eine Unterschätzung der Schneehöhe während der Akkumulationsperiode und eine Überschätzung der Schneehöhe in der Metamorphose- und Schmelzperiode. Sowohl für flache als auch hohe Schneedecken sind dadurch Änderungen der turbulenten Flüsse im Bereich von 5 W/m² bis 15 W/m², die über die gesamte Schneedeckenperiode anhalten. Die Neuschneedichte wird in beiden Modellen auf den Wert 100 kg/m³ gesetzt. Für die Alterungsfunktion der Schneedichte wird ein exponentieller Ansatz verwendet, der von Verseghy (1991) entwickelt wurde.

Ausgewählte Eigenschaften der Schneedecke (Schneehöhe, Albedo, Oberflächentemperatur) können von diesen Modellen relativ gut reproduziert werden (Douville et al., 1995). Eine Vernachlässigung des Flüssigwassers führt jedoch dazu, daß die Schneemasse nicht exakt bestimmt wird. Diese ist für das integrale Wärmespeichervermögen und für den Abfluß von großer Bedeutung. Für tiefe Temperaturen werden die Tagesmittelwerte der Oberflächentemperatur der Schneedecke um 2 K bis 5 K unterschätzt (Douville et al., 1995). Die Ursache dafür liegt in der Vernachlässigung des Flüssigwassers und in der Schwierigkeit der Trennung von Oberflächentemperatur und mittlerer Schneetemperatur beim Verwenden von nur einer Schicht. Während die Oberflächentemperatur der Schneedecke die Austauschflüsse zwischen Schneedecke und Atmosphäre kontrolliert, legt die mittlere Schneetemperatur den

Zeitpunkt des Auftretens von Schmelzprozessen fest. Besitzt das Modell nur eine Schicht, muß eine der Temperaturen aus dem Wert der anderen abgeleitet werden.

Da für Schneedeckenmodelle mit nur einer Schicht die Simulationen flacher Schneedecken in mittleren Breiten mit einem großen Fehler behaftet sein können, ist diese Modellkategorie für globale Klimamodelle nicht geeignet. Fehler treten sowohl bei der Bestimmung des Ablationsendes als auch bei der Abschätzung der Energie- und Massenflüsse an der Schneederfläche während der Schneedeckenperiode auf. Die Einführung von Flüssigwasser in diese Modelle wird nur begrenzt eine Verbesserung hervorbringen, da erst die gesamte Schneedecke erwärmt werden muß, bevor Schmelzprozesse einsetzen. Ein Durchlaufen von Schmelz- und Erstarrungszyklen, das in mittleren Breiten häufig auftritt und sowohl die Schneedeckenentwicklung als auch die Austauschflüsse zur Atmosphäre stark beeinflussen, kann nicht reproduziert und seine Auswirkungen nur schwer numerisch erfaßt werden.

#### 6.2 Schneedeckenmodellierung im Hamburger Klimamodell ECHAM

Ein Ziel dieser Arbeit bestand in der Entwicklung eines mehrschichtigen Schneedeckenmodells für das Hamburger Klimamodell ECHAM. In diesem Kapitel wird die derzeitig implementierte Schneedeckenparameterisierung beschrieben, auf Defizite eingegangen und die speziell für das ECHAM konzipierte Version eines Mehrschichtenmodells vorgestellt. Offene Fragen werden angesprochen und Lösungsvorschläge aufgeführt.

### 6.2.1 Schneedeckenparameterisierung in ECHAM4

Die grundlegenden Eigenschaften des globalen Hamburger Klimamodells sind ausführlich in Roeckner et al. (1992) dargestellt. Das Schneedeckenmodell ist integrierter Bestandteil des Bodenschemas und wird im Unterprogramm SURF aufgerufen. Das Modell beruht auf der Berechnung der Energiebilanz der Schneedecke unter Berücksichtigung der kurz- und langwelligen Strahlung, der turbulenten Flüsse ander Schneeoberfläche und dem Bodenwärmestrom. Zur Abschätzung des Bodenwärmestromes wird die Bodentemperatur des vorherigen Zeitschrittes genutzt. Die prognostischen Schneevariablen sind die Oberflächentemperatur des Schnees, die mittlere Schneetemperatur, das Wasseräquivalent und die Albedo. Zur Differenzierung von mittlerer Schneetemperatur und der Schneeoberflächentemperatur wird ein lineares Temperaturprofil zugrunde gelegt. Das Modell arbeitet mit konstanten Werte der Schneedichte (300 kg/m³) und der Wärmeleitfähigkeit (0,22 W/mK). Die Schneealbedo wird als Funktion der Oberflächentemperatur der Schneedecke berechnet (Tab. 5.1).

Der Energieaustausch der Schneedecke mit der Atmosphäre und dem Untergrund führt zu einer Temperaturänderung kalten Schnees. Bei Schneedecken mit einer Temperatur von 273,16 K und einer positiven Energiebilanz werden Schmelzprozesse simuliert. Eine Schneeschmelze setzt jedoch erst ein, wenn sowohl die Temperatur der obersten Bodenschicht als auch die Schneeoberflächentemperatur die Schmelztemperatur erreicht haben. Die Berechnung der Schneeparameter ist vom Wasseräquivalent der Schneedecke und der Temperaturdifferenz zwischen Schneedecke und oberster Bodenschicht abhängig. Unterschreitet das Wasseräquivalent der Schneedecke einen Wert von 2,5 cm und übersteigt die Temperaturdifferenz zwischen der Schneedecke und der obersten Bodenschicht 0,2 K, so wird ein Energieaustausch zwischen Atmosphäre, Schneedecke und Boden simuliert, ohne daß die Wärmeleitung in der Schneedecke berücksichtigt wird. Der mittleren Schneetemperatur und der Oberflächentemperatur werden der Wert der Bodentemperatur der obersten Schicht zugewiesen. Eine Schmelze der Schneedecke tritt ein, falls die Bodentemperatur am Ende des Zeitschrittes die Schmelztemperatur überschreitet. Ist hingegen die Differenz zwischen der Schneedecke und der obersten Bodenschicht am Beginn des Zeitschrittes kleiner als 0,2 K, erhalten die Schneetemperaturen gleichfalls den Wert der obersten Bodenschicht. Ein Energieaustausch findet jedoch nur zwischen Atmosphäre und Boden statt. Liegt das Wasseräquivalent oberhalb des Schwellenwertes von 2,5 cm, werden für eine Schneetemperatur kleiner als die Schmelztemperatur oder ein negatives Energiebudget der Schneedecke Wärmeleitungsprozesse simuliert und die Schneetemperatur berechnet. Ein Korrekturschritt sichert, daß die Schneetemperatur einen oberen Grenzwert von 273,16 K besitzt.

Die wesentlichen Defizite des Schneedeckenmodells in ECHAM4 bestehen in der Vernachlässigung der Flüssigwasserphase und der Verwendung zeitunabhängiger Schneeparameter. Die beim Gefrieren von Regen und gespeichertem Schmelzwasser auftretenden Phasenübergänge stellen eine wichtige Wärmequelle der Schneedecke dar. Da die Erstarrungsprozesse nicht simuliert werden und durch die Verwendung eines Boxmodells ein starkes nächtliches Auskühlen, das nur in einer sehr kleinen Oberflächenschicht stattfindet, nicht aufgelöst werden kann, kann die Schneeoberflächentemperatur mit relativ großen Fehlern behaftet sein. Die systematische Alterung der Schneedecke, die zu einem Anwachsen von Schneedichte und Wärmeleitfähigkeit und einer Reduktion der Albedo führt, bleibt unberücksichtigt. Die Parameterisierung der Schneealbedo über eine Temperaturfunktion kann mit unrealistischen Abschätzungen des Wasseräquivalents verbunden sein (vgl. Kap. 5.1.1) und zu einem um 14 Tagen bis 1 Monat verfrühten Einsetzen des Ablationsendes der Schneedecke führen. Die großen vertikalen Temperaturgradienten, die bei hyperbolischen Temperaturprofilen möglich sind und bis 5 K/cm betragen können, kann ein Boxmodell nicht reproduzieren. Sensi-

tivitätsstudien, die zur Frage der Komplexität von Schneedeckenmodellen für Klimastudien durchgeführt wurden (Kap. 5), zeigen, daß die oben aufgezählten Vereinfachungen nicht geeignet sind, um das Ablationsende der Schneedecke und die Wechselwirkungen von Schneedecke und Atmosphäre adäquat zu beschreiben. Ein weiteres Problem ist in der Parameterisierung der Gletscher zu sehen. Dieses Problem betrifft die Landeisgebiete von Grönland und der Antarktis. Derzeitige Versionen des Klimamodells verwenden eine feste Gletschermaske. Das Wasseräquivalent der Schneedecke wird für diese Gebiete auf 10 m gesetzt. Die Akkumulation von Schneefall ist nicht möglich. Gletschergebiete werden auch im Rahmen dieser Arbeit ausgegrenzt.

#### 6.2.2 Mehrschichtenmodell der Schneedecke für ECHAM4

Das Mehrschichtenmodell der Schneedecke ist als integrierter Bestandteil des Bodenmodells formuliert. Temperaturdiffusion und Flüssigwassertransmission werden für die gesamte vertikale Säule bestehend aus Schnee- und Bodenschichten berechnet. In zukünftigen Modellversionen sollten zusätzlich die Interaktionen mit der Biosphäre und die vertikalen Diffusionsprozesse berücksichtigt werden. Für die Schneedecke werden im Bodenmodell fünf Schichten reserviert. Diese Anzahl ist maximal möglich. Da nicht alle Gitterpunkte über eine Schneedecke verfügen und die Schneedecke ein saisonales Phänomen darstellt, sind die Schichthöhen und die aktuelle Anzahl der Schneeschichten prognostische Variablen. Die weiteren prognostischen Variablen des Modells ind die Schneealbedo, die Schneetemperatur, die Schneedichte und der Flüssigwassergehalt (vgl. Tab. 4.1). Die Schichthöhen werden in Abhängigkeit der vertikalen Struktur und vertikalen Inhomogenität der Schneedecke berechnet. Die entsprechende Prozedur wird in den Kapiteln 4.1.3 und 5.2 beschrieben. Die Gitterpunkte liegen in der Mitte der Schicht. Eine Ausnahme stellt die oberste Schneeschicht dar. Für die Grenzschicht zur Atmosphäre ist der Gitterpunkt auf der Schneeoberfläche. Eine Schneedecke wird initialisiert, falls Schneefall zu einer Höhe von mindestens 3 mm führt. Für geringe Wasseräquivalente wird nicht mehr von einer vollständigen Schneebedeckung der Gitterzelle ausgegangen. Der Anteil der schneebedeckten Fläche an der Gitterfläche CSN wird analog zu Blondin(1988) nach der Formel

$$CSN = min\left(1, \frac{w_q}{w_{qmax}}\right)$$

bestimmt, wobei  $w_q$  das Wasseräquivalent der Schneedecke ist und  $w_{qmax}$  der Wert 70 mm zugewiesen wird. Um die Prozesse an den Grenzflächen auflösen zu können, besteht eine Schneedecke immer aus mindestens 2 Schichten. Die minimale Schichthöhe wird auf 1 cm

gesetzt. Für Schneedecken unterhalb von 2 cm werden die Schichten am Ende jedes Zeitschrittes massen- und energiegewichtet zusammengefaßt und wiederum zwei Schichten aufgebaut. Eine Neuschneeschicht muß mindestens eine Höhe von 3 mm besitzen. Als innere Prozesse der Schneedecke werden die Wärmeleitung, die Phasenübergänge des Wassers, vertikale Massentransporte durch Wasserdampfdiffusion und Flüssigwassertransmission, die Alterungsprozesse (Settling, Kompaktion, Albedoänderung) und die Absorption kurzwelliger Strahlung simuliert.

Das kombinierte Boden- Schneedecken-Modell ist wie folgt strukturiert: Aus der Oberflächentemperatur der Schneedecke oder des Bodens wird die explizite langwellige Ausstrahlung und die Ableitung dieses Flusses nach der Temperatur berechnet. Anschließend wird die Verdunstung an der Oberfläche abgeschätzt. Die Verdunstungsflüsse werden separat für Schneeflächen, den tiefen Boden und das Interzeptionsreservoir von Boden und Vegetation bilanziert. Danach werden die in der Schneedecke stattfindende Massenumlagerungen infolge vertikaler Wasserdampfdiffusion bestimmt. Das Eindringen von Regenwasser in die Schneedecke wird simuliert. Dieses Flüssigwasser wird im Falle feuchten Schnees gespeichert und führt bei der Überschreitung eines Sättigungswertes (Retentionsvermögen) zur Transmission von Flüssigwasser in die darunterliegenden Schichten und den Boden.

Diesen Berechnungen folgt die numerische Lösung der Gleichungssystems der Wärmeleitung für das Gesamtsystem Boden-Schneedecke. Die Energieaustauschflüsse mit der Atmosphäre werden in impliziter Form (über eine Taylorentwicklung) berücksichtigt. Quellterme dieses Systems sind die latenten Wärmeflüsse und die Absorption der kurzwelligen Strahlung in der jeweiligen Schicht. Falls die berechnete Schneetemperatur über 273,16 K liegt, wird ein Korrekturschritt eingefügt. Bei der Wärmeleitung besitzt diese Schicht im Korrekturschritt eine Temperatur von 273,16 K und die "überschüssige" Energie wird zum Schmelzen verwendet. Der Schmelzwasserabfluß in den Boden wird auf den Abfluß durch Regenwasser addiert. Tritt nach der Temperaturdiffusion Flüssigwasser in einer Schicht mit Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes auf, setzen Erstarrungsprozesse ein.

Als Alterungsprozesse der Schneedecke werden die Zunahme der Schneedichte infolge des Settlings und der Kompaktion und die Änderung der Schneealbedo simuliert. Schneefall wird der obersten Schicht zugeschlagen, falls die Neuschneehöhe 3 mm unterschreitet. Zur Reduktion der Schichtenanzahl wird die Möglichkeit einer Schichtenzusammenfassung untersucht. Die Temperaturdifferenz der angrenzenden Schichten darf dafür 3 K nicht überschreiten. Außerdem muß die Dichtedifferenz unterhalb von 150 kg/m³ liegen und der Schneetyp (kalter Schnee, feuchter Schnee, Eisschichten) gleich sein. Die horizontale

Bedeckung der Gitterfläche wird bestimmt. Es schließen sich daran die Berechnung der Interzeption und die Abschätzung der komplexen Prozesse der Bodenhydrologie an, auf die an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden soll.

Das Defizit dieses Modells besteht darin, daß noch keine Modifikationen durch den Vegetationstyp eingeführt wurden. Emissionsvermögen der Schneedecke, Albedo, Wärmeübergangszahl zwischen Schneedecke und Untergrund sowie die turbulenten Flüsse werden jedoch durch die Vegetation beeinflußt. Ein weiteres Ziel besteht darin, die Albedo von der Ablagerungsrate von Fremdpartikeln und die Flächenmittlung der Schneebedeckung von der Topographie und dem Vegetationstyp abhängig zu gestalten.

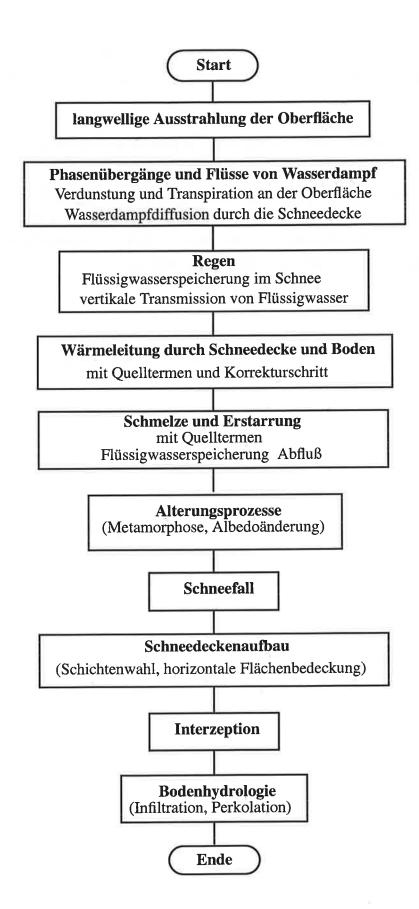


Abb. 6.1: Programmablaufplan des Bodenschemas SURF (Klimamodell ECHAM) mit einem integrierten Mehrschichtenmodell einer Schneedecke

## 7 Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wird anhand von Beobachtungsdaten und den Ergebnissen numerischer Experimente die Klimarelevanz von Schneedecken untersucht. Ein Schneedeckenmodell wird entwickelt, das die Wechselwirkungen zwischen Schneedecke, Atmosphäre und Untergrund umfassend beschreibt und für Klimastudien geeignet ist. Eine Version dieses Schneedeckenmodells wurde speziell für das Hamburger Klimamodell ECHAM formuliert.

Zur Einordnung rezenter Schneedecken in die Klimadynamik wurde eine Übersicht erarbeitet, die beobachtete Trends der Schneedecke im Dekadenbereich zusammenfassend darstellt. Diese Studie zeigt, daß die Schneedeckenentwicklung der letzten Jahrzehnte signifikante Anderungen aufweist, die in einer Reduktion der nordhemisphärischen Schneefläche und einer Vorverlagerung des Endes der Ablationsperiode bestehen. Die Ursachen dafür können sowohl in einem erhöhten Treibhauseffekt der Atmosphäre als auch in einer verstärkten Verunreinigung von Atmosphäre und Schneeoberfläche gesehen werden. Zur Einschätzung der Ergebnisse ist zu sagen, daß die betrachteten Datenreihen mit 25 bis 30 Jahren relativ kurz sind, den Trends relativ hohe interannuelle Schwankungen überlagert sind und regional unterschiedliche Trends auftreten. Eine Gegenüberstellung der zeitlichen Entwicklung von Schneedecke, Temperatur, Zirkulation und Strahlungsbilanz läßt darauf schließen, daß Schneeanomalien ein integrierter Bestandteil von Klimasignalen sind und zum Auffinden von Klimaänderungen herangezogen werden können. Da die Schneedecke im Vergleich zum Niederschlag ein wesentlich günstigeres Signal-zu-Rausch-Verhältnis besitzt, ist sie potentiell als hydrologische Komponente für eine multivariate Fingerprintmethode (analog zur univariaten Fingerprintmethode für die Temperatur nach Hegerl et al., 1995) geeignet. Die regional unterschiedlichen Trends werfen die Frage nach einem großräumigen Zusammenhang von Schneeanomalien und Änderungen der Zirkulation auf. Ein Bindeglied kann dabei im stratosphärischen Wirbel gesehen werden. Ein anormal stark ausgebildeter stratosphärischer Wirbel kann über Wechselwirkungen mit der troposphärischen Zirkulation die Schneedecke beeinflussen. Mit ihm ist eine verstärkte Südwestströmung in der Troposphäre über Eurasien gekoppelt, die zu milden Wintern in Europa und verstärktem Schneefall über dem asiatischen Kontinent führt (Perlwitz and Graf, 1995; Graf et al., 1995).

Zur Analyse des Schneedeckenverhaltens unter erhöhtem Treibhauseffekt wurden die Ergebnisse einer Szenariorechnung mit dem Hamburger Klimamodell ECHAM herangezogen. Diesen Abschätzungen zufolge bewirkt eine Verdreifachung der atmosphärischen Koh-

lendioxidkonzentration auch Veränderungen der nordhemisphärischen Schneedecke. Diese bestehen in einer allgemeinen Reduktion der Schneedecke und einem speziellen Reaktionsmuster des Wasseräquivalents. Die Verringerung der Schneedecke drückt sich in einer Abnahme der Anzahl der Schneetage und einer zeitlichen Vorverlagerung des Rückzugsdatums aus. Das Anomaliemuster des Wasseräquivalents weist einen Ost-West-Gradienten über Eurasien und einem Nord-Süd-Gradienten über dem nordamerikanischen Kontinent auf. Eine Erhöhung der Schneemasse ist von November bis Mai über Sibirien und dem nördlichen Teil Nordamerikas zu verzeichnen. Eine Verringerung tritt in allen Monaten über Europa und dem südlichen Teil Nordamerikas auf. Diese Schneedeckenanomalien sind mit Änderungen des Strahlungshaushaltes an der unteren Grenzfläche der Atmosphäre und einen modifizierten Schmelzwasserabfluß in die Ostsee (Verringerung) und den arktischen Ozean (Erhöhung) verbunden.

Der zweite Schwerpunkt der Arbeit ist der Simulation der Schneedecke als Komponente des Klimasystems gewidmet. Zur Untersuchung der notwendigen Modellkomplexität für Klimastudien wurde ein Mehrschichtenmodell einer Schneedecke entwickelt, das auf einem effektiven numerischen Schema beruht und alle relevanten Schneedeckenprozesse berücksichtigt. Dieses Modell basiert auf grundlegenden physikalischen Prinzipien und verwendet entsprechend dem Intervall der Antriebsdaten einen Zeitschritt zwischen einer und drei Stunden. Zur Verifikation des Modells wurden Datensätze aus verschiedenen Regionen (Arktis, mittlere Breiten, Gebirgsregionen) herangezogen. Das Schneedeckenmodell berechnet mit einer großen Genauigkeit die Entwicklung der temporären Schneedecke unter allen betrachteten Klimabedingungen. Lediglich auf der extrem exponierten Zugspitze treten größere Abweichungen auf. In die Verifikation des Modells wurden die Schneehöhe, das Wasseräquivalent, die Schneealbedo und die Oberflächentemperatur der Schneedecke einbezogen. Eine weitere Verbesserung der Simulationsgüte des mehrschichtigen Schneedeckenmodells ist durch die Auflösung der Prozesse der Flüssigwassertransmission, die Berücksichtigung der Windkompaktion und die Parameterisierung der Albedoänderung durch Fremdpartikeln möglich. Der Einfluß verschiedener Vegetationstypen, der zu einer Modifikation von Albedo, Wärmeübergang zum Boden und der turbulenten Flüsse führt, wurde in den bisherigen Betrachtungen noch vernachlässigt.

Mit dem Ziel einer Vereinfachung des Mehrschichtenmodells der Schneedecke wurden Sensitivitätsexperimente durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Teststudien zeigen, daß die wichtigen Schneeparameter die Albedo, das Flüssigwasserspeichervermögen, die Transmissionsrate von Flüssigwasser, die Neuschneedichte und die Alterungsraten der Schneedichte sind.

Darüber hinaus ist die Schneedeckensimulation sensitiv von der Formulierung des turbulenten Austausches an der Schneeoberfläche, der Parameterisierung des Wärmeüberganges zum Boden, der inneren Wärmeleitung und die Wahl der Schneeschichten abhängig. Der Grad der Verunreinigung der Schneeoberfläche, der die Albedo in Regionen mit einer stark verschmutzten Atmosphäre festlegt, kann über die Sedimentationsrate von Aerosolen zusätzlich ins Modell eingeführt werden und zu einer weiteren Verbesserung der Simulation beitragen.

Wird die Schneealbedo mit einem Temperaturansatz beschrieben wird, können große Fehler auftreten. Die zeitlich gerichtete Änderung der Albedo wird mit einem Temperaturansatz nicht richtig erfaßt. Die Oberflächentemperatur der Schneedecke zeigt für die alpine Station Col de Porte im Tagesmittel Abweichungen im Bereich von 0,1 K bis 4,2 K. Das Ablationsende wird um ca. 8 Tage zu früh erreicht.

Unter allen betrachteten Klimabedingungen tritt eine hohe Sensitivität auf die Formulierung des turbulenten Austausches an der Schneeoberfläche auf. Die Verwendung verschiedener Turbulenzschemata ruft sowohl Veränderungen der Verdunstung als auch ein unterschiedliches Abschmelzverhalten der Schneedecke hervor. Die turbulenten Flüsse differieren im Tagesmittelwert um 5 W/m² bis 15 W/m². Der Bulk-Ansatz nach Anderson (1976) ist mit Flüssen verbunden, die betragsmäßig systematisch größer sind als die von den stabilitätsabhängigen Schemata der Grundversion und nach Louis (1979) berechneten.

Die inneren Prozesse der Speicherung und Transmission von Flüssigwasser, die vertikale Wärmeleitung innerhalb der Schneedecke sowie der Wärmeübergang zum Boden sind für mittlere Breiten während der gesamten Schneedeckenperiode wichtige Einflußfaktoren. Eine Vernachlässigung der Flüssigwasserphase führt zu einer allgemeinen Reduktion der Schneedecke, die in der Schneemasse 1 bis 10 % geringer ausfällt. Die Flüssigwassertransmission erweist sich für alpine Schneedecken als zusätzlicher relevanter Schneeparameter. Verschiedene Parameterisierungsansätze der Flüssigwassertransmission führen zu Änderungen der Tagesmittel der Oberflächentemperatur (1,5 bis 2 K), des Wasseräquivalents (10 bis  $30~\mathrm{cm}$ ) und der Energiebilanz der Schneeoberfläche (2 bis  $20~\mathrm{W/m^2}$ ). Die innere Wärmeleitung beeinflußt in mittleren Breiten die turbulenten Wärmeflüsse und die Energiebilanz der Schneeoberfläche. Wird eine konstante Wärmeleitfähigkeit für Schnee verwendet, so erfolgt eine Überschätzung der Wärmeleitung während der Akkumulation und eine Überschätzung in der Alterungsphase und der Ablationsperiode. Für hohe alpine Schneedecken auf der Zugspitze bewirkt ein Anstieg der Bodentemperatur um +0,5 K eine Schneehöhenabnahme um -30 cm bis -40 cm und eine Reduktion des Wasseräquivalents um -20 cm bis -30 cm. Das Ablationsende wird um 14 Tage bis 1 Monat vorverlegt.

Die Erfassung aller klimarelevanten Wechselwirkungen zwischen Schneedecke, Atmosphäre und Untergrund erfordert die Verwendung eines Mehrschichtenmodells der Schneedecke. Einfache Parameterisierungsansätze können bei Temperaturen um den Gefrierpunkt mit großen Fehlern behaftet sein. Die Ergebnisse numerischer Teststudien zeigen, daß zur Simulation der Schneedecken mittlerer Breiten die Auflösung der vertikalen Temperatur-, Dichte- und Feuchtegradienten innerhalb der Schneedecke notwendig ist. Die Temperatur der Schneeoberfläche, die den turbulenten Austausch zwischen Schneedecke und Atmosphäre kontrolliert und die langwellige Ausstrahlung der Schneedecke festlegt, wird für flache Schneedecken der mittleren Breiten mit vereinfachten Modellversionen z.T. stark fehlerhaftet reproduziert. Das Abflußverhalten wird dann ebenfalls nicht vollständig erfaßt, wodurch Änderungen der simulierten Schneemasse und des Ablationsende hervorrufen werden. In den Übergangsjahreszeiten gelten diese Aussagen auch für die Schneedecken hoher Breiten. Die Randgebiete der Schneebedeckungen stellen andererseits klimasensitive Zonen dar, die für die Ausbildung der Zirkulationsverhältnisse eine große Bedeutung besitzen. Die simulierte Variabilität des Klimasystems und die Vertrauenswürdigkeit der Ergebnisse numerischer Experimente hängen entscheidend von der Simulationsgüte der Region der mittleren Breiten ab.

Eine Version des mehrschichtigen Schneedeckenmodells wurde als integrierter Bestandteil des Bodenschemas des Klimamodells ECHAM formuliert. Dieses Modell verwendet maximal fünf Schneeschichten und geht für geringe Schneehöhen von einer partiellen Schneebedeckung aus. Die durch die Implementierung des Mehrschichtenmodells in ECHAM hervorgerufenen Änderungen des mittleren Klimazustandes und dessen Variabilität sind anhand mehrere Experimente aufzufinden. Modifikationen der Schneedecke durch den vorherrschenden Vegetationstyp sind in das Modell einzubringen.

Die Betrachtungen dieser Arbeit konzentrieren sich auf Schneedecken über Landgebieten. Eine Analyse der Schneebedeckung von Meereis ist jedoch auch von großen Interesse. Meereis selbst ist wie die Schneedecke ein Indikator für Klimaänderungen. Infolge eines erhöhten Treibhauseffektes treten für die Meereisbedeckung des Ozeans und das Meereisvolumen signifikante Verschiebungen des mittleren Zustandes auf. Veränderte Schneefallraten und Modifikationen der Luft- und Wassertemperaturen können in der Randzone des Meereises zu drastischen Klimaänderungen führen. Schneedecken auf Meereis modifizieren diese Wechselwirkungsmechanismen von Meereis und Atmosphäre. Der nächste Schritt der Untersuchung der Klimarelevanz von Schneedecken wird in der Kopplung eines thermodynamischen Meereismodells mit einem Schneedeckenmodell und der Analyse der Struktur dieses Systems unter verschiedenen klimatischen Randbedingungen (Temperaturerhöhung

von Atmosphäre oder Ozean, Schneefallanomalien etc.) bestehen. Im weiteren Verlauf der Untersuchungen wird mit Hilfe verschieden komplexer Schneedeckenmodelle das Verhalten des Systems Ozean-Meereis-Schneedecke-Atmosphäre unter erhöhten Treibhauseffekt betrachtet.

Eine andere Weiterführung dieser Arbeit wird in der Implementierung des mehrschichtigen Schneedeckenmodells in regionale Klimamodelle gesehen. Anhand von Episodenrechnungen kann der Einfluß von Schneedecken auf die Klimadynamik durchgeführt werden. Beispielsweise können aus den Differenzen eines schneearmen und eines schneereichen Winters Rückschlüsse auf die dynamischen Änderungen infolge von Schneeanomalien gezogen werden. In diesem Zusammenhang bietet sich eine vergleichende Betrachtung der Winter 1986/87 und 1992/93. Die Abhängigkeit dieser Ergebnisse von der Komplexität der verwendeten Schneedeckenparameteriserung ist zu untersuchen.

#### 8 Literatur

Anderson, E. A., 1976: "A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover", NOAA Technical Report NWS 19, US Dept. Commerce Washington DC, 150 S.

Andreas, E. L., 1987: "A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice", Bound. Lay. Meteorol. 38, 159-184.

Bader, H.; R. Haefeli und E. Bucher, 1939: "Der Schnee und seine Metamorphose", Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser. Hydrologie, Bern.

Barnett, T. P.; L. Dümenil, U. Schlese, E. Roeckner and M. Latif, 1989: "The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations", J. Atm. Science, 46, 661-685.

Bauer, H.; E. Heise, J. Pfaendtner, V. Renner und P. Schmidt, 1983: "Entwicklung un Erprobung eines ökonomischen Modells zur Vorhersage von Oberflächenparametern im Rahmen des Klimamodells", Abschlußbericht, DWD, Abt. Forschung.

Baumgartner, A. und H. J. Liebscher, 1990: "Lehrbuch der Hydrologie Bd. 1 Allgemeine Hydrologie", Gebrüder Borntraeger, Berlin, 673 S.

Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: "On flux parameterization over land surfaces for atmospheric models", J. Appl. Meteor., 30, 327-341.

Bengtsson, L.; K. Arpe, E. Roeckner and U. Schulzweida, 1994: "Climate Predictability experiments with a general circulation model", Rep. 145, MPI f. Meteorol., Hamburg, pp.45.

Blondin, C., 1988: "Research on Land Surface Parameterization Schemes at ECMWF", Workshop Proceedings, ECMWF, October 1988.

Blöschl, G.; R. Kirnbauer und D. Gutknecht, 1987: "Zur Berechnung des Wärmeeintrages an einem Punkt der Schneedecke", Deutsche Gewässerkundl. Mittl. 31(5),149-155.

Bohren, C. F. and B. R. Barkstrom, 1974: "Theory of optical properties of snow", J. Geophys. Res., 79(30), 4527-4535.

Brown, R. D. and B. E. Goodison, 1994: "Recent Observed Trends and Modelled Interannual Variability in Canadian Snow Cover", Proc. Eastern Snow Conference (in prep.)

Brun, E.; P. David, M. Sudul and G. Brunot, 1992: "A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting", J. Glaciol. 38(128), 13-22.

Bultot, F.; D. Gellens, B. Schädler and M. Spreafico, 1994: "Efffects of Climate Change on Snow Accumulation and Melting in the Broye Catchment (Switzerland)", Clim. Change, 28, 339-363.

Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL), 1954: "Depth of snow cover in the Northern Hemisphere", Arctic Constr. and Frost Effects Lab., New England Division, U.S. Army Corps of Engineers, 18 pp.,

Cubasch, U.; K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Santer and R. Sausen, 1992: "Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model", Clim. Dyn., 8,55-69.

Cubasch, U.; J. Waszkewitz, G. Hegerl and J. Perlwitz, 1995: "Regional climate changes as simulated in time-slice experiments", Rep. 153., MPI für Meteorol., Hamburg.

Colbeck, S. C., 1973: "A Theory of Metamorphism in wet Snow", USACE CRREL, Hanover, Res. Rep. 313.

Dey, B.; O. Bhanu Kumar and S.N. Kathuria, 1984: "Himalayan snow cover and the Indian summer monsoon activity", Final Rep., NSF Grant ATM-8109177, Howard University, Washington, 30 S.

**Dickson, R. R., 1984**: "Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall - An extention of the Hahn-Shukla Results", J. Clim. Appl. Meteor. 23, 171-173.

**Dirmhirn, I., 1953**: "Einiges über die Reflexion der Sonnen- und Himmelsstrahlung an verschiedenen Oberflächen", Wetter und Leben 5(3/4), 86-94.

**Douville, H.; J. F. Royer and J. F. Mahfouf, 1995**: "A new snow parameterization for the METEO-FRANCE Climate Model, part I: Validation in stand-alone experiments", J. Climat. (in press)

**Dunkle, R. V. and J. T. Bevans, 1956**: "An approximate analysis of the solar reflectance and transmittance of a snow cover", J. Meteorol., 19, 212-216.

Flohn, H., 1974: "Background of a geophysical model for the initiation of the next glaciation", Quat. Res. 4, 385-404.

Foster, J. L.; J. W. Winchester and E. G. Dutton, 1992: "The Date of Snow Disappearance on the Arctic Tundra as Determined from Satellite, Meteorological Station and Radimentric In Situ Observations", IEEE Transact. Geosc. and Remote Sens. 30 (4), 793-798.

Garratt, J. R., 1992: "The Atmospheric Boundary Layer", S. 87-88, Cambridge University Press, New York.

Geiger, R., 1961: Das Klima der bodennahen Luftschicht", Braunschweig.

**Graf, H. F., 1989**: "Response of the T21-atmosphere to a north-polar global radiation deficit", in: Climate Simulations with the ECMWF T21 Model in Hamburg, part III, Diagnostic of Response Experiments, Techn. Rep. 7, Meteorolog. Inst. Univ. Hamburg, 211-232.

**Graf, H.F.; J. Perlwitz, I. Kirchner and I. Schult, 1995**: "On the interrelationship between recent climate trends, ozone changes and increased greenhouse gas forcing", in: NATO ASI Series, Subseries I "Global Environmental Change", Vol. 32, edited by W. C. Wang and I. S. A. Isaksen, 39-46.

Gray, D. M. and D. H. Male, 1981: "Handbook of Snow", Pergamon Press Toronto, 776 S.

Gray, D. M. and P. G. Landine, 1987: "Albedo model for shallow prairie snow covers", Can. J. Earth. Sci., 24, 1760-1768.

- Groisman, P. Y.; T. R. Karl, R. W. Knight and G. L. Stenchikov, 1994a: "Changes of Snow Cover, Temperature and Radiative Heat Balance over the Northern Hemisphere", J. Clim., 7(11), 1633-1656.
- Groisman, P. Y.; T. R. Karl and R. W. Knight, 1994b: "Observed Impact of Snow Cover on the Heat Balance and the Rise of Continental Spring Temperatures", Sci. 263, 198-200.
- Gutzler, D. S. and R. D. Rosen, 1992: "Interannual Variability of Wintertime Snow Cover across the Northern Hemisphere", J. Climat. 5(12), 1441-1447.
- Hahn, D. G. and J. Shukla, 1976: "An apparent relationship between snow cover and Indian monsoon rainfall", J. Atm. Sci. 33, 2461-2462.
- Hall, D. K.; J. L. Foster and A. T. C. Chang, 1992: "Reflectance of Snow as Measured In Situ and from Space in Sub-Arctic areas in Canada and Alaska", IEEE Transact. geoscience and Remote Sensing, 30 (3), 634-637.
- Hegerl, G.C.; H. v. Storch, K. Hasselmann, B. D. Santer, U. Cubasch and P. D. Jones, 1995: "Detecting Anthropogenic Climate Change with an Optimal Fingerprint Method", J. Clim., in press.
- Idso, S. B., 1981:" A set of equations for full spectrum and 8-14  $\mu$ m and 10.5-12.5  $\mu$ m thermal radiation from cloudness skies", Water Resour. Res. 17(2), 295-304.
- Jordan, R., 1991: "A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover", USACE CRREL, Hanover, Spec. Rep. 91-16.
- Kalkstein, L. S.; P. C. Dunne and R. S. Vose, 1990: "Detection of Climatic Change in the Western North American Arctic Using a Synoptic Climatological Approach", J. Clinat. 3, 1153-1167.
- Kimball, B. A., S. B. Idso and J. K. Aase, 1982: "A model of thermal radiation from partly cloudy and overcast skies", Water Resour. Res. 18(4), 931-936.
- Kodera, K. and M. Chiba, 1989: "West Siberian Snow Cover and East Asian June 500 mb Height", Papers in Meteorology and Geophysics, 40(1), 39-50.
- König, G., 1985: "Roughness Length of an Antarctic Ice Shelf", Polarforsch. 55(1), 27-32.
- Ledley, T. S., 1991: "Snow on Sea Ice: Competing effects in shaping climate", J. Geophys. Res., 96(17) D9,195-17,208.
- Linke, F. und F. Bauer, 1970: "Meteorologisches Taschenbuch", 2. Auflage, Akad. Verlagsgesellschaft Leipzig, 712 S.
- Loth, B.; H. F. Graf and J. M. Oberhuber, 1993: "Snow Cover Model for Global Climate Simulations", J. Geophys. Res. 98(20) D6, 10,451-10,464.
- Louis, J. F., 1979: "A parametric model of vertical eddy fluxes in the Atmosphere", Bound. Lay. Meteorol., 17, 187-202.
- Manz, D. H., 1974: "Interaction of solar radiation with snow", M. Sc. Thesis, Dept. Agric. Eng. Uni. Sask., Saskatoon.

Marshall, S. E., 1989: A Physical Parameterization of Snow Albedo for use in Climate Models, NCAR/CT-123, University of Washington, pp. 161.

Mercalli, L. and S. Paludi, 1995: "Snow cover trend in the Western Italian Alps: the case study of Stura di Lanzo Valleys", in prep.

Morris, E. M., 1989:" Turbulent Fluxes over Snow and Ice", J. Hydrol. 105, 205-223.

**Peixoto, J. P. and A. H. Oort, 1992**: "Physics of Climate", American Institute of Physics, New York, pp. 520.

**Perlwitz, J. and H. F. Graf, 1995**: "Greenhouse Warming Experiments with the ECHAM3-Model Using the Time-Slice Method for 2xCO2 and 3xCO2", Rep., MPI f. Meteorol., Hamburg, in Vorbereitung.

Perlwitz, J. and H. F. Graf, 1995: "The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation in northern hemispheric winter", J. Clim. 8(10), 2281-2295.

Richtmyer, R. D. and K. W. Morton, 1967: "Difference Methods for Initial-Value Problems", Wiley&Sons, 405 S.

Randall, D. A.; R. C. Cess, J. P. Blanchet, S. Chalita, R. Colman, D. A. Dazlich; A. D. del Genio, E. Keup, A. A. Lacis, H. Le Treut, X. Z. Liang, B. J. Mc Avaney, J. F. Mahfouf, V. P. Meleshko, J. J. Morcrette, P. M. Norris, G. L. Potter, L. Rikus, E. Roeckner, J. F. Royer, U. Schlese, D. A. Sheinin, A. P. Sokolov, K. E. Taylor, R. T. Wetherald, I. Yagai and M. H. Zhang, 1994: "Analysis of Snow Feedbacks in Fourteen General Circulation Models", J. Geophys. Res. 99(21) D6, 20, 760-20,771.

Robinson, D. A. and K. F. Dewey, 1990: "Recent Secular Variations in the Extent of Northern Hemisphere Snow Cover", Geophys. Res. Letters, 17(10), 1557-1560.

Robinson, D. A., F. T. Keimig and K. F. Dewey, 1991: "Recent variations in Northern Hemisphere snow cover, Proc. 15th An. Climate Diagn. Workshop, Asheville, NC, 219-224.

Roeckner, E.; K. Arpe, L. Bengtson, S. Brinkop, L. Dümenil, M.Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert and M. Windelband, 1992: "Simulations of the present-day climate with the ECHAM model; impact of model physics and resolution", Rep. 93., MPI für Meteorol., Hamburg.

Rohrer, M. B.; L. N. Braun and H. Lang, 1993: "Long-Term Records of Snow Cover Water Equivalent in thye Swiss Alps, 1: Analysis", Nordic Hydrology, 25, 53-64.

Ropelewski, C. F.; A. Robock and M. Mason, 1984: "Comments on 'An apparent relationship between Eurasian spring snow-cover and the advance period of the Indian summer monsoon', J. Clim. Appl. Meteor. 23, 341-342.

Rowntree, P., 1993: "Global and regional patterns of climate change: recent preditions for the Arctic", CRTN 43, Hadley Centre, Bracknell.

Sausen, R.; S. Schubert and L. Dümenil, 1994: "A model of river runoff for use in coupled atmosphere-ocean models", J. Hydrol. 155, 337-352.

Schult, I., 1991: "Bildung und Transport von Aerosolteilchen in der Stratosphäre und ihre Bedeutung für den Strahlungshaushalt", Examensarbeit Nr. 11, MPI für Meteorol., 142 S.

Schutz, C. and L. D. Bregman, 1987: "Global annual snow accumulation by month", The RAND Corporation, Santa, Monica, N-2551-AF.

Siemer, A., 1988: "Eindimensionales EBM einer Schneedecke unter Berücksichtigung der Flüssigwassertransmission, Ber. Inst. Meteorol. und Klimatol. Univ. Hannover, 34, 126 S.

Sommerfeld, R. A. and E. La Chapelle, 1970: "The Classification of Snow Metamorphism", J. Glaciol. 55(9), 3-17.

Stull, R. B., 1988: "An Introduction to Boundary Layer Meteorology", Kluwer Academic, Hingham, Mass., 666 S.

Trenberth, K. E., 1990: "Recent observed interdecadal climate changes in the northern hemisphere", Bull. Amer. Meteorol. Soc. 71(7), 988-993.

Verseghy, D. L., 1991: CLASS - A Canadian land surface scheme for GCMs, I: soil model, J. Climatol. 11,111-133.

Walsh, J. E., 1993: "Observational and Modeling Studies of the Influence of Snow Anomalies on the Atmospheric Circulation", in: Shukla, J. "Prediction of the Interannual Climate Variations", NATO ASI Series 6, 89-105.

Warmser, C. und V. N. Lykossov, 1995: "On the Friction Velocity during Blowing Snow", Beitr. Phys. Atmosph., February, 85-94.

Wieringa, J., 1993: "Representative Roughness Parameters for Homogeneous Terrains", Bound. Lay. Meteorol. 63, 323-363.

Wilhelm, F., 1975: "Schnee- und Gletscherkunde", 434 S., de Gruyer, Berlin.

Wiscombe, J. W. and S. G. Warren, 1980: "A Model for the Spectral Albedo of Snow I: Pure Snow", J. Atmos. Sci. 37, 2712-2733.

World Meteorological Organization (WMO), 1986: Intercomparison of models of snow-melt runoff, WMO Oper. Hydrol. Rep. 23, WMO Publ. 646, Geneva.

Yeh, T. C.; R. Wetherald and S. Manabe, 1983: "A model study of the short term climatic and hydrological effects of sudden snow-cover removal", Mon. Weath. Rev. 111, 1013-1024.

Yen, Y., 1981: "Review on Thermal Properties of Snow, Ice and Sea Ice", USACE CRREL, Hanover, Spec. Rep. 81-10.

## Symbolliste

Symbol	physikalische Größe	Einheit
$\alpha_{\rm s}$	integrale Schneealbedo	dimensionslos
$\alpha_0$	Schneealbedo bei wolkenfreiem Himmel und der Sonne im Zenit	dimensionslos
$c_r$	Retentionsvermögen (Massenverhältnis)	dimensionslos
c <sub>s</sub>	Wärmekapazität von Schnee	J·kg <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup>
CSN	schneebedeckter Anteil der Gitterzelle	dimensionslos
D	Diffusionskoeffizient für Wasserdampf im Schnee	m <sup>6</sup> ·kg <sup>-1</sup> ·s <sup>-1</sup>
$D_0$	Diffusionskoeffizient für Wasserdampf im Schnee bei den Standardbedingungen 1000 hPa und 273.15 K	m <sup>6</sup> ·kg <sup>-1</sup> ·s <sup>-1</sup>
es	Sättigungsdampfdruck von Wasser	Pa
γ	Extinktionskoeffizient von Schnee	m <sup>-1</sup>
h <sub>s</sub>	Gesamtschneehöhe	m
$\lambda_{\mathbf{b}}$	Wärmeleitfähigkeit des Bodens	W·m <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup>
$\lambda_{\mathrm{s}}$	Wärmeleitfähigkeit im Schnee	W·m <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup>
M	Massenbilanz der Schneedecke	kg·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup>
M <sub>a</sub>	Oberflächenabfluß	kg'm <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup>
M <sub>r</sub>	Regenintensität	kg·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup>
M <sub>s</sub>	Schneefallintensität	kg·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup>
$M_{vS}$	turbulenter Wasserdampffluß an der Schneeoberfläche	kg·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup>
N <sub>cl</sub>	Wolkenbedeckungsgrad	dimensionslos
p <sub>0</sub>	Referenzdruckwert	Pa
$p_A$	Luftdruck	Pa
Q	Energiebilanz der Schneedecke	W·m <sup>-2</sup>
Q <sub>b</sub>	Bodenwärmestrom	W·m <sup>-2</sup>
Q <sub>e</sub>	latenter turbulenter Wärmestrom	W·m <sup>-2</sup>
Q <sub>h</sub>	fühlbarer turbulenter Wärmestrom	W·m <sup>-2</sup>
$Q_G$	Globalstrahlung	W·m <sup>-2</sup>

Symbol	physikalische Größe	Einheit
$Q_{G0}$	Globalstrahlung bei wolkenfreien Verhältnissen	W·m <sup>-2</sup>
Q <sub>hpr</sub>	Wärmeeintrag durch Regen	W·m <sup>-2</sup>
Q <sub>l</sub>	langwellige Strahlungsbilanz	W·m <sup>-2</sup>
Qs	kurzwellige Strahlungsbilanz	W·m <sup>-2</sup>
R <sub>v</sub>	Gaskonstante von Wasserdampf	J·kg-1·K-1
$\rho_{\rm s}$	Schneedichte	kg·m <sup>-3</sup>
T <sub>b</sub>	Bodentemperatur	K
$T_0$	Referenztemperatur	K
$T_{M}$	Schmelztemperatur von Wasser	K
$T_s$	Schneetemperatur	K
v	Wasserdampfkonzentration im Schnee	kg·m <sup>-3</sup>
$\mathbf{w}_{\mathbf{q}}$	Wasseräquivalent der Schneedecke	m
W <sub>qmax</sub>	Grenzwert des Wasseräquivalents für vollständige Schneedeckung einer Gitterzelle	m
w <sub>s</sub>	Flüssigwassergehalt im Schnee	kg·m <sup>-3</sup>
W <sub>smax</sub>	maximal möglicher Flüssigwassergehalt einer Schneemasse $\rho_s \dot{\cdot} h_s$	kg·m <sup>-3</sup>
Z	Vertikalkoordinate	m ,

## **ANHANG**

Anhang I: Programmablaufplan des Schneedeckenmodells

Anhang II: Turbulenzschemata nach Anderson (1976) und Louis (1979)

## ANHANG I: Programmablaufplan des Schneedeckenmodells

	Start Initialschneedecke
Massenflüsse an der Schneeoberfläche	Addition von Schneefall Massen-, Schneehöhen- und Albedoänderung
	<b>Eindringen von Regenwasser: Abfluß M</b> <sub>a</sub> Speicherung in feuchtem Schnee, Erstarrung in kaltem Schnee vertikale Transmission von Flüssigwasser
	Sublimation, Kondensation, Verdunstung: M <sub>vs</sub> <sup>n</sup> an der Schneeoberfläche
interne Wasser- dampfdiffusion	vertikale Wasserdampfdiffusion im Schnee Massenumlagerung entlang eines Temperaturgradienten
	latente Wärmeleitung im Schnee Quellterm für Temperaturdiffusion oder Schmelze/Erstarrung
Energieflüsse an der Schneeoberfläche	absorbierte Globalstrahlung $\alpha Q_g$ Quellterm für Temperaturdiffusion oder Schmelze/Erstarrung
	langwellige Strahlungsbilanz Q <sub>l</sub> <sup>n</sup> Quellterm für Temperaturdiffusion oder Schmelze/Erstarrung
	<b>turbulente Wärmeflüsse Q<sub>h</sub><sup>n</sup>, Q<sub>e</sub><sup>n</sup></b> Quellterm für Temperaturdiffusion oder Schmelze/Erstarrung
Prozesse innerhalb der Schneedecke Korrektur der Energieflüsse	Wärmeleitung in kaltem Schnee mit berechneten Quelltermen Flüsse: Q <sub>l</sub> <sup>n+1</sup> ,Q <sub>h</sub> <sup>n+1</sup> , Q <sub>e</sub> <sup>n+1</sup> ,Q <sub>b</sub> <sup>n+1</sup> , M <sub>vs</sub> <sup>n+1</sup>
	Schmelze in feuchtem Schnee, Erstarren => Schneemasse <sup>n+1</sup> mit berechneten Quelltermen Flüssigwasserspeicherung in feuchtem Schnee, Erstarrung bei negativem Energiebudget, Flüssigwassertransmission, Abfluß M <sub>a</sub> Erstarren beim Eindringen in kalten Schnee
	Alterungsprozesse (Metamorphose, Albedoänderung, Schichtenwahl) Schneeparameter: $T_s^{n+1}$ , $\rho_s^{n+1}$ , $w_s^{n+1}$ , $h_s^{n+1}$ , Schichtenanzahl $n+1$ $\alpha_s^{n+1}$
	Ende

Modellstruktur des Schneedeckenmodells. n symbolisiert den Wert der Schneeparameter am Beginn des Zeitschrittes. n+1 stellt den impliziten Wert der Größen, d.h. den Wert am Ende des Zeitschrittes dar.

# ANHANG II: Turbulenzschemata nach Anderson (1976) und Louis (1979)

#### Berechnung der turbulenten Flüsse nach ANDERSON (1976)

Mit einem Bulk-Ansatz werden der turbulente Wasserdampffluß  $M_{VS}$  und der fühlbare Wärmefluß  $Q_h$  wie folgt berechnet:

$$M_{VS} = 25 \cdot 10^{-9} \cdot ((e_A - e_{sf}) \cdot u)$$

$$Q_h = \frac{p_A \cdot c_p}{0,622} \cdot 25 \cdot 10^{-9} \cdot u \cdot (T_A - T_{sf})$$

u ist die Windgeschwindigkeit.  $e_A$  -  $e_{Sf}$  und  $T_A$  -  $T_{sf}$  sind die Differenzen der Temperatur und des Wasserdampfdruckes zwischen der Atmosphäre und der Schneeoberfläche.  $p_A$  symbolisiert den Luftdruck.  $c_p$  ist die spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck. In dieser Formel werden die Windgeschwindigkeit, die Temperatur und der Wasserdampfdruck der Atmosphäre im Referenzniveau 1 m benötigt. Die Meßwerte der Windgeschwindigkeit, die in einer Meßhöhe von 10 m bestimmt wird, und die Meßwerte der Temperatur und des Wasserdampfdruckes, die im Meßniveau 2 m genommen werden, werden auf die Referenzhöhe von 1m extrapoliert. Die Extrapolation der Windgeschwindigkeit wird mit der Annahme eines logarithmischen Windprofils unter Verwendung einer Rauhigkeitshöhe von  $10^{-4}$  m durchgeführt. Für die Temperatur und den Wasserdampf wird für die Extrapolation auf die Referenzhöhe von 1 m ein Potenzansatz verwendet, wobei die Exponenten 1/6 und  $2,7\cdot10^{-3}$  analog zu Siemer(1988) genutzt wurden.

#### Berechnung der turbulenten Flüsse nach LOUIS (1979)

Das Turbulenzschema nach Louis (1979) und die in Kap. 4.1 als Referenzversion vorgestellte Bestimmung der turbulenten Flüsse unterscheiden sich in der Wahl der Stabilitätsfunktionen, wobei in beiden Ansätze die Parameterisierung über die Bulk-Richardson-Zahl verläuft. Fühlbarer Wärmefluß  $Q_h$  und Wasserdampffluß  $M_{VS}$  werden analog zur Referenzversion nach den Gleichungen

$$Q_h = \rho_A \cdot c_p \cdot c_H \cdot (T_A - T_{sf})$$

$$M_{VS} = \rho_A \cdot c_E \cdot u \cdot (q_A - q_{sf})$$

berechnet.  $\rho_A$  und  $c_p$  stellen die Luftdichte bzw. die spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck dar. u,  $T_A$  und  $q_A$  sind die Windgeschwindigkeit, die Lufttemperatur und die relative Luftfeuchtigkeit in einer Referenzhöhe  $z_R$ .  $T_{sf}$  ist die Schneeoberflä-

chentemperatur und  $q_{sf}$  die spezifische Feuchte an der Schneeoberfläche, zu deren Bestimmung der Sättigungswert des Dampfdruckes herangezogen wird. Die Berechnung der Transferkoeffizienten  $c_H$  und  $c_E$  unterscheidet sich zur Referenzversion (Kap. 4.1). Im Louis-Schema werden sie nach den Gleichungen

$$c_H = \left(\frac{\kappa}{\ln(z_R/z_0)}\right)^2 \cdot f_H$$

$$c_E = c_{DN} \cdot \sqrt{z_R/z_0}$$

bestimmt, worin

$$c_{DN} = \left(\frac{\kappa}{\ln(z_R/z_0)}\right)^2$$

und  $\kappa$  die von-Karman-Konstante sind. Der von-Karman-Konstante wird der Wert 0,41 zugewiesen. Für die Rauhigkeitshöhe  $z_0$  wird der Wert  $1\cdot 10^{-4}$  m gewählt. Die in Abhängigkeit von der Stabilität der Atmosphäre gesetzte Größe  $f_H$  wird in Abhängigkeit der Bulk-Richardson-Zahl  $R_B$  gesetzt.

$$f_{H} = \begin{bmatrix} 1 - 15 \cdot R_{B} / \left( 1 + 75 \cdot c_{E} \cdot \sqrt{-R_{B}} \right) falls \ R_{B} < 0 \\ \frac{1}{1 + 15 \cdot R_{B} / \left( \sqrt{1 + 5 \cdot R_{B}} \right)} falls \ R_{B} > 0 \end{bmatrix}$$

Die Bulk-Richardson-Zahl R<sub>B</sub> ist definiert als:

$$R_B = \frac{g}{T_{sf}} \cdot \frac{z_R}{u^2} \cdot (T_A - T_{sf} + 0.608 \cdot T_A \cdot (q_A - q_{sf}))$$

wobei g = 9.81 m.s-2 die Erdbeschleunigung ist.

#### **Danksagung**

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Klaus Hasselmann, der es mir ermöglichte, in der kreativen Atmosphäre des Max-Planck-Instituts für Meteorologie diese Arbeit anzufertigen. Herrn Dr. Hans-F. Graf möchte ich ganz herzlich für seine Betreuung und die äußerst anregenden Diskussionen danken. Mein Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. Klaus Fraedrich für sein Interesse und die Begutachtung dieser Arbeit.

Für die freundschaftliche Unterstützung, Hilfsbereitschaft und konstruktive Kritik bei der Fertigstellung dieser Arbeit möchte ich mich bei meinen Kolleginnen und Kollegen des "Schlumper Obergeschosses" und den "ECHAM-boden- und strahlungs-orientierten" Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Instituts bedanken.

Für die Bereitstellung der verwendeten Datensätze sei Frau Oberregierungsrätin G. Rosenhagen vom Seewetteramt Hamburg, den Mitarbeitern der Tiroler Wasserkraftwerke AG in Innsbruck, insbesondere Frau Anja Klebelsberg, und den Herren Dr. Eric Brun und Eric Martin vom Centre d'Etudes de la Neige Grenoble herzlich gedankt.

Ferner möchte ich Kathrin und Timo Neubert, Annett Kienert, Michael Penk, Anke Gebhardt, Bernadette Walter und Katja Pehlke für ihre persönliche Anteilnahme danken.